Lithologisch-differenzielle Kompaktion von Sedimenten in den Akkretionskeilen von Barbados und Nankai: Eine Interpretation von Bohrlochmessungen aus ODP Bohrungen

Dissertation

zur Erlangung des Grades
einer Doktorin der Naturwissenschaften

vorgelegt von
Sabine Hunze
aus Hannover

genehmigt von der
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Technischen Universität Clausthal

Tag der mündlichen Prüfung:
16. Mai 2003

Fakultätsdekan:	Prof. Dr. J. Fertig
Referent:	Prof. Dr. H.-J. Kümpel
Co-Referent:	Prof. Dr. H.-J. Gursky

Kurzfassung

Die Akkretion von Sedimenten in ozeanischen Tiefseegräben ist ein initialer Schritt beim Prozess der Gebirgsbildung und des kontinentalen Krustenwachstums. Akkretionskeile stellen natürliche Laboratorien zur Erkundung dieser Prozesse dar und unterscheiden sich deutlich von Sedimentbecken im Hinblick auf sedimentphysikalische Eigenschaften, sedimentäre Kompaktion und Fluidmigration. Im Rahmen des Ocean Drilling Programs wurden umfangreiche, qualitativ hochwertige Logging While Drilling (LWD) Bohrlochmessungen (natürliche Radioaktivität, Dichte, Neutronenporosität, spezifischer elektrischer Widerstand, Photoelektrischer Faktor, Bohrlochdurchmesser) in den Akkretionskeilen von Barbados/Karibik (Leg 171A) und Nankai/Japan (Leg 196) durchgeführt. Die Interpretation dieser in situ Messungen auf der Grundlage des Elektrofazies-Prinzips nach Serra (1984) erlaubt es, die lithologischen, mineralogischen und geophysikalischen Eigenschaften der Formationen zu bestimmen. Grundlage der Interpretation ist das Kalibrieren der Bohrlochdaten an den Lithologien der Kerne. Insbesondere bei hohem Kernverlust helfen die Bohrlochmessungen, Lücken zu schließen und mit Hilfe statistischer Methoden (wie der Diskriminanzanalyse) eine vollständige Charakterisierung der lithologischen Sequenzen vorzunehmen. Das Ergebnis der lithologischen Rekonstruktion sind kontinuierliche Lithosäulen mit definierten lithologischen Eigenschaften für jede im Rahmen der Bohrfahrten abgeteufte Bohrlokation.

Ziel der vorliegenden Arbeit war es, durch den Vergleich der Akkretionskeile von Barbados und Nankai Zusammenhänge zwischen ihrem strukturellen Aufbau einerseits und der lithologischen Zusammensetzung, den sedimentphysikalischen Eigenschaften, der lithologisch-differenziellen Kompaktion, der lateralen Kompaktionskomponente und den Fluidwegsamkeiten andererseits aufzuzeigen.

In Akkretionskeilen ist neben der in Sedimentbecken vorhandenen vertikalen Komponente der Kompaktion (durch sedimentäre Auflast) eine zusätzliche laterale Komponente (durch Subduktion) vorhanden. Um diese zu bestimmen, wurde untersucht, ob und wie sich Kompaktionskurven (Porosität gegen Tiefe) in Akkretionskeilen, differenziert nach Lithologien, mit fortschreitender Akkretion unterscheiden. Dabei ergab sich eine geringe Abhängigkeit der Kompaktion von der jeweiligen lithologischen Zusammensetzung. Vermittels des Dekompaktierens der bei der Akkretion versenkten Schichten erfolgt ein rechnerisches Zurücksetzen in ihre Ausgangstiefe, wodurch ihre Anfangsporosität extrapoliert werden kann. Die Porositätsdifferenz zwischen einer Bohrlokation außerhalb und einer innerhalb des Akkretionskeils gibt die laterale Komponente der Kompaktion an, da beide Lokationen nach der Dekompaktion mit übereinstimmenden Tiefen, also gleicher vertikaler Auflast verglichen werden. Diese Differenz ist in Barbados größer als in Nankai. Insgesamt ist die vertikale Komponente der Kompaktion in beiden Akkretionskeilen größer als die laterale.

Um schließlich frei werdende Fluidmengen und deren Einfluss auf die Entwicklung des Akkretionskeils nachzuzeichnen, wurden geringmächtige Schichtpakete (<5 m) zwischen benachbarten Sites korreliert, d.h. charakteristische Trends der LWD Bohrlochmessungen parallelisiert. Diese Betrachtung gibt Aufschluss über die Änderung der Schichtmächtigkeit und der Porosität und damit indirekt über die Änderung des Wassergehalts im Sediment. Es zeigt sich, dass die Abnahme der Mächtigkeit der Schichtpakete in Barbados bei fortschreitender Akkretion in den Maximalwerten etwas stärker (26%) als in Nankai (18%) ist. Zugleich ist die Porositätsabnahme innerhalb einer Schicht im Profil etwas größer als innerhalb einer Bohrlokation in unterschiedlichen Schichten. Die aus der Porosität berechneten Permeabilitäts-Logs zeigen in beiden Akkretionskeilen nur geringe Fluiddurchlässigkeiten.

Vorwort

MENTE ET MALLEO (mit Verstand und Hammer) steht über der Eingangstür des Instituts für Geologie und Paläontologie der Bonner Universität. Ein Satz, der mich von Beginn meines Studiums an begleitet und fasziniert hat. Jedoch hätte ich damals nicht gedacht, dass dieses Fach eine solche Begeisterung wecken würde, die mich schließlich zu dieser Promotionsarbeit geführt hat.

Es gibt einige Personen, bei denen ich mich an dieser Stelle bedanken möchte: Prof. Dr. Hans-Joachim Kümpel und Prof. Dr. Hans-Jürgen Gursky für die Begutachtung der Arbeit, Christian Bücker und Warner Brückmann für die intensive und motivierende Betreuung, Thomas Wonik für die engagierte Übernahme der Betreuung in Hannover und die regelmäßige Begutachtung des aktuellen Stands der Arbeit, Anne Bartetzko und Gerald Gabriel für kritische Anmerkungen und konstruktive Verbesserungsvorschläge in der Endphase der Arbeit, Karin Große für zahlreiche praktische Tipps und weitreichende Unterstützung und ganz besonders meinem Mann Guido für seine Geduld, sein Verständnis und die kritische Durchsicht der Arbeit.

Des Weiteren bin ich dem Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA) in Hannover zu Dank verpflichtet, an dem die vorliegende Arbeit im Rahmen zweier von der Deutschen Forschungsgemeinschaft geförderter Projekte angefertigt werden konnte: „Untersuchungen zur Initiierung, Mechanik und strukturellen Evolution des Décollements und großräumiger Überschiebungen im Barbados Akkretionskomplex (Auswerteantrag zu ODP Leg 171A)“ und „Untersuchung des Zusammenhangs zwischen Sedimentphysik, Hydrogeologie, Deformationsraten und der Entwicklung des Akkretionskeils anhand von Bohrkern- und Bohrlochmessungen des ODP Leg 190 (Nankai Trough)“.

Außerdem möchte ich mich bei Greg Moore und Casey Moore für die Einladungen zur Teilnahme an den ODP Bohrfahrten 190 und 196 (Nankai Trough Akkretionskeil) bedanken, in deren Rahmen ich selbst Kernmessungen durchführen und Einblicke in die Bohrlochmessungen an Bord der JOIDES Resolution gewinnen konnte.

1 Einleitung **7**
2 Regionale Geologie **9**
2.1 Geologie der Bohrlokationen in Barbados 10
2.2 Geologie der Bohrlokationen in Nankai 13
3 Bohrloch- und Kernmessungen **16**
3.1 Logging While Drilling Sonden 17
3.1.1 Physikalisches Prinzip der Sonden 17
3.1.1.1 Compensated Dual Resistivity (CDR) 17
3.1.1.2 Azimuthal Density Neutron/Compensated Density Neutron (AND/CDN) 18
3.1.1.3 Resistivity At The Bit (RAB) 20
3.1.2 Übersicht über die Bohrlochmessungen 20
3.2 Kernmessungen 22
4 Datenqualität und Bewertung des Datenmaterials **24**
4.1 Barbados 25
4.1.1 Beurteilung der Daten 25
4.1.1.1 Einfluss des Bohrlochdurchmessers 25
4.1.1.2 Beschreibung und Einschätzung der Wertebereiche 27
4.1.1.3 Hauptkomponentenanalyse 32
4.2 Nankai 34
4.2.1 Beurteilung der Daten 34
4.2.1.1 Einfluss des Bohrlochdurchmessers 34
4.2.1.2 Beschreibung und Einschätzung der Wertebereiche 35
4.2.1.3 Hauptkomponentenanalyse 39
5 Rekonstruktion der Lithologie **41**
5.1 Methodik 41
5.1.1 Sedimentphysikalische Beschreibung der Elektrofazies und Kalibrierung 42
5.1.2 Übertragung auf die Gesamtstrecke 45
5.2 Barbados 45
5.2.1 Sedimentphysikalische Beschreibung 45
5.2.2 Übertragung auf die Gesamtstrecke 47
5.2.2.1 Beschreibung der Elektrofazies 49
5.2.2.2 Vergleich zwischen Kern-Lithosäule und Elektrofazies 52
5.3 Nankai 60
5.3.1 Sedimentphysikalische Beschreibung 60
5.3.2 Übertragung auf die Gesamtstrecke 62
5.3.2.1 Beschreibung der Elektrofazies 63
5.3.2.2 Vergleich zwischen Kern-Lithosäule und Elektrofazies 66

6 Korrelation von Schichtpaketen 71
6.1 Einführung 71
6.2 Barbados 72
6.2.1 Qualität der Korrelation 72
6.2.2 Änderung der Schichtmächtigkeit 76
6.2.3 Änderung der Porosität und des Wassergehalts 78
6.3 Nankai 81
6.3.1 Qualität der Korrelation 83
6.3.2 Änderung der Schichtmächtigkeit 86
6.3.3 Änderung der Porosität und des Wassergehalts 88
7 Kompaktion 92
7.1 Kompaktionskurven 92
7.1.1 Charakterisierung des Kompaktionsverlaufs 93
7.1.2 Kompaktionsverhalten verschiedener Sedimenttypen 94
7.2 Charakterisierung der Kompaktionskurven 95
7.2.1 Berechnung der Kompaktionskurven im Profil 95
7.2.2 Bestimmung der Porositätsdifferenzen im Akkretionskeil 98
7.2.3 Vergleich von Kompaktionskurven in Akkretionskeilen und Sedimentbecken 101
7.3 Lithologisch-differenzielle Kompaktion 103
7.3.1 Kernlithologie aus Sedimentbecken 103
7.3.2 Elektrofazies der Akkretionskeile 105
7.4 Dekompaktion 107
7.4.1 Methodik 107
7.4.2 Durchführung 109
7.4.3 Ergebnis 109
8 Tonminerale und Fluide 112
8.1 Tonminerale 112
8.1.1 Charakteristische Eigenschaften von Smektit 112
8.1.2 Unterscheidung der Tonminerale 112
8.2 Fluide 120
8.2.1 Fluidbahnen 120
8.2.2 Permeabilität 120
8.2.2.1 Zusammenhang mit der Lithologie 121
8.2.2.2 Bestimmung von Permeabilitäts-Logs 121
8.2.3 Charakterisierung der berechneten Permeabilität 122
9 Zusammenfassende Diskussion 126
10 Literaturverzeichnis 131
11 Anhang 138

1 Einleitung

Die Akkretion von Sedimenten an konvergenten Plattengrenzen ist ein initialer Schritt beim Prozess der Gebirgsbildung und des kontinentalen Krustenwachstums. In den Akkretionskeilen treten sedimentäre Deformation, Änderungen der sedimentphysikalischen Eigenschaften und Fluidmigration in einer Komplexität auf, die sich deutlich von der in Sedimentbecken unterscheidet. Die Untersuchung von Akkretionskeilen war das Ziel zahlreicher Bohrfahrten im Rahmen des Ocean Drilling Program (ODP). Allgemeines Ziel von ODP ist es, den Meeresboden zu erforschen, um Aufbau und Entstehung der Erdkruste sowie die auf ihr abgelagerten Sedimente zu studieren. Schwerpunkt der Bohrfahrten war die Untersuchung sedimentologischer und sedimentphysikalischer Einflüsse auf die Deformationsstrukturen, die Ermittlung der strukturellen und hydrogeologischen Entwicklung eines Akkretionskeils und die Bestimmung von Fluidfluss, Porendruck, Porosität und Permeabilität.

Bedenkt man die prinzipiell hohe Datenqualität von Logging While Drilling (LWD) Bohrlochmessungen und das Vorhandensein eines hinsichtlich der Anzahl physikalischer Parameter und Messdaten jeweils umfangreichen Datensatzes zu den Akkretionskeilen von Barbados/Karibik und Nankai/Japan aus ODP Bohrfahrten, so ist es erstaunlich, wie wenig diese Daten bisher genutzt wurden. Im Rahmen dieser Arbeit wird daher durch die Interpretation der LWD Bohrlochmessungen eine Ergänzung der aus den Kernmessungen gewonnenen lithologischen Informationen angezielt, um davon ausgehend neue Diskussionsbeiträge zu den aktuellen Themenkomplexen zu liefern.

Ziel der Arbeit ist es, durch den Vergleich zweier Akkretionskeile Zusammenhänge zwischen ihrem strukturellen Aufbau einerseits und der lithologisch-differenziellen Kompaktion, der lateralen Kompaktionskomponente und möglichen Fluidwegsamkeiten andererseits aufzuzeigen.

Als erste Aufgabe der Arbeit stellt sich daher die Rekonstruktion der lithologischen Zusammensetzung auf der Grundlage der LWD Bohrlochmessungen mit Hilfe statistischer Methoden, um die lithologischen, stratigraphischen und physikalischen Eigenschaften der Formationen im Detail zu beschreiben. Insbesondere bei hohem Kernverlust helfen Bohrlochmessungen Lücken zu schließen und eine vollständige Charakterisierung der lithologischen Sequenzen vorzunehmen. Um diese Aufgabe zu erfüllen, wird wie folgt vorgegangen: Der Beschreibung der geologischen Situation und Entwicklung der Akkretionskeile (Kapitel 2) schließt sich eine Übersicht über die vorhandenen Bohrloch- und Kernmessungen sowie Messprinzipien (Kapitel 3) und eine Bewertung der Datenqualität der Bohrlochmessungen (Kapitel 4) an. Die Voraussetzung für die Rekonstruktion der Lithologien, das Kalibrieren der LWD Bohrlochmessungen an Kernmessungen, wird zuletzt beschrieben (Kapitel 5).

Die zweite Aufgabe umfasst die auf der lithologischen Rekonstruktion aufbauenden Interpretationen: Die Bestimmung der Site-Site Korrelationen, die Auskunft über die Änderung der Schichtmächtigkeiten und des Wassergehalts von Schichtpaketen geben (Kapitel 6), die Betrachtung der Kompaktion der Lithologien durch die zusätzliche laterale Komponente bei der Subduktionsbeanspruchung (Kapitel 7) und das Abschätzen der Tonmineraltypen sowie die Bestimmung möglicher Fluidbahnen aus Permeabilitäts-Logs (Kapitel 8).

Damit kann schließlich die dritte Aufgabe angegangen werden: der Vergleich der Akkretionskeile von Barbados und Nankai mit einer Interpretation des Zusammenhangs von sedimentärer Zusammensetzung und strukturellem Aufbau (Kapitel 9).

2 Regionale Geologie

Ein Schlüssel zum Verständnis plattentektonischer Prozesse ist die Identifizierung ehemaliger konvergenter Plattenränder. Aktive konvergente Plattenränder sind häufig durch keilförmige Strukturen, sogenannte Akkretionskeile, gekennzeichnet, welche sich sukzessive aus den abgescherten Sedimenten einer subduzierenden ozeanischen Platte aufbauen. Eine Reihe von reflexionsseismischen Profilen und Bohrungen des Ocean Drilling Program (ODP) und des Deep Sea Drilling Project (DSDP) im Bereich konvergenter Platten zeigen, dass das Wachstum von Akkretionskeilen auf Imbrikation (*imbricate thrusts*) beruht. Das heißt, die mit der ozeanischen Platte herantransportierten Sedimente werden abgeschert und an der Spitze des Akkretionskeils durch frontales Anlagern hinzugefügt (Huene & Scholl, 1991; Abb. 2.1). Die mit Imbrikation verbundenen Überschiebungen tragen wesentlich zur Kompensation der Konvergenzbewegung bei (Moore & Biju-Duval, 1984).

Da die Akkretion von Sedimenten in Subduktionszonen den Beginn von Gebirgsbildung und kontinentalem Krustenwachstums markiert, stellen Akkretionskeile natürliche Laboratorien zur Erkundung der Prozesse der Gebirgsbildung dar. Ihre Geometrie und Struktur können mit Hilfe seismischer Profile abgebildet werden (Bangs et al., 1990; Moore et al., 1995). Die Sedimente in Akkretionskeilen sind nur moderat diagenetisch verändert, so dass die einzelnen Prozesse im Labor isoliert, quantifiziert und reproduziert werden können (Taira et al., 1991).

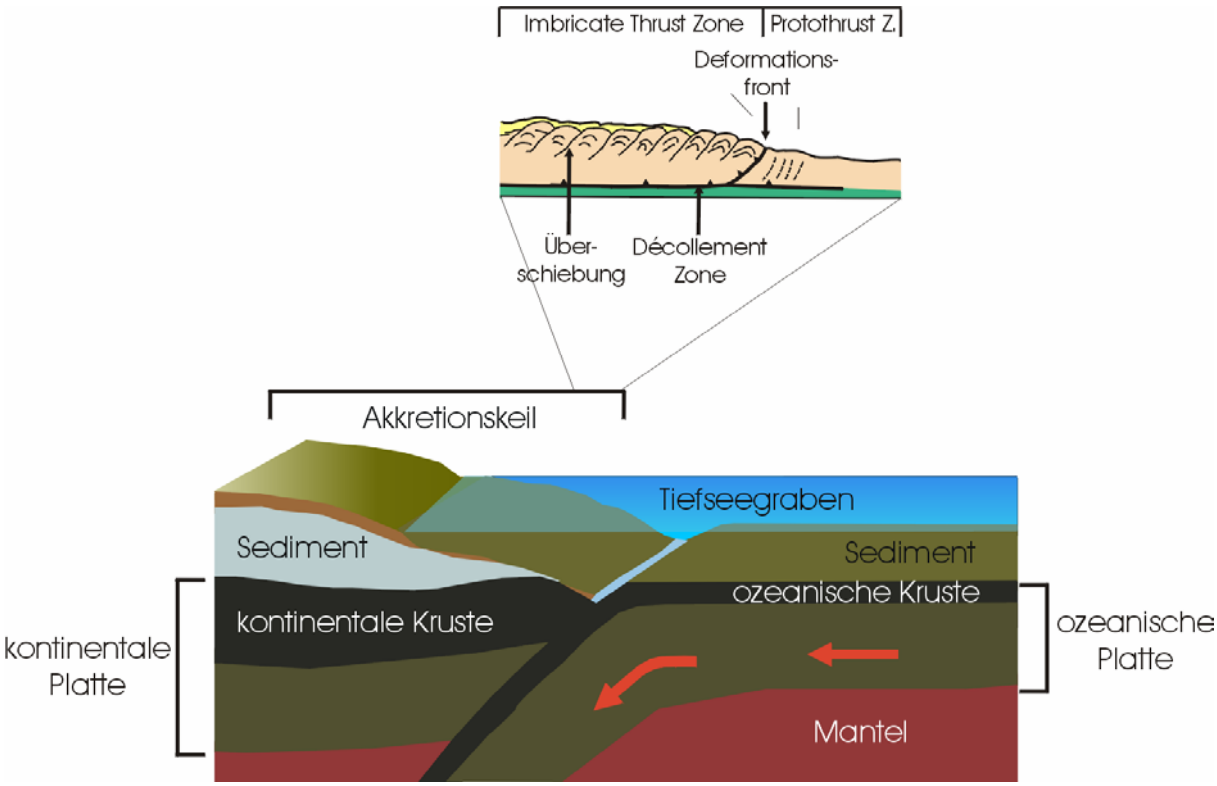


Abb. 2.1: Schematisches Profil einer Subduktion zwischen ozeanischer und kontinentaler Platte mit Ausbildung eines Akkretionskeils (nach Press & Siever, 1995 und Moore et al., 2001). Die Pfeile markieren die Subduktion der abtauchenden, ozeanischen Platte.

Die Deformationsfront ist der Ort, an dem initiale Abscherung und Deformation des akkretierenden Schichtstapels vornehmlich stattfinden. Die basale Scherzone, die die akkretierten Sedimente von den subduzierten trennt, wird als Décollement Zone bezeichnet. Während ODP Leg 110 wurde die Existenz einer Proto-Décollement Zone anhand besonders niedriger Dichte-Werte erkannt (Moore et al., 1988). Sie stellt das Tiefenintervall dar, wo sich in Zukunft bei fortschreitender Akkretion die Décollement Zone ausbilden wird. Die Begriffe *subcretion* oder *underplating* beschreiben die basale Anlagerung von sedimentärem Material (Bsp. hierfür finden sich bei Barbados und Nankai), *subduction erosion* oder *tectonic erosion* die tektonische Abschürfung bereits akkretierter Sedimente an der Basis des Akkretionskeils (Bsp. Guatemala). Die Zone der beginnenden Deformation und Entwicklung der Décollement Zone in einer mächtigen hemipelagischen Einheit wird als *Protothrust Zone* (PTZ) bezeichnet. In diesem vorderen Teil des Akkretionskeils wirken deformative Prozesse wie interne Faltung und kleinräumige Überschiebung auf die teilweise verfestigten Sedimente (Morgan & Karig, 1995a).

Prinzipiell werden nach ihrer Gesteinszusammensetzung zwei Endglieder (*end member)* rezenter Akkretionskeile unterschieden: grobkörnige (Sand und Silt) und feinkörnige (Ton). Die meisten Keile wie Nankai/Japan, Cascadia/Nordamerika und Makran/Pakistan fallen in die erste Kategorie und werden von Turbiditen sowie hemipelagischem Sedimenteintrag dominiert. Der feinkörnige Typ, z.B. Barbados/Karibik, wird durch pelagische bzw. hemipelagische Sedimente mit einem geringen Turbiditeintrag bestimmt und ist relativ selten. Es bestehen grundsätzliche Unterschiede in der Hydrologie und Entwicklung der Keiltypen. In einem grobkörnigen Keil spielt die intergranulare Permeabilität (zwischen den Korngrenzen) eine wichtige Rolle, wohingegen in einem feinkörnigen Keil die Permeabilität entlang von Brüchen den größten Einfluss hat (Moore, 1989). Die Plattenbewegung erzeugt Drücke, durch die die Sedimente größeren Belastungen ausgesetzt werden, die zur Entwässerung, Diagenese und schließlich Metamorphose führen.

Im Rahmen von ODP sind einige Definitionen und Begriffe gebräuchlich, die im Folgenden erläutert werden: Bohrkampagnen, die im Rahmen von ODP durchgeführt werden, werden als Leg bezeichnet und durchnummeriert (beginnend bei Leg 100). Einzelne Legs umfassen mehrere Bohrlokationen, sogenannte Sites, die wiederum in verschiedene, zueinander benachbart liegende Teilbohrungen, Holes, untergliedert werden. Die Teufe im Bohrloch wird in meter below seafloor (mbsf) angegeben. Die Jahre, in denen die einzelnen Legs von Barbados und Nankai stattgefunden haben, werden im Anhang (Kapitel 11) angegeben.

2.1 Geologie der Bohrlokationen in Barbados

Der Barbados Akkretionskeil befindet sich am Rand der Karibischen Platte, die von der Atlantischen Platte mit einer Geschwindigkeit von 2 - 4 cm/Jahr in westliche bis nordwestliche Richtung

unterfahren wird (Jordan, 1975; Sykes et al., 1982; Abb. 2.2). Dabei werden die Sedimente von der Atlantischen Platte abgeschert und an den Akkretionskeil angelagert. Die magmatische Aktivität im Kleine Antillen Inselbogen zeigt, dass das Unterschieben seit dem mittleren Eozän stattfindet. Die meerwärtige (Ost-)Grenze des Akkretionskeils ist durch eine Deformationsfront mit Falten und Überschiebungen gekennzeichnet. Der Kamm des Barbados Rückens (*ridge*) liegt 150 km östlich des vulkanischen Inselbogens der Kleinen Antillen. Er markiert die Stelle, wo die atlantische ozeanische Kruste unter die kontinentale Kruste des vulkanischen Inselbogens subduziert wird (Westbrook et al., 1984; Bouysse et al., 1990). Der Akkretionskeil ist südlich des Tiburon Rise etwa 200 km breit und bis zu 2 km mächtig. Der größte sedimentäre Eintrag stammt vom südamerikanischen Kontinent, hauptsächlich aus den Flüssen Amazonas und Orinoco. Die Bathymetrie des Tiburon Rise verhindert einen Sedimenttransport nach Norden. Infolge dessen ist der Akkretionskeil dort schmaler (120 km) und geringmächtiger (bis 1 km; Biju-Duval et al., 1984; Westbrook et al., 1984). Die Sedimente werden durch eine beginnende Deformation mit kleinskaligen Überschiebungen charakterisiert. Pelagische und hemipelagische Sedimente sind typisch (Fontas et al., 1984; Westbrook et al., 1984).

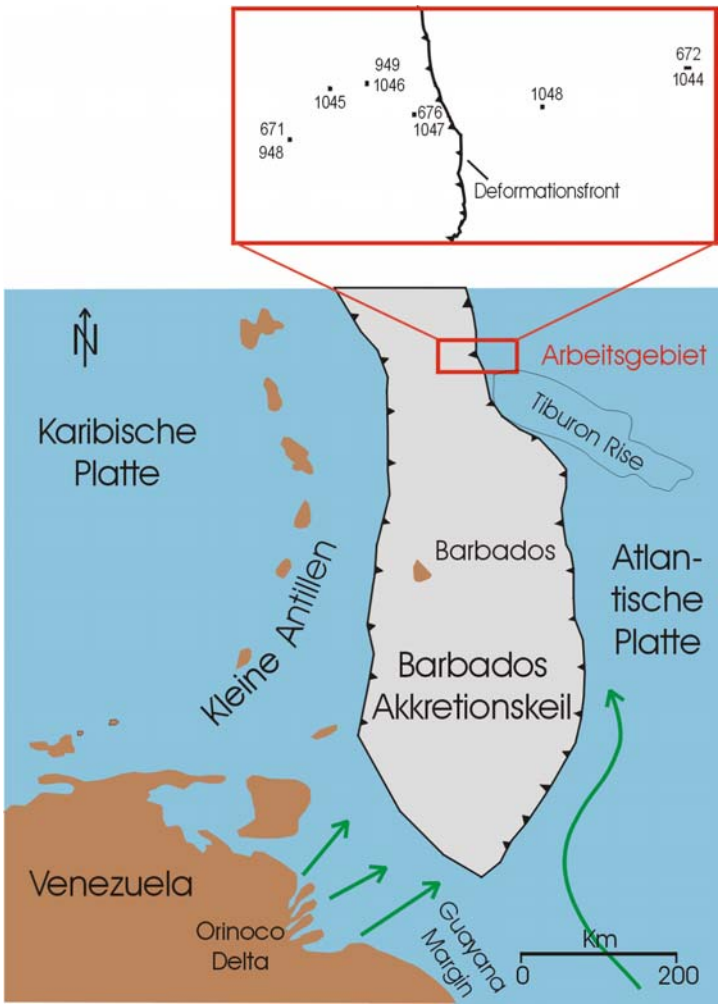


Abb. 2.2: Lage des Arbeitsgebietes hinsichtlich des Kleine Antillen Inselbogens, der Insel Barbados und Südamerika (nach Shipley et al., 1995). Die Atlantische Platte taucht unter die Karibische Platte ab, die Geschwindigkeit beträgt 2 - 4 cm/Jahr. Die Pfeile zeichnen den Sedimenttransport vom Südamerikanischen Kontinent nach. Im Ausschnitt (oben) wird eine Übersicht über die Verteilung der Sites der ODP Leg 171A, 156 und 110 gegeben. Der Barracuda Rise befindet sich nördlich des Arbeitsgebietes außerhalb der Karte.

In der Region des Barbados Akkretionskeils werden nach Brown et al. (1990) folgende strukturelle Elemente unterschieden (Abb. 2.3): die subduzierte *ozeanische Kruste* und die sedimentäre Sequenz auf der ozeanischen Kruste, die sich wiederum in einen *subduzierten* und einen *akkretierten Bereich* unterteilen lässt. Der Einfallswinkel der *ozeanischen Kruste* unter den Akkretionskeil beträgt 3° bis 5°. Die Gesamtmächtigkeit der sedimentären Sequenz meerwärts der frontalen Überschiebung wird durch die Bathymetrie der ozeanischen Kruste bestimmt. Diese weist ein Relief von 300 bis 400 m auf. Der *akkretierte Bereich* ist an seiner Basis durch die basale Décollement Zone und an seinem Top durch den Meeresboden oder die Basis der Hangsedimente definiert. Die Mächtigkeit des Akkretionskeils nimmt von etwa 200 m im Osten des Profils auf bis zu 2 km im Westen zu, wobei die Zunahme der Mächtigkeit primär das Resultat der strukturellen Stapelung der überschobenen Schichten ist.

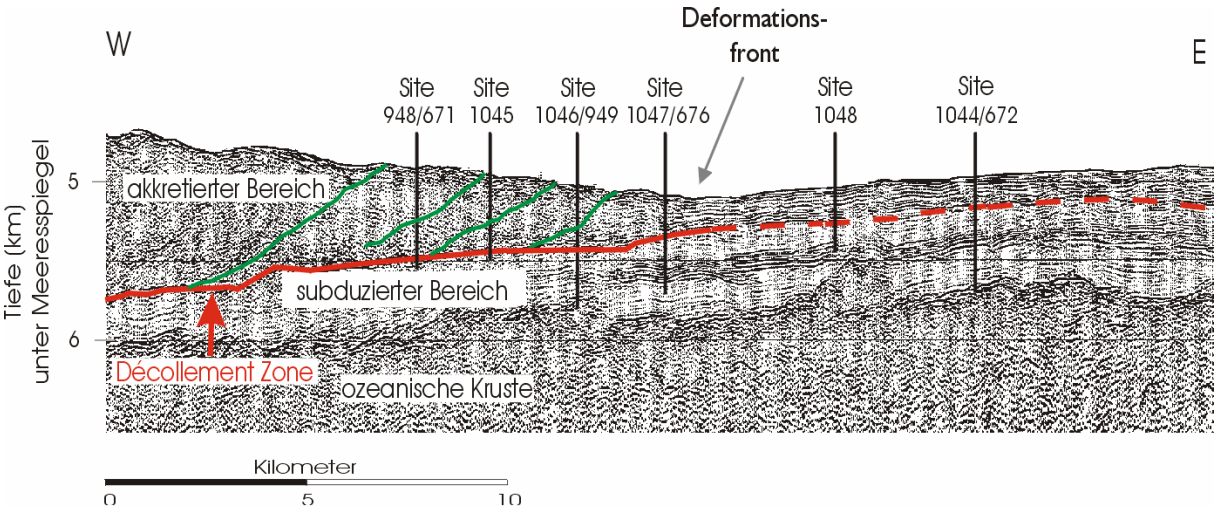


Abb. 2.3: Seismisches Profil der Keilspitze des Barbados Akkretionskeils mit den drei strukturellen Bereichen: akkretierte Zone, Décollement Zone und subduzierte Zone sowie ozeanische Kruste (nach Moore et al., 1998). Die Sites der ODP Legs 171A, 156 und 110 sind mit der Tiefe der Bohrlochmessungen (vertikale Linien) eingezeichnet. Das Profil ist vertikal vierfach überhöht. Die Linie der Décollement Zone ist östlich der Deformationsfront gestrichelt gezeichnet, da es sich um einen Vorläufer der Décollement Zone handelt, die Proto-Décollement Zone (Moore et al., 1988) .

Während ODP Leg 171A wurden Logging While Drilling (LWD) Messungen durchgeführt, um die physikalischen Eigenschaften des Barbados Akkretionskeils zu untersuchen (Abb. 2.2 und 2.3). Darüber hinaus liegen bereits Kern- und Bohrlochmessdaten aus vergangenen ODP Bohrfahrten (Legs 110 und 156) vor (Mascle et al., 1988; Shipley et al., 1995; Tab. 2.1). Die Bohrungen im Barbados Akkretionskeil befinden sich in der Spitze des Akkretionskeils, wo die Décollement Zone in weniger als 600 m unter dem Meeresboden erbohrt wurde.

Tab. 2.1: Übersicht über die LWD Bohrloch- und Kernmessungen der ODP Legs 171A, 156 und 110 (zur Lage vgl. Abb. 2.2). Da im Rahmen von Leg 171A keine Kerne gewonnen wurden, werden die Kerne der Legs 156 und 110 hinzugezogen. Site 672 des Leg 110 befindet sich an der gleichen Bohrlokation wie Site 1044 (Abstand 35 m). Gleiches gilt für Sites 676 und 1047 (Abstand 29 m), Sites 949 und 1046 (Abstand 50 m) und Sites 948 und 671 (Abstand 32 m). + markiert vorhandene, - fehlende Messungen für die einzelnen Sites.

Sites	Leg 171A		Leg 156		Leg 110	
	LWD	Kerne	LWD	Kerne	LWD	Kerne
1044	+	-	-	-	-	+ (672)
1048	+	-	-	-	-	-
1047	+	-	-	-	-	+ (676)
1046	+	-	-	+ (949)	-	-
1045	+	-	-	-	-	-
948	-	-	+	+	-	+ (671)

2.2 Geologie der Bohrlokationen in Nankai

Der Nankai Tiefseegraben (*trough*) stellt bathymetrisch die Grenze zwischen dem Shikoku Becken (Philippinische See Platte) und dem südwestlichen Teil des japanischen Inselbogens (Eurasische Platte) dar (Abb. 2.4). Das japanische Inselbogensystem wird nach Osten durch einen tiefen Graben (Izu-Bonin Trench) flankiert, der die Subduktionsgrenze der Pazifischen und der Philippinischen See Platte darstellt. Die Philippinischen See Platte wird mit einer Geschwindigkeit von 2 – 4 cm/Jahr und in nordwestliche Richtung unter Japan ungefähr senkrecht zum Plattenrand subduziert (Seno, 1977; Karig & Angevine, 1986). Das Shikoku Becken wird durch drei verschiedene stratigraphische Einheiten charakterisiert: Die oberste Einheit am Rand des Nankai Tiefseegrabens ist weniger als 100 m mächtig und keilt meerwärts aus; sie bildet die distale Fazies der axialen Ablagerungen des Nankai Tiefseegrabens. Darunter befinden sich zwei hemipelagische Sequenzen, die Upper und Lower Shikoku Becken Fazies (Taylor, 1992).

Die Subduktion des Shikoku Beckens hat zur Bildung des Nankai Tiefseegrabens geführt (Le Pichon et al., 1987; Taira et al., 1992a). Rezent findet eine aktive Akkretion von Sedimenten am Nankai Tiefseegraben statt (Taira et al., 1988). An Land sind auf der Insel Shikoku ältere Gesteine des Akkretionskeils aufgeschlossen. Der Shimanto Gürtel mit kretazischem und tertiärem Alter wird durch Graben-Turbidite und Mélange charakterisiert, die sich aus Ozeanboden-Basalten, Riff-Kalksteinen, pelagischen Radiolarien sowie Schiefer und hemipelagischem Schiefer zusammen setzen (Taira et al., 1988).

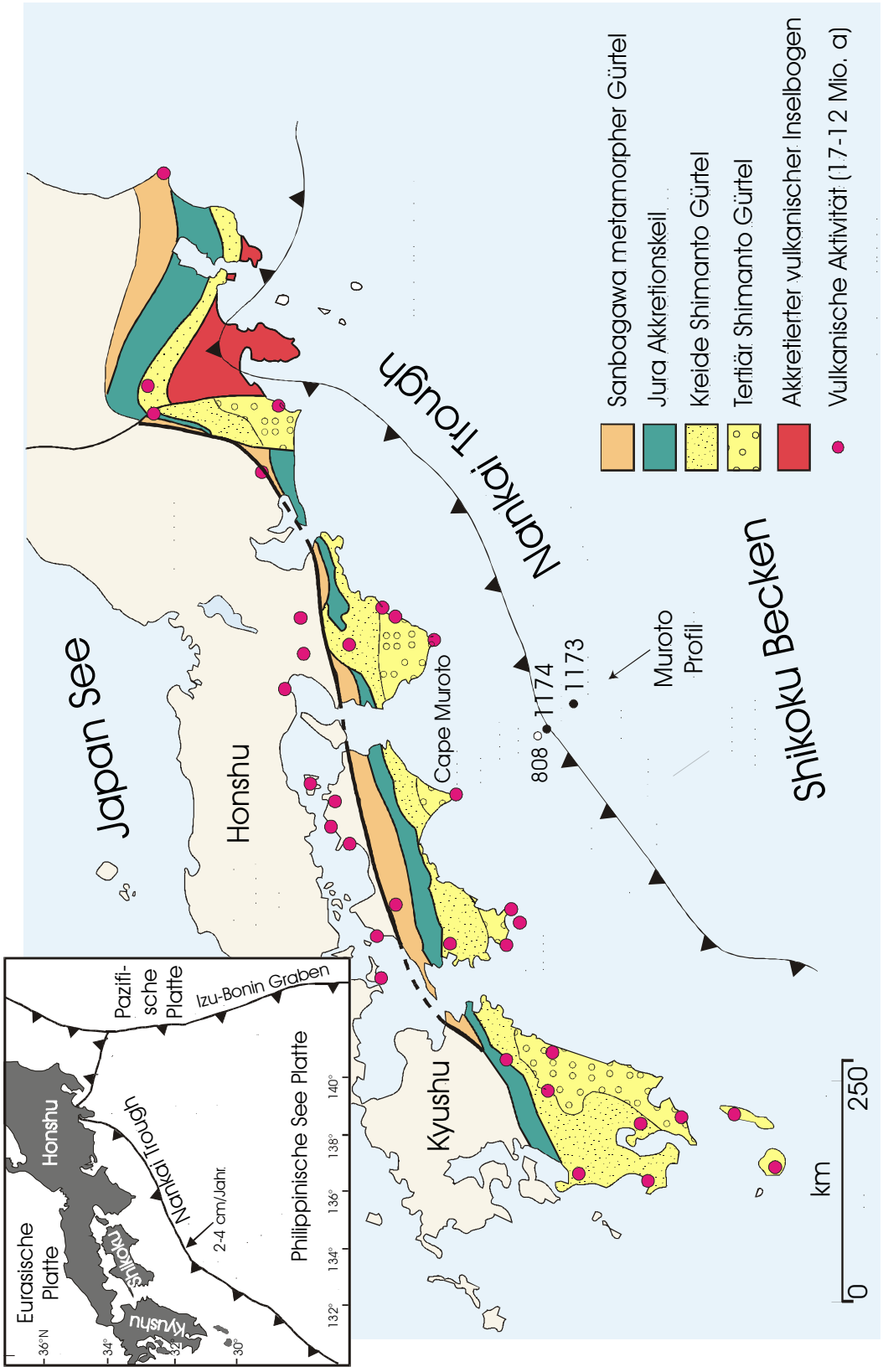


Abb. 2.4: Geologische Übersichtskarte der Region südwestlich von Japan mit den Sites der ODP Legs 131, 190 und 196 und der Geologie an Land, wo ältere Teile des Akkretionskeils aufgeschlossen sind (nach Moore et al., 2001). Das Kästchen enthält die tektonische Karte der Philippinischen See Region. Der Pfeil zeigt die Konvergenzrichtung des Shikoku Beckens unter Japan. Die Plattengeschwindigkeit beträgt 2 - 4 cm/Jahr.

Während ODP Leg 190 wurden mehrere Sites auf einem Profil niedergebracht, um die physikalischen Eigenschaften im Nankai Akkretionskeil zu untersuchen (Abb. 2.5). Daneben liegen bereits Kernmessdaten aus einer vorangegangenen ODP Bohrfahrt (Site 808, Leg 131) vor (Tab. 2.2). Davon werden zwei der Sites im Rahmen von Leg 196 erneut angefahren und mit LWD Messungen ergänzt.

Tab. 2.2: Übersicht über die LWD Bohrloch - und Kernmessungen der ODP Legs 196, 190 und 131 (zur Lage vgl. Abb. 2.4). Da im Rahmen von Leg 196 keine Kerne gewonnen wurden, werden die Kerne der Legs 190 und 131 hinzugezogen. + bedeutet vorhandene, - fehlende Messungen.

	Leg 196		Leg 190		Leg 131	
Sites	LWD	Kerne	LWD	Kerne	LWD	Kerne
1173	+	-	-	+	-	-
808	+	-	-	-	-	+
1174	-	-	-	+	-	-

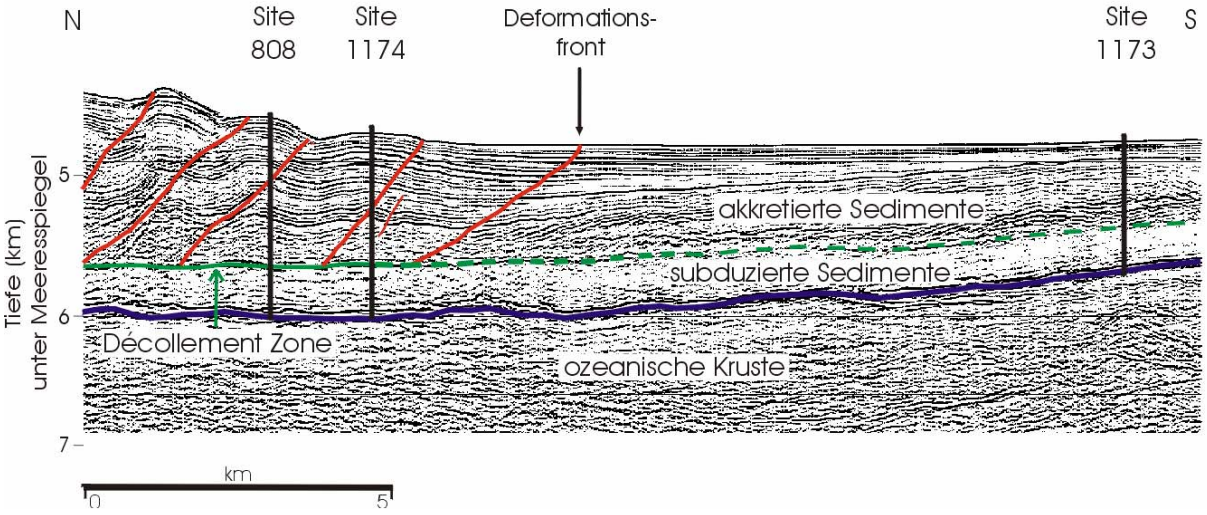


Abb. 2.5: Seismisches Profil der Keilspitze des Nankai Akkretionskeils mit den drei strukturellen Bereichen: akkretierte Zone, Décollement Zone (horizontale Linie) und subduzierte Zone sowie der ozeanischen Kruste (nach Moore et al., 2001). Die Bohrlokationen wurden mit der jeweiligen Bohrtiefe (vertikale Linie) eingezeichnet. Das Profil ist vertikal 2,5fach überhöht. Die Linie der Décollement Zone ist südlich der Deformationsfront gestrichelt gezeichnet, da es sich um einen Vorläufer der Décollement Zone handelt, die Proto-Décollement Zone.

3 Bohrloch- und Kernmessungen

Bohrlochmessungen sind kontinuierliche Aufnahmen physikalischer, chemischer und struktureller Eigenschaften und werden in Form von Kurven, sogenannten Logs, dargestellt. Die Interpretation dieser in situ Messungen erlaubt es u.a., die lithologischen, mineralogischen, stratigraphischen und (geo-)physikalischen Eigenschaften der durchteuften Formationen zu bestimmen. Bei vollständigem Kerngewinn dienen sie zur genauen Beschreibung der sedimentphysikalischen Eigenschaften. Bei unvollständigem Kerngewinn können Bohrlochmessungen helfen, die Lücken zu schließen und eine Charakterisierung der lithologischen Sequenzen vorzunehmen. In den ODP Legs 171A (Barbados) und 196 (Nankai) wurden die in Tabelle 3.1 genannten LWD Sonden eingesetzt. Die Parameter „vertikale Auflösung“ und „Eindringtiefe“ werden für jede Sonde in Tabelle 3.2 aufgelistet.

Tab. 3.1: LWD Sonden (ANADRILL-Schlumberger) der ODP Legs 171A und 196 mit Abkürzungen der Logs und Messgrößen (mit Einheiten).

Leg	Sonde (LWD Bohrlochmessungen)	Logs	Messgröße (Einheit)
171A	CDR (Compensated Dual Resistivity)	PSR ATR GR POTA THOR URAN	flach eindringender spez. elektr. Widerstand (Ωm) tief eindringender spez. elektr. Widerstand (Ωm) natürliche Radioaktivität (API) Gehalt an Kalium (%) Gehalt an Thorium (ppm) Gehalt an Uran (ppm)
	CDN (Compensated Density Neutron)	ROMT PEF TNPH DC_A	Dichte (g/cm³) photoelektrischer Faktor (barn/e⁻) Neutronenporosität (p.u.) Differenzkaliber (in)
196	RAB (Resistivity At The Bit)	GR RES_RING RES_BIT	natürliche Radioaktivität (API) spezifischer elektrischer Widerstand (Ωm) spezifischer elektrischer Widerstand (Ωm)
	ADN (Azimuthal Density Neutron)	ROMT PEF TNPH DCAL	Dichte (g/cm³) photoelektrischer Faktor (barn/e⁻) Neutronenporosität (p.u.) Differenzkaliber (in)

Tab. 3.2: Vertikale Auflösung und seitliche Eindringtiefe der in Tabelle 3.1 beschriebenen LWD Sonden.

Sonde	Messgröße	vertikale Auflösung (cm)	Eindringtiefe (cm)
CDR	spezifischer elektrischer Widerstand (flach)	15	75
	spezifischer elektrischer Widerstand (tief)	15	125
	natürliche Radioaktivität	5	15 - 20
ADN/CDN	Dichte	15	15 - 60
	photoelektrischer Faktor	5	15 - 60
	Neutronenporosität	34	5
	Differenzkaliber	-	-
RAB	natürliche Radioaktivität	5	15 - 20
	spezifischer elektrischer Widerstand	15	75

3.1 Logging While Drilling Sonden

3.1.1 Physikalisches Prinzip der Sonden

Das physikalische Messprinzip und die verwendeten Sonden sind u.a. von Serra (1984), Rider (1996) und auf der ODP Logging Services Homepage beschrieben worden (http://www.ldeo.columbia.edu/BRG/TOOLS_TECH/TOOLS/index.html). Mit der LWD Technik wird die Eigenschaft der Formation direkt nach dem Bohren in einem nur wenig veränderten Zustand gemessen. Die Messanordnung ermöglicht keinen Kerngewinn. Die Messwerte der LWD Sonden werden alle 0,15 m in der Sonde gespeichert. Die Vorteile des LWD gegenüber konventionellen Bohrlochmessungen sind vielfältig: kürzere Messzeiten, Reduzierung der Probleme durch Bohrlochausbrüche und gute Datenqualität. Außerdem können mit Hilfe der LWD Technik in unkonsolidierten Sedimenten in den obersten 100 m Daten gewonnen werden, was mit Wireline Sonden nicht möglich ist. Allerdings weist das LWD Messverfahren auch Nachteile auf: kein Kerngewinn, relativ hohe Kosten, begrenzte Kapazität der Batterien (100 Stunden), variierende Abtastrate durch unterschiedliche Messgeschwindigkeit, Probleme durch Synchronisierung der Daten gegen Zeit und Bohrtiefe (etwa beim Steckenbleiben der Sonde) sowie Fehlen einzelner Bohrlochmessverfahren (z.B. Geochemie).

Zur Qualitätskontrolle und Korrektur der LWD Logs werden Bohrfortschritt, Zeit der Messung nach dem Bohren, Dichtekorrektur und Differenzkaliber aufgezeichnet. Um bereits beim Messen zu kontrollieren, ob die LWD Sonden ordnungsgemäß funktionieren, werden Measurement While Drilling (MWD) Messungen mit der Power Pulse Sonde durchgeführt. MWD Daten werden im Bohrgestänge anhand einer Druckwelle durch die Spülung hindurch direkt zur Oberfläche übertragen. Folgende Bohrparameter werden registriert: Meißelandruck, Drehmoment, Dämpfung der Bohrkrone und Nachrutschen der Sonden. Zusätzlich überträgt das Mud Pulse System im Abstand von 1 m einige geophysikalische Daten der LWD Sonden (wie Dichte, p - Wellen Geschwindigkeit und spezifischer elektrischer Widerstand) und ermöglicht so, den Betriebsstatus der einzelnen Sonden zu kontrollieren.

3.1.1.1 Compensated Dual Resistivity (CDR)

Die Messungen der spezifischen Widerstände der CDR Sonde erfolgen ähnlich zu denen der konventionellen Induktionssonde: Zwei Empfänger zeichnen den Phasenversatz und die Amplitudendämpfung des gesendeten Signals der elektromagnetischen Welle (2 MHz) auf. Zum Ausgleich von Auswaschungen und Unregelmäßigkeiten im Bohrloch werden zwei Sender und Empfänger genutzt.

Die CDR Sonde misst das Spektrum der natürlichen Gammastrahlung sowie elektrische Widerstände bei unterschiedlichen Eindringtiefen. Diese Parameter ermöglichen eine detaillierte Korrelation zwischen benachbarten Bohrungen, die Bestimmung von Schichtgrenzen und das Erkennen von

Lithologien. Die Sonde misst mit Hilfe eines Szintillationsdetektors die natürliche Gamma-Strahlung der radioaktiven Elemente der Thorium- und Uran-Familie sowie die des radioaktiven Isotops ^{40}K. Der hochenergetische Teil des Spektrums wird in drei Energiefenster unterteilt, die jeweils einen charakteristischen Peak der drei radioaktiven Elemente (Thorium, Kalium, Uran) widerspiegeln. Die Konzentration jedes der Elemente bestimmt die Zählrate im jeweiligen Fenster. Die Einheit für die Messung der Radioaktivität ist API (American Petroleum Institute). Sie wurde in einem Referenzbohrloch auf dem Gelände der Universität von Texas definiert. Die Eindringtiefe der Gamma-Strahlung ist von der Gesteinsdichte abhängig (Rider, 1996). In Sedimenten zeigen hohe Kalium- und Thorium-Werte eine hohe Ton-Konzentration an.

3.1.1.2 Azimuthal Density Neutron/Compensated Density Neutron (ADN/CDN)

Die ADN Sonde ist die neueste Entwicklung der LWD Dichte-Neutron Sonde von ANADRILL-Schlumberger. Sie misst (a) die Neutronenporosität, (b) die Dichte, (c) den photoelektrischen Faktor und (d) das Differenzkaliber. Die Messungen mit der ADN Sonde ermöglichen die Bestimmung der Porosität, der Lithologie und das Lokalisieren von Überdruckzonen.

(a) Bestimmung der Neutronenporosität: Die Sonde enthält eine Americium-Beryllium Quelle, die schnelle Neutronen emittiert, und fünf Detektoren, die sich oberhalb der Quelle befinden. Die Quelle beschießt die Formation mit Neutronen definierter Energie (4 MeV) und die Detektoren messen die Energie der zurückgestrahlten Neutronen, woraus sich der Energieverlust ergibt. Neutronen haben keine elektrische Ladung und ihre Masse ist gleich der von Wasserstoffkernen. Durch Kollisionen mit den Atomkernen verlieren Neutronen kinetische Energie, wobei sie beim direkten Auftreffen auf Wasserstoffkerne den größten Energieverlust erfahren. Wird ein niedriges Energieniveau erreicht, werden die Neutronen durch Atomkerne eingefangen. So kann auf indirektem Weg der Gehalt an Formationswasser, Kristallwasser und/oder freiem Porenwasser bestimmt werden. Da in Sedimenten der Hauptteil des Wasserstoffs in letzterem enthalten ist, kann indirekt die Porosität bestimmt werden. Die Messungen registrieren außerdem den in Tonmineralen enthaltenen Wasserstoff, differenzieren also nicht zwischen Poren- und Zwischenschichtwasser, so dass die Porositätswerte unter Umständen zu groß ausfallen. Dieses Zwischenschichtwasser ist vor allem in Tonmineralen in großen Mengen vorhanden. Die Einheit der Neutronenporosität ist porosity unit (p.u.) in Bezug auf 1 (m^3/m^3), die in Beziehung zum Wasserstoffanteil der Formation steht.

(b) Zur Bestimmung der Dichte wird eine ^{137}Cs-Gammaquelle in Verbindung mit zwei Szintillationsdetektoren verwendet. Die Dichte des Gesteins setzt sich aus der Dichte der festen Matrix und der in Poren eingeschlossenen Flüssigkeit zusammen. Das Messprinzip beruht auf der Wechselwirkung von Gammastrahlung mit Materie (Grimsehl, 1990). Für diese Wechselwirkung sind drei verschiedene Elementarprozesse von Bedeutung: der Photoeffekt, die Compton-Streuung und die

Paarbildung (Abb. 3.1). Die Häufigkeit, mit der diese Prozesse auftreten, ist von der Energie der Gammaquanten und der Ordnungszahl der absorbierenden Substanz abhängig. Der Photoeffekt ist der dominierende Prozess bei kleinen Energien (< 0,15 MeV). Er beschreibt die Absorption der Gesamtenergie hf des Gammaquants durch ein Atom, das daraufhin ein Elektron mit der kinetischen Energie T_e = hf - I (Ionisationsenergie) emittiert. Die im höheren Energiebereich (0,15 - 10 MeV) vorherrschende Compton-Streuung ist eine elastische Streuung des Gammaquants an einem Elektron. Der Impuls des Gammaquants wird hierbei in die Impulse des gestreuten Gammaquants und des Elektrons aufgeteilt. Bei Gammaenergien über 10 MeV tritt als Hauptprozess der Wechselwirkung von Gamma-Strahlung mit Materie die Paarbildung in Erscheinung, bei der ein Elektronenpaar (Elektron und Positron) gebildet wird. Auf diesen Prozess wird im Folgenden nicht weiter eingegangen, da Gamma-Strahlung so hoher Energie hier nicht verwendet wird. Die Formation wird der Gamma-Strahlung mittlerer bis hoher Energie (0,2 - 2,0 MeV) einer radioaktiven ^{137}Cs Quelle ausgesetzt**,** folglich ist der Compton-Effekt vorherrschend. Dabei wird die Abschwächung der Energie der Gamma-Strahlung zwischen Sender und Detektoren gemessen. Die gemessene Energie ist eine Funktion der Elektronenanzahl in der Formation (Elektronendichte). In Formationen mit hoher Dichte erfahren die Gammaquanten infolge der häufig erfolgenden Compton-Streuung eine starke Abschwächung, und es erreichen nur wenige Gammaquanten die Detektoren der Sonden. Dagegen ist in Formationen geringerer Dichte die Anzahl der gemessenen Gammaquanten bedeutend höher. Neben der Matrixdichte des Gesteins beeinflussen Anteil und Inhalt des Porenraumes die Dichtemessung maßgeblich.

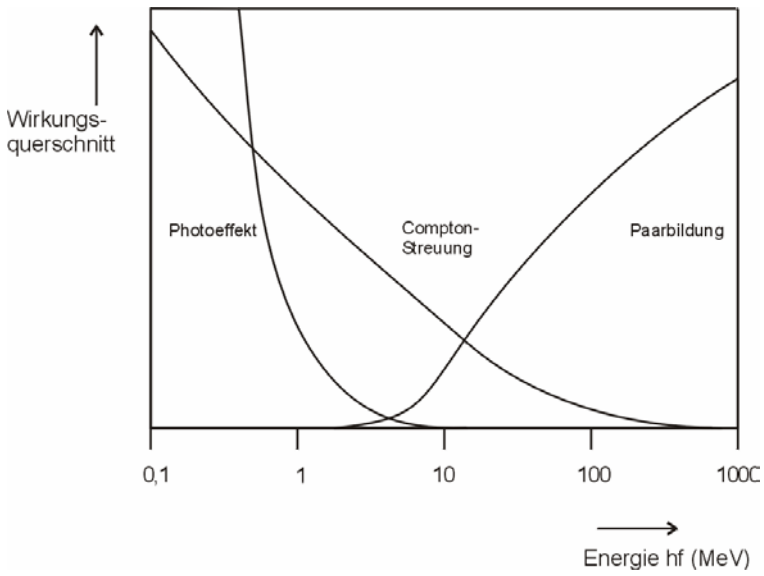


Abb. 3.1: Wirkungsquerschnitt der drei Elementarprozesse Photoeffekt, Compton-Streuung und Paarbildung bei der Wechselwirkung von Gammstrahlung mir Materie(aus Grimsehl, 1990).

(c) Zusätzlich wird der photoelektrische Faktor (PEF) gemessen. Bei den durch Compton-Streuung abgebremsten Gammaquanten (Energien < 150 keV) tritt in Abhängigkeit von der Atomzahl Z der Elemente in der Formation der photoelektrische Effekt auf. Geologisch interessant ist, dass der

photoelektrische Effekt mit der chemischen Zusammensetzung und damit indirekt mit der Lithologie in Beziehung steht. Der Porenraum eines Gesteins wirkt sich nicht so gravierend auf die Messungen aus, wie es bei der Dichtemessung der Fall ist. Die Einheit des PEF ist barn pro Elektron (barn/e^-). Dabei handelt es sich um eine Messung des Wirkungsquerschnitts. Ein barn ist definiert als 10^{-24} cm^2. Ein kleiner Querschnitt impliziert, dass die Reaktion nur selten abläuft, da das Gammaquant den Elektronen sehr nahe kommen muss, um mit diesen in Wechselwirkung zu treten.

(d) Zur Kontrolle des Bohrlochs wird das Differenzkaliber (DCAL oder DC_A) gemessen, also die Abweichung des Bohrlochdurchmessers beim Messvorgang vom gebohrten Solldurchmesser.

3.1.1.3 Resistivity At The Bit (RAB)

Die RAB Sonde liefert flache (RES_BIT) und tief eindringende (RES_RING) Widerstandsmessungen und enthält einen Szintillationsdetektor zur Messung der natürlichen Gammastrahlung. Die Sonde befindet sich direkt oberhalb des Bohrmeißels; der untere Teil der Sonde und die Bohrkrone werden als Messelektrode des Widerstandes genutzt. Die hohe Frequenz eines Wechselstroms konstanter Stärke wird durch den Sender übertragen und produziert ein wechselndes Magnetfeld, das wiederum in die Formation um das Bohrloch elektrische Ströme induziert. Diese Ströme fließen koaxial zur Sonde. Ihre konstante Frequenz und Amplitude sind direkt proportional zur elektrischen Leitfähigkeit des Gesteins. Es entsteht ein Magnetfeld, welches eine Spannung im Empfänger induziert, die wiederum proportional zu den Strömen und daher zu dem spezifischen Widerstand der Formation ist. Im weiteren wird die tief eindringende Widerstandsmessung RES_RING verwendet, die Aussagen über das ungestörte Sediment liefert. Porosität, Tongehalt, Fluidsalinität, Korngröße und Wassergehalt bestimmen den Widerstand. Die meisten gesteinsbildenden Minerale sind Isolatoren, während die Fluide Leiter sind. Tone sind eine Ausnahme, da sie zwei Formen der Leitfähigkeit haben, nämlich die elktrolytische Leitfähigkeit durch das Porenwasser und die Grenzflächenleitfähigkeit an der Oberfläche der Tonminerale (Rider, 1996).

3.1.2 Übersicht über die Bohrlochmessungen

Im Folgenden wird eine Übersicht über die eingesetzten Sonden und die vorhandenen Datensätze aus Bohrlochmessungen in den einzelnen Bohrlokationen gegeben. Eine Darstellung sämtlicher vorhandener LWD Bohrlochmessungen für die Sites in Barbados und Nankai findet sich im Anhang.

Barbados

LWD Messungen wurden im Rahmen von ODP Leg 171A an den Sites 1044, 1045, 1046, 1047 und 1048, während ODP Leg 156 an der Site 948 durchgeführt. Die Messungen erfolgten prinzipiell von oben nach unten. In den Bohrungen wurde jeweils eine Messung mit den LWD Sondenkombinationen Compensated Dual Resistivity (CDR) und Compensated Density Neutron (CDN) durchgeführt

(Tab. 3.3). Alle Logs weisen eine gute Qualität auf. Die Messungen des Differenzkalibers zeigen, dass 90% des Bohrlochs Randausbrüche < 1 in (2,54 cm) aufweisen, d.h. die Abweichungen vom Solldurchmesser sind gering. Die hohe Qualität der Bohrlochmessungen resultiert aus dem Messprinzip direkt nach dem Bohren.

Tab. 3.3: Sonden und Messbereiche für die Sites des ODP Leg 171A und Site 948 des ODP Leg 156.

LWD Sonden	Logs	Teufe (mbsf)					
		Site 1044	Site 1045	Site 1046	Site 1047	Site 1048	Site 948
Compen-sated Dual Resistivity (CDR)	ATR (Ωm) PSR (Ωm)	0 - 681	0 - 484	0 - 833	0 - 629	0 - 334	0 - 584
	GR (API)	0 - 678	0 - 480	0 - 833	0 - 626	0 - 331	0 - 584
	THOR (ppm) POTA (%) URAN (ppm)	0 - 678	0 - 480	0 - 833	0 - 626	0 - 331	0 - 584
Compen-sated Density Neutron (CDN)	ROMT (g/cm³) PEF (barn/e⁻)	0 - 673	0 - 475	0 - 822	0 - 620	0 - 325	0 - 584
	TNPH (p.u.)	0 - 671	0 - 473	0 - 833	0 - 619	0 - 324	0 - 584
	D_CA (in)	0 - 673	0 - 475	0 - 822	0 - 620	0 - 337	0 - 584

Nankai

Im Rahmen von ODP Leg 196 wurden LWD Messungen an den Sites 1173 und 808 durchgeführt (Tab. 3.4). In den Bohrungen erfolgten jeweils zwei Messfahrten mit der LWD Sondenkombination Azimuthal Density Neutron (ADN) und Resistivity At The Bit (RAB). In Hole 1173B begannen die Bohrlochmessungen bei 120 mbsf und endeten bei 737 mbsf. Hole 1173C befindet sich 50 m nordwestlich von Hole 1173B und umfasst den fehlenden obersten Teufenbereich. In Hole 808H konnten bis 1061 mbsf LWD Bohrlochmessungen durchgeführt werden. Infolge schlechter Bohrlochbedingungen zwischen 1000 mbsf und 1057 mbsf traten bei den LWD Messungen Probleme auf. In einer Teufe von 1061 mbsf war das Bohrgestänge endgültig festgefahren. Die Qualität der Daten ist an Site 1173 über weite Strecken gut, in einzelnen Bereichen weist das Differenzkaliber allerdings Werte > 1 in auf. An der Site 808 werden die Werte im Bereich oberhalb von 156 mbsf aufgrund der schlechten Datenqualität (starke Variation der Werte und hohes Differenzkaliber) nicht verwendet (siehe Kapitel 4.2.1.1).

Tab. 3.4: Sonden und Messbereiche für die Sites des ODP Leg 196.

LWD Sonden	Logs	Teufe (mbsf)		
		Site 1173		Site 808
		Hole B	Hole C	Hole I
Azimuthal Density Neutron (ADN)	ROMT (g/cm³) PEF (barn/e⁻) TNPH (p.u.) DCAL (in)	123 - 713	0 - 152	0 - 1034
Resistivity At The Bit (RAB)	GR (API) RING_RES (Ωm)	120 - 730	0 - 173	0 - 989 156 - 988

3.2 Kernmessungen

Neben den Bohrlochmessungen existieren auch Messungen sedimentphysikalischer Eigenschaften an Kernen. Diese wurden sowohl an ungeteilten als auch an geteilten Kernen vorgenommen (Tab. 3.5; Moore et al., 1988; Shipley et al., 1995; Taira et al., 1991; Moore et al., 2001). Für die Messungen wurden die Bereiche der geteilten Kerne verwendet, die nicht durch Bohren, Gasausdehnung, Bioturbation oder Risse beansprucht waren. Im Multi-Sensor Track (MST) wurden an Kernstücken (Länge 1,5 m) die physikalischen Parameter magnetische Suszeptibilität, Dichte und natürliche Radioaktivität bestimmt. Die Dichte-Messungen wurden an den Kernen und im MST wie folgt durchgeführt:

Gamma Ray Attenuation (GRA) Dichte

Im MST wurde die Dichte für ungeteilte Kernstücke mit dem GRA Densiometer gemessen. Die Gamma Ray Quelle war ^{137}Cs. MST Daten wurden in diskreten Intervallen mit einer frei gewählten Beprobungsrate aufgenommen.

Kern-Messung der Dichte

Dem frischen Kern wurden ungefähr 10 cm^3 große Würfel zur Bestimmung der Dichte entnommen (zwei Proben pro Kernstück). Dabei wurde die Feuchtmasse direkt nach der Probenentnahme gemessen, während die Trockenmasse und das Trockenvolumen nach einer 24-stündigen Trockenphase in einem Ofen (105 ± 5°C) bestimmt wurden. Feucht- und Trockenmasse wurden mit einer elektronischen Waage ermittelt, das Trockenvolumen wurde mit dem Gas-Pyknometer gemessen. Korrekturen wurden für die Masse und das Volumen des verdunsteten Meerwassers unter Verwendung der Meerwasser-Dichte von 1,024 g/cm^3 und der Salz-Dichte von 2,20 g/cm^3 durchgeführt (siehe Blum, 1997).

Tab. 3.5.: Übersicht über die Kernmessungen in Barbados und Nankai. + im gesamten Kernbereich vorhandene Kernmessungen, (+) nur in Teilen des Kernbereichs vorhandene Kernmessungen und - nicht vorhandene Kernmessungen. Die Sites in Barbados sind von Osten nach Westen, die in Nankai von Süden nach Norden dargestellt.

Barbados	MST-Dichte (Kernstück)	magnetische Suszeptibilität (Kernstück)	natürliche Radioaktivität (Kernstück)	Kern-Dichte (Kernprobe)
Site 672	-	+	(+)	(+)
Site 676	(+)	-	-	+
Site 949	-	(+)	(+)	(+)
Site 948	+	+	+	(+)
Site 671	(+)	+	-	+
Nankai				
Site 1173	+	+	+	+
Site 1174	+	+	+	+
Site 808	(+)	+	-	+

4 Datenqualität und Bewertung des Datenmaterials

Ziel der Qualitätskontrolle ist es, zu bestimmen, welche Logs für die Interpretation der Bohrlochmessungen geeignet sind. Des weiteren gilt es, Fehlerquellen und ihren Einfluss auf das Datenmaterial zu ermitteln. Fehler entstehen (a) bei der Teufenkorrektur der verschiedenen Sonden, die aufgrund unterschiedlicher Teufen innerhalb einer Sondenkombination notwendig sind, (b) durch zeitweiliges Steckenbleiben der Sonden im Bohrloch und (c) beim Vergleich der Bohrlochmessungen unterschiedlicher Sonden. Die Datenqualität wird durch den Zustand der Bohrlochwand erheblich beeinflusst. Große Auswaschungen verfälschen die bohrlochgeophysikalischen Messungen signifikant. Dies ist besonders bei Messungen der Fall, die einen guten Kontakt mit der Bohrlochwand benötigen, beispielsweise Dichtemessungen. Dagegen sind Messungen mit einer großen Eindringtiefe, wie die Widerstandsmessungen, bezüglich Bohrlochrandausbrüchen weniger empfindlich (Rider, 1996). Schließlich wird das Datenmaterial mit Hilfe von Crossplots und statistischen Methoden wie der Hauptkomponentenanalyse einer Bewertung in Hinsicht auf mögliche Hintergrundvariablen unterzogen und es werden Bohrloch- und Kernmessungen verglichen.

Die statistischen Untersuchungen erfolgten mit dem Programm WINSTAT Statistik für Windows. Die verfügbare Rechnerkapazität erforderte zunächst eine Filterung der zu analysierenden Daten (gleitendes Mittel), so dass ein bis zwei Messpunkte pro Meter für die weitere Betrachtung vorliegen. Eine vollständige Übersicht sämtlicher Logs (Composite Logs) und Sites befindet sich im Anhang. Die folgenden Betrachtungen werden ausschließlich in den akkretierten Sedimenten *oberhalb* der Décollement Zone durchgeführt, da in diesem Bereich die größten Änderungen der sedimentphysikalischen Eigenschaften und des Fluidgehalts der Sedimente auftreten.

Die lithologische Rekonstruktion erfolgt nach Sites getrennt. Gründe dafür sind die unterschiedlichen Wertebereiche der physikalischen Parameter je Site trotz gleicher Trends der Bohrlochmessungen. Sie basieren möglicherweise auf einer durch das Ablagerungsgeschehen bedingten Variation der sedimentären Zusammensetzungen, auf einer unterschiedlichen Kalibrierung der Sonden für jede Site und/oder auf unterschiedlichen Spülungszusammensetzungen und daraus resultierenden unterschiedlichen Widerständen: Den Bohrungen des Leg 171A (Barbados) wurde Sepiolit-Mud hinzugefügt, der jedoch in Menge (20 bis 45 Barrel) und Teufe zwischen den Sites variiert. An der Site 948 weichen die Wertebereiche der Bohrlochmessungen, insbesondere die geringen Werte der natürlichen Radioaktivität (GR), von denen der restlichen Sites deutlich ab. Dies wird durch ältere Sonden und Messkonfigurationen verursacht, die während Leg 156 eingesetzt wurden. LWD Messungen wurden im Rahmen dieses Legs erstmals im Rahmen von ODP durchgeführt.

4.1 Barbados

4.1.1 Beurteilung der Daten

Zu Barbados liegen LWD Bohrlochmessungen vor, die im Rahmen von ODP Leg 171A an fünf Sites und im Rahmen von Leg 156 an einer Site durchgeführt wurden. Kerngewinn liegt ausschließlich an Sites der Legs 110 und 156 vor. Diese befinden sich zum Teil an den gleichen Positionen (Abstand wenige 10er Meter), an denen während Leg 171A Bohrlochmessungen durchgeführt wurden.

4.1.1.1 Einfluss des Bohrlochdurchmessers

Um die Korrelation der physikalischen Parameter zu quantifizieren, werden Korrelationskoeffizienten berechnet, die ein Maß für den Zusammenhang zwischen den Variablen (= Logs) darstellen (Backhaus et al., 1996). Korrelationskoeffizienten größer +0,5 bzw. kleiner -0,5 sollen als signifikant betrachtet werden. Ziel der Korrelationsanalyse ist die quantitative Bewertung der Zusammenhänge zwischen je zwei Logs (Schönwiese, 2000).

Der Mittelwert des Differenzkalibers (DC_A) ist an sämtlichen Sites mit einem Minimum von 0,11 in (Site 1048) und einem Maximum von 0,30 in an Site 1044 ausgesprochen gering (Tab. 4.1, siehe nächste Seite). Daher scheint der Einfluss des DC_A auf die Logs in der Regel nicht von Bedeutung zu sein. Die Korrelationskoeffizienten zeigen den Zusammenhang zwischen DC_A und den wichtigsten physikalischen Parametern (Tab. 4.2). An Sites 1047 und 1045 werden signifikante Korrelationskoeffizienten zwischen DC_A und PEF beobachtet, an Site 1047 zusätzlich zwischen DC_A und ROMT. Das bedeutet, dass diese Logs einen Zusammenhang mit Bohrlochrandausbrüchen aufweisen und daher mit Vorsicht zu interpretieren sind. Dass an zwei Sites eine erhöhte Korrelation mit PEF besteht ist insofern überraschend, als dass dies allenfalls von der Dichte (ROMT) erwartet wurde, die prinzipiell empfindlicher auf Bohrlochrandausbrüche reagiert. Eine Erklärung dafür kann nicht gegeben werden.

Tab. 4.2: Korrelationskoeffizienten für die wichtigsten Logs mit dem Differenzkaliber (DC_A) oberhalb der Décollement Zone für Sites im Gebiet Barbados (ODP Leg 171A). Für Site 948 (ODP Leg 156) liegen keine DC_A Messungen vor. Als signifikant betrachtete Korrelationskoeffizienten (> 0,5 und < -0,5) sind fett markiert.

	Site 948	Site 1045	Site 1046	Site 1047	Site 1048	Site 1044
	DC_A	DC_A	DC_A	DC_A	DC_A	DC_A
GR (API)	-	-0,31	-0,05	-0,29	-0,02	-0,16
ROMT (g/cm³)	-	-0,39	-0,21	**-0,61**	-0,03	-0,45
PEF (barn/e-)	-	**-0,59**	-0,27	**-0,56**	-0,06	-0,38
ATR (Ωm)	-	-0,38	0,03	0,08	0,08	0,07
TNPH (p.u.)	-	0,28	0,20	0,27	0,04	0,44

Tab. 4.1: Statistische Kenngrößen der LWD Bohrlochmessungen (natürliche Radioaktivität (GR), Dichte (ROMT), Photoelektrischer Faktor (PEF), spezifischer elektrischer Widerstand (ATR), Neutronenporosität (TNPH) und Differenzkaliber (DC_A)) der Sites des ODP Leg 171A und der Site 948 des ODP Leg 156 oberhalb der Décollement Zone (Tiefenbereich wie jeweils angegeben). Als Minima und Maxima werden die 5% und 95% Perzentile angegeben. PEF und DC_A wurden an Site 948 nicht gemessen. Die Anzahl der Messungen wurde auf ein bis zwei Messung pro Meter reduziert.

Site 1044 (0-170 mbsf)	GR (API)	PEF (barn/e^-)	ROMT (g/cm³)	ATR (Ωm)	TNPH (p.u.)	DC_A (in)
Anzahl der Messungen	167	167	167	167	167	167
Mittelwert	72	2,72	1,59	0,85	0,69	0,30
Standardabweichung	11	0,34	0,06	0,08	0,04	0,20
Minimum	58	2,22	1,49	0,68	0,63	0,06
Maximum	94	3,29	1,68	0,99	0,77	0,78
Site 1048 (0-175 mbsf)						
Anzahl der Messungen	286	286	286	286	280	285
Mittelwert	71	2,74	1,57	0,84	0,69	0,10
Standardabweichung	11	0,49	0,07	0,07	0,11	0,06
Minimum	55	2,08	1,46	0,68	0,55	0,00
Maximum	92	3,47	1,68	0,94	0,88	1,07
Site 1047 (0-260 mbsf)						
Anzahl der Messungen	426	426	426	426	426	426
Mittelwert	77	3,11	1,65	0,96	0,66	0,20
Standardabweichung	13	0,49	0,08	0,10	0,19	0,21
Minimum	59	2,37	1,51	0,73	0,53	-0,01
Maximum	103	3,81	1,78	1,10	0,81	0,67
Site 1046 (0-360 mbsf)						
Anzahl der Messungen	576	576	576	576	442	576
Mittelwert	81	3,13	1,74	0,96	0,65	0,13
Standardabweichung	12	0,47	0,08	0,13	0,08	0,14
Minimum	62	2,40	1,58	0,74	0,55	0,00
Maximum	102	3,86	1,85	1,15	0,78	0,38
Site 1045 (0-410 mbsf)						
Anzahl der Messungen	640	640	640	640	640	640
Mittelwert	84	3,40	1,80	1,01	0,61	0,14
Standardabweichung	11	0,44	0,00	0,12	0,09	0,13
Minimum	69	2,63	1,63	0,81	0,51	0,00
Maximum	106	4,00	1,94	1,17	0,76	0,43
Site 948 (0-480 mbsf)						
Anzahl der Messungen	476	-	476	476	476	-
Mittelwert	54	-	1,83	1,06	0,63	-
Standardabweichung	7	-	0,12	0,13	0,07	-
Minimum	42	-	1,59	0,84	0,53	-
Maximum	67	-	1,99	1,24	0,76	-

4.1.1.2 Beschreibung und Einschätzung der Wertebereiche

Die Histogramme der bohrlochgeophysikalischen Parameter an den Sites 1044 bis 1048 des ODP Leg 171A und der Site 948 des ODP Leg 156 werden im Folgenden von Osten (Site 1044) nach Westen (Site 948) beschrieben. Ziel dieser Darstellung ist es, mögliche Änderungen in den physikalischen Eigenschaften mit zunehmender Akkretion zu bestimmen.

Neben den Bohrlochmessungen existieren zwei Arten von Messungen an Kernen: Messungen an diskreten Kernproben und Messungen an (ungestörten) Kernsektionen im Multi-Sensor Track (MST; siehe Kapitel 3.2). Die Anzahl der gemessenen Werte unterscheidet sich deutlich, da jeweils in verschiedenen Abständen Messwerte genommen wurden (MST-Dichte alle 4 cm, Bohrlochmessungen alle 15 cm, Kernproben alle 75 cm).

Natürliche Radioaktivität (GR)

Der GR Wertebereich variiert zwischen einem Minimum von 42 API (Site 948) und einem Maximum von 106 API (Site 1045; Tab. 4.1). In Schlumberger (1972) und Rider (1996) werden GR Referenzwerte für Tone bzw. Tonsteine mit 80 - 140 API, für Quarzsande bzw. Sandsteine mit 10 - 30 API und für Kalksteine mit 5 - 10 API angegeben. Die Wertebereiche der Sites liegen im Bereich dieser Referenzwerte. Eine Sonderrolle stellt Site 948 mit geringeren GR Werten (42 bis 67 API) dar, was vermutlich auf eine andere Kalibrierung der Sonde während ODP Leg 156 im Vergleich zu ODP Leg 171A zurückzuführen ist.

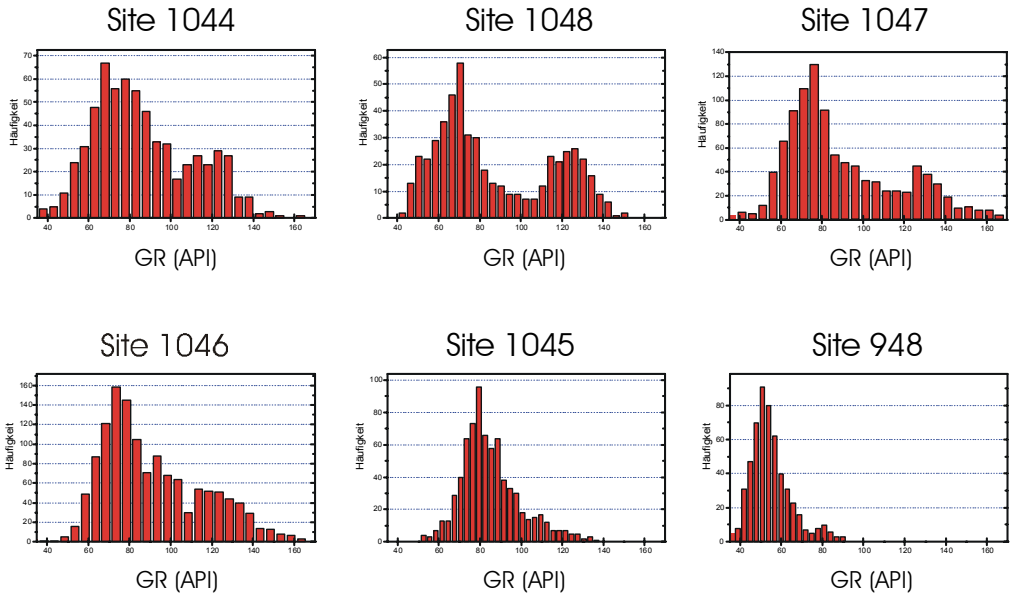
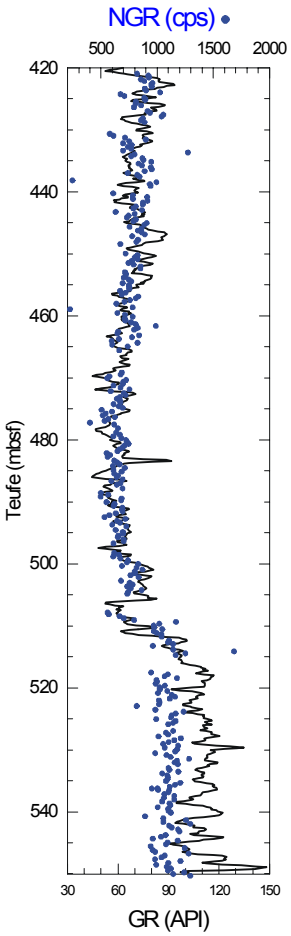


Abb. 4.1: Histogramme der natürlichen Radioaktivität (GR) im Profil von Westen (Site 1044) nach Osten (Site 948).

In den GR Histogrammen der Sites 1044, 1048, 1047 und 1046 werden zwei Maxima beobachtet (Abb. 4.1): um 70 - 80 API und weniger ausgeprägt um 110 - 130 API. Diese Werte lassen auf zwei Lithologien schließen: (1) siltiger Ton bzw. toniger Silt und (2) Ton. Sites 1045 und 948 sind durch deutlich geringere Werte mit einem einzelnen Häufigkeitsmaximum bei 80 bzw. 55 API gekennzeichnet, das der ersten Lithologie zugeordnet werden kann. Die GR Mittelwerte sind durch einen leichten, aber kontinuierlichen Anstieg von Site 1044 (72 API) zu Site 1045 (84 API) gekennzeichnet. Trotz der deutlich geringeren Mittelwerte ist dieser Trend auch an Site 948 zu beobachten (54 API).



Exemplarisch werden die Daten für die natürliche Radioaktivität der Site 948 (LWD Bohrlochmessungen) und Site 671 (Kern) gegen die Tiefe beschrieben (Abb. 4.2). Ziel des Vergleichs ist die Kontrolle der mit zwei unterschiedlichen Methoden gewonnenen Datensätze hinsichtlich ihres Kurvenverlaufs bzw. ihrer Trends. Er wird jedoch durch Unterschiede in den Wertebereichen und Einheiten der Messungen eingeschränkt: GR wird in API (American Petroleum Institute units), NGR in cps (counts per second) gemessen. Eine direkte Umrechnung von cps in API kann aufgrund der fehlenden Kalibrierung nicht erfolgen. Dennoch lässt sich in beiden Messreihen ein übereinstimmender Trend erkennen, der durch einen auffälligen Anstieg der Werte bei 510 mbsf bestimmt wird. Die Ursache für das Auseinanderklaffen der Werte ab etwa 515 mbsf ist unklar.

Abb. 4.2: Vergleich der Messungen der natürlichen Radioaktivität des MST (NGR) für Site 671 und der Bohrlochmessungen (GR, durchgezogene Kurve) für Site 948.

Photoelektrischer Faktor (PEF)

Die Messwerte des Photoelektrischen Faktors liegen zwischen einem Minimum von 2,08 barn/e^- (Site 1048) und einem Maximum von 4,00 barn/e^- (Site 1047; Tab. 4.1). Die Mittelwerte variieren zwischen 2,72 barn/e^- (Site 1044) und 3,40 barn/e^- (Site 1045) und zeigen eine kontinuierliche Zunahme mit fortschreitender Akkretion. Nach Ellis(1987) weisen Tonminerale PEF Werte zwischen 1,83 barn/e^- (Kaolinit) und 3,45 barn/e^- (Illit) auf, Karbonate von 5 barn/e^- und Quarz von 1,81 barn/e^-. Die Messwerte der Bohrungen befinden sich somit im typischen Bereich für marine Sedimente, die

durch eine Mischung quarzhaltiger sandiger, toniger und untergeordnet kalkiger Sedimente gekennzeichnet sind.

Die Histogramme weisen zwei Häufigkeitsmaxima auf: eines bei 3,2 - 3,3 barn/e$^-$, ein zweites variiert deutlich und liegt bei 2,3 barn/e$^-$ an Site 1048, bei 2,6 - 2,8 barn/e$^-$ an Sites 1044, 1046 und 1047 sowie bei 3,1 barn/e$^-$ an Site 1045 (Abb. 4.3). Es existiert demnach eine kontinuierliche Zunahme der Werte des zweiten Häufigkeitsmaximums im Profil von Osten (Site 1044) nach Westen (Site 1045). Folglich handelt es sich aufgrund der Wertebereiche und den Tabellenwerten von Ellis (1987) sowohl um kalkhaltige als auch um weniger kalkhaltige bzw. kalkfreie Sedimente. Der Anteil der kalkhaltigen Sedimente nimmt nach Westen ab. Das Tonmineral Illit kann auch für die hohen Werte verantwortlich sein.

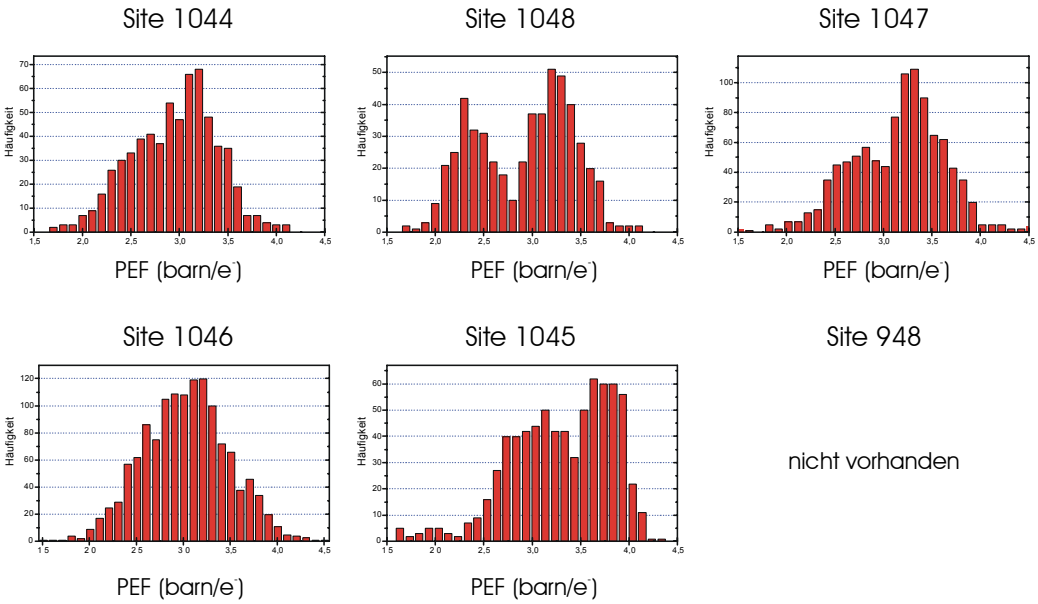


Abb. 4.3: Histogramme des Photoelektrischen Faktors (PEF) im Profil von Westen (Site 1044) nach Osten (Site 948). Für Site 948 liegen keine LWD Bohrlochmessungen des PEF vor.

Dichte (ROMT)

Der Parameter ROMT weist Mittelwerte von 1,57 g/cm³ (Site 1048) bis 1,83 g/cm³ (Site 948) und einen Wertebereich zwischen einem Minimum von 1,46 g/cm³ (Site 1048) und einem Maximum von 1,99 g/cm³ (Site 948) auf (Tab. 4.1). Nach Hamilton (1976) zeichnen sich Sedimente der abyssalen Ebene durch folgende Dichten aus: siltiger Ton 1,33 g/cm³, Ton 1,35 g/cm³ und Silt 1,60 g/cm³. Diagenetisch verfestigte Sedimente wie Sandsteine haben eine durchschnittliche Dichte von 2,30 g/cm³, Kalksteine von 2,55 g/cm³ und Tonsteine von 2,70 g/cm³. Die vorliegenden ROMT Mittelwerte reflektieren folglich überwiegend unverfestigte Sedimente.

Die Verteilung der ROMT Werte ist durch zwei Häufigkeitsmaxima gekennzeichnet (Abb. 4.4): Das erste hat Werte zwischen 1,60 g/cm³ (Site 1044) und 1,85 g/cm³ (Site 948), das zweite zwischen

1,85 g/cm³ (Site 1044) und 1,95 g/cm³ (Site 948). Mit Ausnahme von Site 1045, deren Messwerte eine etwas niedrigere mittlere Dichte (1,85 g/cm³) aufweisen, ist von Osten (Site 1044) nach Westen (Site 948) eine kontinuierliche Zunahme der zwei Häufigkeitsmaxima zu höheren Werten zu verzeichnen. Diese Dichtezunahme spiegelt eine allmähliche Zunahme der Sedimentmächtigkeit mit der Tiefe nach Westen wider, was zu einer Verdichtung bzw. Kompaktion der Sedimente führt.

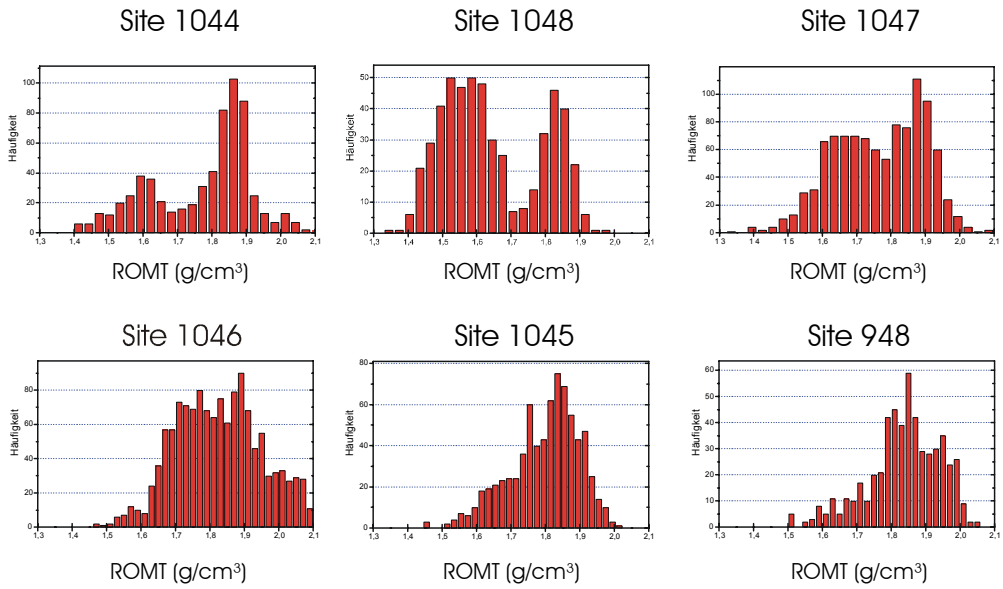


Abb. 4.4: Histogramme der Dichte (ROMT) im Profil von Westen (Site 1044) nach Osten (Site 948).

An den Sites 1044 und 672 wurden Log Dichte (ROMT), MST- und Kern-Dichte Messungen durchgeführt. Der Abstand der Sites 1044 und 672, die im Rahmen unterschiedlicher Bohrfahrten gewonnen wurden, beträgt 35 m. Um die Dichtedaten zu vergleichen, die mit unterschiedlichen Messmethoden gewonnen wurden, wurden Histogramme erstellt und die Daten gegen die Tiefe aufgetragen. In den Histogrammen sind ROMT und Kern-Dichte durch zwei Häufigkeitsmaxima gekennzeichnet (Abb. 4.5): eines bei 1,60 g/cm³ und ein zweites bei 1,85 g/cm³ bzw. 1,90 g/cm³. Abweichend ist die MST-Dichte durch nur ein einzelnes Häufigkeitsmaximum bei 1,75 g/cm³ charakterisiert. Gründe dafür können nicht angegeben werden.

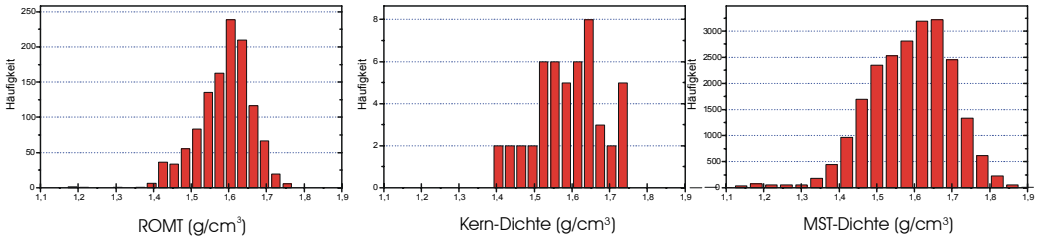


Abb. 4.5: Histogramme der mit unterschiedlichen Messverfahren gemessenen Dichten: Log ROMT an Site 1044, Kern- sowie MST-Dichte an Site 672 oberhalb der Décollement Zone (0-170 mbsf).

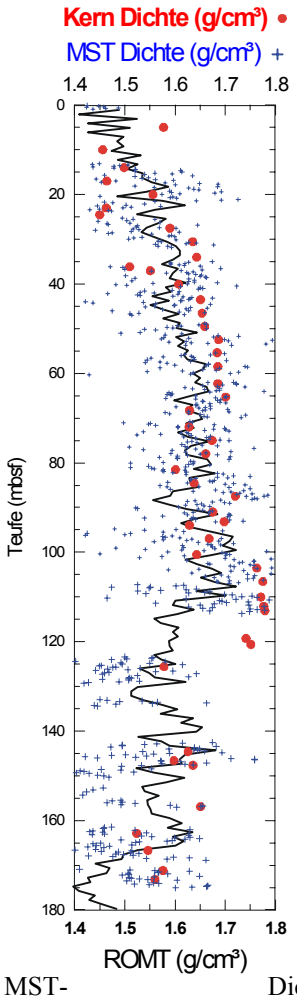


Abb. 4.6: Vergleich von Log Dichte (ROMT; durchgezogene Kurve), Kern- und MST-Dichte der Site 1044/672.

Insgesamt weisen die Dichtedaten gegen die Tiefe jedoch ähnliche Trends auf (Abb. 4.6). Die MST Daten zeigen gegenüber ROMT eine starke Streuung. Die Kern-Dichten sind teilweise durch etwas geringere Werte charakterisiert, liegen meist aber höher (im Bereich 100 - 120 mbsf). Letzteres lässt sich dadurch begründen, dass die manuelle Auswahl der Kern-Proben besser erhaltene Kerne bevorzugt. Unterschiede zwischen Bohrloch- und Kernmessungen können dadurch bedingt sein, dass die Bohrlochmessungen in situ im Bohrloch und die Kernmessungen erst an Bord des Schiffes erfolgten, wo bereits eine Druckentlastung des Kerns stattgefunden hat. Außerdem ist der Kern-Liner nicht zu 100% gefüllt, was ebenfalls zur Reduzierung der MST-Dichtedaten geführt hat. Prinzipiell lassen sich die Unterschiede zwischen Kern- und Logdaten auf Grund des betrachteten Integrationsvolumens, d.h. dem betrachteten Messbereich, und Unterschieden im Messprinzip (siehe Kapitel 3.1.1.2 und 3.2) erklären.

Spezifischer elektrischer Widerstand (ATR)

Die ATR Werte sind mit einem Minimum von 0,68 Ωm (Site 1044) und einem Maximum von 1,24 Ωm (Site 948) relativ niedrig (Tab. 4.1). Die Mittelwerte sind in Site 1044 (0,85 Ωm) und Site 1048 (0,84 Ωm) gleich, nehmen jedoch nach Westen zu Site 1047 abrupt zu (0,96 Ωm). Die mit Meerwasser gesättigten Porenräume und das in den Tonmineralen gebundene Wasser haben einen nicht zu unterschätzenden Einfluss auf den Widerstand. Serra (1984) gibt für ungesättigte Kalksteine einen spezifischen Widerstand von 10^2 - 10^4 Ωm, für Sandsteine von 10 - 10^4 Ωm an, für Sande von 1 - 10^3 Ωm und für Tone von 1 - 10 Ωm. Die gemessenen Werte lassen daher auf wenig verfestigten Ton mit hohem Wassergehalt schließen.

Neutronenporosität (TNPH)

TNPH ist durch Mittelwerte zwischen 0,61 p.u. (Site 1045) und 0,69 p.u. (Sites 1044 und 1048) gekennzeichnet (Tab. 4.1), mit einem Minimum bei 0,51 p.u. (Site 1045) und einem Maximum bei 0,88 p.u. (Site 1048). Dabei ist die Einheit p.u. so definiert, dass sie Werte von 0 bis 1 annimmt. Die *Neutronen*porosität ist an Kalksteinen geeicht und gibt ausschließlich für diese Gesteine absolute Werte wider. In allen anderen Gesteinen, insbesondere in den hier teilweise unverfestigten

Sedimenten, dürfen die Werte nur als relative Änderung betrachtet werden. Unter Berücksichtigung des zusätzlich gemessenen Zwischenschichtwassers, das von den Werten der Neutronenporosität abgezogen werden muss, ergeben sich hier dennoch hohe Porositätswerte. Nach Hamilton & Bachman (1982) sind Porositätswerte zwischen 35% und 90% für marine Sedimente charakteristisch. Weiterhin werden für Sedimente der abyssalen Ebene von Hamilton (1976) folgende Porositätswerte angegeben: 80% für Ton, 81% für siltigen Ton und 64% für Silt. Folglich liegen hier wenig verfestigte marine, vermutlich siltige Sedimente vor.

4.1.1.3 Hauptkomponentenanalyse

Ziel der Hauptkomponentenanalyse (spezieller Fall der Faktorenanalyse) ist es, aus der Vielzahl der möglichen Variablen die voneinander unabhängigen Einflussfaktoren zu bestimmen (Backhaus et al., 1996). Es wird davon ausgegangen, dass die Faktoren lineare Beziehungen beschreiben (Schönwiese, 2000). Für eine bestimmte Anzahl von Variablen werden die (linear unabhängigen) Faktoren berechnet, die „Hintergrundvariablen", durch die sich die Variablen beschreiben lassen. Hierbei handelt es sich um ein rein mathematisches Verfahren, die bestimmten Faktoren können nicht direkt gemessen werden. Faktorladungen sind ein Maß dafür, wie viel ein Faktor mit einer Ausgangsvariablen zu tun hat. Das heißt, Faktorladungen sind im mathematisch-statistischen Sinne nichts anderes als ein Korrelationskoeffizient zwischen Faktor und Variablen (Backhaus et al., 1996). Je höher der Betrag der Faktorladung, um so wichtiger ist das jeweilige Log für die Interpretation des Faktors. Bei der Interpretation der Faktoren werden Faktorladungen größer 0,5 bzw. kleiner -0,5 als signifikant betrachtet. Der erste Faktor besitzt die größte Aussagekraft; sie nimmt für die weiteren Faktoren allmählich ab. Vor der Durchführung der Hauptkomponentenanalyse werden die Bohrlochmessdaten standardisiert, um die Messgröße der einzelnen Logs und dadurch bedingte Wichtungen zu eliminieren.

Für die Logs von Barbados oberhalb der Décollement Zone sind, für die einzelnen Sites getrennt, Hauptkomponentenanalysen durchgeführt worden (Tab. 4.3). Es ergeben sich an allen Sites zwei oder drei Faktoren. Die Logs, die die jeweiligen Faktoren bestimmen, unterscheiden sich allerdings zwischen den sechs Sites deutlich. Die Ursachen für diese Unterschiede sind unklar. Die Interpretation der Faktoren im Hinblick auf Hintergrundvariablen wird im Folgenden beispielhaft für die Sites 1044 (mit drei Faktoren) und 1046 (mit zwei Faktoren) beschrieben.

Site 1044

Faktor 1 wird primär durch PEF bestimmt, weiterhin spielen ROMT und TNPH eine wichtige Rolle (Tab. 4.3). ROMT und TNPH haben wie erwartet umgekehrte Vorzeichen, eine hohe Dichte geht also mit einer niedrigen Porosität einher. Kombiniert mit PEF bedeutet dies, dass dieser Faktor den Zusammenhang zwischen Lithologie und der Verfestigung widerspiegelt. Faktor 2 wird durch ATR und

DC_A bestimmt, also durch die Verfestigung des Sediments bzw. den Wassergehalt und durch den Bohrlochrandausbruch. Da die Vorzeichen umgekehrt zueinander sind, bedeutet dies, dass ein hoher Wassergehalt und somit eine geringe Verfestigung des Sediments mit einem geringen Bohrlochrandausbruch zusammenhängt. Faktor 3 wird durch GR und TNPH beschrieben. Die positiven Vorzeichen für beide Logs erscheinen zunächst erstaunlich, bedeuten aber, dass ein hoher Tongehalt mit einer hohen Neutronenporosität (also gebundenem Zwischenschichtwasser v.a. in Tonmineralen) einhergeht.

Site 1046

Faktor 1 wird primär durch PEF, ATR und ROMT bestimmt, was den hohen Einfluss der Lithologie und der damit zusammenhängenden Verfestigung der Sedimente sowie der Verfestigung des Sediments widerspiegelt. Das bedeutet, je höher der Tongehalt (hohes GR), desto höher die Dichte oder Verfestigung des Sediments. Ton weist folglich eine größere, Sand eine geringere Verfestigung auf. DC_A und TNPH haben beide negative Vorzeichen: Je stärker der Bohrlochrandausbruch, desto höher ist die Neutronenporosität. Folglich besteht ein Zusammenhang zwischen einem starken Bohrlochrandausbruch und einer geringeren Verfestigung im Sediment. Faktor 2 wird allein durch GR beschrieben, also der Lithologie.

Tab. 4.3: Übersicht über Faktoren und Faktorladungen oberhalb der Décollement Zone. PEF und DC_A wurden an Site 948 nicht gemessen. Fett markiert sind die Sites 1044 und 1046, die exemplarisch im Hinblick auf ihre Hintergrundvariablen interpretiert werden.

Site	Faktor	Logs (Faktorladung)
1044	1	PEF (0,94), ROMT (0,74), TNPH (-0,67)
	2	ATR (0,85), DC_A (-0,82)
	3	GR (0,87), TNPH (0,54)
1048	1	ROMT (0,91), PEF (0,85), ATR (0,77)
	2	DC_A (0,78), GR (-0,75)
	3	TNPH (0,91)
1047	1	ROMT (0,95), ATR (0,91), PEF (0,83), DC_A (-0,71), GR (0,62)
	2	TNPH (0,90)
1046	1	PEF (0,91), ATR (0,89), ROMT (0,81), DC_A (-0,62), TNPH (-0,58)
	2	GR (0,88)
1045	1	PEF (0,93), ATR (0,89), ROMT (0,76), TNPH (-0,69), DC_A (-0,41)
	2	GR (0,95)
948	1	ATR (0,83), TNPH (-0,80) RHOB (0,69)
	2	GR (0,90), RHOB (0,53)

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass (a) die natürliche Radioaktivität (GR) und der Photoelektrische Faktor (PEF) sowie das Differenzkaliber (DC_A) die Lithologie widerspiegeln und (b) der spezifische elektrische Widerstand (ATR), die Dichte (ROMT) und die Neutronenporosität (TNPH) den Grad der sedimentären Verfestigung des Gesteins abbilden und indirekt den Anteil an Porenfluiden und dem in Tonmineralen gebundenen Wasser angeben.

4.2 Nankai

4.2.1 Allgemeine Beurteilung der Daten

Im Rahmen von ODP Leg 196 wurden an den Sites 1173 und 808 LWD Bohrlochmessungen durchgeführt; Kernmessungen erfolgten während Leg 190 an den Sites 1173 und 1174 und während ODP Leg 131 an Site 808. Diese werden nun einer Analyse unterzogen, um Aussagen zur Datenqualität der Logs vornehmen zu können, die für weitere Interpretationen von Bedeutung sind.

4.2.1.1 Einfluss des Bohrlochdurchmessers

Site 1173

Die Datenqualität der LWD Bohrlochmessungen der Site 1173 ist gut, da die Abweichungen vom Bohrlochdurchmesser (DCAL) im Bohrloch im Allgemeinen weniger als 1 in beträgt (Mittelwert 0,62 in). Der Bohrlochrandausbruch ist also gering. Eine Ausnahme stellen die obersten 75 m dar, in denen die DCAL Werte bis zu 2 in aufweisen, d.h. das Bohrloch ist durch Auswaschung vergrößert. Die Messungen von natürlicher Radioaktivität (GR), Dichte (RHOB), Photoelektrischem Faktor (PEF) und spezifischem elektrischem Widerstand (RES_RING) werden signifikant von DCAL beeinflusst (Tab. 4.4). Folglich wird hier ein Zusammenhang zwischen wenig verfestigten, grobkörnigeren Sedimenten und einem hohen Bohrlochrandausbruch reflektiert.

Site 808

Die Datenqualität der LWD Bohrlochmessungen variiert erheblich. Die Daten oberhalb 156 mbsf wurden grundsätzlich nicht verwendet, da die Logs über einen größeren Teufenbereich durch erhebliche Bohrlochrandausbrüche signifikant beeinflusst sind. Dennoch sind die Logs für weitere Interpretationen geeignet, da die DCAL Mittelwerte mit 0,83 in gering sind. Im Teufenbereich oberhalb der Décollement Zone (156 bis 945 mbsf) ist ein Zusammenhang zwischen DCAL und RHOB vorhanden (Tab. 4.4). Folglich liegt eine signifikante Korrelation zwischen Abweichungen vom Bohrlochdurchmesser und der Dichte bzw. Verfestigung des Sediments vor.

Tab. 4.4: Korrelationskoeffizienten der LWD Bohrlochmessungen des ODP Leg 196 mit dem Differenzkaliber (DCAL) oberhalb der Décollement Zone. Als signifikant angesehene Korrelationen (> 0,5 bzw. < -0,5) sind fett markiert.

Leg 196	Site 1173 DCAL (in)	Site 808 DCAL (in)
GR (API)	**-0,52**	-0,29
RHOB (g/cm³)	**-0,66**	**-0,53**
PEF (barn/e⁻)	**-0,52**	-0,38
RES_RING (Ωm)	**0,62**	0,11
TNPH (p.u.)	0,33	0,38

4.2.1.2 Beschreibung und Einschätzung der Wertebereiche

Die physikalischen Eigenschaften wurden mit drei Methoden bestimmt: (1) LWD Bohrlochmessungen an Sites 1173 und 808 (Leg 196), (2) Kernmessungen an Sites 1173 und 1174 (Leg 190) sowie Site 808 (Leg 131) und (3) Messungen mit dem Multi-Sensor Track (MST) an Sites 1173 und 1174 (Leg 190) und Site 808 (Leg 131). Die Datenmenge ist unterschiedlich groß, da LWD Messungen alle 15 cm, Kernmessungen alle 75 cm und MST-Messungen alle 4 cm erfolgten.

Natürliche Radioaktivität (GR)

Der GR Wertebereich variiert zwischen 38 API und 81 API (Tab. 4.5). Die Mittelwerte unterscheiden sich mit 52 API (Site 1173) und 65 API (Site 808) relativ deutlich, was auf eine unterschiedliche Zusammensetzung der Sedimente an den beiden Sites hinweist. GR weist bei Site 1173 zwei Häufigkeitsmaxima auf (Abb. 4.7). Ein Maximum liegt bei 50 API, ein zweites bei 75 API. Beide Maxima sind ungefähr gleich stark ausgeprägt und reflektieren die in den Kernen hauptsächlich vorhandenen Lithologien Silt und siltiger Ton. In Site 808 ist nur das Maximum bei 65 API vorhanden. Demnach ist Site 808 durch einen höheren Tongehalt gekennzeichnet als die meerwärtig gelegene Site 1173.

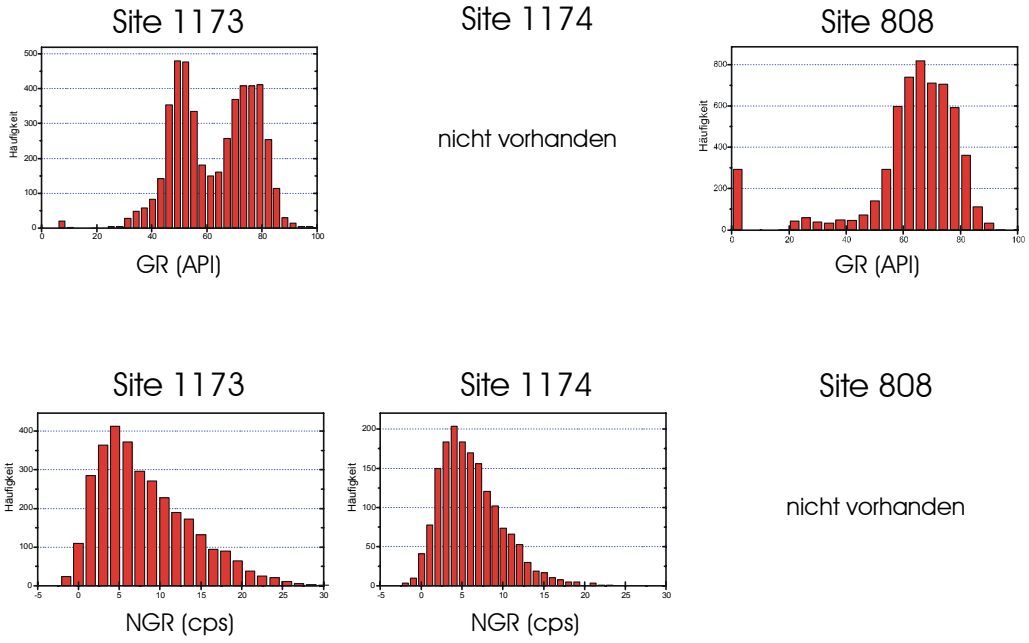
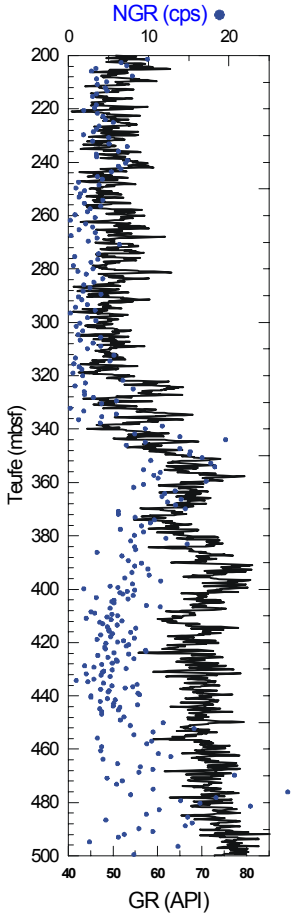


Abb. 4.7: Histogramme der natürlichen Radioaktivität der Logs (GR) und MST-Messungen (NGR) für die Sites 1173, 1174 und 808.

NGR Messungen wurden mit dem Multi-Sensor Track (MST) an Kernstücken der Sites 1173 und 1174 durchgeführt. Mittelwerte liegen bei 8,2 cps (Site 1173) bzw. 6,1 cps (Site 1174), das Häufigkeitsmaximum in beiden Sites bei 4 cps (Abb. 4.7). Die Zunahme der NGR Werte mit fortschreitender Akkretion impliziert einen erhöhten Tongehalt in Site 808, der bereits aus den GR Daten abgeleitet wurde.



Ein Vergleich der Bohrloch- und MST-Messungen der natürlichen Radioaktivität wird im Bereich 200 - 500 mbsf untersucht, da hier für beide Messverfahren Werte vorhanden sind. Der Vergleich der GR und NGR Werte zeigt bis 380 mbsf übereinstimmende Trends (Abb. 4.8). Dies ist insbesondere in einer Teufe von 350 mbsf auffällig, wo GR und NGR Werte abrupt zunehmen. Für größere Tiefen tritt auch hier, wie in Barbados, ein Auseinanderklaffen der Werte auf, das nicht erklärt werden kann. Die Messbereiche der LWD Bohrloch- und MST-Messungen können jedoch nicht direkt verglichen werden, da die Einheiten der Messungen, API bzw. cps, nicht übereinstimmen.

Abb. 4.8: Vergleich der natürlichen Radioaktivität der Bohrlochmessungen (GR, durchgezogene Kurve) und der Multi-Sensor Track Messungen (NGR) für Site 1173.

Photoelektrischer Faktor (PEF)

Die Werte des Photoelektrischen Faktors (PEF) der Sites 1173 und 808 der LWD Bohrlochmessungen variieren zwischen einem Minimum von 2,70 barn/e^- (Site 808) und einem Maximum von 3,54 barn/e^- (Site 1173; Tab. 4.5). Diese Werte entsprechen siltigen und tonigen Sedimenten. Die Mittelwerte sind 3,20 barn/e^- (Site 1173) bzw. 3,08 barn/e^- (Site 808). Folglich ist der Anteil an kalkigen Sedimenten oder am Tonmineral Illit hoch (siehe Kapitel 4.1.1.2). Das Vorhandensein von kalkigen Sedimenten widerspricht jedoch den Kernanalysen, die einen überwiegend geringen Kalkgehalt aufzeigen und nur in einzelnen Bereichen bis 30% ansteigen (Underwood, pers. comm., 2001). Daher spiegelt PEF bei Nankai die Tonminerale und nicht wie bei Barbados den Kalkgehalt wider.

Dichte (RHOB)

Der RHOB Wertebereich variiert zwischen einem Minimum von 1,33 g/cm³ (Site 1173) und einem Maximum von 2,23 g/cm³ (Site 808; Tab. 4.5). Der Mittelwert beträgt 1,65 g/cm³ an Site 1173 und 1,95 g/cm³ an Site 808. Es existieren zwei Häufigkeitsmaxima: ein deutlich ausgeprägtes bei 1,65 g/cm³ (Site 1173) bzw. 1,9 g/cm³ (Site 808) und ein weniger deutliches bei 2,1 g/cm³ (Site 1173)

bzw. 2,2 g/cm³ (Site 808; Abb. 4.9). Diese Werte reflektieren eine unterschiedlich starke Verfestigung zwischen beiden Sites.

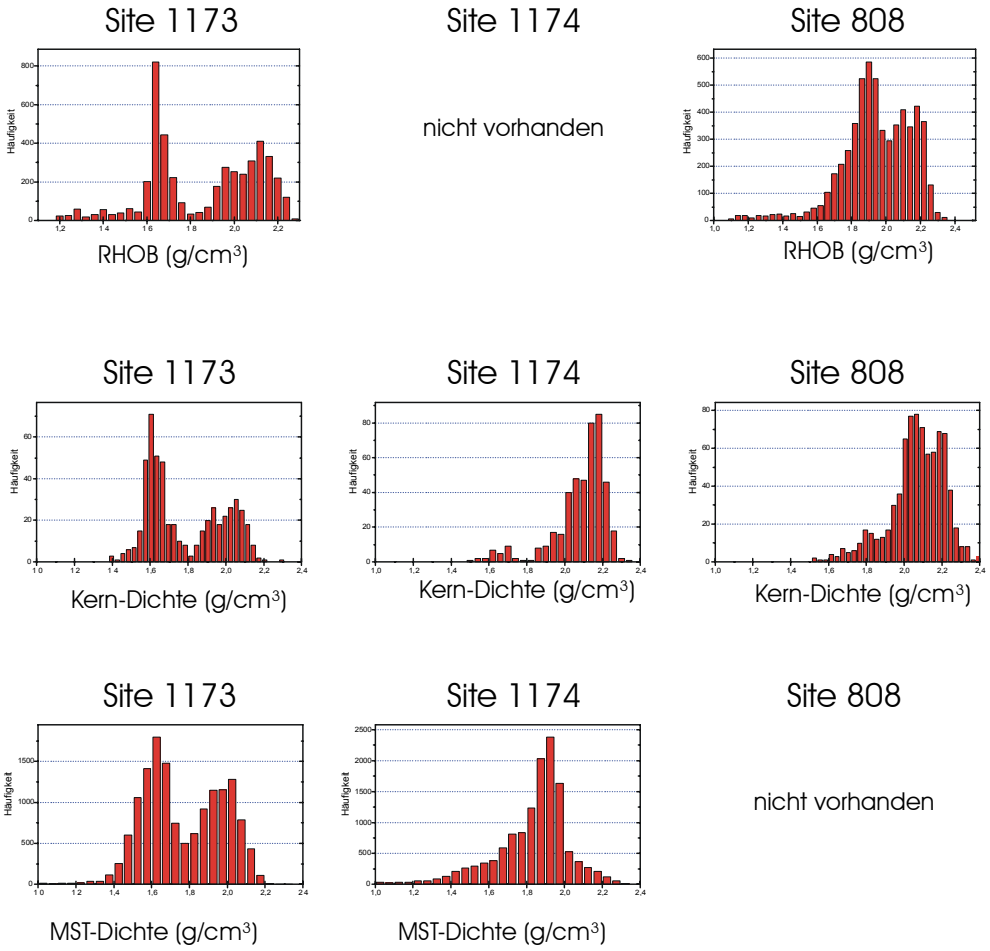
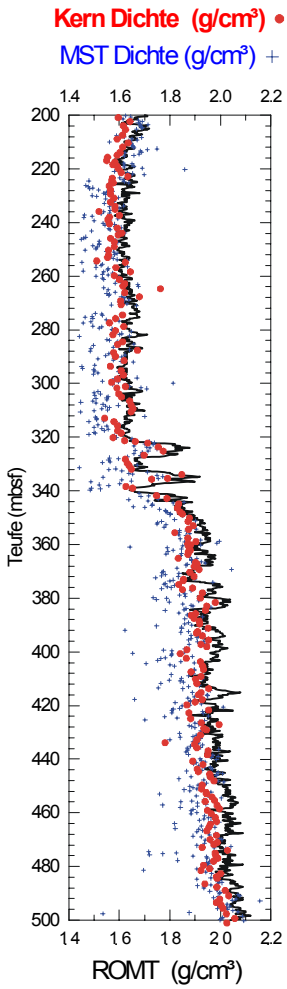


Abb. 4.9: Histogramme der Dichte für die Sites 1173, 1174 und 808, die mit unterschiedlichen Methoden gemessen wurde: Log RHOB, Kern- und MST-Dichte. An Site 1174 ist kein RHOB vorhanden, da keine Bohrlochmessungen vorliegen und an Site 808 wurden im Rahmen der Kernmessungen keine MST-Dichtebestimmungen vorgenommen.

Die Kern-Dichten variieren im Wertebereich von 1,38 g/cm³ (Site 1173) bis 2,57 g/cm³ (Site 808). Die Mittelwerte nehmen von 1,78 g/cm³ (Site 1173) bis 2,07 g/cm³ (Site 808) zu, was durch die Häufigkeitsmaxima der Kern-Dichte mit zunehmender Akkretion von 2,05 g/cm³ an Site 1173 über 2,2 g/cm³ an Site 1174 auf 2,25 g/cm³ an Site 808 bestätigt wird (Abb. 4.9). Ein Vergleich zwischen MST- und Kern-Dichte zeigt an Site 1173 eine sehr gute Übereinstimmung, demgegenüber unterscheiden sie sich an Site 1174 deutlich, wofür keine Erklärung gegeben werden kann.



Der Vergleich des Logs Dichte (RHOB) mit Kern- und MST-Dichte Werten zeigt eine gute Übereinstimmung, was insbesondere an der abrupten Dichtezunahme bei 340 mbsf zu erkennen ist (Abb. 4.10). Der anomale Kurvenverlauf der Dichte im Teufenbereich 200 - 320 mbsf in Form einer leichten Abnahme mit der Tiefe bzw. Konstanz der Dichte wird durch dessen Vorkommen in allen drei Messmethoden bestätigt. Die MST- und Kern-Dichte sind meist etwas geringer als RHOB und durch eine stärkere Streuung gekennzeichnet. Da die MST-Dichte in ungeteilten Kernen im Rohr gemessen wird, ist dieser Unterschied vermutlich im geringeren Durchmesser der Kerne im Kernrohr begründet (siehe Kapitel 3.2). Vereinzelt ist, wie im Bereich 360 - 375 mbsf, die Kern-Dichte größer als RHOB, möglicherweise das Resultat der visuell ausgesuchten Kernproben an intakteren Kernstrecken.

Abb. 4.10: Vergleich von Log Dichte (ROMT, durchgezogene Kurve), Kern- und MST-Dichte für Site 1173.

Neutronenporosität (TNPH)

Die Werte der Neutronenporosität (TNPH) variieren zwischen 0,45 p.u. und 0,73 p.u. (Tab. 4.5). Die Porositätswerte sind sehr hoch, spiegeln allerdings sowohl Porenwasser als auch Zwischenschichtwasser wider. Die Mittelwerte liegen bei 0,61 p.u. (Site 1173) und 0,54 p.u. (Site 808). Folglich sind die Sedimente an Site 808 stärker kompaktiert als an Site 1173 und/oder sie haben einen geringeren Anteil an Tonmineralen. Es ist aber zu berücksichtigen, dass an Site 808 Daten mit einer größeren Tiefe (156 bis 945 mbsf) im Vergleich zu denen in Site 1173 (0 bis 390 mbsf) vorliegen.

Spezifischer elektrischer Widerstand (RES_RING)

Die RES_RING Wertebereiche sind mit einem Minimum von 0,27 Ωm (Site 1173) bis zu einem Maximum von 0,95 Ωm (Site 808) sehr gering, unterscheiden sich aber zwischen beiden Sites deutlich (Tab. 4.5). Gleiches gilt für die Mittelwerte mit 0,42 Ωm (Site 1173) und 0,70 Ωm (Site 808). Diese Werte sind durch die geringe sedimentäre Kompaktion und den hohen Wassergehalt in den Sedimenten zu erklären.

Tab. 4.5: Statistische Kenngrößen der wichtigsten Logs des ODP Leg 196 oberhalb der Décollement Zone. Für die Minima und Maxima sind die 5% und 95% Perzentile angegeben.

	GR_RAB (API)	PEF (barn/e$^-$)	RHOB (g/cm³)	TNPH (p.u.)	RES_RING (Ωm)	DCAL (in)
Site 1173 (						
Anzahl der Messungen	392	392	392	392	392	392
Mittelwert	52	3,20	1,65	0,61	0,42	0,62
Standardabweichung	8	0,22	0,15	0,06	0,12	0,51
Minimum	38	2,80	1,33	0,53	0,27	0,00
Maximum	68	3,54	1,94	0,73	0,63	1,71
Site 808						
Anzahl der Messungen	1316	1316	1316	1316	1316	1316
Mittelwert	65	3,08	1,95	0,54	0,70	0,83
Standardabweichung	12	0,21	0,20	0,01	0,13	0,36
Minimum	43	2,70	1,60	0,45	0,53	0,34
Maximum	81	3,39	2,23	0,64	0,95	1,38

4.2.1.3 Hauptkomponentenanalyse

Wie schon für die Bohrungen von Barbados sind für die Bohrungen in Nankai Hauptkomponentenanalysen durchgeführt worden, um die Hintergrundvariablen und dadurch Zusammenhänge zwischen den Logs zu bestimmen. An den Sites 1173 und 808 ergeben sich jeweils zwei Faktoren, deren Interpretation im Folgenden beschrieben wird. Dabei fällt auf, dass sich die Zusammensetzung der Logs der beiden Faktoren deutlich unterscheidet.

Site 1173

Für Faktor 1 sind Dichte (RHOB) und natürliche Radioaktivität (GR) die bestimmenden Logs (Tab. 4.6). Daneben ist die Neutronenporosität (TNPH) mit negativem Vorzeichen von Bedeutung. RHOB reflektiert den Grad der Verfestigung, GR die Lithologie. Die unterschiedlichen Vorzeichen von RHOB und TNPH implizieren, dass Sedimente mit hoher Dichte und hohem Tongehalt eine geringe Porosität haben und umgekehrt.

Faktor 2 wird primär durch RES_RING bestimmt, also dem elektrischen Widerstand der Formation. Daneben wird dieser Faktor durch DCAL und PEF bestimmt. PEF hat eine negative Korrelation zu RES_RING und DCAL, was einen Zusammenhang zwischen der Lithologie mit der Verfestigung und dem Bohrlochrandausbruch herstellt. Dabei geht ein hoher Tongehalt mit einer geringen Verfestigung und einem geringen Bohrlochrandausbruch einher.

Site 808

Die Hauptkomponentenanalyse zeigt, dass RHOB hier allein die wichtigste Variable ist (Tab. 4.6). Zusammen mit TNPH, GR, PEF und DCAL bildet sie Faktor 1. Die Faktorladungen RHOB, GR und PEF haben positive Vorzeichen, TNPH und DCAL negative. Es existiert also ein Zusammenhang

zwischen hohem Bohrlochrandausbruch (negative DCAL Werte) und geringem Tongehalt (geringe GR Werte) oder anders ausgedrückt: Lithologien mit hohem Tongehalt sind durch eine hohe Verfestigung (hohe RHOB Werte) gekennzeichnet. PEF reflektiert die mineralogische Zusammensetzung und damit die Lithologie. Faktor 2 wird durch RES_RING bestimmt, der im Zusammenhang mit Porenwasser bzw. gebundenem Wasser und gleichzeitig der Kompaktion des Sediments steht.

Tab. 4.6: Faktoren mit Faktorladung für Sites 1173 und 808 oberhalb der Décollement Zone.

Site	Faktor	Logs (Faktorladung)
1173	1	RHOB (0,90), GR (0,90), TNPH (-0,70)
	2	RES_RING (0,92), DCAL (0,78), PEF (-0,65)
808	1	RHOB (0,94), TNPH (-0,82), GR (0,79), PEF (0,69), DCAL (-0,68)
	2	RES_RING (0,94)

5 Lithologische Rekonstruktion

Zielsetzung der lithologischen Rekonstruktion ist es, möglichst umfassende Informationen zur Sedimentherkunft und zu Ablagerungsbedingungen zu erhalten, insbesondere zu Bereichen mit geringem oder fehlendem Kerngewinn. Aus Bohrlochmessungen rekonstruierte Lithosäulen bieten den Vorteil einer kompletten und einheitlichen lithologischen Abgrenzung anhand definierter physikalischer Parameter.

5.1 Methodik

Bei der lithologischen Rekonstruktion werden die durchteuften, aber nicht gekernten lithologischen Einheiten mit Hilfe bohrlochgeophysikalischer Messungen in den Akkretionskeilen von Barbados und Nankai rekonstruiert. Die Logauswertung erfolgt nach dem Prinzip der Elektrofazies (EFA) von Serra (1984). Dabei wird jeder Gesteinstyp durch eine bestimmte Kombination von Sondenantworten charakterisiert, sogenannte Elektrofazies. Voraussetzung für die Rekonstruktion ist die Kalibrierung der LWD Bohrlochdaten an den Lithologien der Kerne. Das Problem ist allerdings, dass bei LWD Bohrlochmessungen kein Kerngewinn erfolgt. Daher werden die Kerne verwendet, die im Rahmen der Legs 110 und 156 (Barbados) sowie der Legs 131 und 190 (Nankai) gewonnen wurden. Die Sites mit LWD Bohrlochmessungen wurden meist direkt benachbart zu den Sites der früheren Bohrfahrten abgeteuft (Tab. 5.1). Der Kerngewinn oberhalb der Décollement Zone reicht in Barbados von 45% an Site 949 bis 94% an Site 948 und in Nankai von 24% an Site 808 (Hole 808B) bis 97% an Site 1173.

Tab. 5.1: Kerngewinn oberhalb der Décollement Zone für Sites mit LWD Bohrlochmessungen der ODP Legs 171A (Barbados) und 196 (Nankai).

Leg	Site	Site/Leg (gleiche Lokation)		Obergrenze Décollement Zone (mbsf)	Bereich mit Kern oberhalb Décoll. Zone (mbsf)	Hole	Kerngewinn (%)
171A	1044	672	110	170	0 - 170	672A	90
	1047	676	110	260	0 - 260	676A	85
	1046	949	156	360	244 - 360	949A	45
	948	671	110	480	0 - 480	671B	79
		948	156	480	420 - 480	948C	94
196	808	808	131	945	0 - 111	808A	80
					111 - 359	808B	24
					298 - 945	808C	56
	1173	1173	190	390	0 - 390	1173A	97

Neben den LWD Bohrlochmessungen fließen petrographische Kernbeschreibungen, Röntgen Diffraktiometer (XRD)-Kernanalysen und Kernmessungen in die Abgrenzung der Elektrofazies ein (Abb. 5.1). Die sedimentphysikalischen Eigenschaften für ausgesuchte, begrenzte Bereiche mit homogener Lithologie werden aus den Kernbeschreibungen bestimmt und mit der

Diskriminanzanalyse, einer multivariaten statistischen Analysemethode, unter Zuhilfenahme des Programms WINSTAT Statistik für Windows auf die Bereiche ohne Zuordnung der lithologischen Zusammensetzung übertragen. Bei der Diskriminanzanalyse werden aus einem Satz unabhängiger Variablen (LWD Logs) Voraussagen über die Gruppenzugehörigkeit (Elektrofazies) vorgenommen (Backhaus et al., 1996; Schönwiese, 2000). Ergebnis der Diskriminanzanalyse sind synthetische, kontinuierliche Lithosäulen, sogenannte Elektrofazies-Logs (EFA-Logs), die alle verwendeten Daten erklären und eine komplette Abfolge der im Bohrloch vorhandenen Lithologien wiedergeben.

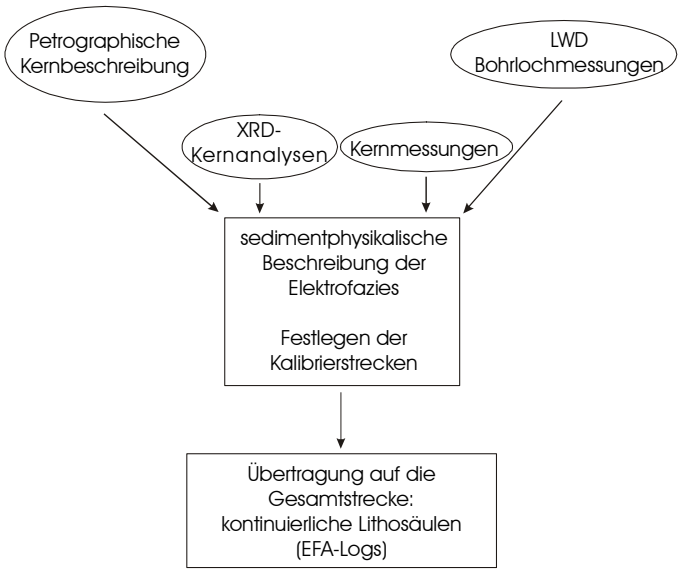


Abb. 5.1: Schematische Darstellung des Vorgehens bei der Rekonstruktion der Lithologie. Ellipsen geben die vorhandenen Daten, Rechtecke die Ergebnisse der Rekonstruktion wieder.

5.1.1 Sedimentphysikalische Beschreibung der Elektrofazies und Kalibrierung

Die sedimentphysikalischen Eigenschaften der Kern-Lithologien werden aus den petrographischen Kernbeschreibungen, den XRD-Kernanalysen und den Kernmessungen bestimmt und anhand der LWD Bohrlochmessungen korrigiert (Abb. 5.2). Diese Korrektur basiert auf Serra (1984), der die Logs natürliche Radioaktivität, Photoelektrischer Faktor, Dichte und spezifischer elektrischer Widerstand primär zur Differenzierung der Lithologien hinzuzieht (Tab. 5.2):

(1) Die natürliche Radioaktivität spiegelt den Tongehalt im Sediment wider, d.h. hohe Werte der natürlichen Radioaktivität korrespondieren mit einem hohen Tongehalt bzw. einem geringen Gehalt an Sand und Kalk.

(2) Die Dichte wird mit zunehmender Tiefe durch diagenetische Prozesse und durch den Kalkgehalt erhöht.

(3) Der Photoelektrische Faktor reflektiert den Kalkgehalt oder den Gehalt an Tonmineralen.

(4) Der spezifische elektrische Widerstand gibt den Fluidgehalt im Sediment und damit die Verfestigung wieder. Je höher der Wert, desto geringer der Anteil an leitfähigen Fluiden im Sediment.

Tab. 5.2: Übersicht über die physikalischen Eigenschaften einiger Minerale und Süß- bzw. hochkonzentriertes Salzwasser (nach Serra, 1984) sowie die Wertebereiche der Sites in Barbados (ODP Leg 171A) und Nankai (ODP Leg 196).

	natürliche Radioaktivität (API)	Dichte (g/cm^3)	Photoelektrischer Faktor ($barn/e^-$)	spezif. elektr. Widerstand (Ωm)
Ton (Illit)	250 - 300	2,53	3,45	-
Ton (Kaolinit)	80 - 130	2,42	1,83	-
Feldspat (Orthoklas)	220	2,55	2,86	-
Glimmer (Muskowit)	270	2,83	16,85	-
Quarz	10 - 30	2,65	1,81	10^4 - 10^{12}
Kalzit	5 - 10	2,71	5,08	10^7 - 10^{12}
reines Wasser	-	1,00	0,36	0,01 - 2,0
Salzwasser	-	1,22	1,64	10^{-9} - 10^{-6}
Leg 171A	29 - 180	1,2 - 2,2	1,0 - 4,8	0,5 - 1,4
Leg 196	19 - 92	1,1 - 2,3	2,1 - 3,8	0,3 - 1,3

Für die Diskriminanzanalyse werden Bereiche als Kalibrierstrecken ausgewählt, die durch eine homogene Kern-Lithologie (aus den petrographischen Kernbeschreibungen) mit einer Mächtigkeit > 3 m in Barbados bzw. > 2 m in Nankai charakterisiert sind. Ursache für letzteres ist die geringe Mächtigkeit der grobkörnigen Lithologien in Nankai. Die physikalischen Eigenschaften der Elektrofazies werden mit den Kalibrierstrecken festgelegt.

Grundlegend für die Kalibrierung von Bohrlochmessungen an den Kernen ist eine möglichst genaue Sedimentbeschreibung. Die Sedimentbeschreibung der verschiedenen Legs unterscheidet sich jedoch zum Teil signifikant, d.h. in gleichen Teufen werden in den Kernen unterschiedliche Sedimente beschrieben. Der Grund hierfür liegt wohl in der subjektiven Gesteinsbeschreibung von verschiedenen Wissenschaftlern je Bohrfahrt und auch je Site. An Sites, für die LWD Bohrlochmessungen, aber keine Kern-Lithologie vorliegen, erfolgt die Rekonstruktion der Lithologie durch Hinzuziehen der Abgrenzung benachbarter Sites. Dies ist in Barbados in Site 1048 mit Sites 1044 und 672 (Abstand 4 km) sowie in Site 1045 mit Sites 1046 und 949 (Abstand 50 m) der Fall.

Es sei an dieser Stelle darauf hingewiesen, dass die Bezeichnung Lithologie im Folgenden entsprechend des englischen Sprachgebrauchs mit der Bedeutung Gesteinstyp verwendet wird.

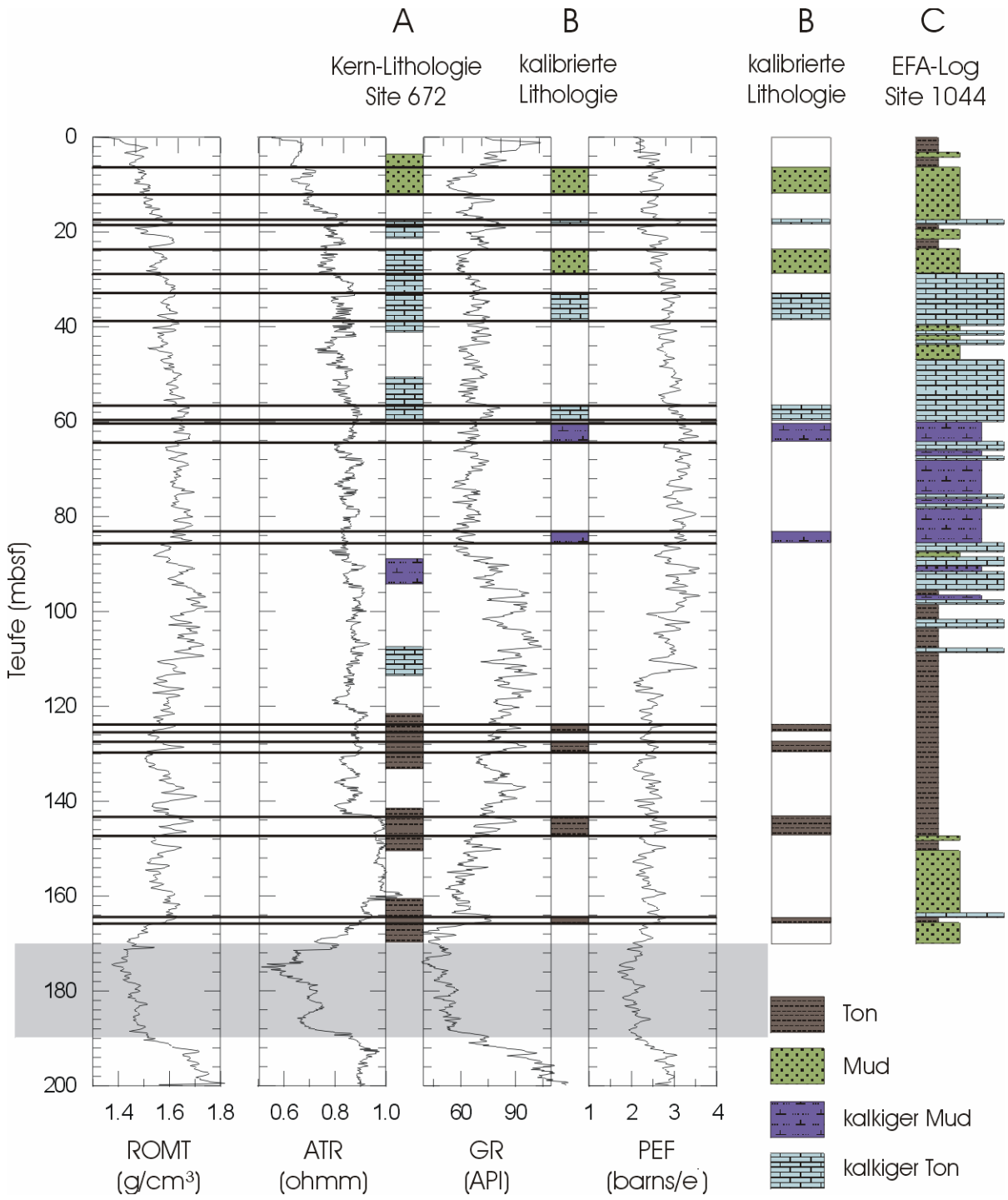


Abb. 5.2: Schematische Darstellung der lithologischen Abgrenzung an Site 1044. In einem ersten Schritt werden Bereiche homogener Lithologie der Site 672 (**A**). neben die charakteristischen Logs Dichte (ROMT), spezifischer elektrischer Widerstand (ATR), natürliche Radioaktivität (GR) und Photoelektrischer Faktor (PEF) aufgetragen. Danach werden die Lithologien aufgrund der Tabellenwerte der Logs (Tab. 5.2) korrigiert. Die resultierende lückenhafte Lithosäule (**B**). stellt die Kalibrierstrecke für die vier Elektrofazies dar. Diese werden nun mittels der Diskriminanzanalyse auf die restlichen Tiefenbereiche übertragen (**C**).

5.1.2 Übertragung auf die Gesamtstrecke

Die Diskriminanzanalyse wird mit dem Ziel durchgeführt, den Teufenbereichen, die keiner Lithologie zugeordnet werden können, die entsprechend den sedimentphysikalischen Eigenschaften am besten passende zuzuweisen. Das Ergebnis dieser Zuordnung ist das EFA-Log. Die Abgrenzung der Elektrofazies mit der Diskriminanzanalyse erfolgte in Barbados mit den LWD Bohrlochmessungen natürliche Radioaktivität (GR), Dichte (RHOB), Photoelektrischer Faktor (PEF), spezifischer elektrischer Widerstand (ATR), Neutronenporosität (TNPH) und Differenzkaliber (DC_A). Eine Ausnahme stellt Site 948 dar, in der die Diskriminanzanalyse mit GR, ATR, RHOB und TNPH durchgeführt wurde, da PEF und DCAL nicht als LWD Bohrlochmessungen vorliegen. In Nankai werden in den Sites 1173 und 808 GR, spezifischer elektrischer Widerstand (RES_RING), Dichte (ROMT), TNPH und PEF verwendet. Das Differenzkaliber (DCAL) weist hier zu geringe Änderungen auf und ist daher zur Abgrenzung nicht brauchbar.

5.2 Barbados

In Barbados werden an sechs Sites je vier Elektrofazies unterschieden. Die Elektrofazies und EFA-Logs werden für jede Site getrennt berechnet.

5.2.1 Sedimentphysikalische Beschreibung

Aus den Kernbeschreibungen der Legs 156 (Shipley et al., 1995) und 110 (Mascle et al., 1988) werden homogene Kern-Lithologien mit einer Mindestmächtigkeit von 3 m abgegriffen und die sedimentphysikalischen Eigenschaften Dichte, Porosität und natürliche Radioaktivität aus Multi Sensor Track (MST)- und Kernmessungen bestimmt. Diese Werte stellen die Grundlage der weiteren Interpretation der LWD Bohrlochmessungen dar. Die Kerne sind oberhalb der Décollement Zone in folgende Lithologien unterteilt: Ton/Tonstein, kalkiger Ton/Tonstein, Mud/Mudstone und kalkiger Mud/Mudstone (Abb. 5.3 und Abb. 5.4). Untergeordnet wird vulkanische Asche beobachtet. Eine Unterteilung der Lithologien in Ton und Tonstein bzw. in Mud und Mudstone wird im Folgenden nicht vorgenommen, da der Übergang der nicht verfestigten zu verfestigten Sedimente fließend ist.

In den Kernen haben Tone eine Mächtigkeit zwischen < 1 cm und 360 cm. Die meisten Tonschichten sind nicht kalkig, dennoch treten vereinzelt schwach kalkige und selten kalkige Intervalle auf. Der höchste Kalkgehalt beträgt 60%. Aufgrund ihrer geringen Variation in der Korngröße (Ton gegenüber Silt) ist die Abgrenzung der Lithologien schwierig. Die Elektrofazies wurden so gewählt, dass sie mit den Kern-Lithologien Ton, Mud, kalkiger Mud und kalkiger Ton übereinstimmen. Vulkanische Asche wird als Elektrofazies allerdings nicht berücksichtigt.

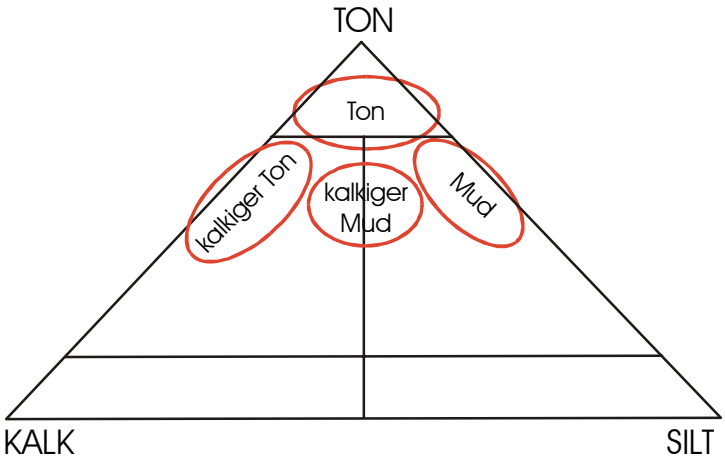


Abb. 5.3: Definition der Elektrofazies Ton, Mud, kalkiger Mud und kalkiger Ton in Barbados. Ton und Silt werden entsprechend ihrer Korngröße, Kalk hingegen gemäß der biogenen Bestandteile abgegrenzt.

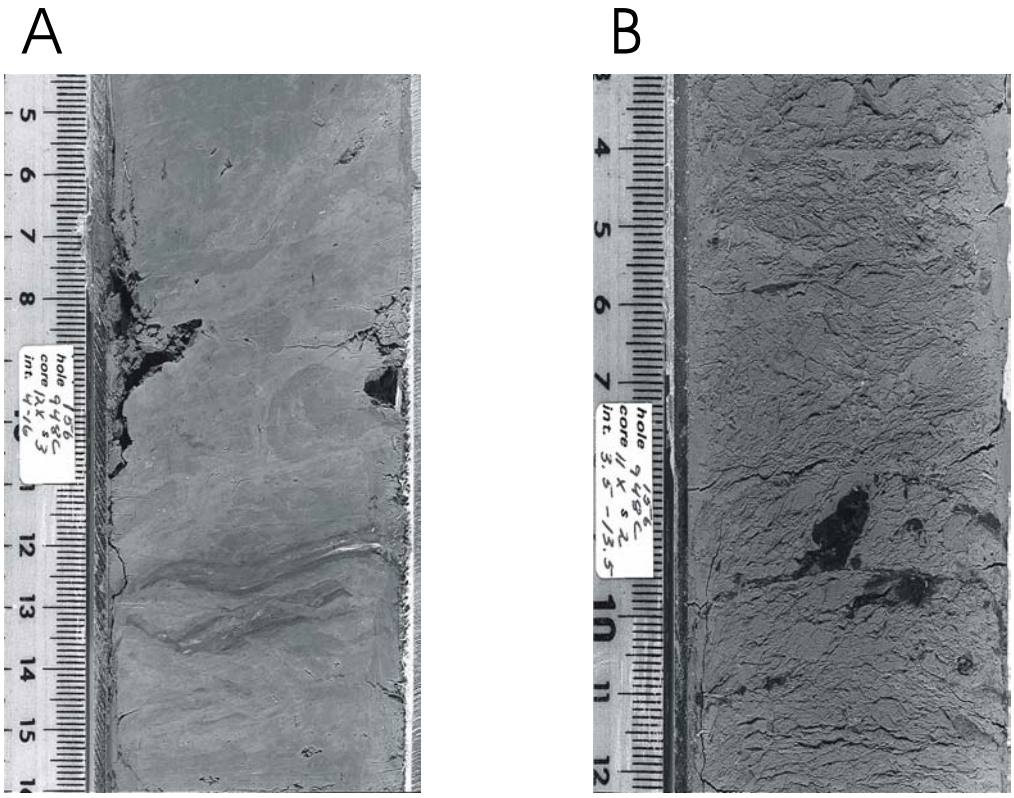


Abb. 5.4: Gesteinsfotos der Sedimente in Barbados (aus Shipley et al., 1995). **A:** Site 948 - 12X - 3 (4 – 16 cm); Tonstein und siltiger Tonstein mit Schichtzerrüttung und schiefrigem Gefüge in den Sedimenten der Décollement Zone. **B:** Site 948 - 19X - 7 (38 - 47 cm); Tonstein und siltiger Tonstein mit Nannofossilien.

Im Folgenden wird die englische Bezeichnung Mud verwendet, da es für diese Lithologie keine geeignete deutsche Übersetzung gibt. Es handelt sich entsprechend Abbildung 5.3 um Ton mit siltiger Komponente (siehe auch Kap. 5.2.2.1).

Im Allgemeinen ist vulkanische Asche zur Korrelation zwischen benachbarten Sites aufgrund charakteristischer Logantworten gut geeignet. Die Aschen bestehen aus Plagioklas (40%), Hornblende (5 - 30%), Klinopyroxen (0 - 20%) und Orthopyroxen (0 - 5%; Mascle et al, 1988; Shipley et al., 1995). Der Plagioklas-Gehalt der Sedimente, der durch die XRD Analyse bestimmt wird, kann Aschenlagen reflektieren. Prinzipiell eignen sich Thorium, Uran und natürliche Radioaktivität aufgrund signifikant geringer Werte zur Abgrenzung. Eine sedimentphysikalische Charakterisierung und detaillierte Abgrenzung der vulkanischen Asche ist hier jedoch schwierig, da die Mächtigkeit der Aschenlagen mit durchschnittlich 1 - 2 cm und maximal 7 cm zu gering ist, um durch Bohrlochmessungen, die eine vertikale Auflösung von 15 cm haben, wiedergegeben zu werden. Vielmehr liegen Mischergebnisse der Schichten im Hangenden und Liegenden der Aschen vor, die deren physikalische Charakteristik verfälscht.

5.2.2 Übertragung auf die Gesamtstrecke

Das Ergebnis der Diskriminanzanalyse sind EFA-Logs für jede Site. Zunächst wird die Qualität der Abgrenzung der verschiedenen Elektrofazies untersucht. Nach Zuordnung der Lithologien zur gesamten Teufe wird zur Überprüfung der Qualität dieser Zuordnung erneut eine Diskriminanzanalyse durchgeführt. Die Klassifizierungsergebnisse zeigen eine Diskrepanz zwischen der zugewiesenen und der berechneten Lithologie. Die Zuordnung entspricht nicht der tatsächlichen Elektrofazies, wenn der entsprechende Datenpunkt mit seinen charakteristischen physikalischen Parametern neben der zugewiesenen auch einer anderen Lithologie zugeordnet werden kann. Grund für diese Zuordnung sind hinsichtlich verschiedener Elektrofazies grenznahe Datenpunkte.

In beinahe allen Sites existiert die höchste Zuordnung bzw. Übereinstimmung zwischen Kalibrierstrecke und Wiederzuordnung bei kalkigem Mud. Problematisch ist die Wiederzuordnung in den Sites bei kalkigem Ton, der auch kalkigem Mud zugeordnet werden kann (Tab. 5.3). Ursache hierfür können ähnliche Log-Wertebereiche des Photoelektrischen Faktors (PEF) und der Dichte (ROMT) oder die Überschneidung der Werte bei definiertem Grenzwert der natürlichen Radioaktivität (GR) sein. Außerdem ist der Übergang von Ton zu Mud mit einer kontinuierlichen Zunahme der siltigen Kornfraktion fließend, was eine exakte Abgrenzung und Zuordnung der Elektrofazies ebenfalls erschwert.

Tab. 5.3: Übersicht über die Klassifizierungsergebnisse der Diskriminanzanalyse für die differenzierten Lithologien an Sites 1044, 1048, 1047, 1046, 1045 und 948. Neben der berechneten und zugewiesenen Lithologie (Angabe in %) wird die tatsächliche Anzahl der Datenpunkte der jeweiligen Lithologie angegeben. Fett markiert sind Werte mit einer berechneten Zuordnung > 10%.

	tatsächliche Anzahl	berechnet (%)			
Site 1044 (0-170 mbsf)		Ton	Mud	kalkiger Mud	kalkiger Ton
Ton	57	91,2	8,8	0	0
Mud	44	0	93,2	0	6,8
kalkiger Mud	22	0	0	100	0
kalkiger Ton	45	0	2,2	**13,3**	84,5
91% der Fälle wurden der tatsächlichen Elektrofazies zugeordnet.					
Site 1048 (0-175 mbsf)		Ton	Mud	kalkiger Mud	kalkiger Ton
Ton	62	98,4	1,6	0	0
Mud	92	2,2	93,4	2,2	2,2
kalkiger Mud	40	0	0	100	0
kalkiger Ton	87	2,3	1,2	**14,9**	81,6
92% der Fälle wurden der tatsächlichen Elektrofazies zugeordnet.					
Site 1047 (0-260 mbsf)		Ton	Mud	kalkiger Mud	kalkiger Ton
Ton	79	82,3	7,6	1,3	8,7
Mud	120	4,2	92,5	3,3	0
kalkiger Mud	142	0	0,7	98,6	0,7
kalkiger Ton	86	3,5	0	**22,1**	74,4
89% der Fälle wurden der tatsächlichen Elektrofazies zugeordnet.					
Site 1046 (0-360 mbsf)		Ton	Mud	kalkiger Mud	kalkiger Ton
Ton	91	93,4	6,6	0	0
Mud	112	4,5	94,6	0,9	0
kalkiger Mud	129	0	1,6	97,7	0,8
kalkiger Ton	112	**13,4**	0	**17,9**	68,7
89% der Fälle wurden der tatsächlichen Elektrofazies zugeordnet.					
Site 1045 (0-420 mbsf)		Ton	Mud	kalkiger Mud	kalkiger Ton
Ton	96	87,6	**10,4**	1,0	1,0
Mud	179	9,5	79,9	2,8	7,8
kalkiger Mud	186	0	2,7	89,8	7,5
kalkiger Ton	197	3,0	0	9,1	87,8
89% der Fälle wurden der tatsächlichen Elektrofazies zugeordnet.					
Site 948 (0-480 mbsf)		Ton	Mud	kalkiger Mud	kalkiger Ton
Ton	66	72,7	**10,6**	3,0	**13,6**
Mud	57	3,5	84,2	3,5	8,8
kalkiger Mud	305	0	7,2	87,9	4,9
kalkiger Ton	49	**16,3**	2,0	**14,3**	67,3
83% der Fälle wurden der tatsächlichen Elektrofazies zugeordnet.					

5.2.2.1 Beschreibung der Elektrofazies

Im Folgenden werden die physikalischen Eigenschaften der vier Elektrofazies Ton, kalkiger Ton, Mud und kalkiger Mud beschrieben, die auf den LWD Bohrlochmessungen der Sites 1044 bis 948 basieren (Tab. 5.4). Ziel ist die Charakterisierung der petrographischen Unterschiede der Elektrofazies.

Ton

Ton ist durch die höchsten Werte der natürlichen Radioaktivität (GR) sämtlicher Elektrofazies bestimmt. Dichte (ROMT) und Photoelektrischer Faktor (PEF) sind durch mittlere bis geringe Werte gekennzeichnet, entsprechend ist die Neutronenporosität (TNPH) relativ hoch. Der spezifische elektrische Widerstand (ATR) ist gering. Die Beobachtungen deuten auf einen hohen Tongehalt, eine geringe kalkige Komponente und eine geringe Kompaktion hin, bei der der Fluidgehalt hoch ist.

Kalkiger Ton

Kalkiger Ton ist im Vergleich zu den anderen Elektrofazies durch hohe PEF, ROMT und ATR Werte charakterisiert; eine Abgrenzung gegenüber kalkigem Mud ist jedoch schwierig. TNPH ist entsprechend gering und GR weist mittlere Werte auf, ausgenommen Site 948 mit deutlich geringeren GR Werten. Im kalkigen Ton ist der Einfluss von Kalk als Bindemittel deutlich zu erkennen, was zu einer Verdichtung der sedimentären Matrix führt. Gleichzeitig sind die Fluide weitestgehend verdrängt.

Mud

Mud wird im Vergleich zu Ton und kalkigem Ton durch geringere GR, PEF, ATR und ROMT Werte bestimmt. Die relativ hohen GR Werte lassen den Schluss zu, dass es sich hier bei der englischen Bezeichnung *Mud* um siltigen Ton handelt. Mud enthält wenig Kalk, die Verfestigung ist gering und der Fluidgehalt hoch.

Kalkiger Mud

Kalkiger Mud ist durch hohe PEF, ROMT und ATR Werte gegenüber den anderen Elektrofazies charakterisiert. GR weist mittlere bis geringe Werte auf, ausgenommen Site 948 mit deutlich geringeren GR Werten. Der Einfluss der kalkigen Komponente in der Matrix ist in den physikalischen Parametern deutlich zu erkennen. Die mittleren bis geringen GR Werte spiegeln eine Mischung aus siltigem Ton und Kalk wider, die Matrix ist durch den hohen Kalkgehalt verdichtet und die Fluide sind weitestgehend entwichen.

Tab. 5.4: Übersicht über die physikalischen Eigenschaften (5% und 95% Perzentile) oberhalb der Décollement Zone: natürliche Radioaktivität (GR), Dichte (ROMT), Photoelektrischer Faktor (PEF), Neutronenporosität (TNPH) und spezifischer elektrischer Widerstand (ATR) der Sites 1044, 1048, 1047, 1046 und 1045 des ODP Leg 171A und der Site 948 des ODP Leg 156. Die physikalischen Eigenschaften für die Elektrofazies wurden aus den LWD Bohrlochmessungen bestimmt.

Site	Log	Ton	kalkiger Ton	Mud	kalkiger Mud
1044		71 - 98	61 - 85	46 - 71	59 - 83
1048		71 - 99	65 - 93	52 - 72	57 - 74
1047	GR	73 - 103	65 - 113	50 - 79	65 - 81
1046	(API)	80 - 106	79 - 103	57 - 84	65 - 79
1045		74 - 113	80 - 108	63 - 90	68 - 84
948		49 - 71	54 - 71	40 - 63	41 - 62
1044		1,48 - 1,72	1,57 - 1,67	1,45 - 1,61	1,61 - 1,71
1048		1,42 - 1,67	1,54 - 1,68	1,46 - 1,58	1,59 - 1,68
1047	ROMT	1,48 - 1,73	1,61 - 1,82	1,44 - 1,65	1,60 - 1,75
1046	(g/cm^3)	1,67 - 1,81	1,69 - 1,88	1,53 - 1,75	1,65 - 1,84
1045		1,61 - 1,91	1,70 - 1,97	1,59 - 1,83	1,73 - 1,95
948		1,72 - 1,99	1,85 - 2,03	1,77 - 1,99	1,57 - 1,96
1044		2,2 - 3,2	2,7 - 3,2	2,2 - 2,7	3,1 - 3,4
1048		1,7 - 2,7	2,8 - 3,6	2,1 - 2,8	3,0 - 3,7
1047	PEF	2,4 - 3,2	3,1 - 3,9	1,9 - 3,0	3,1 - 3,9
1046	($barn/e^-$)	2,7 - 3,2	3,1 - 4,0	2,2 - 3,0	3,1 - 4,0
1045		2,5 - 3,4	3,3 - 4,0	2,3 - 3,5	3,4 - 4,1
948		-	-	-	-
1044		0,62 - 0,77	0,63 - 0,68	0,63 - 0,74	0,63 - 0,67
1048		0,54 - 0,89	0,56 - 0,80	0,56 - 0,94	0,55 - 0,82
1047	TNPH	0,53 - 0,77	0,51 - 0,78	0,58 - 0,87	0,53 - 0,78
1046	(p.u.)	0,56 - 0,79	0,53 - 0,76	0,58 - 0,84	0,53 - 0,75
1045		0,53 - 0,86	0,50 - 0,71	0,54 - 0,81	0,51 - 0,68
948		0,57 - 0,79	0,53 - 0,70	0,52 - 0,76	0,54 - 0,76
1044		0,65 - 0,99	0,79 - 0,89	0,66 - 1,01	0,82 - 0,90
1048		0,66 - 0,92	0,78 - 0,93	0,67 - 0,94	0,82 - 0,94
1047	ATR	0,72 - 1,05	0,91 - 1,14	0,67 - 1,00	0,86 - 1,08
1046	(Ωm)	0,81 - 1,05	0,91 - 1,18	0,67 - 0,97	0,91 - 1,16
1045		0,79 - 1,05	0,95 - 1,16	0,76 - 1,04	0,96 - 1,19
948		0,87 - 1,16	1,03 - 1,21	0,85 - 1,19	0,82 - 1,25

Die Qualität der Abgrenzung der Elektrofazies kann mit Hilfe von Crossplots bestimmt werden (Abb. 5.5). In den Crossplots natürliche Radioaktivität (GR) gegen Photoelektrischer Faktor (PEF) ist die Trennung der vier differenzierten Elektrofazies für jede Site zu erkennen. Prinzipiell lassen sich (kalkiger) Ton und (kalkiger) Mud auf Grund ihrer GR Werte, Ton und kalkiger Ton bzw. Mud und kalkiger Mud auf der Basis ihrer PEF Werte trennen. Deutlich wird an Sites 1044, 1048 und 1045 die nicht eindeutige Trennung der Elektrofazies kalkiger Mud und kalkiger Ton, die durch ähnliche GR Werte bedingt wird.

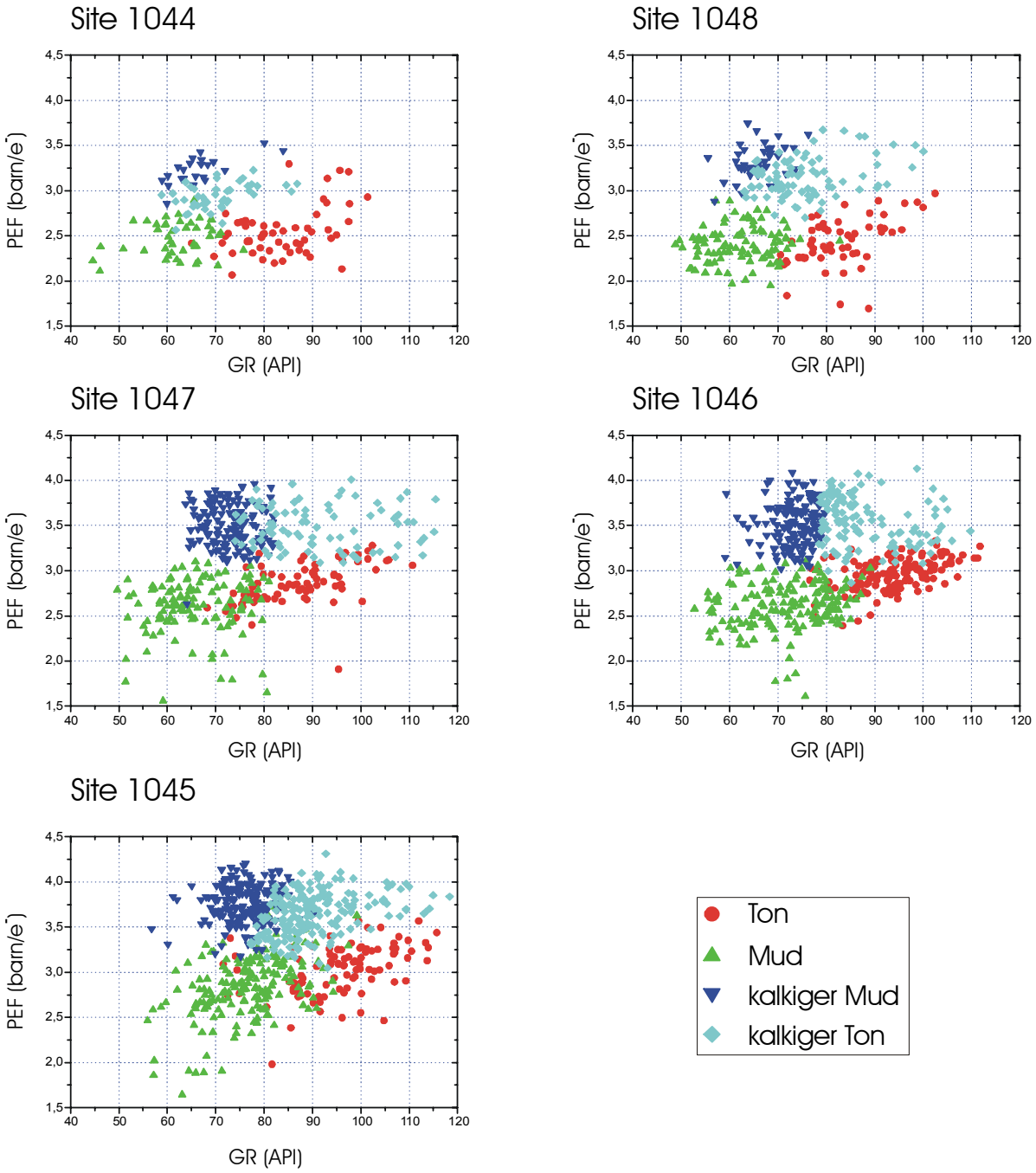


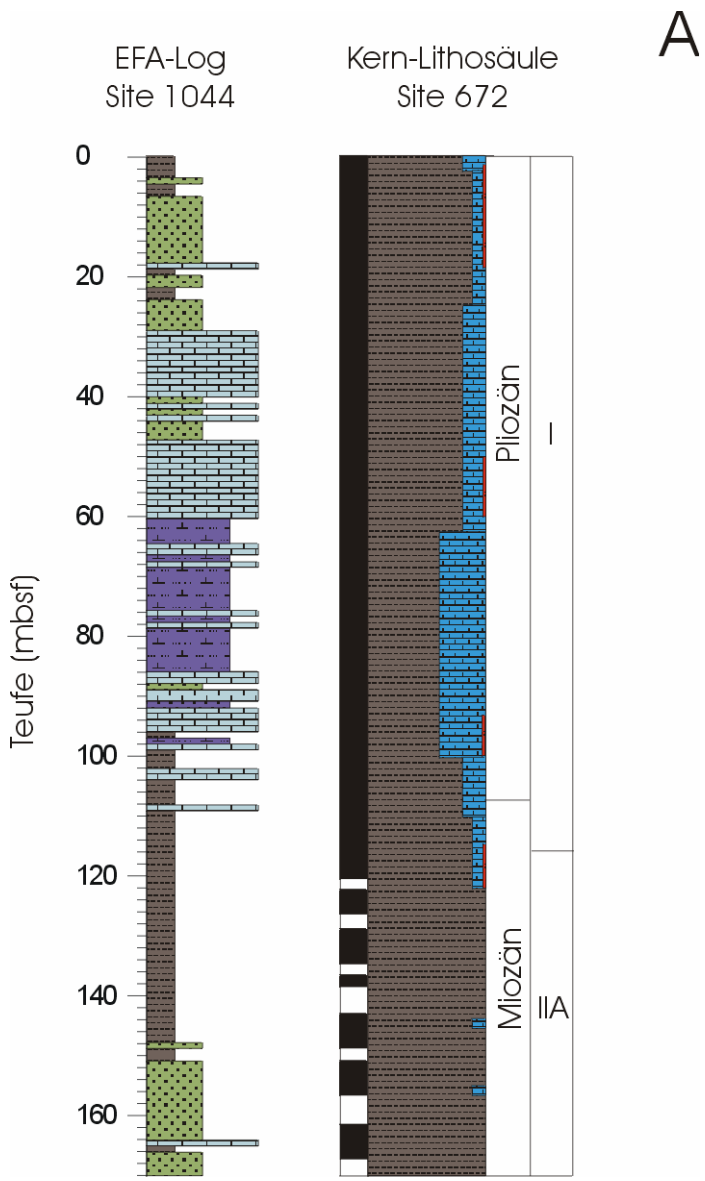
Abb. 5.5: Crossplot natürliche Radioaktivität (GR) gegen Photoelektrischer Faktor (PEF) für die Sites im Barbados Akkretionskeil oberhalb der Décollement Zone, differenziert nach Elektrofazies. An Site 948 existieren keine LWD Bohrlochmessungen des PEF. Die unterschiedliche Datenmenge für jede Site basiert auf der unterschiedlichen Tiefe der Décollement Zone.

5.2.2.2 Vergleich zwischen Kern-Lithosäule und Elektrofazies

Die Beschreibung der Kern-Lithologien orientiert sich an den Kernbeschreibungen der Legs 156 (Shipley et al., 1995) und 110 (Mascle et al., 1988). Einheitliche Ablagerungsbedingungen (Fazies) werden in Units zusammengefasst, gegebenenfalls in Subunits unterteilt. Die Unterteilung erfolgt aufgrund der lithologischen Zusammensetzung, der Stratigraphie und der Farbe der Sedimente. Für jede Site werden interessante Bereiche heraus gegriffen und im Folgenden beschrieben:

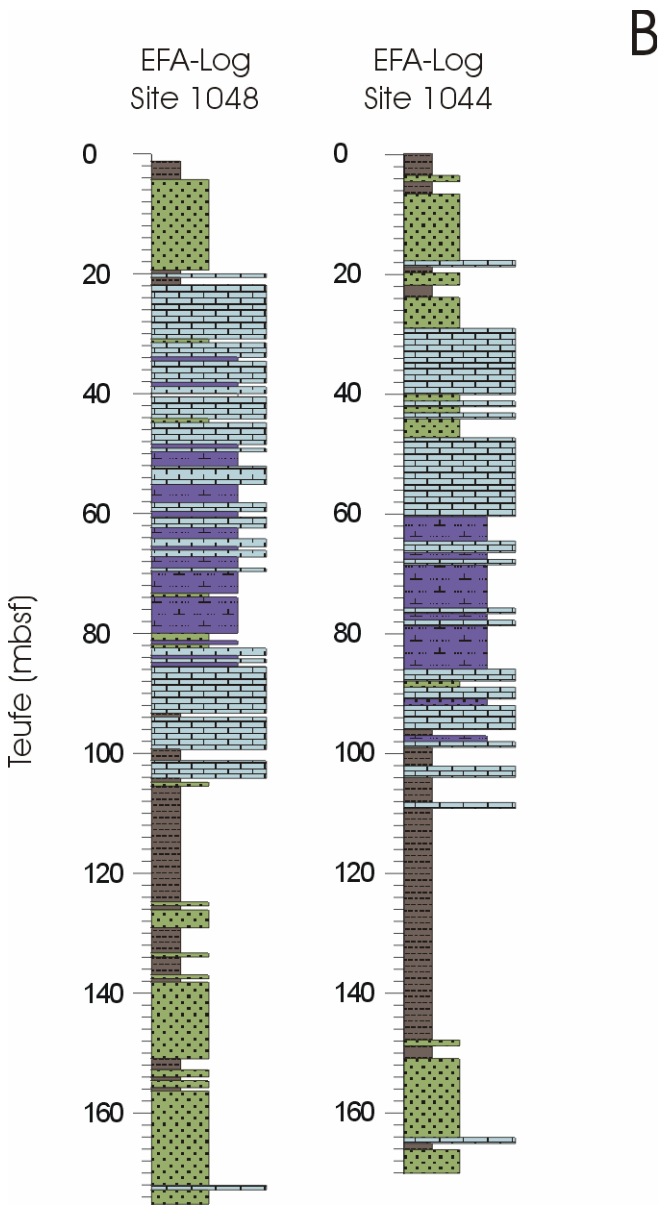
Abb. 5.6: EFA-Log und Kern-Lithosäule mit Kerngewinn, geologischem Zeitalter und lithologischer Unit (I, II etc.) bzw. Subunit (IIA, IIB etc.; siehe folgende Seiten). Die Breite der Balken der unterschiedlichen Elektrofazies hebt die unterschiedlichen Lithologien hervor. **A**: Sites 1044/672. **B:** Site 1048. **C:** Sites 1047/676. **D**: Sites 1046/949. **E:** Site 1045. **F**: Site 948/671.

Site 1044/672



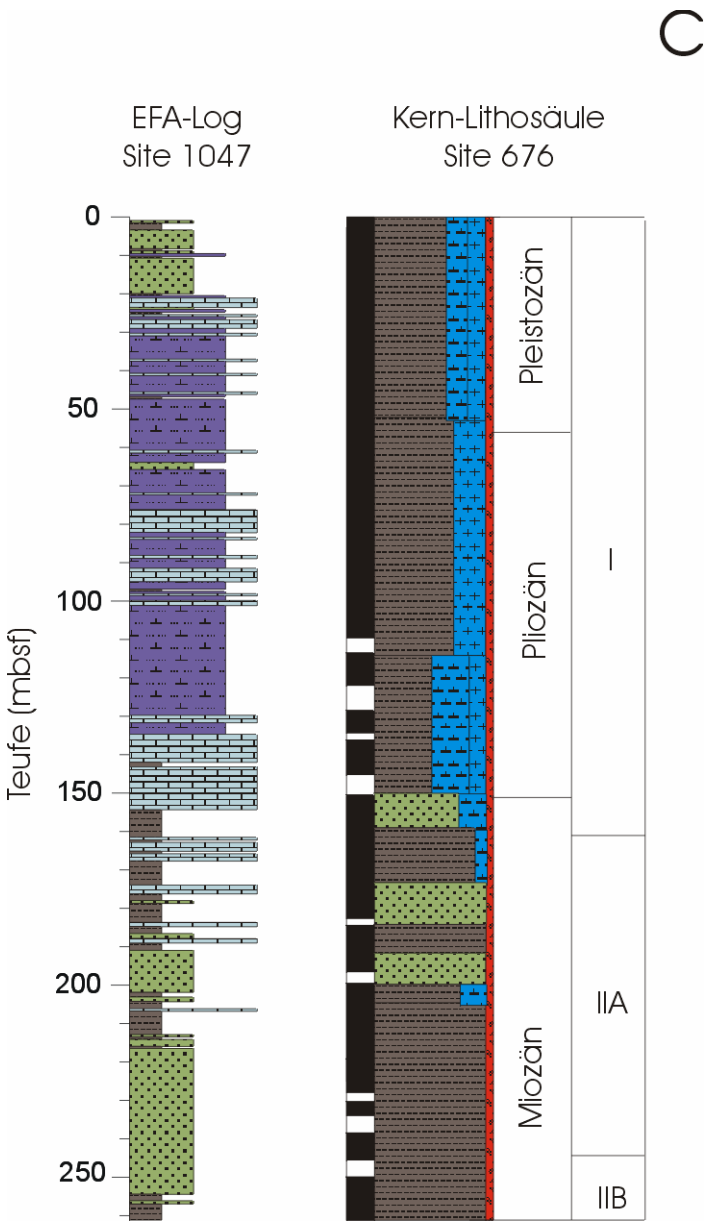
Das EFA-Log der Site 1044 und die Kern-Lithosäule der Site 672 können verglichen werden, da die Sites einen Abstand von nur 35 m haben. Zwischen EFA-Log und Kern-Lithosäule wird eine Übereinstimmung der Ober- und Untergrenze der kalkigen Lithologien beobachtet (Abb. 5.6A): im EFA-Log ist der Bereich 30 - 110 mbsf kalkig, der Kern weist in der Tiefe von 25 - 110 mbsf eine erhöhte kalkige Komponente (Nannofossilkalk) auf. Daneben ist in der Kern-Lithosäule im Bereich 0 - 25 mbsf wenig Kalk vorhanden, der im EFA-Log nicht abgegrenzt wird. Umgekehrt erfolgt im EFA-Log teilweise eine Zuordnung zur kalkigen Elektrofazies, wo im Kern ein hoher Tongehalt vorliegt. Diese Beobachtung legt den Schluss nahe, dass hohe PEF Werte möglicherweise einen hohen Gehalt an Kaolinit oder Smektit anstelle von Kalk widerspiegeln, da neben Karbonat auch Tonminerale durch hohe PEF Werte gekennzeichnet sind (siehe Tab. 5.2). Ein weiterer Grund für die Beschreibung kalkiger Intervalle im EFA-Log, die nicht im Kern abgegrenzt werden, ist, dass diese Intervalle optisch im Kern nicht zu erkennen sind.

Site 1048



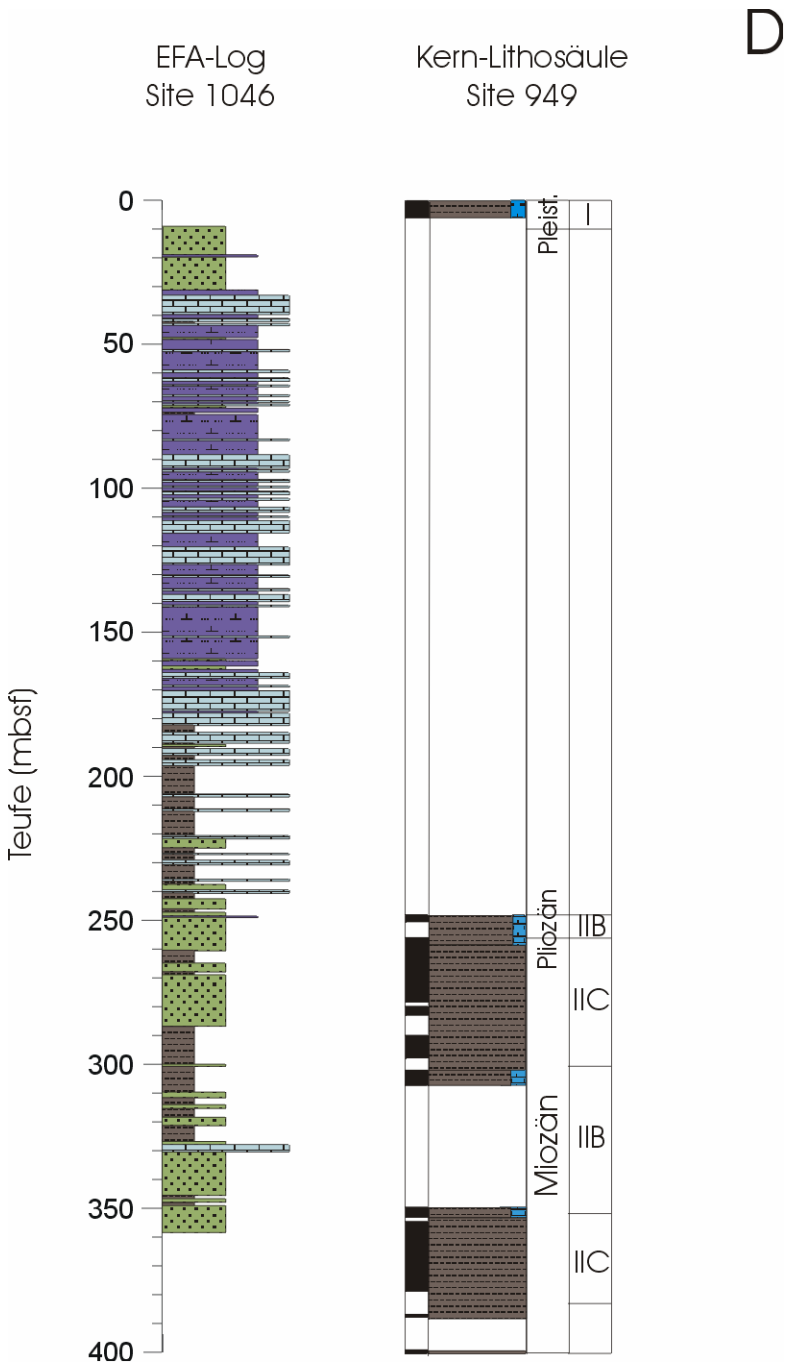
An Site 1048 ist kein Kern vorhanden. Daher werden die EFA-Logs der benachbarten Sites 1048 und 1044 verglichen (Abstand 4 km). Im EFA-Log der Site 1048 ist ein höherer Anteil an Mud, kalkigem Mud und kalkigem Ton vorhanden als im EFA-Log der Site 1044. Gleichzeitig ist der Anteil an Ton in Site 1048 geringer (Abb. 5.6B). Das bedeutet, dass an Site 1048 ein erhöhter Eintrag etwas grobkörnigerer Sedimente vorhanden ist. Gleichzeitig ist der Anteil an kalkigem Mud und kalkigem Ton an Site 1048 höher, was bedeutet, dass verstärkte Ablagerungen und Transport kalkiger Sedimente zu dieser Bohrlokation stattfanden. Die sedimentären Unterschiede lassen sich durch den recht großen Abstand der Sites (4 km) und dadurch bedingte unterschiedliche Sedimentationsbedingungen (wie Bathymetrie, Strömungen und Winde) erklären.

Site 1047/676



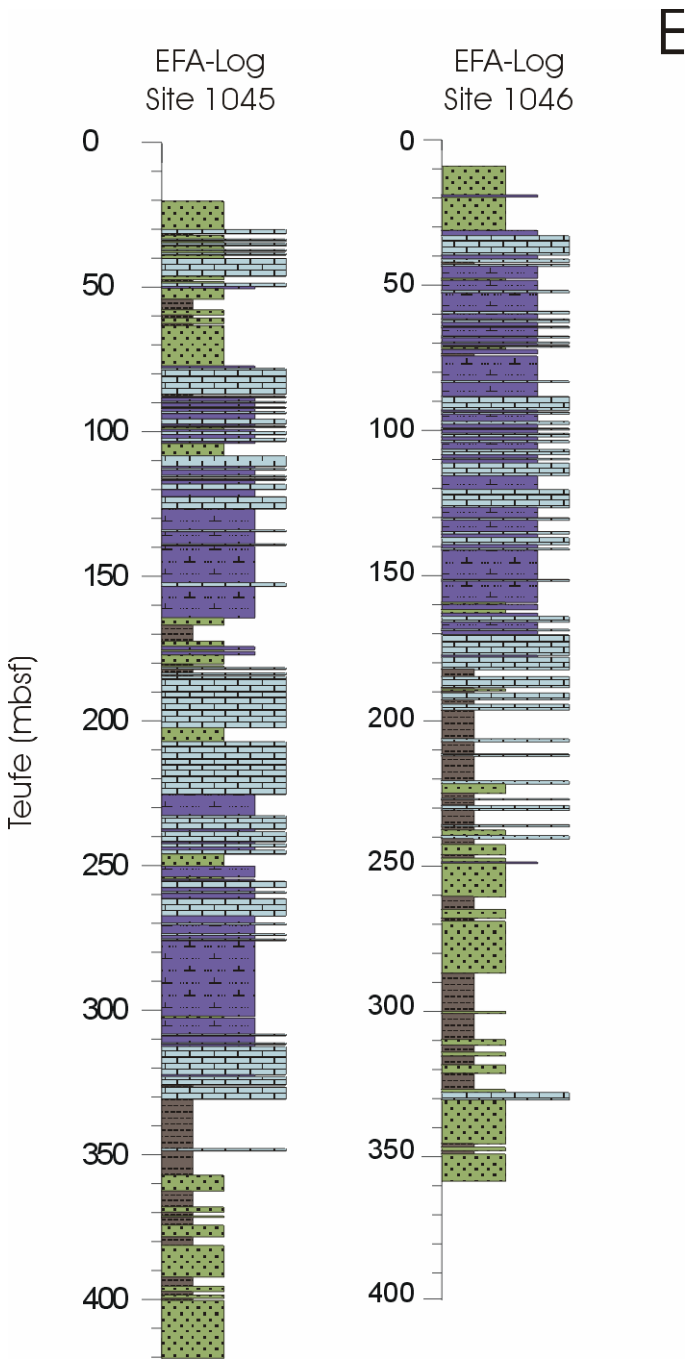
Da an Site 1047 kein Kerngewinn vorliegt, wird die Kern-Lithosäule der nur 29 m entfernt liegenden Site 676 hinzu gezogen. In der Kern-Lithosäule ist in Subunit IIA Mud vorhanden, der in Unit I nicht beobachtet wird (Abb. 5.6C). Gleichzeitig ist der Gehalt an Kalk, der Unit I bestimmt, in Subunit IIA gering. Die Frage ist, ob die Änderung in der lithologischen Zusammensetzung auch im EFA-Log erkennbar ist. Das EFA-Log ist in dem Subunit IIA entsprechenden Bereich aus Mud und Ton sowie geringen Mengen an kalkigem Ton zusammengesetzt. Die Mud-haltigen Bereiche stimmen nur teilweise zwischen Kern-Lithosäule und EFA-Log überein, was durch den relativ geringen Kerngewinn oder die definierte Grenze der Elektrofazies Mud im EFA-Log erklärt werden kann. Der Kalkgehalt nimmt im EFA-Log, wie auch im Kern, in Unit I deutlich zu.

Site 1046/949



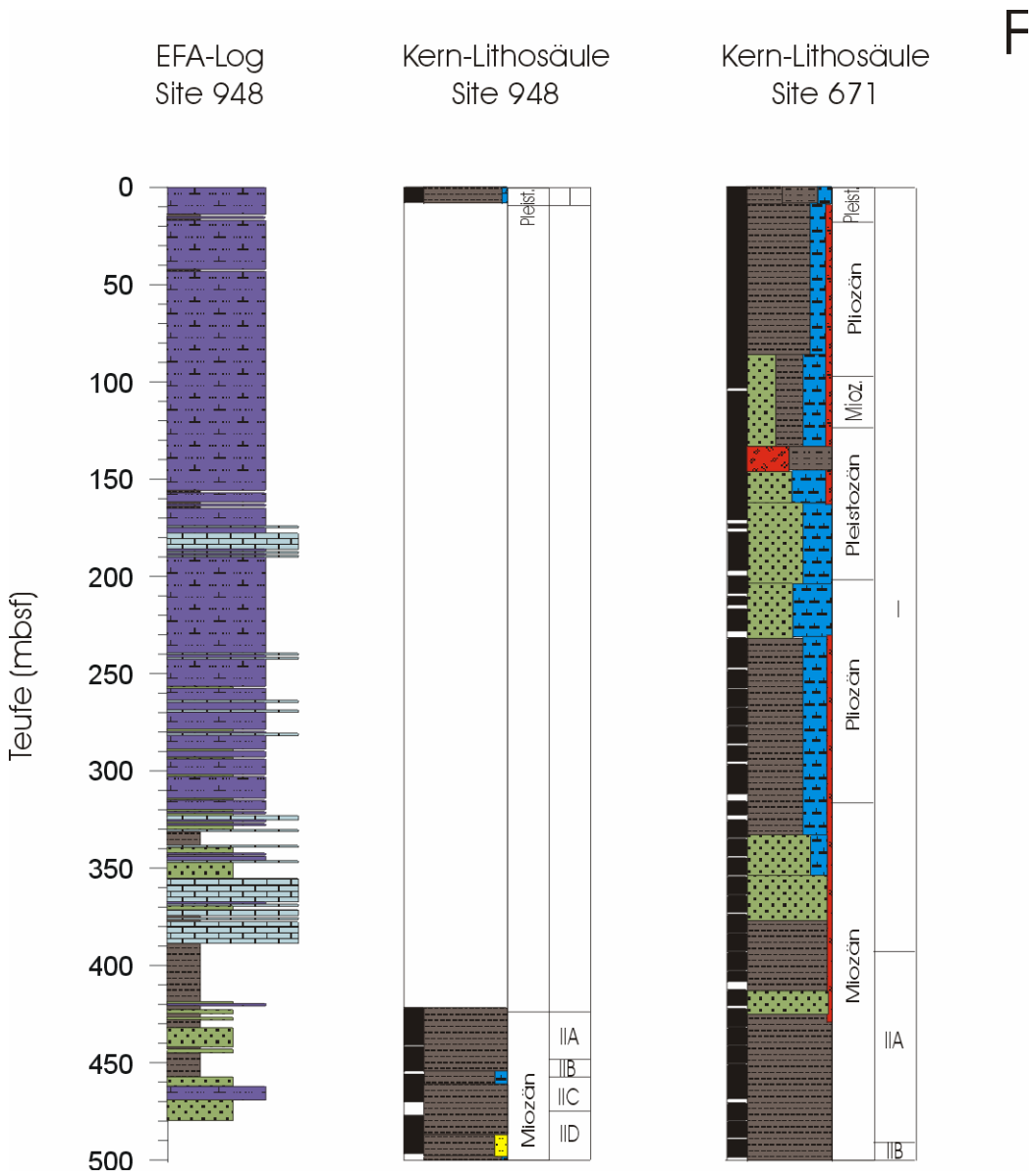
Zu Site 1046 wird Site 949 hinzugefügt, da ihr Abstand nur 50 m beträgt. Hier ist ein Vergleich der beiden Lithosäulen schwierig, da an Site 949 über weite Strecken kein Kern vorliegt bzw. der Kerngewinn relativ gering ist (Abb. 5.6D). Subunit IIC der Site 949 ist im Kern durch Ton und Mud (undifferenziert) gekennzeichnet. Das EFA-Log ist in diesem Bereich ebenfalls aus Ton und Mud zusammengesetzt, allerdings werden hier die Elektrofazies Ton und Mud differenziert und dadurch geringe Änderungen in der lithologischen Zusammensetzung bestimmt.

Site 1045



An Site 1045 ist kein Kern vorhanden. Daher werden hier die EFA-Logs der Sites 1046 und 1045 verglichen (Abstand 1 km). An Site 1045 ist ein höherer Anteil an Kalk und weniger Ton vorhanden als an Site 1046 (Abb. 5.6E). Der Anteil an Mud nimmt von Site 1046 bis Site 1045 zu, was einem erhöhten Anteil an grobkörnigerem Sedimenteintrag entspricht. Daneben ist der Kalkgehalt an Site 1045 gegenüber Site 1046 erhöht, was durch Ablagerungen oberhalb der Kalkkompensationstiefe (CCD) oder lokalen Kalkeintrag verursacht werden kann. Die Unterschiede lassen sich durch den Abstand der Sites und dadurch bedingte unterschiedliche Sedimentationsbedingungen erklären.

Site 948/671



An Site 948 existiert sowohl ein EFA-Log als auch eine Kern-Lithosäule. Allerdings ist der Vergleich der beiden Lithosäulen schwierig, da an Site 948 über weite Strecken kein Kern vorliegt. Daher wird Site 948 durch die Kern-Lithosäule der benachbarten Site 671 (Abstand 32 m) ergänzt (Abb. 5.6F). Subunit IIA der Site 671 (390 - 490 mbsf) wird heraus gegriffen, da dieser Bereich zwischen allen drei Lithosäulen verglichen werden kann. Die Kern-Lithosäule der Site 671 besteht aus Ton und wenig Mud, an Site 948 aus Ton und wenig Kalk. Das EFA-Log ist demgegenüber aus Ton und Mud mit wenig Kalk zusammengesetzt. Das EFA-Log ist durch die zusätzliche Elektrofazies Mud gekennzeichnet, die in den Kernen der Sites 671 und 948 nur untergeordnet oder gar nicht vorkommt. Ursache kann die große Ähnlichkeit der Lithologien in ihrer Korngröße und damit die problematische visuelle Abgrenzung sein.

Zusammenfassung

Durch die Rekonstruktion der Lithologie und das Erstellen kontinuierlicher EFA-Logs werden die Kern-Lithosäulen im Hinblick auf Vollständigkeit und konsequente Zuordnung der Lithologien ergänzt. Die vier Sites mit Kern-Lithosäulen, die nur teilweise größere Kernstrecken und einen hohen Kerngewinn aufweisen, konnten so auf sechs Sites mit vollständigen EFA-Logs erweitert werden.

5.3 Nankai

In Nankai werden an zwei Sites je sechs Elektrofazies unterschieden. Die Elektrofazies und EFA-Logs werden für jede Site getrennt berechnet.

5.3.1 Sedimentphysikalische Beschreibung

In den Kernen werden oberhalb der Décollement Zone die Hauptlithologien siltiger Ton/Tonstein, toniger Silt/Siltstein, sandiger Silt/Siltstein und siltiger Sand/Sandstein unterschieden (Abb. 5.7 und Abb. 5.8). Außerdem liegt in geringen Mengen vulkanische Asche vor. Als Elektrofazies werden zusätzlich Ton und Silt unterschieden und entsprechend den lithologisch ähnlichsten Kern-Lithologien kalibriert. In den Kernen werden hier also fünf Lithologien differenziert**,** mit den LWD Bohrlochmessungen jedoch sechs (ohne vulkanische Asche, Erklärung siehe unten). Dabei stimmen nur vier Lithologien nominell überein. Eine Unterteilung der Lithologien entsprechend ihres Verfestigungsgrades in Ton und Tonstein, in Silt und Siltstein bzw. in Sand und Sandstein wird, wie in Barbados, aufgrund des fließenden Übergangs von nicht verfestigten zu verfestigten Sedimente nicht vorgenommen.

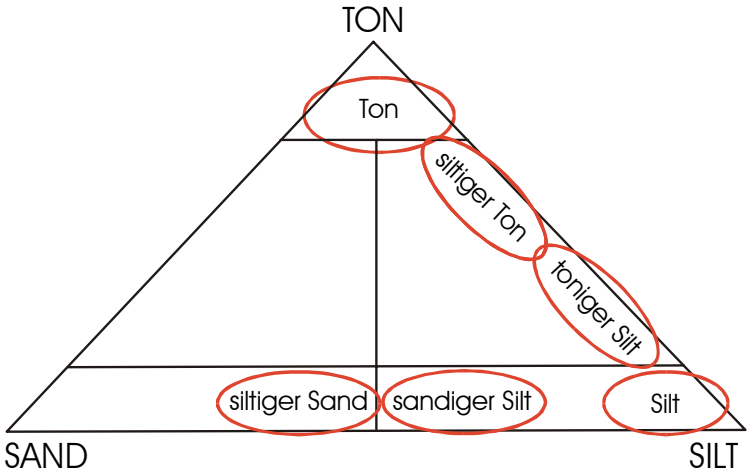


Abb. 5.7: Definition der Elektrofazies Ton, siltiger Ton, toniger Silt, Silt, sandiger Silt und siltiger Sand in Nankai.

Aus den XRD-Kernanalysen kann abgeleitet werden, dass die Sedimente Tonminerale, Quarz und Feldspat mit wenig vulkanischem Glas, Gesteinsbruchstücken und eine Vielzahl an Diatomeen, Schwämmen und Radiolaria enthalten (Taira et al., 1991). Andere typische Minerale sind Christobalith, Kalzit, Pyroxen, Halit und Pyrit. Die Minerale haben folgende mittlere Häufigkeitsverteilungen: Quarz 35%, Plagioklas 17%, Kalzit 2% und Tonminerale 46%. Der Kalkgehalt, der ebenfalls aus den XRD Analysen bestimmt wird, beträgt 0 - 5% und steigt vereinzelt bis 10% an. Da der Kalkgehalt sehr gering ist, wird auf die Abgrenzung einer Elektrofazies Kalk und auch die einer Elektrofazies mit kalkhaltiger Komponente verzichtet.

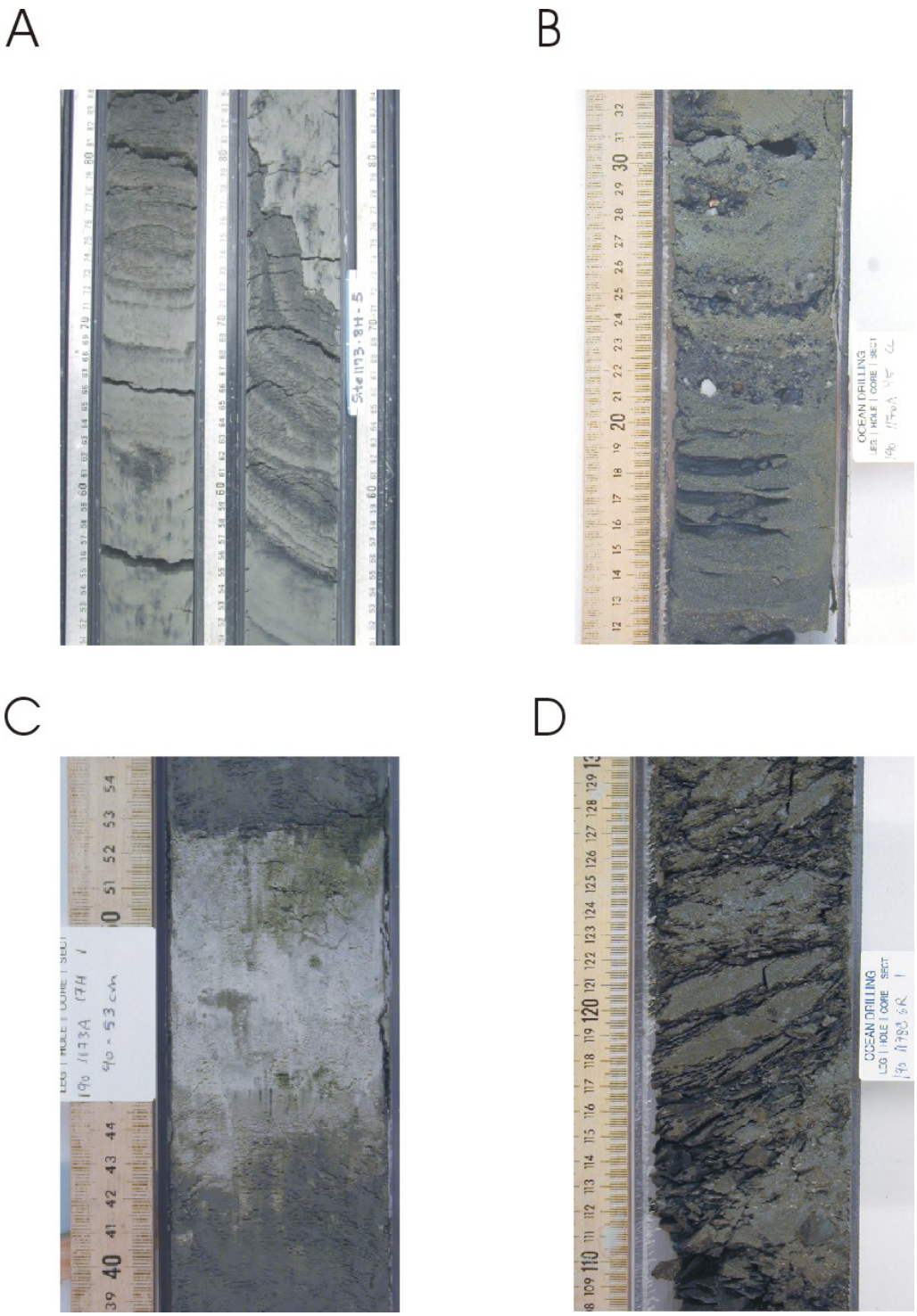


Abb. 5.8: Gesteinsfotos der Sedimente in Nankai (aus Moore et al., 2001). A: Site 1173 - 8H – 5 (51 - 84 cm); toniger Silt mit wenig Silt und sandigem Silt, laminiert, farblicher Wechsel im Zentimeter-Bereich. B: Site 1176 - 45CC (12 - 32 cm); Kiese aus Quarz und Klasten in Mud-reicher Matrix: Sand mit kiesigem Mudstone, schlecht sortiert, Klasten bis 1 cm, die Matrix besteht aus Sand, Silt und Ton. C: Site 1173 –17H – 1 (39 - 55 cm); toniger Silt mit vulkanischer Asche, normale Gradierung von Sand-großen Partikeln an der Basis. Asche mit charakteristischer heller Farbe, feinkörnig. D: Site 1178 – 6R (108 - 130 cm); siltiger Ton bis toniger Silt mit sandigen und siltigen Intervallen. In dem stark brekkziierten Material mit Spaltbarkeit bis Schiefrigkeit sind intakte sedimentäre Bereiche erhalten.

Die vulkanischen Aschen haben meist geringmächtige Schichten (1 - 2 cm), können aber bis zu 25 cm mächtig sein. Die Korngröße variiert von Silt bis Grobsand, die vereinzelt pyroklastische Partikel enthalten. Die Aschen stammen aus den vulkanischen Gebieten Kyushu und/oder Honshu. Der vulkanische Schutt ist aus (nicht alteriertem) Glas mit Quarz, Plagioklas, Amphibol und opaken Mineralen zusammengesetzt. Die XRD Analysen zeigen eine Umwandlung von Glas-reichen Ablagerungen mit Plagioklas und Quarz zu Smektit-reichen Tonen oder Bentoniten. Andere typische Minerale sind Christobalith, Kalzit (Nannofossilien), Pyroxen, Halit und Pyrit (Taira et al., 1991). Die überwiegend geringen Schichtmächtigkeiten der Aschen verhindern, wie in Barbados, eine sedimentphysikalische Charakterisierung, da diese von den Bohrlochmessungen mit einer vertikalen Auflösung von 15 cm nicht erfasst werden. Daher wird hier keine Elektrofazies vulkanische Asche abgegrenzt.

5.3.2 Übertragung auf die Gesamtstrecke

Nach Zuordnung der Lithologien wird erneut eine Diskriminanzanalyse zur Überprüfung der Qualität dieser Zuordnung durchgeführt. Ergebnis und interessante Aspekte der Sites 1173 und 808 werden heraus gegriffen und im Folgenden beschrieben (Tab. 5.5): Die höchste Übereinstimmung zwischen Kalibrierstrecke und der Wiederzuordnung durch die Diskriminanzanalyse wird in beiden Sites bei Ton und siltigem Sand beobachtet. Demgegenüber weist siltiger Ton eine relativ geringe Wiederzuordnung auf und kann auch Ton zugeordnet werden. Gleiches gilt für tonigen Silt, der auch Silt zugewiesen werden kann. Diese nicht eindeutige Wiederzuordnung wird vermutlich durch die Ähnlichkeit der Lithologien siltiger Ton und Ton bzw. toniger Silt und Silt verursacht, deren physikalischen Eigenschaften und Korngröße sich nur geringfügig unterscheiden.

Tab. 5.5: Übersicht über die Klassifizierungsergebnisse der Diskriminanzanalyse für die differenzierten Lithologien an Sites 1173 und 808. Neben der berechneten und zugewiesenen Lithologie (Angabe in %) wird die tatsächliche Anzahl der Datenpunkte der jeweiligen Lithologie angegeben. Fett markiert sind Werte mit einer berechneten Zuordnung > 10%.

Site 1173 (0-390 mbsf)	tatsächl. Anzahl	berechnet (%)					
		Ton	siltiger Ton	toniger Silt	Silt	sandiger Silt	siltiger Sand
Ton	8	100	0	0	0	0	0
siltiger Ton	47	**10,6**	89,4	0	0	0	0
toniger Silt	148	0	2,0	89,9	8,1	0	0
Silt	130	0	0	3,8	96,2	0	0
sandiger Silt	37	0	0	0	0	91,9	8,1
siltiger Sand	22	0	0	0	0	4,5	95,5
93% der Fälle wurden der tatsächlichen Elektrofazies zugeordnet.							

Site 808 (156-945 mbsf)	tatsächl. Anzahl	berechnet (%)					
		Ton	siltiger Ton	toniger Silt	Silt	sandiger Silt	siltiger Sand
Ton	27	92,6	7,4	0	0	0	0
siltiger Ton	357	9,8	89,1	1,1	0	0	0
toniger Silt	497	0	**10,0**	76,9	**12,1**	1,0	0
Silt	283	0	0	7,4	86,9	5,7	0
sandiger Silt	104	0	0	0	4,8	93,3	1,9
siltiger Sand	49	0	0	0	0	2,4	97,6
86% der Fälle wurden der tatsächlichen Elektrofazies zugeordnet.							

5.3.2.1 Beschreibung der Elektrofazies

Im Folgenden werden die physikalischen Eigenschaften der sechs Elektrofazies beschrieben (Tab. 5.6). Ziel ist die Bestimmung der petrographischen Unterschiede der Lithologien.

Ton

Ton ist durch die höchsten GR und RHOB Werte der Elektrofazies gekennzeichnet. Die GR und PEF Werte unterscheiden sich zwischen Sites 1173 und 808 nur wenig. Die erhöhten RHOB und RES_RING Werte an Site 808 deuten auf eine stärkere Kompaktion gegenüber Site 1173 hin.

Sitiger Ton

Siltiger Ton ist sehr ähnlich zur Elektrofazies Ton, jedoch gegenüber Ton durch etwas niedrigere GR, RHOB und RES-RING Werte gekennzeichnet.

Toniger Silt

Toniger Silt wird durch mittlere Werte der Bohrlochmessungen sämtlicher Elektrofazies bestimmt. RHOB weist zwischen Sites 1173 und 808 deutliche Unterschiede auf. Die PEF Werte sind an beiden Sites dagegen sehr ähnlich. Diese Elektrofazies ist durch einen mittleren Tongehalt, mittlere

Verfestigung und mittleren bis geringen Fluidgehalt gekennzeichnet. Der Unterschied zu Ton ist relativ deutlich ausgeprägt.

Silt

Silt stimmt in seinen charakteristischen sedimentphysikalischen Eigenschaften weitestgehend mit tonigem Silt überein. Einziger Unterschied sind die etwas geringeren GR Werte, also ein geringerer Tongehalt.

Sandiger Silt

Sandiger Silt unterscheidet sich nur wenig von der nachfolgend beschriebenen Elektrofazies siltiger Sand. Die GR, RHOB, PEF und RES_RING Werte sind in dieser Elektrofazies etwas erhöht. Folglich ist sandiger Silt durch einen geringen Tongehalt, eine geringe Verfestigung und einen hohen Fluidgehalt gekennzeichnet.

Siltiger Sand

Siltiger Sand ist durch die niedrigsten GR und RHOB Werte gekennzeichnet. RHOB ist an Site 808 etwas höher als an Site 1173. RES_RING ist an Site 1173 durch geringe Werte charakterisiert, die an Site 808 sind deutlich höher. Die GR, PEF und TNPH Werte der Sites 1173 und 808 stimmen überein, Diese Unterschiede können auf eine Kompaktion und damit Reduktion des Porenraums nach Norden (zu Site 808) mit zunehmender Akkretion zurückzuführen sein.

Tab. 5.6: Übersicht über die physikalischen Eigenschaften (5% und 95% Perzentile) oberhalb der Décollement Zone: natürliche Radioaktivität (GR), Dichte (RHOB), Photoelektrischer Faktor (PEF), Neutronenporosität (TNPH) und spezifischer elektrischer Widerstand der Sites 1173 und 808 des ODP Leg 196. Die physikalischen Eigenschaften der Elektrofazies wurden aus den LWD Bohrlochmessungen bestimmt.

Sites	Logs	Ton	siltiger Ton	toniger Silt	Silt	sandiger Silt	siltiger Sand
1173 808	GR (API)	70 - 80 80 - 95	60 - 70 70 - 85	50 - 65 60 - 75	40 - 50 50 - 65	35 - 50 35 - 55	25 - 40 20 - 40
1173 808	RHOB (g/cm³)	1,9 - 2,1 2,1 - 2,4	1,8 - 2,0 2,0 - 2,3	1,6 - 1,8 1,7 - 2,2	1,6 - 1,8 1,7 - 2,1	1,3 - 1,6 1,4 - 1,9	1,1 - 1,4 1,1 - 1,9
1173 808	PEF (barn/e⁻)	3,1 - 3,6 2,9 - 3,4	3,0 - 3,6 2,9 - 3,5	2,8 - 3,6 2,7 - 3,5	2,9 - 3,6 2,7 - 3,4	2,6 - 3,3 2,5 - 3,5	2,4 - 3,2 2,3 - 3,3
1173 808	TNPH (p.u.)	0,45 - 0,60 0,40 - 0,55	0,50 - 0,65 0,35 - 0,55	0,55 - 0,75 0,45 - 0,65	0,55 - 0,75 0,50 - 0,65	0,55 - 0,80 0,50 - 0,70	0,60 - 0,85 0,60 - 0,90
1173 808	RES_RING (Ωm)	0,4 - 0,5 0,6 - 0,9	0,35 - 0,55 0,50 - 0,90	0,3 - 0,7 0,5 - 1,1	0,3 - 0,6 0,5 - 0,9	0,5 - 0,7 0,6 - 1,1	0,4 - 0,7 0,7 - 1,1

Die Qualität der Abgrenzung der Elektrofazies wird hier, wie in Barbados, mit Hilfe von Crossplots (natürliche Radioaktivität (GR) gegen Dichte (RHOB)) für Sites 1173 und 808 bestimmt (Abb. 5.9). Die Trennung der sechs Elektrofazies ist in den Crossplots auf Grund unterschiedlicher Log-

Charakteristika zu erkennen. Prinzipiell ist siltiger Sand durch niedrige GR und RHOB Werte, Ton demgegenüber durch sehr hohe GR und RHOB Werte gekennzeichnet. Die restlichen Elektrofazies reihen sich, entsprechend ihrer Korngröße, sukzessive dazwischen ein. Überschneidungen der verschiedenen Elektrofazies werden in beiden Sites insbesondere bei tonigem Silt und Silt angetroffen.

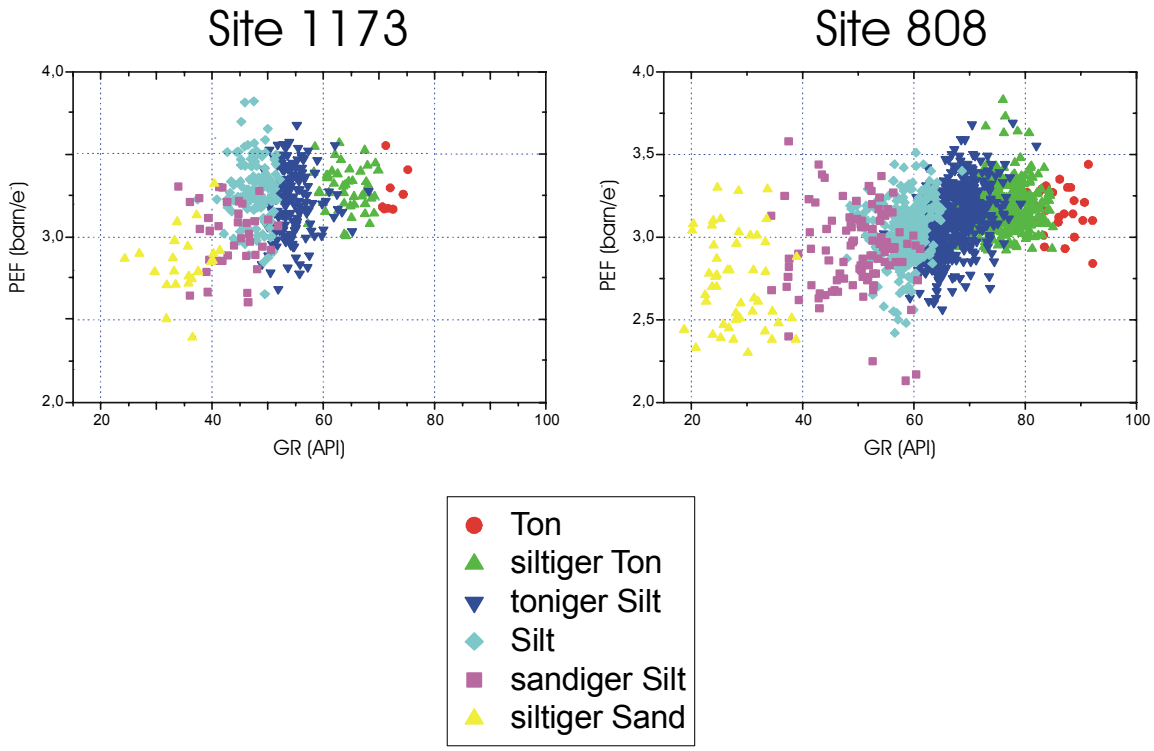


Abb. 5.9: Crossplot natürliche Radioaktivität (GR) gegen Photoelektrischer Faktor (PEF) für die Sites 1173 und 808 im Nankai Akkretionskeil oberhalb der Décollement Zone, differenziert nach Elektrofazies. Die unterschiedliche Datenmenge für jede Site basiert auf der unterschiedlichen Tiefe der Décollement Zone.

5.3.2.2 Vergleich zwischen Kern-Lithosäule und Elektrofazies

Die Beschreibung der lithologischen Zusammensetzung der EFA-Logs wird entsprechend der Abbildungen 5.10A, B für Sites 1173 und 808 an exemplarisch ausgesuchten Beispielen vorgenommen. Die Zusammensetzung der Kern-Lithologien orientiert sich an den Kernbeschreibungen der Legs 190 (Moore et al., 2001) und 131 (Taira et al., 1991).

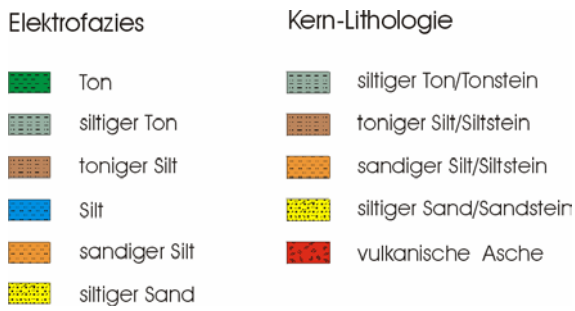
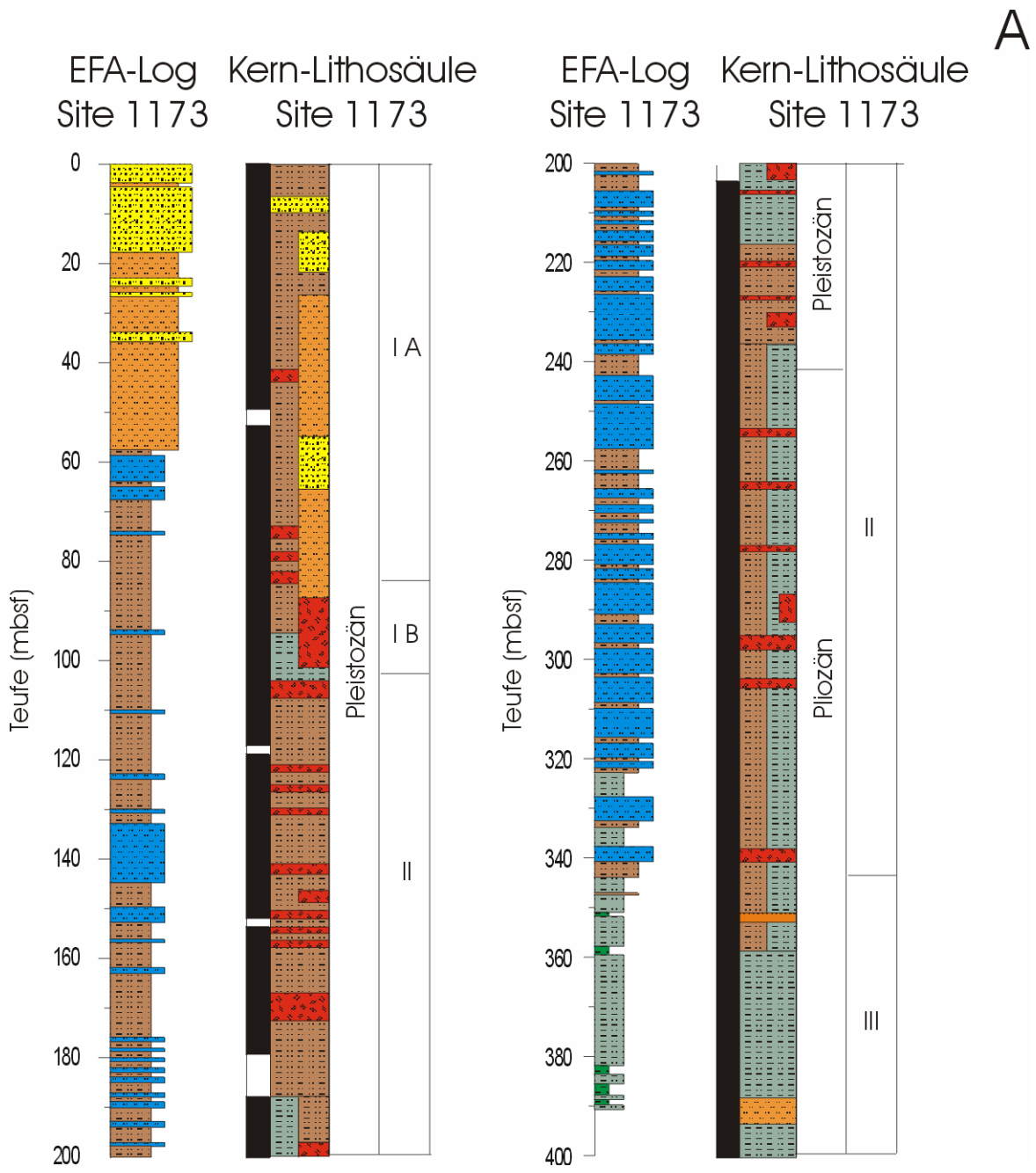


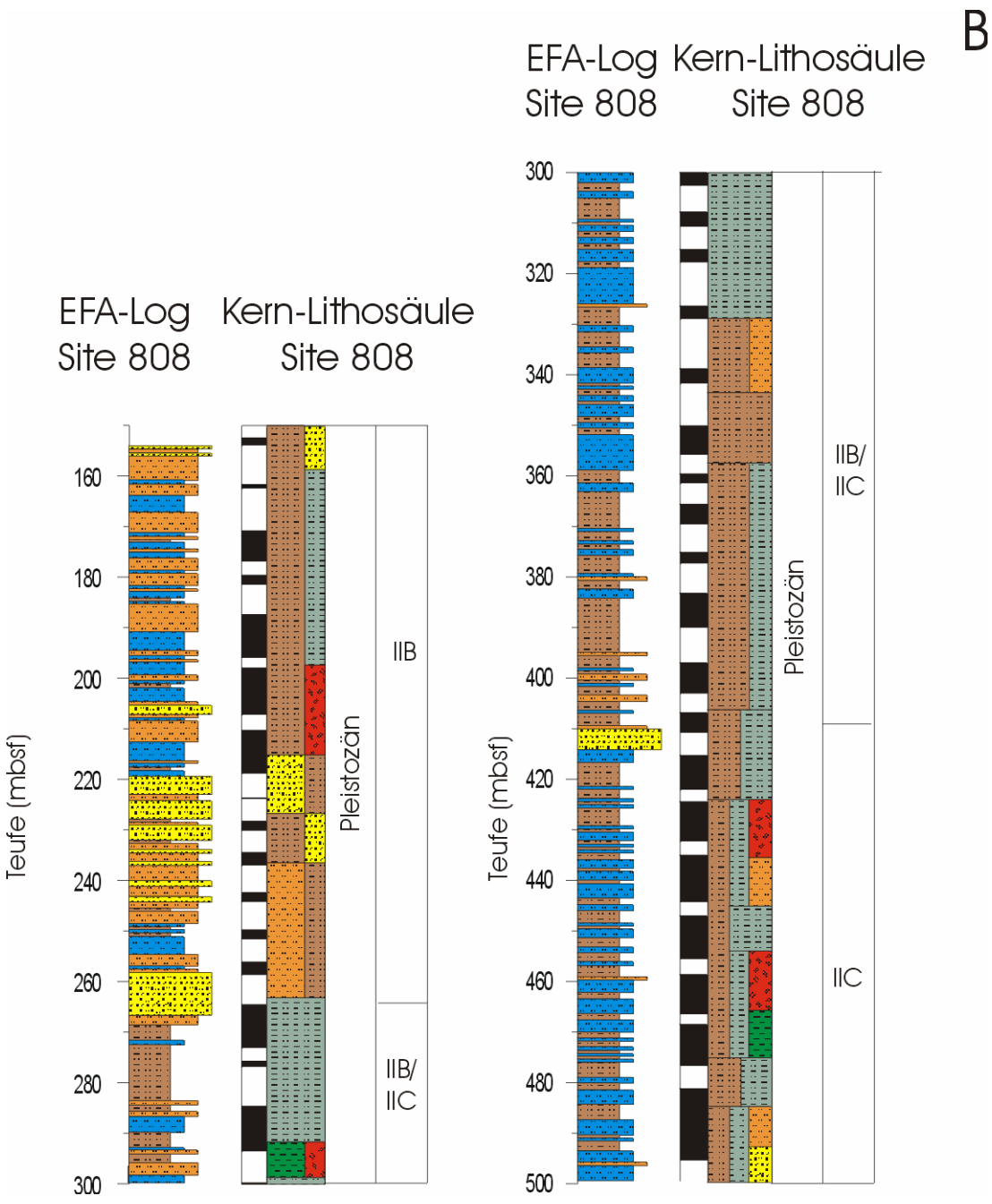
Abb. 5.10: EFA-Log und Kern-Lithosäule mit Kerngewinn, geologischem Zeitalter und lithologischer Unit (I, II etc.) bzw. Subunit (IA, IB etc.). Die Länge der Balken der unterschiedlichen Elektrofazies hebt die unterschiedlichen Lithologien hervor. **A**: Site 1173. **B:** Site 808.

Site 1173



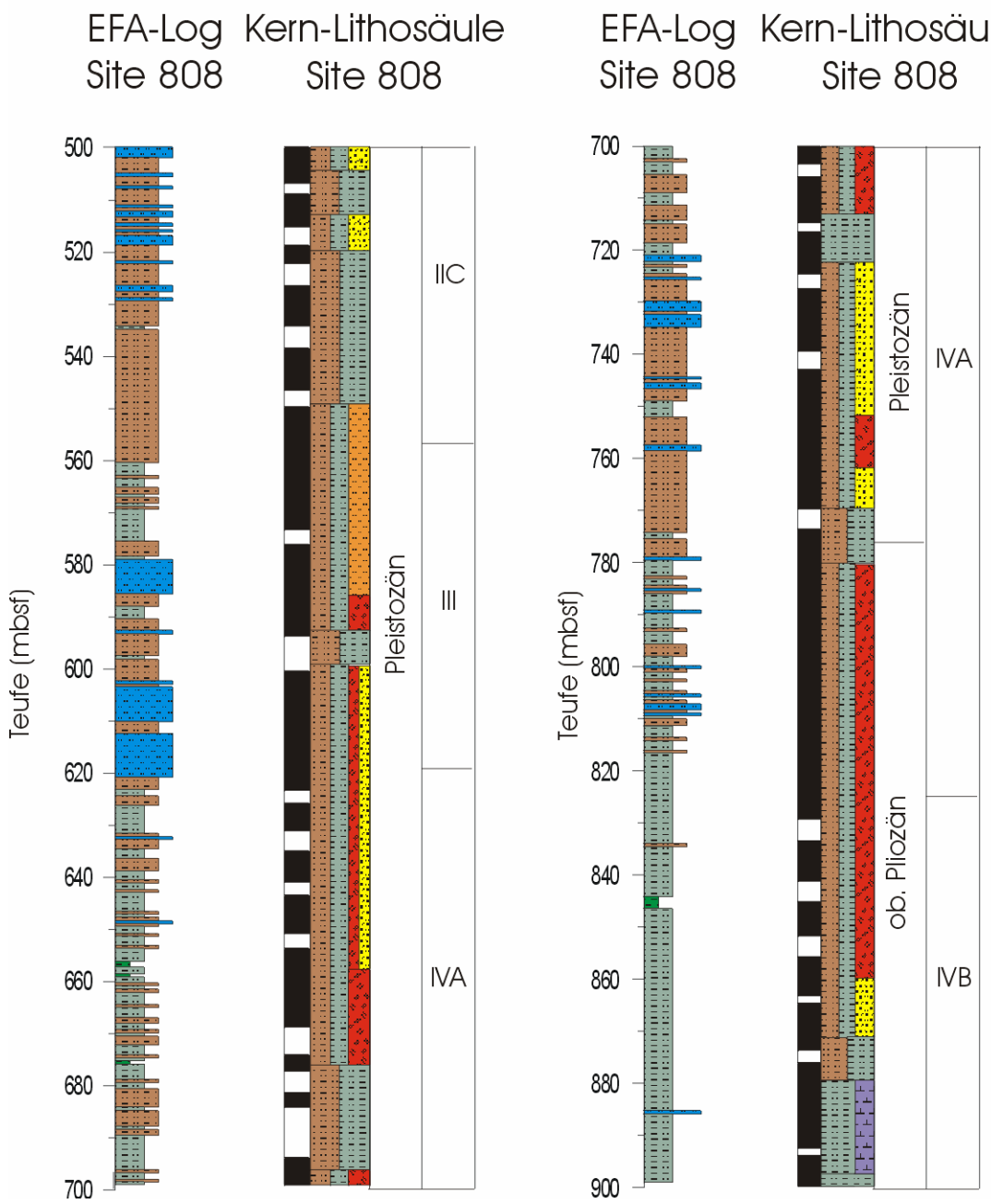
Die Sedimente der Unit I (0 – 110 mbsf) bestehen aus siltigem Ton und tonigem Silt mit wenig Silt, sandigem Silt, siltigem Sand (Abb. 5.10A). Das EFA-Log lässt sich in diesem Bereich in zwei Teile gliedern: der obere Teilbereich (0 - 55 mbsf) besteht aus sandigem Silt und siltigem Sand, der untere (55 - 102 mbsf) aus tonigem Silt mit Zwischenlagen aus Silt. Im unteren Bereich stimmen die Kern- und Elektrofazies gut überein. Im oberen Bereich des EFA-Logs dominiert die grobkörnigere Komponente, was für einen zeitlich begrenzten terrigenen Sedimenteintrag spricht. Die Trennung in zwei Teufenbereiche im EFA-Log spiegelt daher eine (leichte) Änderung der Sedimentationsbedingungen wider, die im Kern nicht beobachtet werden kann.

Site 808

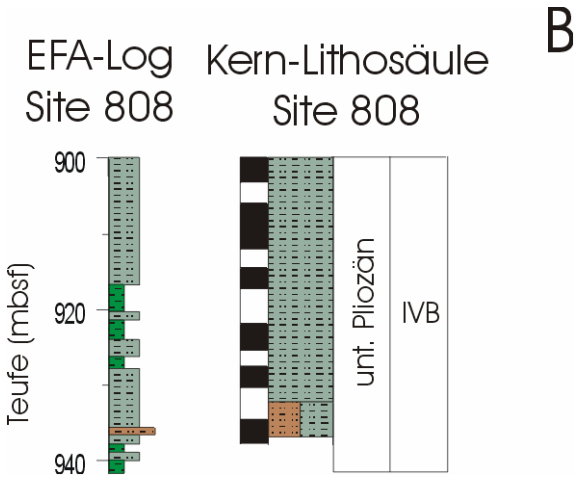

B
EFA-Log
Site 808
Kern-Lithosäule
Site 808
Teufe (mbsf)
160
180
200
220
240
260
280
300
IIB
IIB/
IIC
Pleistozän
EFA-Log
Site 808
Kern-Lithosäule
Site 808
Teufe (mbsf)
300
320
340
360
380
400
420
440
460
480
500
IIB/
IIC
IIC
Pleistozän

Fortsetzung Site 808

B



Fortsetzung Site 808



Subunit IIB (121 - 265 mbsf) besteht in der Kern-Lithosäule aus tonigem Silt, sandigem Silt und siltigem Sand mit wenig siltigem Ton und vulkanischer Asche (Abb. 5.10B). Die Sedimente des EFA-Log sind aus sandigem Silt, siltigem Sand und Silt mit wenig tonigem Silt zusammengesetzt. Insgesamt ist die lithologische Zusammensetzung für beide Lithosäulen sehr ähnlich. Im Detail zeigt sich jedoch ein großer Unterschied in der Verteilung der Lithologien. Eine mögliche Ursache ist der geringe Kerngewinn, der überwiegend die stärker verfestigten feinkörnigeren Lithologien erfasst (siehe Teilbereich 240 - 260 mbsf).

Zusammenfassung

Auch hier können, wie in Barbados, die Kern-Lithosäulen durch die Rekonstruktion der Lithologie gut ergänzt werden. Unterschiede in der Gesteinsansprache zwischen Kern-Lithologie und EFA-Log können durch die unterschiedliche Abgrenzung der Korngröße, den selektiven und insgesamt geringen Kerngewinn und die zu geringe Schichtmächtigkeit für eine exakte Erfassung durch Bohrlochmessungen (mit einer messtechnisch festgelegten vertikalen Auflösung) verursacht sein.

6 Korrelation von Schichtpaketen

In diesem Kapitel werden gleiche Schichtpakete zwischen benachbarten Sites auf der Grundlage charakteristischer Trends der LWD Bohrlochmessungen synoptisch verglichen. Die im Kapitel 5 bestimmten Elektrofazies ergänzen die Interpretation der beobachteten Korrelation im Hinblick auf die lithologische Zusammensetzung der korrelierten Schichtpakete.

6.1 Einführung

Voraussetzung für die Korrelation benachbarter Sites sind übereinstimmende Ausgangsbedingungen in den zu korrelierenden Schichtpaketen: Es wird von gleichen bzw. vergleichbaren sedimentären Ablagerungsbedingungen und einer horizontalen Ablagerung der Sedimente ausgegangen. Die lückenlose Korrelation einzelner, beispielhaft ausgesuchter Sedimentpakete zwischen allen Sites gibt Aufschluss über die lithologisch moderierte, differenzielle Kompaktion. Damit können Aussagen über Reaktionen der unterschiedlichen Lithologien auf den Vorgang der frontalen Akkretion getroffen werden. Ziel der Korrelation ist die Bestimmung der Menge und Lokation der frei werdenden Fluide. Die Untersuchungen sind auf den Bereich der akkretierten Sedimente konzentriert, da hier die Änderungen des Fluidgehalts durch Kompaktion am größten sind.

Zur Korrelation der Schichtpakete zwischen den Bohrungen werden die Logs natürliche Radioaktivität (GR), Photoelektrischer Faktor (PEF) und Dichte (ROMT) verwendet, da diese durch charakteristische Trends gekennzeichnet sind. In problematischen Bereichen werden die Logs spezifischer elektrischer Widerstand (ATR) und Neutronenporosität (TNPH) hinzugezogen. Die Parameter Dichte, Neutronenporosität und spezifischer elektrischer Widerstand werden während der Versenkung hauptsächlich durch Kompaktion und diagenetische Prozesse beeinflusst, während die natürliche Radioaktivität und der Photoelektrische Faktor überwiegend von der lithologischen Zusammensetzung der Sedimente bestimmt werden. In Barbados werden vier und in Nankai sieben Schichtpakete abgegrenzt. Die Auswahl und Begrenzung der Schichtpakete basiert auf charakteristischen Trends in den Logs, die ansonsten zufällig bestimmt wurden. Folglich ist die lithologische Zusammensetzung dieser Schichten ebenfalls zufällig und damit uneinheitlich. Bei der Korrelation werden die physikalischen Parameter hinsichtlich ihrer Trends synoptisch detailliert verglichen. Zuerst wurden in Barbados die Referenzsites 1044 und 1048, die östlich der Deformationsfront in wenig deformierte bzw. undeformierte Sedimente abgeteuft wurden, korreliert. Danach wurden in Barbados und Nankai die charakteristischen Zonen der Logs bzw. die Logtrends schrittweise innerhalb des Akkretionskeils verfolgt.

6.2 Barbados

Da Trends in Schichten mit geringer Mächtigkeit wenig charakteristisch sind, können nur Sedimentpakete ab 5 m Mächtigkeit zwischen den Sites korreliert werden. Problematisch ist die Korrelation an Site 1045 und insbesondere Site 948 im landwärtigen Teil des Akkretionskeils, da die Trends der Logs GR und ROMT weniger deutlich ausgeprägt sind als die in den Logs der restlichen Sites.

Bereiche mit Überschiebungen werden aus den Kernbeschreibungen der Legs 156 (Shipley et al., 1995) und 110 (Mascle et al., 1988) entnommen und in Abbildung 6.1 eingetragen. Überschiebungen sind in den Kernen durch Auflockerung bzw. Brekkziieren der Sedimente gekennzeichnet. Die Korrelation zeigt Schichtwiederholungen in den Sites 1047, 1046, 1045 und 948, die durch Überschiebungen verursacht sind (Abb. 6.2).

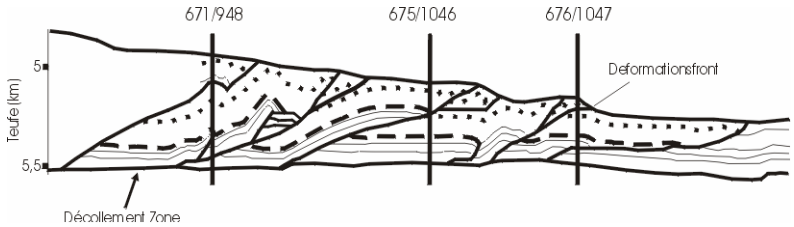


Abb. 6.2: Schematische Skizze der Keilspitze von Barbados mit Bohrlokationen (nach Mascle et al., 1988). Einzelne Schichten sind durch unterschiedliche Signatur und Strichstärke gekennzeichnet; auf Grund der Überschiebungen werden sie mehrfach durchbohrt.

6.2.1 Qualität der Korrelation

Ausgehend von der Annahme, dass Logs mit übereinstimmenden Charakteristika und Trends den gleichen Elektrofazies zugeordnet werden können, wird nun die durchgeführte Korrelation überprüft. Korrelierte Schichtpakete müssten die gleiche lithologische Zusammensetzung aufweisen, was offensichtlich der Fall ist (Abb. 6.3). Generell lassen sich nur geringe Unterschiede in der Zusammensetzung zwischen den Referenzsites 1044 und 1048 und den Sites im Akkretionskeil beobachten. So enthält beispielsweise Schicht 1 (blau) in den Sites 1044 und 1048 im Gegensatz zu den restlichen Sites keine kalkige Komponente. Dennoch ist die Übereinstimmung der bestimmenden Lithologien zwischen den Sites gut. Darüber hinaus kann die Qualität der Korrelation zwischen den Schichtpaketen mit der zeitlichen Einordnung überprüft werden. Das geologische Alter wurde in den Kernen der Sites 671, 672, 676 und 949 aus der Biostratigraphie bestimmt (Mascle et al., 1988; Moore et al., 1995). Zugrunde gelegt wird, dass die korrelierten Schichtpakete zwischen den Sites das gleiche Alter aufweisen. Dies gilt tatsächlich für sämtliche Schichtpakete, auch für die sich durch Imbrikation wiederholenden. Insgesamt ist eine gute Übereinstimmung zwischen der Korrelation und dem geologischen Alter zu erkennen (Abb. 6.4).

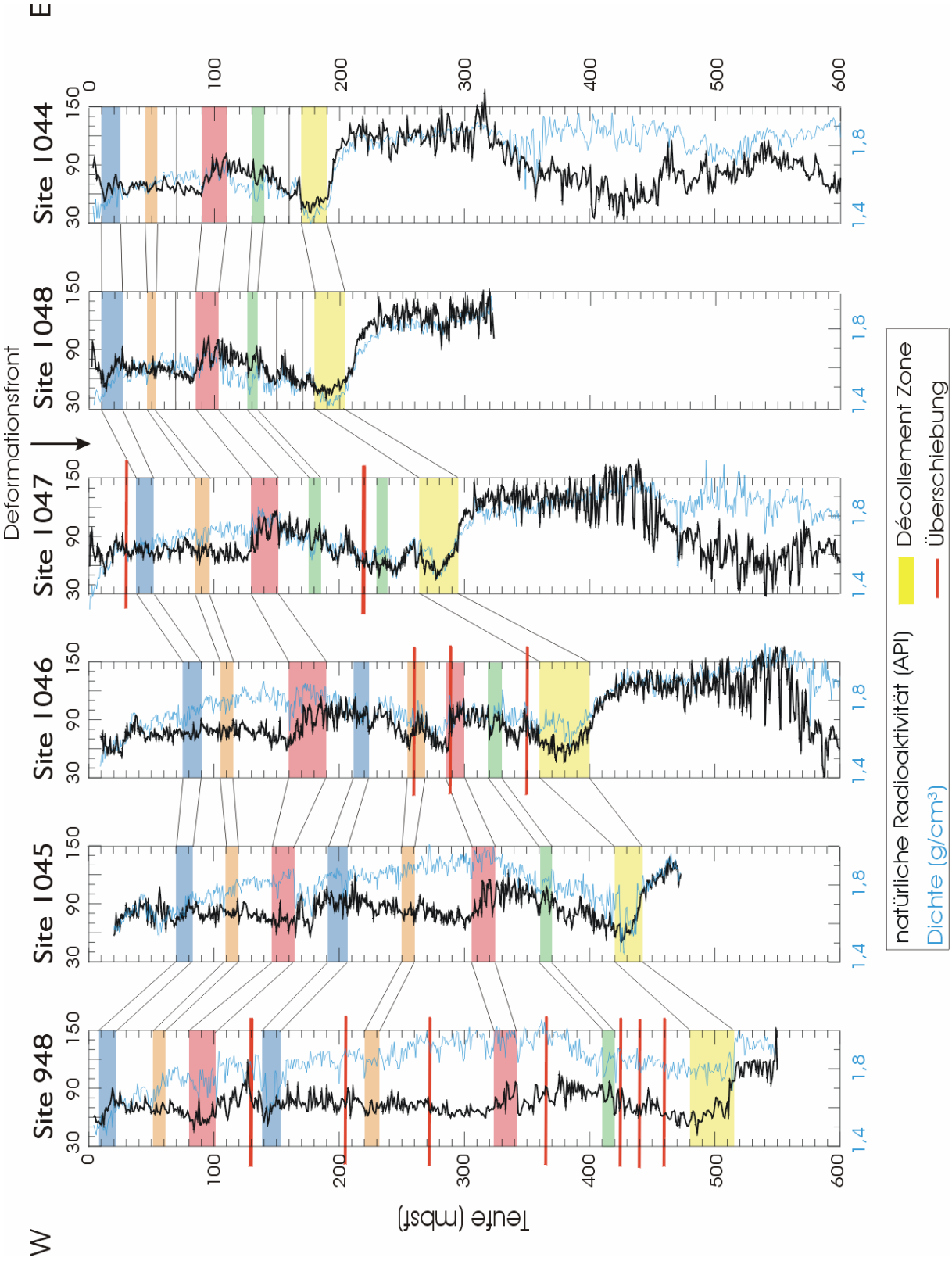


Abb. 6.1: Übersicht über die korrelierten Schichtpakete, die im Profil von Westen (Site 948) nach Osten (Site 1044) dargestellt sind. Gleiche Farben der Schichtpakete entsprechen gleichen bzw. sich auf grund von Überschiebungen wiederholenden Schichtpaketen, die durch dünne (sub-)horizontale Linie verbunden sind. Die Logs natürliche Radioaktivität (GR) und Dichte (ROMT) verdeutlichen die charakteristischen Trends der Bohrlochmessungen der abgegrenzten Schichtpakete. Die Sites sind im Profil von Westen (Site 948) nach Osten (Site 1044) dargestellt.

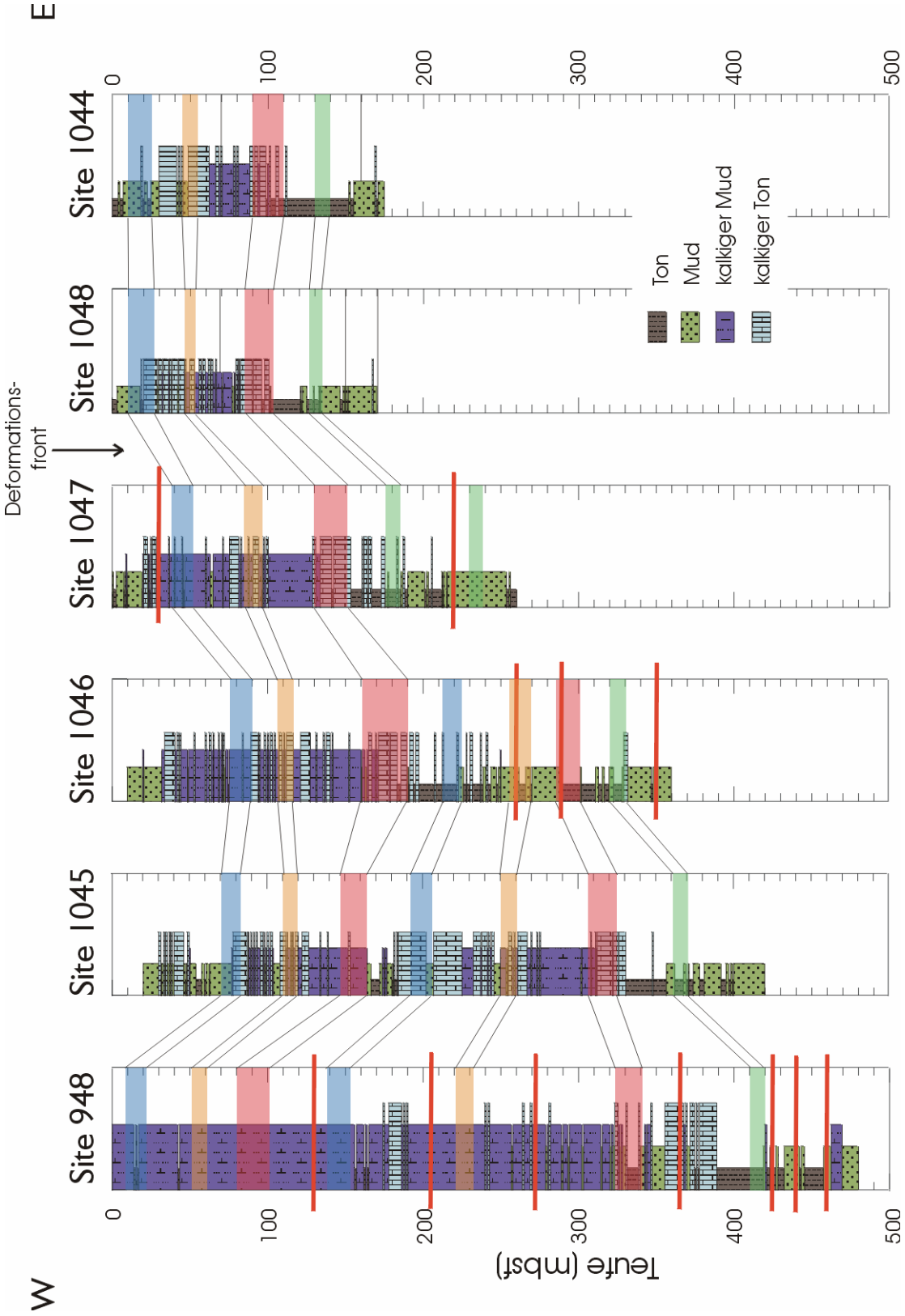


Abb. 6.3: Zusammenstellung der korrelierten Schichtpakete mit den EFA-Logs. Gleiche Farben der Schichtpakete entsprechen gleichen bzw. sich auf Grund von Überschiebungen wiederholenden Schichtpaketen. Die Breite der Elektrofazies kennzeichnet zusätzlich die unterschiedlichen Lithologien.

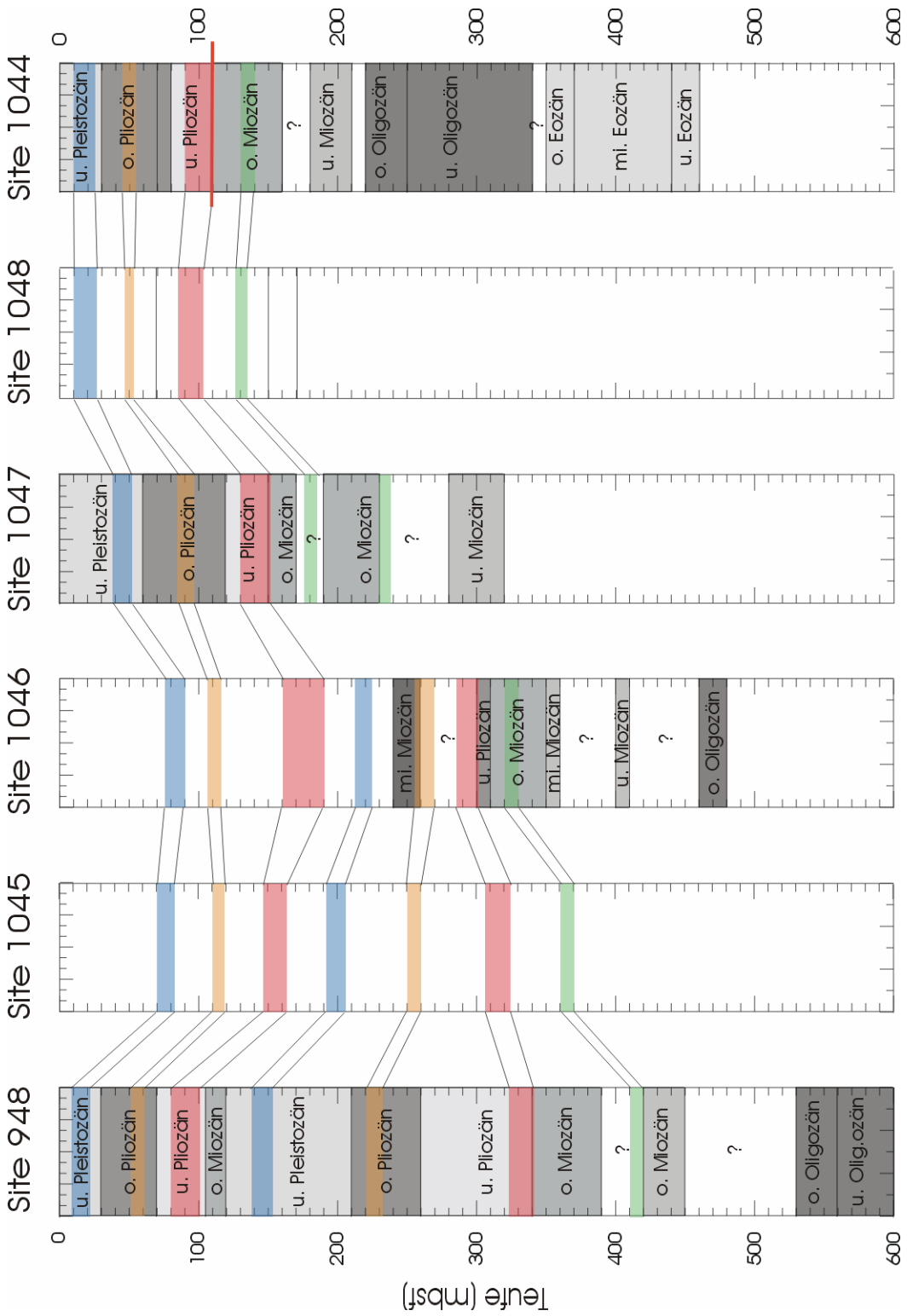


Abb. 6.4: Die geologischen Zeitalter wurden zusammen mit den korrelierten Schichtpaketen aufgetragen. An Sites 1048 und 1045 können aufgrund fehlender Kerne keine Altersangaben gemacht werden. Das geologische Alter wurde in den Kernen der Sites 671, 672, 676 und 949 aus der Biostratigraphie bestimmt (Mascle et al., 1988; Moore et al., 1995).

6.2.2 Änderung der Schichtmächtigkeit

Die Änderung der Mächtigkeit der vier Schichtpakete mit zunehmender Akkretion kann basierend auf der Korrelation bestimmt werden. Daraus wird dann auf die Änderungen der Kompaktion in den verschiedenen Sites im Profil und in unterschiedlichen Teufen innerhalb einer Site geschlossen. Die Änderungen geben Auskunft über Ausmaß und Geschwindigkeit der Kompaktion mit zunehmender Akkretion. Grundsätzlich wird angenommen, dass die Schichtmächtigkeit mit zunehmender Akkretion abnimmt, da die Gesamttiefe der Schichten durch Versenkung und Schichtstapelung durch Überschiebung zunimmt. Die Schichtmächtigkeiten zeigen jedoch keinen eindeutigen Trend der Abnahme von Site 1044 im Osten zu Site 948 im Westen. Die maximale Reduzierung einer Schicht beträgt 3 m, was einer relativen Abnahme der Schichtmächtigkeit von maximal 20% entspricht (Abb. 6.5). Die unterschiedlichen Versenkungstiefen der vier Schichtpakete von mehreren hundert Metern in den Bohrlokationen im Westen des Profils zeigen keine signifikanten Auswirkungen in der Stärke der Kompaktion.

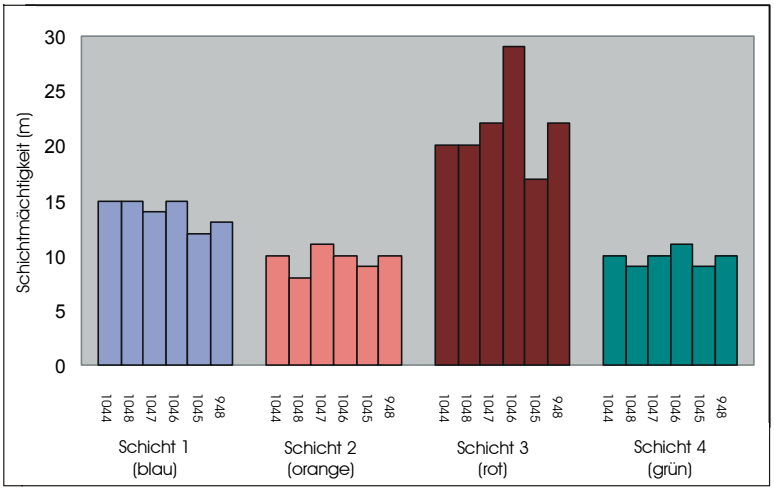


Abb. 6.5: Übersicht über die Schichtmächtigkeiten (in Metern) für die vier korrelierten Schichtpakete. Die Sites sind von Osten (Site 1044) nach Westen (Site 948) dargestellt, um den Trend der Abnahme der Mächtigkeit mit zunehmender Akkretion nach Westen nachzuzeichnen.

Schicht 3 (rot) sei beispielhaft heraus gegriffen und im Detail diskutiert. Ausgehend von einer Mächtigkeit von 20 m in der Referenzsite 1044 wird Schicht 3 durch eine starke Zunahme der Schichtmächtigkeit an Site 1046 auf 29 m bestimmt (Tab. 6.1). Diese Zunahme wird durch ein insgesamt mächtigeres Schichtpaket und nicht durch Wiederholung einzelner Schichten verursacht, wie im Detail der Schicht 3 zu erkennen ist (Abb. 6.6). Diese Beobachtungen deuten eine verhinderte Kompaktion an, möglicherweise durch erhöhten Fluiddruck. Eine weitere Möglichkeit ist die Sedimentakkumulation in dieser Schicht, d.h. es werden die gleichen Schichten und entsprechenden

Lithologien in gleicher zeitlicher Abfolge wie an der Referenzsite 1044 abgelagert, allerdings mit einer etwas größeren Mächtigkeit und über einen größeren Zeitraum hinweg.

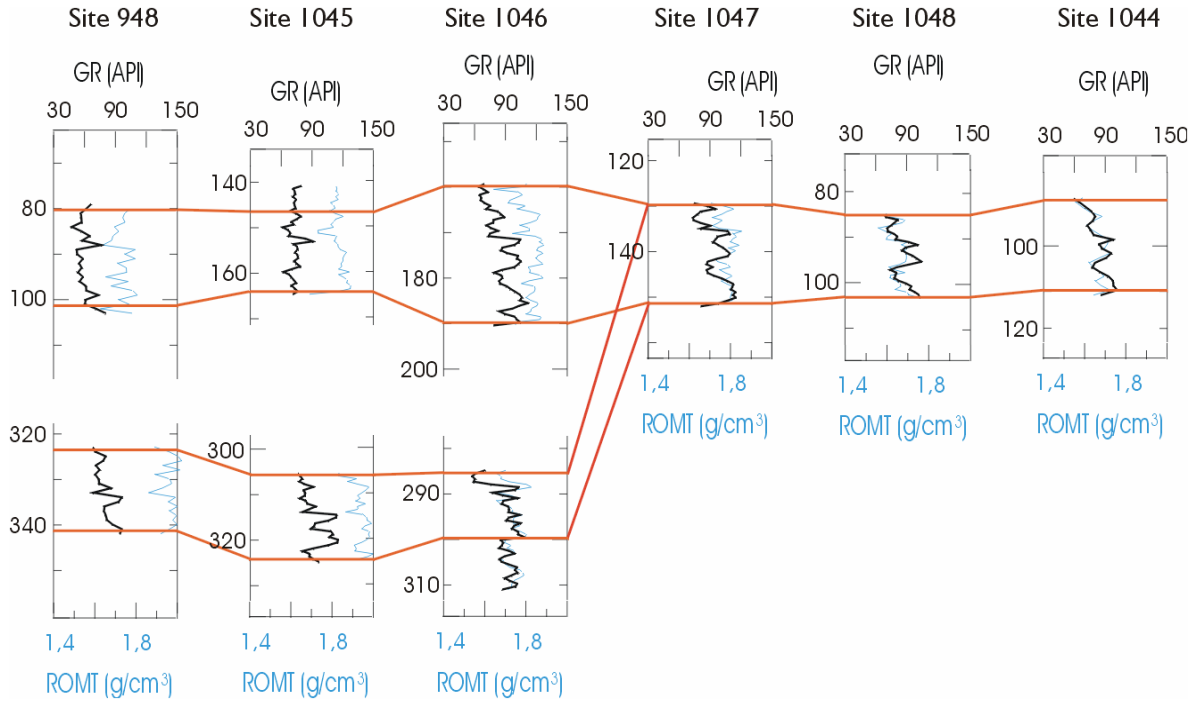


Abb. 6.6: Verlauf des Schichtpakets 3 im Profil von Westen (Site 948) nach Osten (Site 1044). Die (sub-) horizontalen Linien markieren die Ober- und Untergrenze dieses Schichtpakets. Die Logs natürliche Radioaktivität (GR) und Dichte (ROMT) veranschaulichen deren Abgrenzung anhand charakteristischer Trends der Bohrlochmessungen. In den Sites 1046, 1045 und 948 werden die sich durch Überschiebung wiederholenden Schichtpakete hinzugefügt.

Nach Brown et al. (1990) verursachen drei tektonische Hauptprozesse die Zunahme der Schichtmächtigkeit: (1) Zurückrotieren und Faltung der anfänglich akkretierten Pakete, (2) Überschiebungen und (3) Unterschieben von Sedimenten. Die Zunahme im Gesteinsvolumen kann nach Mascle & Moore (1990) durch ein schiefriges Gefüge und voneinander getrennte Zonen beeinflusst werden. Prinzipiell kann die Änderung der Schichtmächtigkeit durch unterschiedliche Sedimentschüttungsrichtung, unterschiedlich große sedimentäre Kompaktion, erhöhten Fluiddruck oder die nicht korrekte Tiefenabgrenzung gleicher Schichtpakete verursacht werden.

Zuletzt wird die Mächtigkeit sich wiederholender Schichtpakete betrachtet. Hier ist kein einheitlicher Trend vorhanden, bei dem die Mächtigkeit, wie erwartet, aufgrund der erhöhten Auflast kontinuierlich abnimmt. Statt dessen weisen die Schichtpakete sowohl eine Zunahme als auch eine Abnahme der Mächtigkeit auf (Tab. 6.1). Daher ist anzunehmen, dass einerseits eine Abnahme der Mächtigkeit durch Entweichen von Fluiden entlang permeabler Schichten und andererseits eine Zunahme der

Mächtigkeit durch Fluidanreicherung, erhöhten Porendruck, sedimentäre Akkumulation und/oder veränderte Tonmineralogie existiert.

Tab. 6.1: Übersicht über Teufe und Mächtigkeit (M) der vier korrelierten Schichtpakete und ihre Schichtwiederholungen. Die Sites sind von Westen (Site 948) nach Osten (Site 1044) dargestellt. Mächtigkeit und Teufen wurden aus Abb. 6.1 abgegriffen.

Schicht-paket	Site 948		Site 1045		Site 1046		Site 1047		Site 1048		Site 1044	
	Teufe (mbsf)	M (m)	Teufe (mbsf)	M (m)	Teufe (mbsf)	M (m)	Teufe (mbsf)	M (m)	Teufe (mbsf)	M (m)	Teufe (mbsf)	M (m)
1 (blau)	9 - 22	13	71 - 83	12	66 - 81	15	38 - 52	14	10 - 25	15	10 - 25	15
Schicht-wdh.	138 - 153	15	193 - 206	13	213 - 225	12	-	-	-	-	-	-
2 (orange)	52 - 62	10	110 - 119	9	106 - 116	10	85 - 96	11	46 - 54	8	45 - 55	10
Schicht-wdh.	221 - 233	12	250 - 261	11	255 - 269	14	-	-	-	-	-	-
3 (rot)	80 - 102	22	147 - 164	17	162 - 191	29	130 - 152	22	85 - 105	20	90 - 110	20
Schicht-wdh.	323 - 341	18	306 - 324	18	286 - 302	16	-	-	-	-	-	-
4 (grün)	410 - 420	10	362 - 371	9	320 - 331	11	175 - 185	10	126 -135	9	130 -140	10
Schicht-wdh.	-	-	-	-	-	-	230 - 239	9	-	-	-	-

6.2.3 Änderung der Porosität und des Wassergehalts

Im Folgenden wird die Deformation und Kompaktion der Sedimente im Laufe der Akkretion insbesondere im Hinblick auf die damit verbundene Freisetzung von Fluiden untersucht. Ziel ist eine Abschätzung der Porosität und des Wassergehalts der Sedimente in den Sites im Profil, was auf Änderungen des Fluidgehalts in den unterschiedlichen Lithologien rückschließen lässt. Dazu werden innerhalb der einzelnen Sedimentpakete die Mittelwerte für die Porosität (aus Kern- und Bohrlochmessungen) und den Wassergehalt (aus Kernmessungen) berechnet. Wegen der teilweise recht hohen Variabilität der Neutronenporosität (TNPH) und der dabei nicht trennbaren Messung von gebundenem und Zwischenschichtwasser wird auf die Log Dichte (ROMT) zurückgegriffen: Sie wird wie folgt in Dichteporosität umgerechnet:

$$\text{Gesamte Porosität} = \text{Dichteporosität} = \frac{\rho(Matrix) - ROMT}{\rho(Matrix) - \rho(Fluid)} * 100\ (\%)$$

mit ρ(Matrix) = mittlere Korndichte (für Ton: 2,71 g/cm³, Sand: 2,63 g/cm³) und ρ(Fluid) = 1,02 g/cm³ (Blum, 1997).

In den Schichtpaketen ist prinzipiell eine Abnahme der Dichteporosität mit zunehmender Akkretion zu beobachten (Abb. 6.7). Allerdings ist diese Abnahme in den vier Schichtpaketen unterschiedlich deutlich ausgeprägt, was möglicherweise mit ihrer lithologischen Zusammensetzung und/oder ihrer Versenkungstiefe im Zusammenhang steht (Tab. 6.2). Dabei gilt, dass die Auflast innerhalb einer Site mit fortschreitender Akkretion im Profil nach Westen zunimmt.

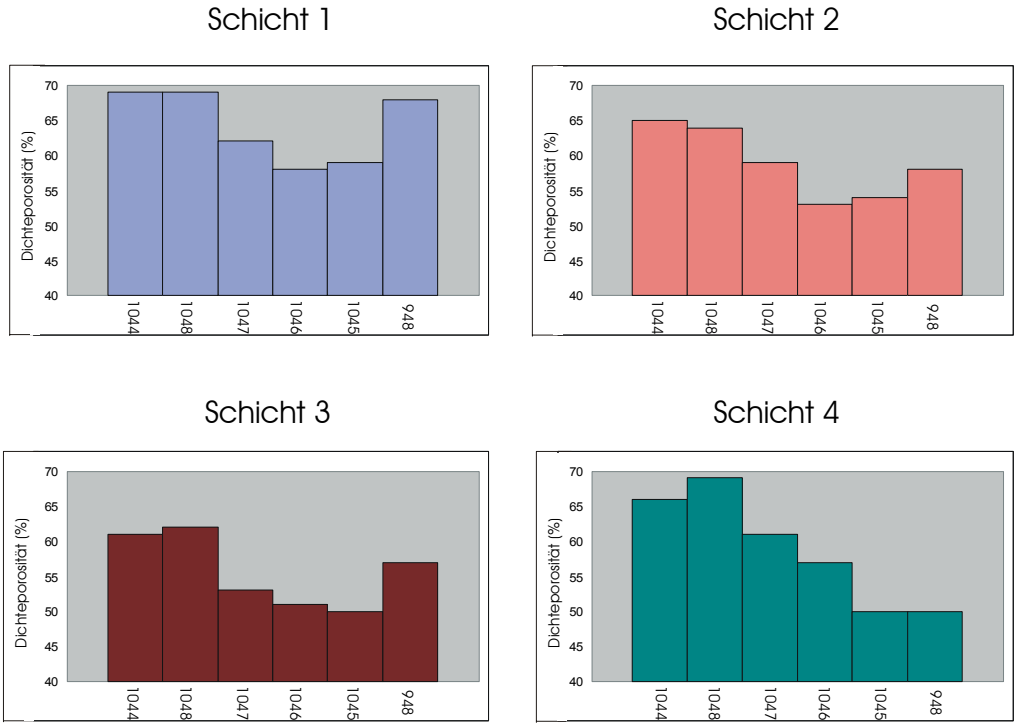


Abb. 6.7: Die Dichteporosität wird aus der Log-Dichte ROMT berechnet (siehe Kapitel 6.2.3) und für jedes Schichtpaket getrennt bestimmt. Die Sites sind von Osten (Site 1044) nach Westen (Site 948) dargestellt, um Trends mit zunehmender Akkretion hervorzuheben.

Tab. 6.2: Übersicht über die jeweils bestimmende Elektrofazies der vier Schichtpakete für sämtliche Sites. Die Schichtpakete wurden aufgrund charakteristischer Logtrends ausgewählt, so dass übereinstimmende lithologische Zusammensetzungen in verschiedenen Schichtpaketen auftreten können.

Schichtpaket	Elektrofazies
1	kalkiger Mud und wenig kalkiger Ton
2	kalkiger Mud und wenig kalkiger Ton
3	kalkiger Ton
4	Ton

Die Dichteporosität nimmt von Site 1044 zu Site 1045 ab und steigt an Site 948 wieder an. Allerdings erfolgt diese Abnahme nicht kontinuierlich, sondern von den Referenzsites ausgehend ist eine abrupte Abnahme der Dichteporosität zu den Sites im Keil erkennbar (um bis zu 10%). Die Zu- bzw. Abnahme der Dichteporosität hängt möglicherweise mit der lithologischen Zusammensetzung der Schichtpakete, deren Änderungen mit der Tiefe oder Schichtdilatation aufgrund von Porendruck und

Fluidbewegungen zusammen. An Site 948 weichen die Werte der Dichteporosität durchweg von denen der restlichen Sites ab, da während Leg 156 Sonden mit älteren Messkonfigurationen und anderen Sondenkalibrierungen verwendet wurden (Shipley et al., 1995). Weiterhin wird eine allmähliche Abnahme der Dichteporosität in den Referenzsites von Schichtpaket 1 zu Schichtpaket 3 beobachtet. Schichtpaket 4 stellt eine Ausnahme dar, die in den Referenzsites trotz größerer Versenkungstiefe und dementsprechend erhöhter Auflast hohe Anfangsporositäten (wie in Schichtpaket 1) aufweist. Die Dichteporosität in diesem Schichtpaket nimmt allerdings im Profil besonders schnell ab. Diese Beobachtung ist mit der lithologischen Zusammensetzung zu begründen, da Schichtpaket 4, im Gegensatz zu den restlichen korrelierten Schichtpaketen, aus Ton ohne kalkige Komponente zusammengesetzt ist (Tab. 6.2).

Der Wassergehalt wurde in den Sites mit Kernen gemessen, daher liegen nur für einzelne Sites Daten vor. In Schichtpaket 4 ist der Wassergehalt durch eine kontinuierliche Abnahme von der Referenzsite 1044 zu Site 948 um insgesamt 33% gekennzeichnet (Abb. 6.8). In den Schichtpaketen 1 bis 3 wird hingegen eine Abnahme von Site 1044 zu Site 1046 mit einer anschließenden Zunahme an Site 948 beobachtet. Mögliche Erklärungen hierfür sind die zu geringe Datenmenge aus den Kernmessungen, aus denen der mittlere Wassergehalt für die einzelnen Schichtpakete ermittelt wird, und ein nicht kontinuierliches Entwässern im Profil, bedingt durch Fluiddruck oder Gradienten.

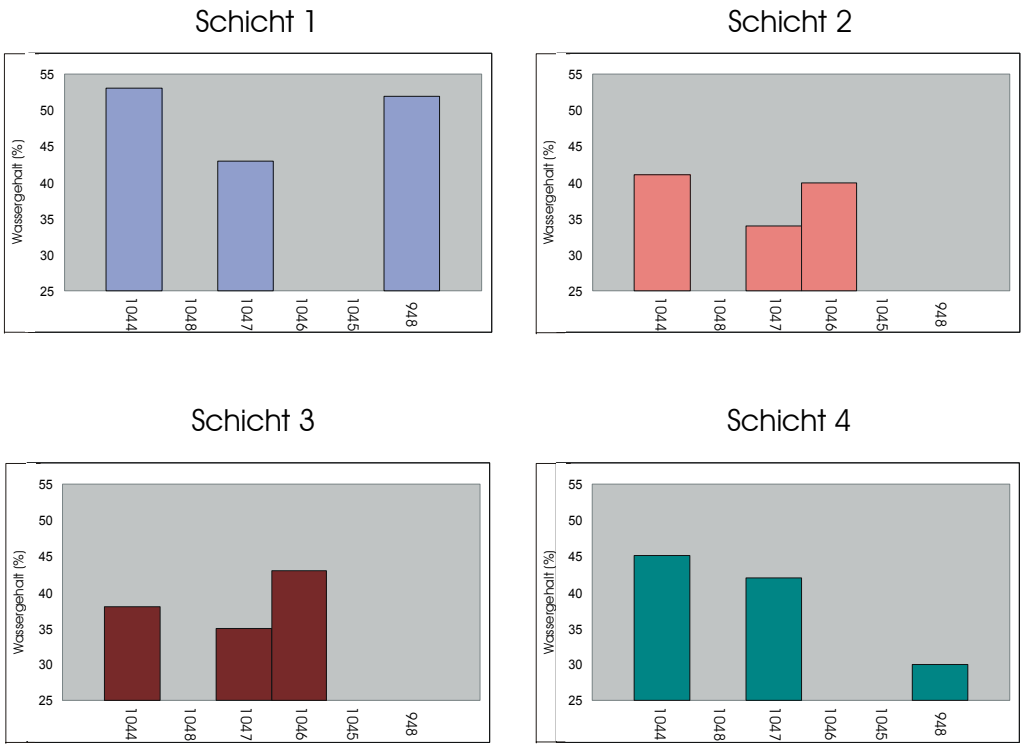


Abb. 6.8: Der Wassergehalt wird aus den Kernproben bestimmt (siehe Kapitel 6.2.3). Allerdings existieren nicht an allen Sites bzw. in sämtlichen Tiefen Kerne, an denen der Wassergehalt berechnet werden kann.

6.3 Nankai

Ab einer Mächtigkeit von 5 m können Sedimentpakete zwischen den Sites 1173, 1174 und 808 mit Hilfe von Logtrends korreliert werden. Schichtpakete mit einer geringeren Mächtigkeit sind nicht mehr charakteristisch. Die Korrelation wird ausschließlich im Bereich der Upper und Lower Shikoku Basin Facies durchgeführt, da die Grabenfüllungen im Hangenden infolge lokalen Sedimenteintrags zwischen allen drei Sites nicht korrelierbar sind. Dabei ist zu beachten, dass die Lower bzw. Upper Shikoku Basin Facies in den drei Sites in unterschiedlichen Teufen liegen: in der Referenzsite 1173 in den obersten 400 m, in den Sites 1174 und 808 im Akkretionskeil zwischen 500 und 1000 mbsf. Die Korrelation erfolgt von der Site 1173 ausgehend. Insgesamt ist die Korrelation problematisch, da die LWD Bohrlochmessungen, die zur Korrelation gut geeignet sind, nur für die Sites 1173 und 808 existieren. Daher werden die an den Kernen gemessene Dichte und natürliche Radioaktivität (NGR) sowie die magnetische Suszeptibilität der ODP Legs 190 (Site 1173 und 1174) und 131 (Site 808) hinzugezogen. Die Priorität liegt dabei auf den LWD Logs (Abb. 6.9, siehe nächste Seite) und der magnetischen Suszeptibilität, die durch Kern-Dichte und NGR ergänzt werden. Überschiebungen sind in den akkretierten Sedimenten entsprechend den Kernbeschreibungen der Legs 190 (Moore et al., 2001) und 131 (Taira et al., 1991) aufgetragen. In den Sites 1174 und 808 sind Schichtwiederholungen vorhanden (Abb. 6.10).

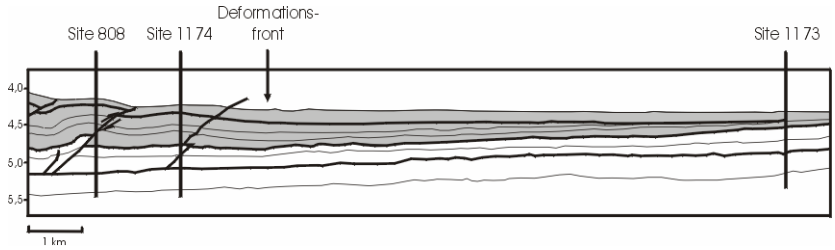


Abb. 6.10: Schema der Keilspitze mit den Sites und Sedimentschichten (horizontale Linien) (nach Moore et al., 2001). Durch Überschiebungen erfolgt Schichtstapelung. Beim Durchbohren der gestapelten Schichten werden daher einzelne, sich wiederholende Schichten mehrfach durchteuft. Zu erkennen sind im oberen Teilbereich die Grabenfüllungen an Sites 808 und 1174 (grau markiert), die an Site 1173 nur in geringer Mächtigkeit existieren. Daraus ergibt sich die Begrenzung der Korrelation auf die Sedimente der Upper und Lower Shikoku Basin Facies (unterer Teilbereich).

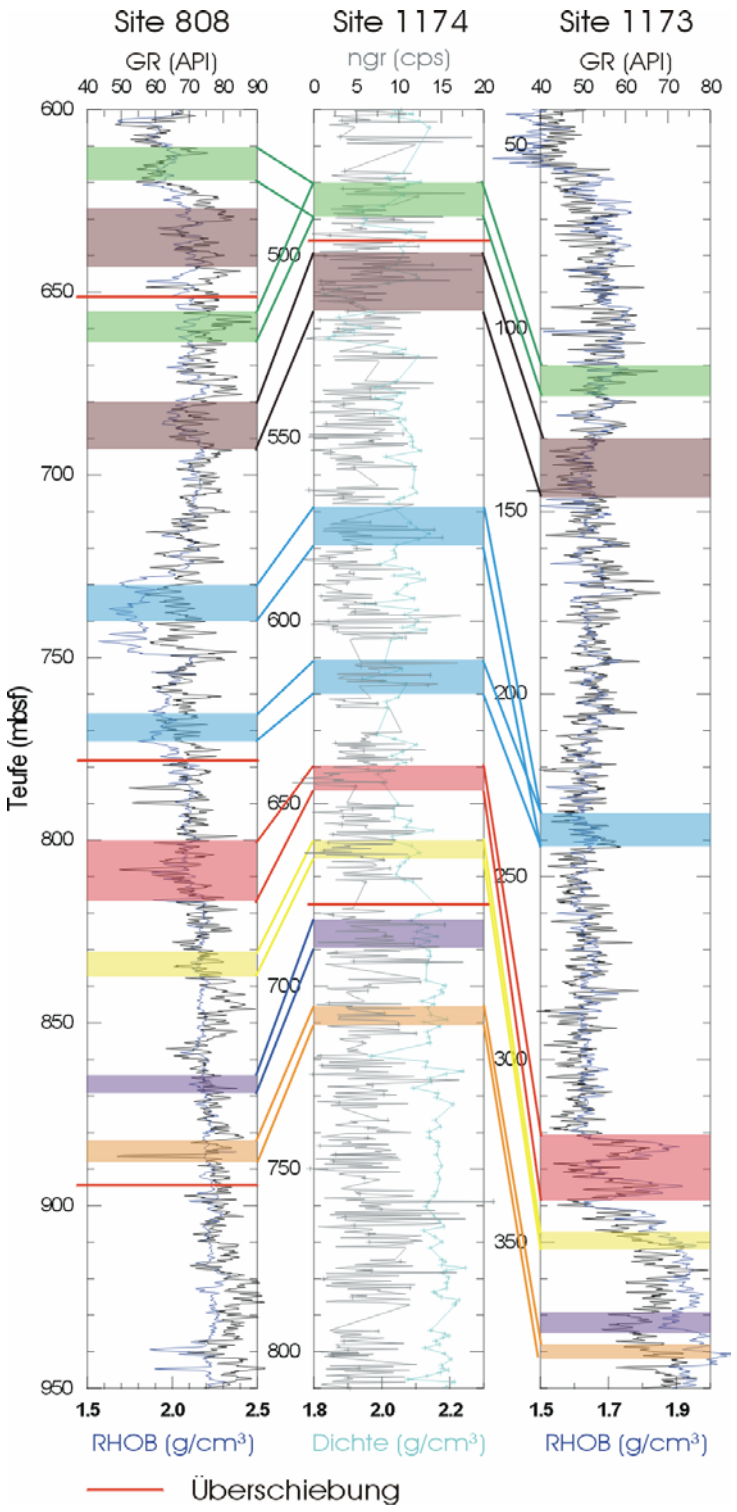


Abb. 6.9: Übersicht über die korrelierten Schichtpakete im Profil von Norden (Site 808) nach Süden (Site 1173). Die LWD Logs natürliche Radioaktivität (GR) und Dichte (ROMT) weisen charakteristische Logtrends auf. Hinzugefügt wurde Site 1174, von der keine LWD Logs existieren. Statt dessen werden hier MST Messungen der natürlichen Radioaktivität (NGR) und Kern-Dichte Messungen verwendet, die ebenfalls Trends aufweisen, wenngleich weniger deutlich. Für die drei Sites werden unterschiedliche Teufen abgetragen, da die Shikoku Basin Facies an den Sites 1174 und 808 im Keil in deutlich größerer Tiefe erbohrt wurde als an der Referenzsite 1173. Die Lage der Überschiebungen wurde den Kernbeschreibungen der Sites entnommen.

6.3.1 Qualität der Korrelation

Wie in Barbados wird erwartet, dass die korrelierten Schichten der Sites 1173 und 808 durch gleiche Elektrofazies zusammengesetzt sind, da gleiche Logtrends und -charakteristika gleiche Elektrofazies darstellen. Die Beobachtungen ergeben, dass die Elektrofazies in beiden Sites weitestgehend übereinstimmt. Unterschiede werden nachfolgend aufgezeigt (Abb. 6.11): (a) Schichtpaket 1 ist an Site 1173 aus tonigem Silt und an Site 808 aus Silt und tonigem Silt bzw. in dem sich wiederholenden Schichtpaket aus siltigem Ton und Ton zusammengesetzt. (b) In Schichtpaket 2 sind ebenfalls (leichte) Unterschiede in der Lithologie vorhanden: Site 1173 besteht aus Silt und tonigem Silt und Site 808 aus tonigem Silt und siltigem Ton. Dabei ist an Site 808 der Anteil an siltigem Ton in dem oberen Schichtpaket höher. Folglich ist die Übereinstimmung der Elektrofazies zwischen den beiden Sites (weitestgehend) gut, was weitergehende Interpretationen ermöglicht.

Auch in Nankai wird die Qualität der Korrelation zwischen den Schichtpaketen mit Hilfe der zeitlichen Einordnung überprüft. Zugrunde gelegt wird auch hier, dass korrelierte Schichtpakete das gleiche Alter aufweisen. Das geologische Alter wurde in den Kernen der Sites 1173, 1174 und 808 aus der Biostratigraphie bestimmt (Moore et al., 2001; Abb. 6.12). Insgesamt ist die Übereinstimmung zwischen Korrelation und Zeitaltern gut, was auch für die sich wiederholenden Schichtpakete zutrifft.

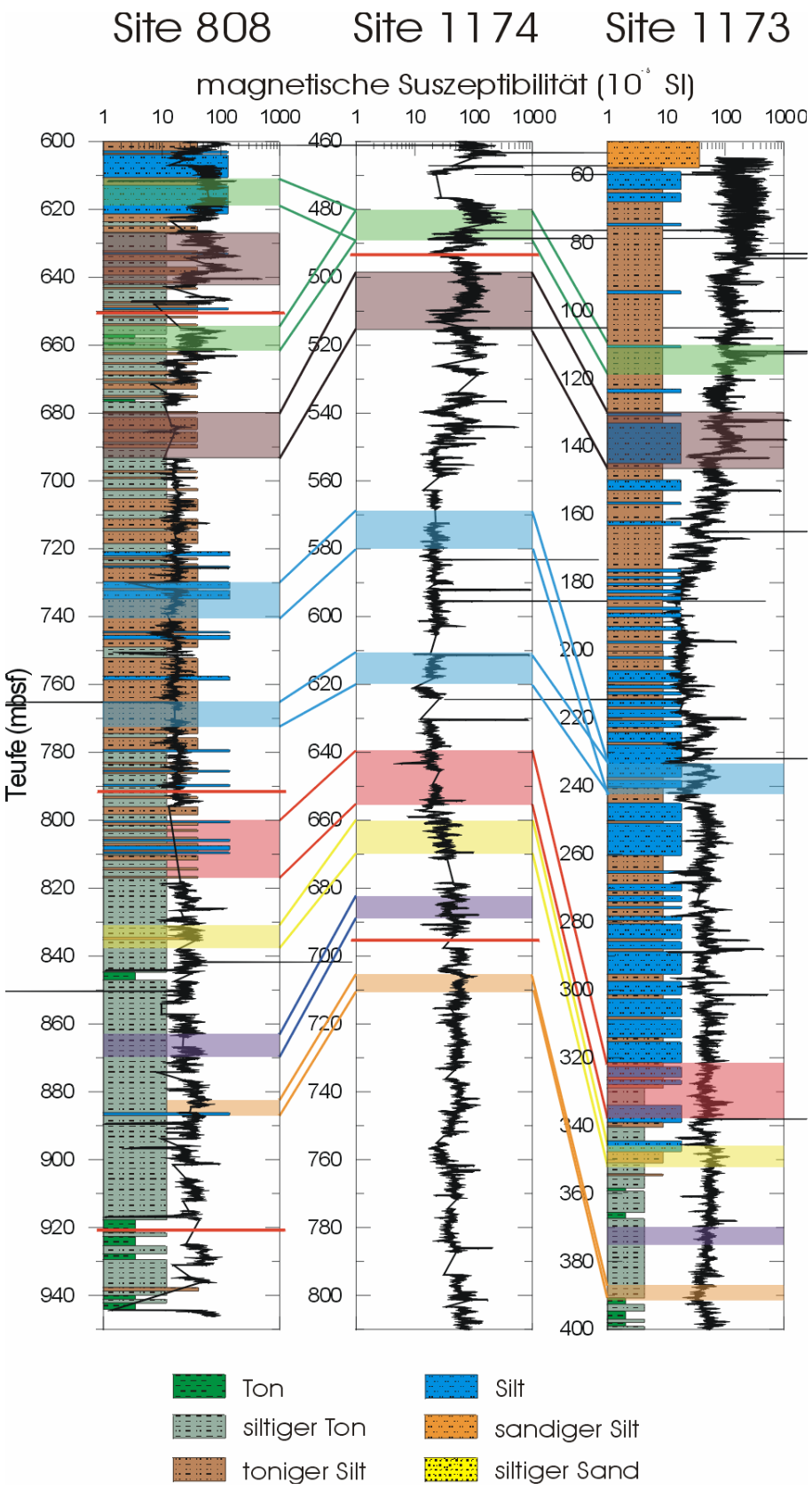


Abb. 6.11: Übersicht über die korrelierten Schichtpakete zusammen mit den EFA-Logs der Sites 1173 und 808. Die magnetische Suszeptibilität, die im Multi-Sensor Track (MST) gemessen wurde, eignet sich wie die Logs natürliche Radioaktivität (GR) und Dichte (RHOB) aufgrund charakteristischer Trends zur Korrelation der Schichtpakete. Diese wird verwendet, da an Site 1174 keine Bohrlochmessungen vorhanden sind. Die Breite der Elektrofazies kennzeichnet zusätzlich die unterschiedlichen Lithologien.

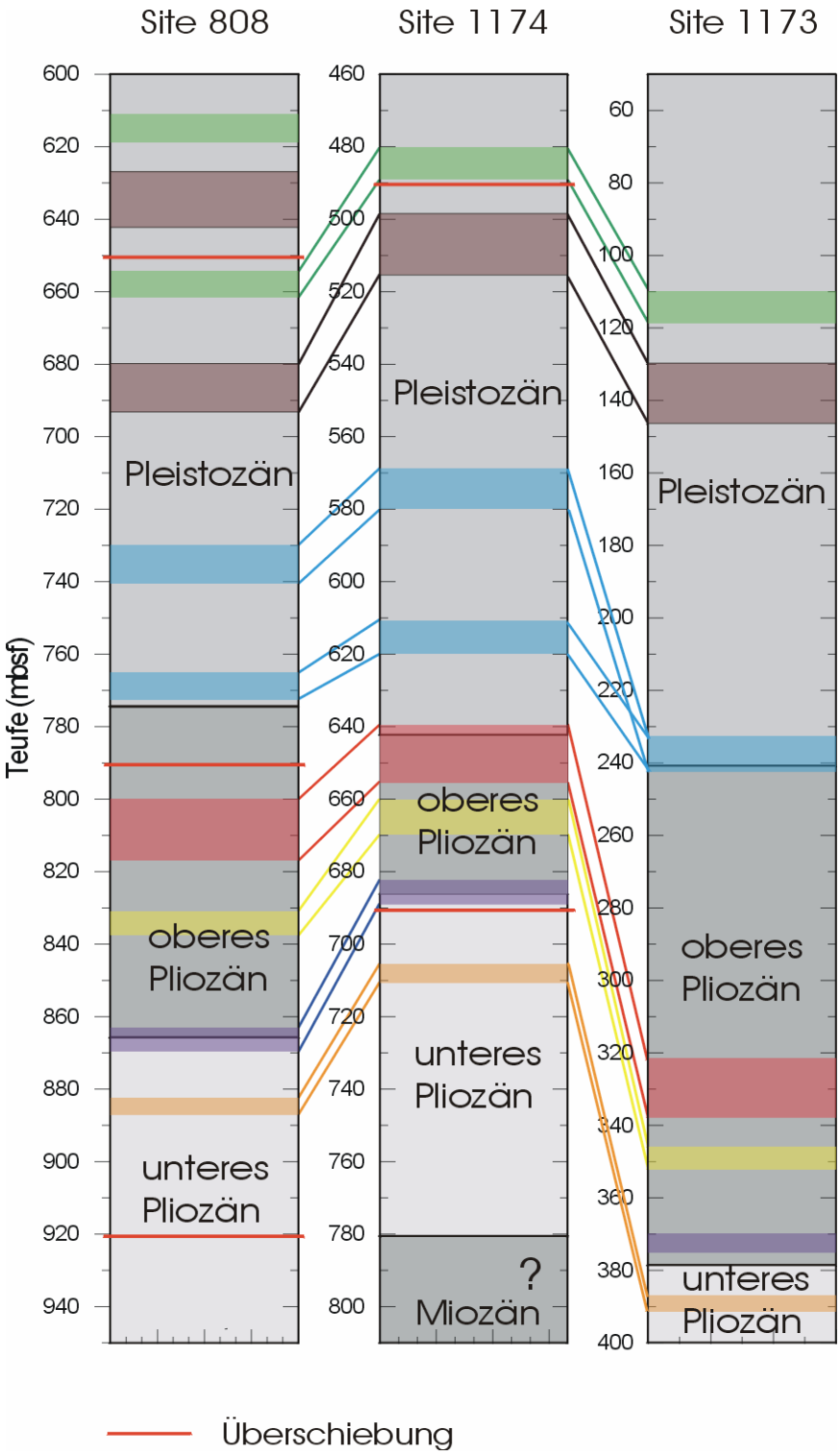


Abb. 6.12: Die geologischen Zeitalter, die in den Kernen bestimmt wurden, sind zusammen mit den korrelierten Schichtpaketen abgetragen. Hier wird ausschließlich der Bereich der Shikoku Basin Facies betrachtet, daher sind unterschiedliche Tiefen je Site dargestellt. Das geologische Alter wurde in den Kernen der Sites 1173, 1174 und 808 aus der Biostratigraphie bestimmt (Moore et al., 2001).

6.3.2 Änderung der Schichtmächtigkeit

Nach Durchführung der Korrelation kann die Änderung der Mächtigkeit der ausgewählten Schichtpakete mit zunehmender Akkretion bestimmt werden (Tab. 6.3). Die Genauigkeit dieser Bestimmung beträgt 0,5 m. Aus der Änderung der Mächtigkeit kann die Kompaktion zwischen verschiedenen Sites und in unterschiedlichen Teufen innerhalb einer Site abgeschätzt werden. Im Folgenden wird die Mächtigkeit der korrelierten Schichtpakete verglichen. Grundsätzlich ist zu erwarten, dass die Mächtigkeit mit zunehmender Akkretion von Site 1173 zu Site 808 abnimmt. Die Beobachtungen sämtlicher Schichtpakete zeigen jedoch keine oder eine nur geringe Abnahme der Mächtigkeit um 1 bis 2 m (Abb. 6.13). Dies kann an der mächtigen Sedimentbedeckung von mehreren hundert Metern liegen, die in den Bohrlokationen im Akkretionskeil (Sites 1174 und 808) vorherrscht.

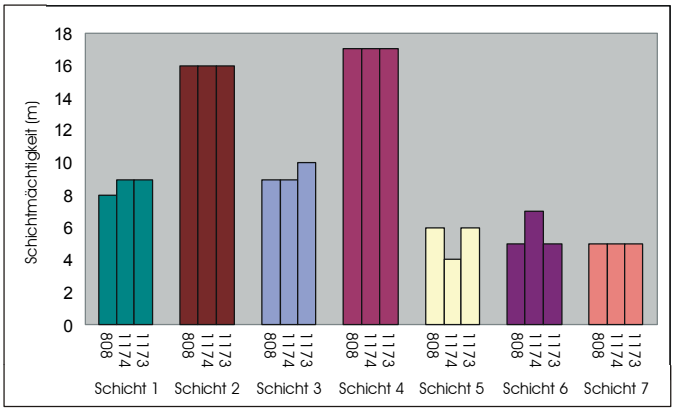


Abb. 6.13: Übersicht über die Schichtmächtigkeiten für die sieben korrelierten Schichtpakete. Die Sites sind von Norden (Site 808) nach Süden (Site 1173) dargestellt, um den Trend der Abnahme der Mächtigkeit mit zunehmender Akkretion nachzuzeichnen.

Die Änderung der Schichtmächtigkeit wird exemplarisch für Schichtpaket 1 im Detail beschrieben (Abb. 6.14). Es fällt auf, dass Schichtpaket 1 in allen drei Sites mit 8 m bzw. 9 m nahezu die gleiche Mächtigkeit aufweist. Dies ist insofern bemerkenswert, als die Sites 1174 und 808 eine deutliche größere Tiefe haben als Site 1173. Folglich hatten diese Schichtpakete anfänglich eine höhere Mächtigkeit oder ein erhöhter Porendruck hat das Entwässern unterbunden.

Neben der Änderung der Mächtigkeit gleicher Schichtpakete zwischen den Sites kann die Mächtigkeit der sich wiederholenden Schichtpakete innerhalb einer Site betrachtet werden. Hier ist in den Schichtpaketen 1 bis 3 ist eine geringe, aber kontinuierliche Abnahme um 1 bis 3 m infolge der erhöhten Auflast vorhanden.

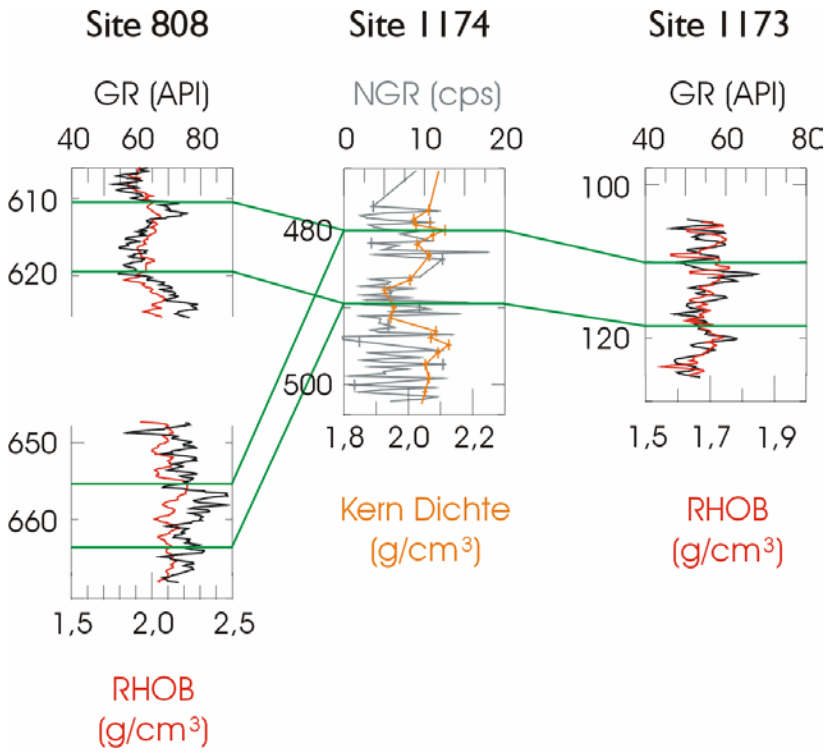


Abb. 6.14: Detaillierte Korrelation des Schichtpakets 1 mit den Logs natürliche Radioaktivität (GR) und Dichte (RHOB). An Site 1174 werden die MST Messungen der natürlichen Radioaktivität (NGR) und Kern-Dichte hinzugezogen. In den LWD Logs und den Kernmessungen sind charakteristische Trends erkennbar. Das sich wiederholende Schichtpaket der Site 808, das durch eine Überschiebung verursacht wird, ist ebenfalls dargestellt.

Tab. 6.3: Übersicht über Teufe (mbsf) und Mächtigkeit M (m) der korrelierten Schichtpakete. Die Sites sind im Profil von Süden (Site 1173) nach Norden (Site 808) dargestellt. Schichtwiederholungen, bedingt durch Überschiebungen, sind eingetragen.

Schichtpaket	Site 808		Site 1174		Site 1173	
	Teufe (mbsf)	M (m)	Teufe (mbsf)	M (m)	Teufe (mbsf)	M (m)
1 (grün)	610 - 619	9	480 - 489	9	110 - 119	9
Schichtwiederholung	656 - 664	8	-	-	-	-
2 (braun)	627 - 643	16	498 - 514	16	130 - 146	16
Schichtwiederholung	680 - 693	13	-	-	-	-
3 (blau)	730 - 740	10	568 - 579	9	233 - 242	9
Schichtwiederholung	765 - 773	8	611 - 620	9	-	-
4 (rot)	800 - 817	17	639 - 656	17	321 - 338	17
5 (gelb)	831 - 837	6	660 - 664	4	347 - 352	6
6 (violett)	864 - 869	5	682 - 689	7	369 - 374	5
7 (orange)	883 - 888	5	706 - 711	5	387 - 392	5

6.3.3 Änderung der Porosität und des Wassergehalts

Im Folgenden wird die Kompaktion der Sedimente insbesondere im Hinblick auf die damit verbundene Freisetzung von Fluiden bei fortschreitender Akkretion betrachtet. Ziel ist eine Abschätzung der Änderung der Porosität und des Wassergehalts der Sedimente, anhand der auf die Änderung des Fluidgehalts in den unterschiedlichen Lithologien und Tiefen rückgeschlossen werden kann. Dazu werden für die einzelnen Sedimentpakete je Site die Mittelwerte für die Porosität (aus Kern- und Bohrlochmessungen) und den Wassergehalt (aus Kernmessungen) berechnet (siehe Blum, 1997). Wie in Kapitel 6.2.3 wird zur Betrachtung der Porosität die Dichte (RHOB) herangezogen und aus ihr die Dichteporosität berechnet.

Dazu werden die Dichteporosität der Sites 1173 und 808 und die Kern-Porosität der Site 1174 verwendet. Es lassen sich zwei unterschiedliche Trends in der Änderung der Porosität ausmachen (Abb. 6.15): Zum einen wird in den Schichtpaketen 1 bis 3 eine abrupte Abnahme der Porosität von der Referenzsite 1173 zu Site 1174 beobachtet. Diese Abnahme ist in Schichtpaket 2 mit einer relativen Änderung von 40% maximal. Die anschließende Änderung der Porosität zwischen den Sites 1174 und 808 ist nur noch gering. Zum anderen existiert in den Schichtpaketen 4 bis 7 eine gleichmäßige Abnahme der Porosität im Profil. Die relative Änderung der Porositätsabnahme variiert in den vier Schichtpaketen zwischen 31% und 37%. Die Unterschiede in der Art der Porositätsänderung sind möglicherweise lithologisch bedingt, da die Schichtpakete 1 bis 3 einen höheren Anteil grobkörnigerer Lithologien (Silt und tonigen Silt) enthalten als die Schichtpakete 4 bis 7 (überwiegend siltiger Ton; Tab. 6.4).

Tab. 6.4: Übersicht über die jeweils bestimmende Elektrofazies der sieben Schichtpakete für sämtliche Sites. Die Schichtpakete wurden aufgrund charakteristischer Logtrends ausgewählt, so dass übereinstimmende lithologische Zusammensetzungen in verschiedenen Schichtpaketen auftreten können.

Schichtpaket	Elektrofazies
1	(toniger) Silt
2	siltiger Ton, toniger Silt und Silt
3	Silt und siltiger Ton
4	Silt und siltiger Ton
5	toniger Silt, Silt und siltiger Ton
6	siltiger Ton
7	siltiger Ton

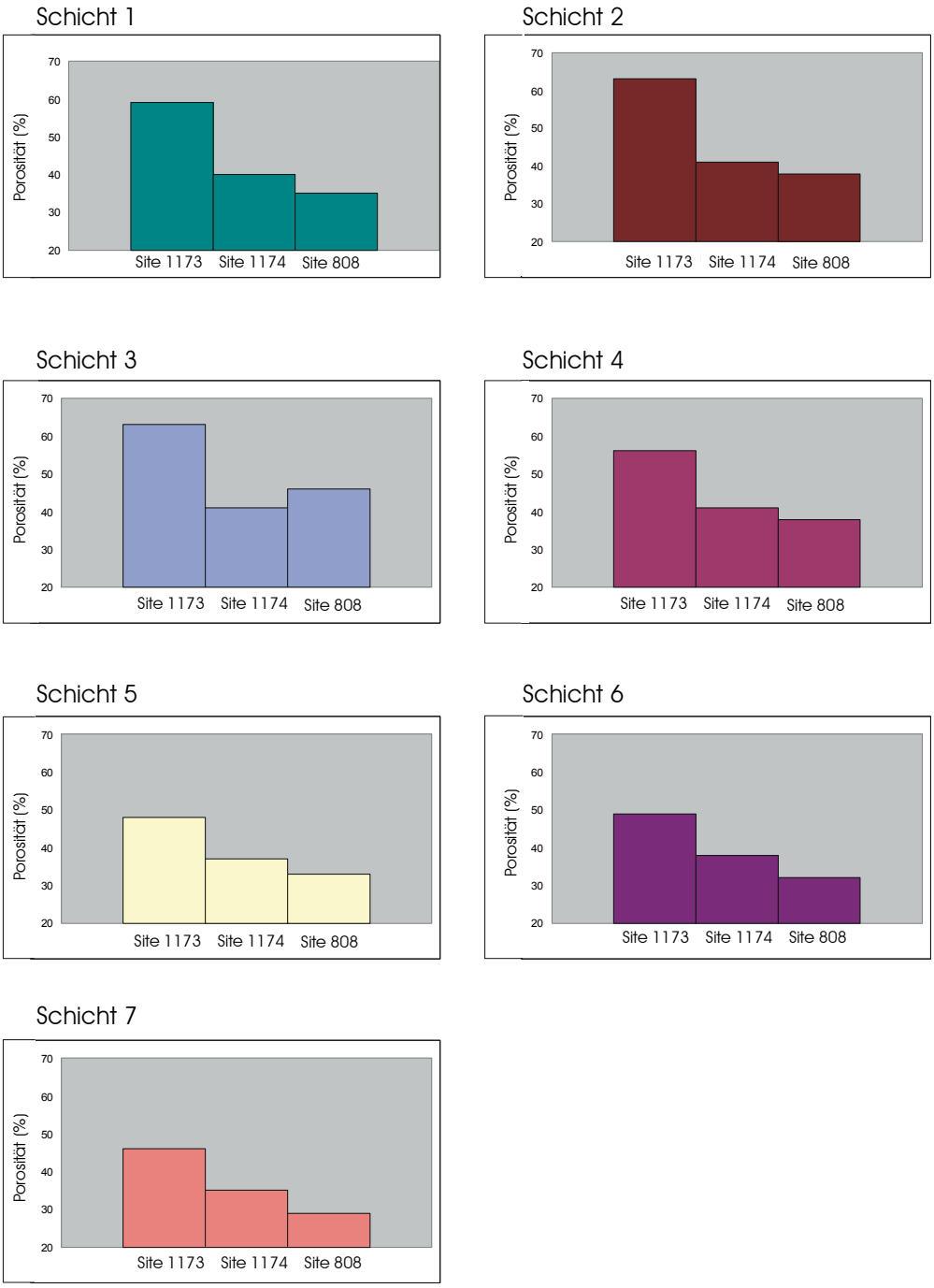


Abb. 6.15: Übersicht über die Dichteporosität der Sites 1173, 1174 und 808. Die Dichteporosität wird aus dem Dichte-Log RHOB berechnet (siehe Kapitel 6.2.3) und für jedes Schichtpaket getrennt bestimmt. Die Sites sind jeweils von Süden (Site 1173) nach Norden (Site 808) dargestellt.

Der Wassergehalt nimmt mit zunehmender Akkretion ab (Abb. 6.16). Auffällig ist die abrupte Abnahme des Wassergehalts von Site 1173 zu Site 1174. Der Wassergehalt nimmt bei fortschreitender Akkretion, ausgehend von 100% Wassergehalt, maximal innerhalb Schichtpaket 3 ab (um 57%). Die geringste relative Änderung des Wassergehalts wird in Schichtpaket 5 mit 41% beobachtet. Die Unterschiede in der Abnahme des Wassergehalts lassen sich durch die lithologische

Zusammensetzung und/oder Versenkungstiefe der Schichtpakete erklären (Tab. 6.4). So ist Schichtpaket 3 aus Silt und siltigem Ton, Schichtpaket 5 demgegenüber aus tonigem Silt, Silt und siltigem Ton zusammengesetzt, d.h. der Anteil an Silt ist in Schichtpaket 5 etwas erhöht. Weiterhin unterscheiden sich die Tiefen der Schichtpakete deutlich. Es ist anzunehmen, dass in dem tiefer gelegenen Schichtpaket der Wassergehalt durch die hohe Auflast bereits weitestgehend reduziert ist und sich daher im Profil nur noch wenig ändert.

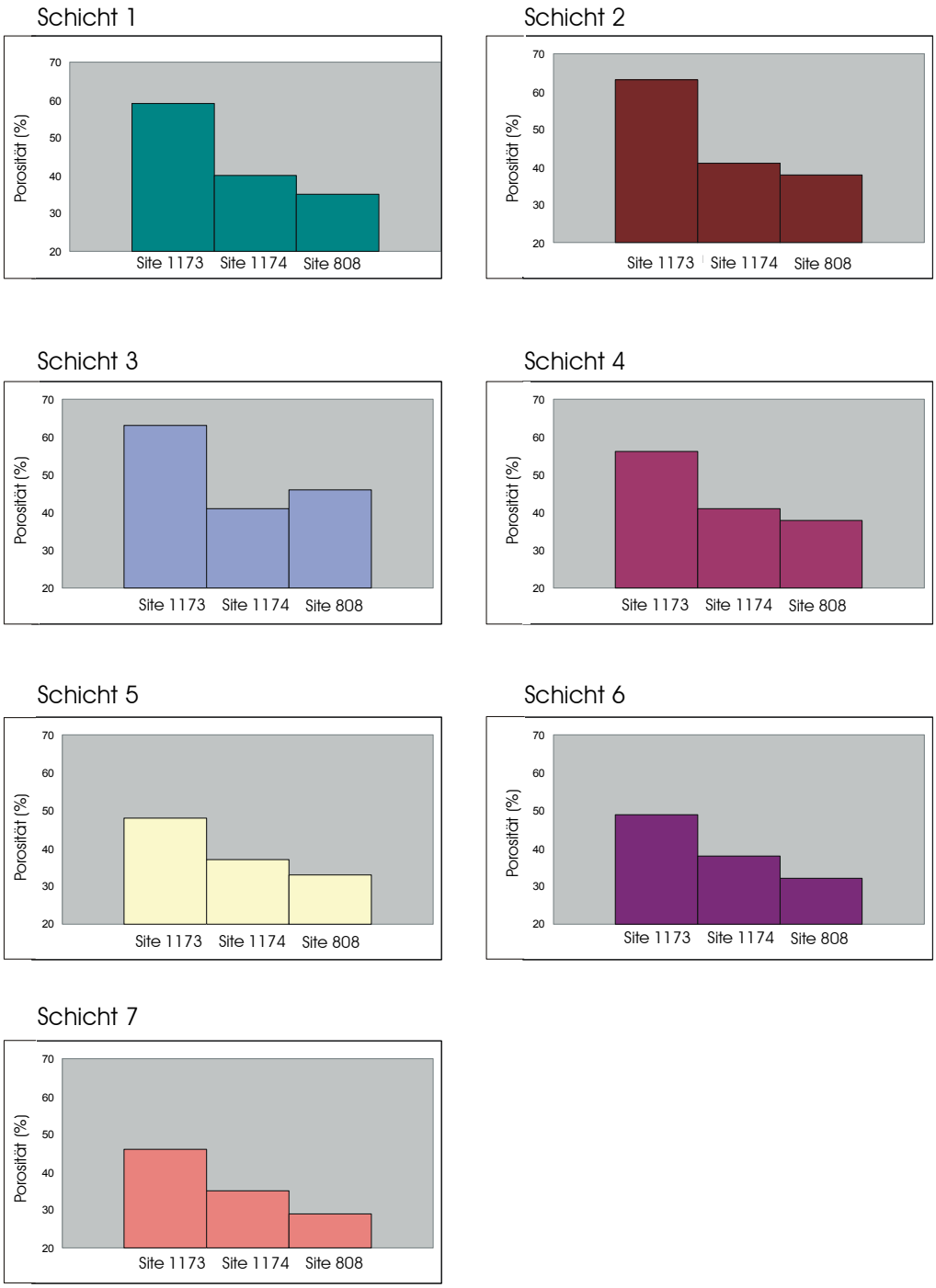


Abb. 6.16: Der Wassergehalt (in %) wird aus den Kernproben für die Sites 1173, 1174 und 808 bestimmt (siehe Kapitel 6.2.3). Die Sites sind von Süden (Site 1173) nach Norden (Site 808) dargestellt.

Es zeigt sich, dass sowohl die Dichteporosität als auch der Wassergehalt signifikant abnehmen, die Schichtmächtigkeit aber konstant bleibt. Folglich scheint hier eine Verdrängung des Wassers stattzufinden, die mit einem gleichzeitigen Zementieren der Porenräume, möglicherweise durch Tonminerale, einhergeht. Dabei bleibt das Korngerüst und damit die Mächtigkeit des Sedimentpakets erhalten.

7 Kompaktion

Ziele dieses Kapitels sind (a) die Bestimmung des Einflusses der unterschiedlichen Lithologien auf die Kompaktion und (b) die Quantifizierung der lateralen Komponente der Kompaktion. Außerdem werden Änderungen der Kompaktion im Akkretionskeil bestimmt und die Kompaktion in den Akkretionskeilen von Barbados und Nankai mit der in Sedimentbecken verglichen. Die in Kapitel 5 (Lithologische Rekonstruktion) bestimmten Elektrofazies werden zur Bestimmung der lithologisch-differenziellen Kompaktion verwendet. Durch die Bestimmung von Kompaktionskurven aus kontinuierlichen Logs kann, im Gegensatz zu der auf einzelne Schichtpakete begrenzten Untersuchung im Kapitel 6 (Korrelation von Schichtpaketen), eine kontinuierliche Betrachtung der kompaktiven Änderungen erfolgen.

7.1 Kompaktionskurven

Die *Porosität* ist als der auf das Gesamtvolumen eines Gesteins bezogene Volumenanteil der Poren definiert. Sie nimmt mit wachsender Tiefe annähernd exponenziell ab (Füchtbauer, 1988). Unter *Diagenese* werden alle Vorgänge zusammen gefasst, welche das Sediment von seiner endgültigen Ablagerung an bis zum Eintritt in die Metamorphose verändern. Die *mechanische Diagenese* bewirkt eine Änderung des Korngefüges, wobei Porosität und Durchlässigkeit abnehmen. Sie ist bis in eine Tiefe von 1500 m zum größten Teil abgeschlossen. Die *chemische Diagenese* ist mit einer Änderung der mineralischen Zusammensetzung verbunden. Dabei kristallisieren Minerale im Porenraum („Zementation“) bzw. an der Stelle anderer, gleichzeitig aufgelöster Minerale („Verdrängung“) aus oder es werden aus dem Gesteinsbereich Stoffe in Lösung transportiert (Füchtbauer, 1988). Die wichtigste physikalische Veränderung bei der Diagenese ist die *Kompaktion*, bei der die Körner durch das Gewicht des überlagernden Sediments zusammen gepresst werden, so dass sich die Porosität verringert (Press & Siever, 1995). Entsprechend den vorherrschenden feinkörnigen Sedimenten in Akkretionskeilen konzentriert sich diese Arbeit auf die Kompaktion in Versenkungstiefen von wenigen 100er Metern, in denen mechanische Diagenese der maßgebliche, den Porenraum modifizierende Prozess ist. Prinzipiell wird davon ausgegangen, dass bei der Kompaktion die Fluide wie bei einem gesättigten Schwamm entweichen und dabei der Anteil an Sedimentkörnern und deren Eigenschaften gleich bleiben (Abb. 7.1). Wenn Sedimente deformiert werden, steigen die Fluiddrücke an und Fluide werden frei gesetzt (Moore & Vrolijk, 1992). Im Idealfall werden nur die wassergefüllten Porenräume verkleinert, während das Kornvolumen konstant bleibt (Stüwe, 2000). Es wird folgende Gleichung zu Grunde gelegt:

$$V_s = V_t - V_w$$

mit V_s - Volumen der Sedimentkörner, V_t - Volumen der Sedimentschicht, V_w - Volumen des Porenwassers (Allen & Allen, 1990).

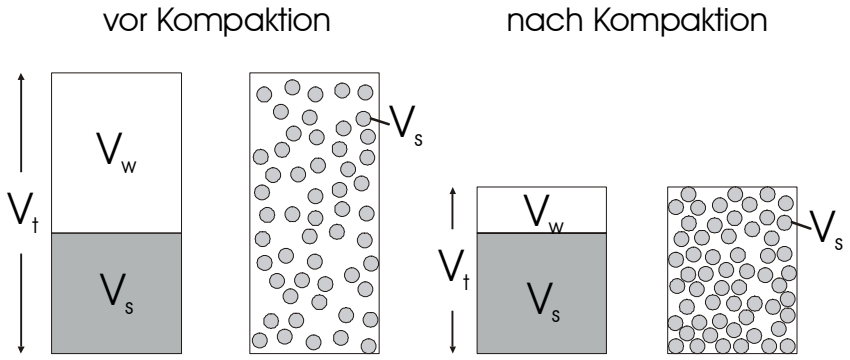


Abb. 7.1: Schematische Darstellung des Entweichens von Wasser, bei der das Volumen der Sedimentkörner V_s gleich bleibt und sich ausschließlich das Volumen des Porenwassers V_w verringert (nach Stüwe, 2000).

7.1.1 Charakterisierung des Kompaktionsverlaufs

Im marinen Environment beeinflussen folgende Faktoren den Verfestigungsprozess: Tiefe der Versenkung, Korngröße, Porosität und Permeabilität (Taylor & Leonard, 1990). Die Abhängigkeit der Messwerte für die Porosität n von der Tiefe z kann nach Athy (1930) für natürlich abgelagerte Pelite gut durch eine exponzielle Kompaktionskurve formuliert werden:

$$n(z) = n_0 * e^{(-\beta * z)}$$

mit n_0 - Anfangsporosität und ß - Kompaktionskoeffizient (Abb. 7.2).

Damit sind zwei Größen parametrisiert: die Anfangsporosität n_0 in der Tiefe $z = 0$, also an der Oberfläche des Sedimentkörpers bzw. in geringer Tiefe, und der Kompaktionskoeffizient ß, der das Kompaktionsverhalten unterschiedlicher Lithologien mit zunehmender Tiefe beschreibt.

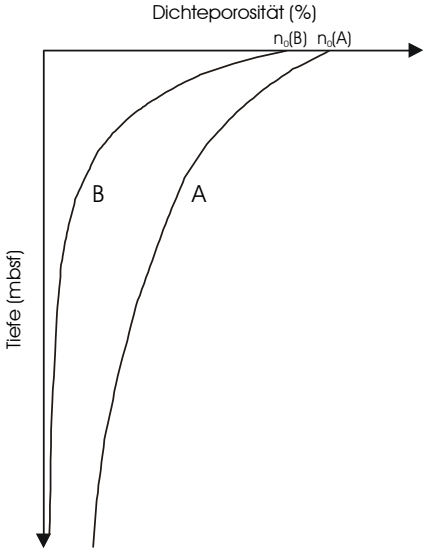


Abb. 7.2: Darstellung zweier exponenzieller Kompaktionskurven. Die Anfangsporosität n_0 ist bei Kurve A höher als bei Kurve B. Die Dichteporosität der Kurve A nimmt mit der Tiefe langsamer und weniger stark ab als Kurve B. Folglich ist der Kompaktionskoeffizient ß in Kurve B größer als in Kurve A.

Nimmt man die Gültigkeit dieser Exponenzialfunktion an, lässt sich die Entwicklung der Porosität über ein bestimmtes Tiefenintervall nachzeichnen. Problematisch ist dabei, dass die exponenzielle Beziehung nicht durch einen *einzelnen* physikalischen Prozess fundiert ist, sondern aus Auflast, unterschiedliche Lithologien, Fluiddruck etc. zusammen gesetzt ist. Darüber hinaus ist die Beziehung ausschließlich empirisch definiert. Sie charakterisiert die Entwicklung der Porosität in den ersten 10er bis 100er Metern nur unvollkommen, da sie als Folge der Extrapolation die Ausgangsporosität oftmals unterschätzt. Eine eindeutig definierbare Beziehung liegt jedoch nur bei reinen Sedimenttypen vor. Ihre Dichte korreliert in größeren Tiefen linear mit der Auflast (Brückmann, 1989).

Es ist wichtig festzuhalten, dass der Fehler bei der Bestimmung der exponenziellen Kompaktionskurve relativ groß ist. So ist es von Bedeutung, wie stark die Streuung der Daten ist, aus welchem Teufenbereich die Messwerte entnommen wurden und ob eine Extrapolation der Exponenzialkurve erfolgt. Diese Faktoren wurden insofern berücksichtigt, als dass Teufenbereiche möglichst einheitlicher Lithologie und Daten möglichst hoher Qualität (also LWD Bohrlochmessungen) ausgewählt wurden.

7.1.2 Kompaktionsverhalten verschiedener Sedimenttypen

Im Folgenden wird eine Übersicht über die wichtigsten Eigenschaften der Sedimente Ton, Sand und Karbonat bei der Kompaktion gegeben.

Tonige Sedimente

Frisch abgelagerter Ton besitzt einen großen Porenraum, häufig bestehen 70% - 90% des frischen Sedimentes aus Porenwasser. Deshalb kompaktiert Ton direkt nach der Ablagerung sehr stark und verliert mehr als die Hälfte des Porenwassers (Press & Siever, 1995). Die hohe Porosität resultiert aus einer sperrigen, kartenhausähnlichen Anordnung der Tonmineralblättchen im Mikrogefüge, dessen Freiräume mit Wasser ausgefüllt sind (Füchtbauer, 1988).

Sandige Sedimente

Die Porosität eines Sandsteins ist etwas weniger teufenabhängig als die von Ton (Bender, 1985). Sande sind bereits bei der Ablagerung verhältnismäßig dicht gepackt, so dass sie sich nicht mehr stark kompaktieren lassen (Press & Siever, 1995). Bei der Sedimentation gut sortierter, natürlicher Fein- bis Mittelsande wird eine Porosität von 44% beobachtetet, die beim Einrütteln auf 33% zurück geht. Bei einem schlecht sortierten Sand vermindert sich die Porosität auf 28%, d.h. durch schlechte Sortierung wird die Porosität verringert, da die großen Poren durch kleinere Körner gefüllt werden (Beard & Weyl, 1973).

Karbonathaltige Sedimente

Wegen der früheren, stärkeren und vielfältigeren Diagenese der karbonathaltigen Sedimente gibt es keine prinzipielle Teufenabhängigkeit ihrer Porosität. In Kalksedimenten der Flachsee ist die Anfangsporosität geringer und die Porositätsabnahme mit der Tiefe schwächer als im Kalkschlamm. Wichtiger als der Überlagerungsdruck und die Zeit ist für die Porositätsabnahme die mit der Tiefe zunehmende Temperatur (Füchtbauer, 1988).

7.2 Charakterisierung der Kompaktionskurven

7.2.1 Berechnung der Kompaktionskurven im Profil

Zur Berechnung von Kompaktionskurven werden die Dichteporositäten verwendet, die aus den Dichten der LWD Bohrlochmessungen, der MST- und der Kern-Dichte bestimmt werden (siehe Kapitel 6.2.3). Meistens wird die aus den LWD Bohrlochmessungen bestimmte Dichteporosität genutzt. Nur bei fehlenden LWD Logs werden aus MST- und Kern-Dichte berechnete Dichteporositäten verwendet. Es wird angenommen, dass sich die tiefenabhängige Kompaktion durch eine Exponenzialfunktion beschreiben lässt. Die Kompaktionskurven werden mit dem Rechenprogramm WINSTAT Statistik für Windows als exponenzielle Regressionskurve berechnet.

Nach Karig (1985) vermindert sich die Porosität sowohl mit der Tiefe als auch in Richtung des rückwärtigen Akkretionskeils zunächst rasch, dann immer langsamer. Deformation und tektonische Verfestigung sind also vornehmlich auf den oberen Bereich der Keilspitze konzentriert. Auch Davis & von Huene (1987) lokalisieren den überwiegenden Teil der aktiven Druckdeformation auf die ersten 5 km bis 15 km der Akkretionskeile. Daher werden im Folgenden die Sites in der Keilspitze genauer betrachtet: Da in Barbados und in Nankai Bohrlokationen in einem Profil abgeteuft wurden, bietet es sich an, die Kompaktionskurven bei zunehmender Akkretion in Barbados von Osten (Site 1044) nach Westen (Site 948) bzw. in Nankai von Süden (Site 1173) nach Norden (Site 808) zu untersuchen. Ziel des Vergleichs der Kompaktionskurven der Referenzsite und Sites im Akkretionskeil ist eine Abschätzung der Änderung der Kompaktion im Keil. Die Sedimente im Keil erfahren durch die größere Versenkung und durch die Konvergenzbewegung eine stärkere Kompaktion als es an der Referenzsite der Fall ist. Dieser Unterschied sollte sich in einer schnelleren Abnahme der Porosität mit der Tiefe ausdrücken.

Barbados

Die Kompaktionskurven werden für jede Site getrennt für einen Teilbereich bestimmt, in dem die Porosität kontinuierlich abnimmt und die lithologische Zusammensetzung übereinstimmt (kalkiger Ton und kalkiger Mud) (Tab. 7.1 und Abb. 7.3). Die Anfangsporosität n_o variiert mit 68% an Sites 1045 und 1046 bis 72% an Site 1048 nur wenig. Die Abnahme der Porosität mit der Tiefe, die

durch den Kompaktionskoeffizienten ß ausgedrückt wird, nimmt von Osten (Site 1044) nach Westen (Site 948) weitestgehend kontinuierlich zu. Das heißt, die Porosität nimmt mit der Tiefe mit fortschreitender Akkretion zunehmend schneller ab.

Tab. 7.1: Anfangsporosität n_0 und Kompaktionskoeffizient ß der Kompaktionskurven für einen Teilbereich je Site oberhalb der Décollement Zone.

	Site 948	Site 1045	Site 1046	Site 1047	Site 1048	Site 1044
Teufe (mbsf)	0 - 110	0 - 170	0 - 180	0 - 160	0 - 115	0 - 120
n_0 (%)	71	68	68	70	72	71
ß*10^{-4}	24,8	15,4	15,9	14,8	11,9	11,9

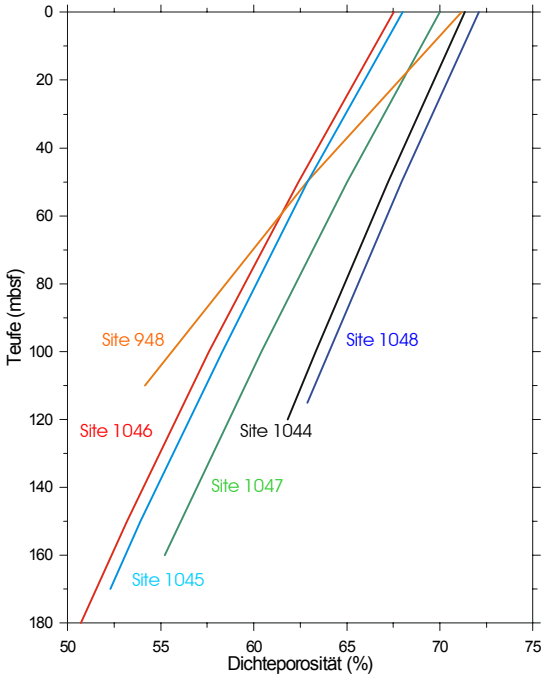


Abb. 7.3: Kompaktionskurven der sechs Sites im Barbados Akkretionskeil für einen Teilbereich oberhalb der Décollement Zone. Die unterschiedlichen Teufenbereiche der Kompaktionskurven ergeben sich aus der Teufe der Décollement Zone jeder Site.

Nankai

In der Keilspitze des Nankai Akkretionskeils befinden sich drei Sites: Sites 1173 und 808 mit LWD Bohrlochmessungen und Site 1174 mit Messungen der Kern-Porosität. Problematisch ist, dass Site 1173 durch einen anomalen Kompaktionstrend gekennzeichnet ist, d.h. die Dichte zwischen 100 und 320 mbsf mit der Tiefe abnimmt bzw. die Porosität zunimmt (siehe Anhang Composite Log der Site 1173). Daher wurde für Site 1173 die Kompaktionskurve für den gesamten Teufenbereich oberhalb der Décollement Zone berechnet, wodurch der anomale Kompaktionstrend im Teufenbereich 100 bis 320 mbsf weitestgehend überdeckt wird. Der anomale Trend könnte durch Zementation, die die sedimentäre Auflast stützt und erst in einer größeren Tiefe zusammenbricht (Moore et al., 2001) oder durch einen signifikanten Anteil wasserhaltiger, quellfähiger (Ton-) Minerale wie Smektit verursacht werden (Brown & Ransom, 1996).

An den Sites 1174 und 808 werden die Kurven für einen Teilbereich, an Site 1173 für den gesamten Bereich oberhalb der Décollement Zone berechnet. Die Anfangsporosität n_o der drei Sites unterscheidet sich hier deutlich (Tab. 7.2 und Abb. 7.4) und der Kompaktionskoeffizient ß ist an Site 1174 niedriger als an Site 1173, was eine langsamere Abnahme der Porosität mit der Tiefe an dieser Site im Akkretionskeil anzeigt. Eine mögliche Erklärung ist, dass hier ein Vergleich von Kompaktionskurven vorgenommen wurde, die einerseits aus LWD Bohrlochmessungen (Sites 1173 und 808) und andererseits aus Kernmessungen (Site 1174) berechnet wurden. Außerdem ist in den Sites 1174 und 808 die Extrapolation über mehrere hundert Meter und dadurch bedingte fehlerhafte Bestimmung der Anfangsporosität zu berücksichtigen (siehe Kapitel 7.1.1).

Tab. 7.2: Anfangsporosität n_0 (in 1 m Tiefe) und Kompaktionskoeffizient ß der Kompaktionskurven für einen Teilbereich oberhalb der Décollement Zone an Sites 808 und 1174 und den gesamten Teufenbereich an Site 1173. Die Parameter n_0 und ß wurden an Site 1173 und 808 mit LWD Bohrlochmessungen und an Site 1174 mit Kernmessungen berechnet.

	Site 808	Site 1174	Site 1173
Teufe (mbsf)	760 - 945	483 - 807	0 - 390
n_0 (%)	86	59	75
ß*10^{-4}	10,5	7,1	8,8

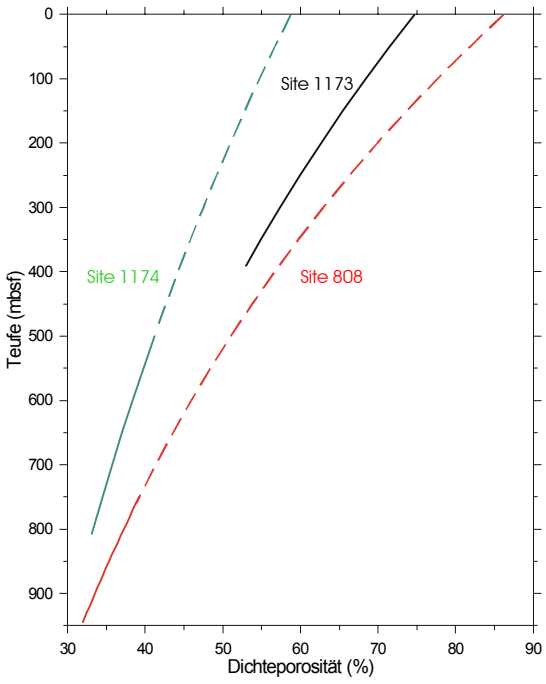


Abb. 7.4: Kompaktionskurven der Sites 1174 und 808 im Nankai Akkretionskeil für einen Teilbereich oberhalb der Décollement Zone. An Site 1173 wurde die Kompaktionskurve für den gesamten Bereich oberhalb der Décollement Zone berechnet, da Teilbereiche stark von der anomalen Dichteabnahme mit der Tiefe (zwischen 100 und 320 mbsf) beeinflusst werden. Die durchgezogenen Linien markieren die Bereiche mit Messdaten, die gestrichelten Linien die bis zur Sedimentoberfläche extrapolierten Bereiche.

7.2.2 Bestimmung der Porositätsdifferenzen im Akkretionskeil

Um Unterschiede zwischen der Kompaktionskurve an der Referenzsite und der an einer Site im Akkretionskeil zu bestimmen, wird für korrelierbare Teufenabschnitte die Porositätsdifferenz berechnet. Sie ergibt sich aus der Dichteporosität an der Referenzsite abzüglich der Dichteporosität an der Site im Keil. Diese Berechnung ermöglicht es, die Änderung der Dichteporosität im Sediment und damit die entwichene Fluidmenge bei der Akkretion abzuschätzen. Bevor die Porositätsdifferenzen berechnet werden können, müssen die Schichtpakete entsprechend ihrer charakteristischen Peaks der Dichteporosität zwischen den Sites im Detail korreliert und teufenmäßig angeglichen werden. Dies erfolgt mit dem Programm GEOBASE der Firma Antares. Generell werden drei Fälle der Porositätsdifferenz unterschieden:

(1) *positiv*, d.h. die Porosität an der Referenzsite ist *größer* als die Porosität an der Site im Keil: Fluidaustritt und Kompaktion (Reduzierung der Sedimentmächtigkeit);
(2) *konstant*, d.h. die Porosität an der Referenzsite ist *genauso groß* wie die Porosität an der Site im Keil: Zementation der Sedimente und
(3) *negativ*, d.h. die Porosität an der Referenzsite ist *kleiner* als die Porosität an der Site im Keil: Fluidakkumulation und Schichtdilatation (Zunahme der Sedimentmächtigkeit).

Barbados

Das Ergebnis der Bestimmung der Porositätsdifferenzen zwischen der Referenzsite 1044 und den Sites 1046 und 1045 im Akkretionskeil gibt Abbildung 7.5 wieder. Dabei werden die korrelierbaren Schichtpakete geringer Versenkungstiefe der Sites 1045 und 1046 und ein sich wiederholendes Schichtpaket der Site 1045 verglichen. Die Porositätsdifferenzen in allen drei Fällen sind positiv, d.h. die Porosität an der Referenzsite 1044 ist bis zu 20% höher als die im Akkretionskeil. Diese Differenz reflektiert die Änderung der vertikalen *und* lateralen Komponente der Kompaktion im Keil. Es ist zu erwarten, dass einerseits die vertikale Komponente der Kompaktion mit zunehmender Tiefe der Schichten, andererseits auch die laterale Komponente innerhalb des Akkretionskeils mit fortschreitender Akkretion zunimmt (Abb. 7.6). Beobachtet wird, dass die Kurven der Porositätsdifferenz der Sites 1044 - 1046 und Sites 1044 - 1045 (oberer Teilbereich) mit 5 - 15% ähnlich sind. Die Porositätsdifferenz der Sites 1044 - 1045 (unterer Teilbereich) ist mit 10 - 20% etwas höher. Da letztere eine erhöhte Versenkung erfahren hat, spricht dies für eine Zunahme der vertikalen Komponente der Kompaktion. Ein Trend der Porositätsdifferenz mit zunehmender Tiefe innerhalb der einzelnen Kurven ist nicht zu erkennen, da die durch Teufenänderungen von mehreren 10er Metern bedingte erhöhte Auflast und Kompaktion offensichtlich nicht ausreichend sind, um signifikante Porositätsänderungen zu verursachen.

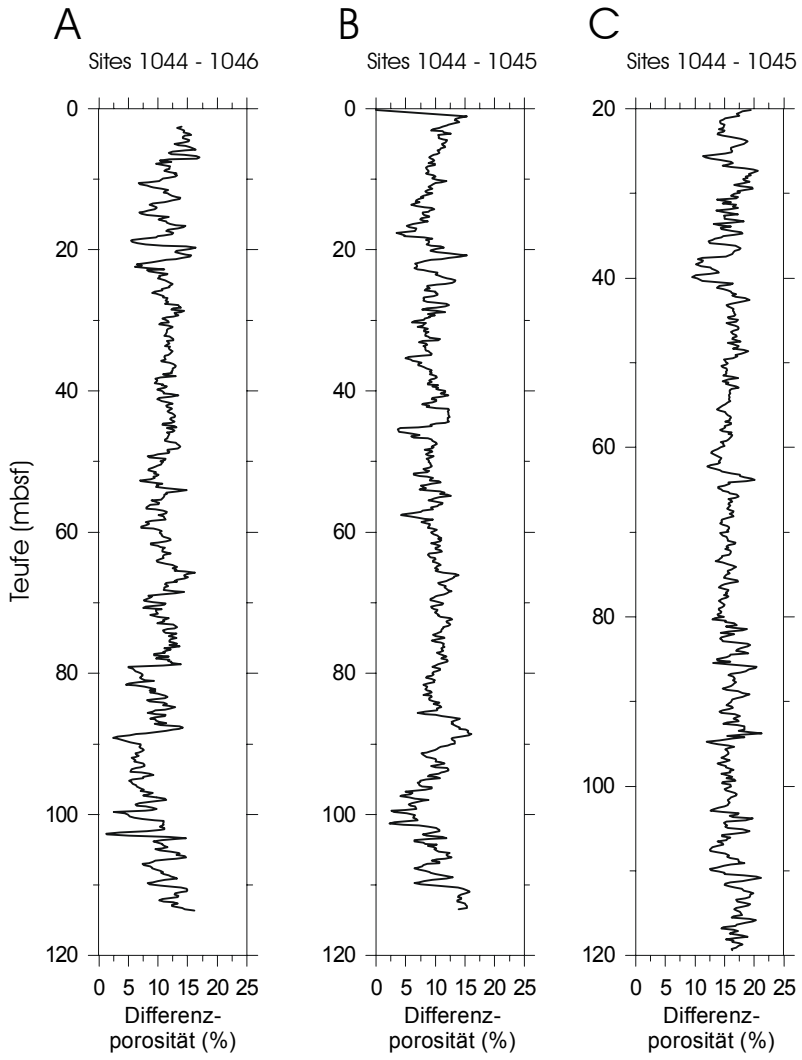


Abb. 7.5: Bevor die Porositätsdifferenzen an den Sites 1046 und 1045 in Bezug auf die an der Referenzsite 1044 berechnet werden können, müssen die Schichtpakete entsprechend ihrer charakteristischen Peaks der Dichteporosität zwischen den Sites im Detail korreliert und teufenmäßig angeglichen werden. Die Differenzporosität (%) wurde in Barbados zwischen einem korrelierbaren Bereich der Referenzsite 1044 (0 - 115 mbsf) und **A:** Site 1046 (65 - 210 mbsf), **B:** Site 1045 (60 - 180 mbsf) sowie **C:** im sich wiederholenden Schichtpaket der Site 1045 (180 - 340 mbsf) bestimmt. Die Teufe ist in Bezug auf die Referenzsite 1044 angegeben.

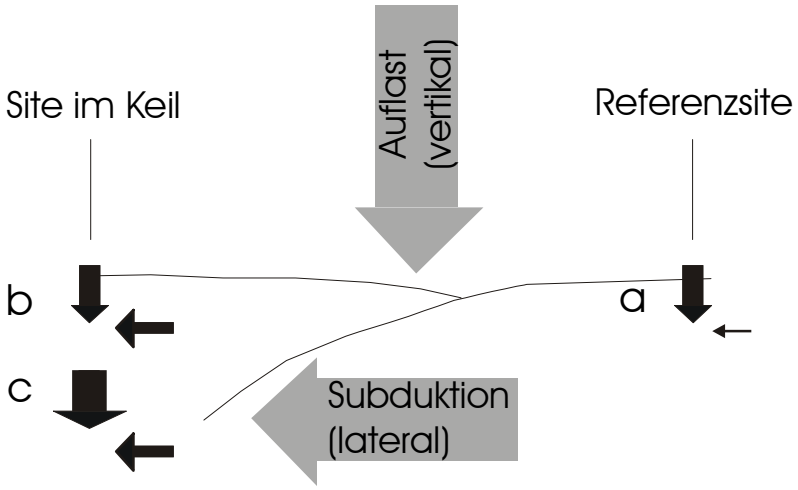


Abb. 7.6: Schema der sedimentären Kompaktion im Akkretionskeil. **a:** Die Schichten der Referenzsite sind durch eine mittlere vertikale Komponente (durch Auflast der Sedimentsäule) und eine schwache bzw. nicht vorhandene laterale Komponente (Ablagerungsbedingungen wie in Sedimentbecken) gekennzeichnet. **b:** Die Schichten einer Site im Akkretionskeil sind bei geringer Teufe ebenfalls durch eine mittlere vertikale Komponente (Auflast der Sedimentsäule), jedoch eine - gegenüber Fall a - erhöhte laterale Komponente (Konvergenzbewegung durch Subduktion) charakterisiert. **c:** Bei Überschiebungen und dadurch bedingter Schichtwiederholung ergibt sich in größerer Tiefe im Keil neben der - wie in Fall b - höheren lateralen Komponente (Konvergenzbewegung durch Subduktion) eine zusätzlich erhöhte vertikale Komponente (durch größere Auflast der mächtigeren Sedimentsäule).

Nankai

Zum Vergleich der Porositätsdifferenzen zwischen der Referenzsite 1173 und Site 808 im Akkretionskeil wird ein korreliertes Schichtpaket im oberen und ein sich wiederholendes im unteren Teufenbereich verglichen. Es wird angenommen, dass im oberen Bereich die Porositätsdifferenz gering ist, da gegenüber der Referenzsite nur die laterale Komponente zusätzlich vorhanden ist (Abb. 7.6). Dagegen wird im unteren Bereich eine erhöhte Porositätsdifferenz erwartet, da außerdem die vertikale Kompaktion durch erhöhte Auflast zunimmt. Beobachtet wird, dass die Dichteporosität in beiden Fällen positiv ist, d.h. die Porosität ist in der Referenzsite 1173 höher als im Keil (Site 808) (Abb. 7.7). Dabei ist die Porositätsdifferenz im oberen Teilbereich (15% - 35%) deutlich höher als im unteren (0% - 25%). Eine mögliche Erklärung für diese Beobachtungen kann die unterschiedliche lithologische Zusammensetzung in den verschiedenen Teufenbereichen sein. Auch hier wird, wie in Barbados, keine deutliche Zunahme der Porositätsdifferenz mit der Tiefe beobachtet.

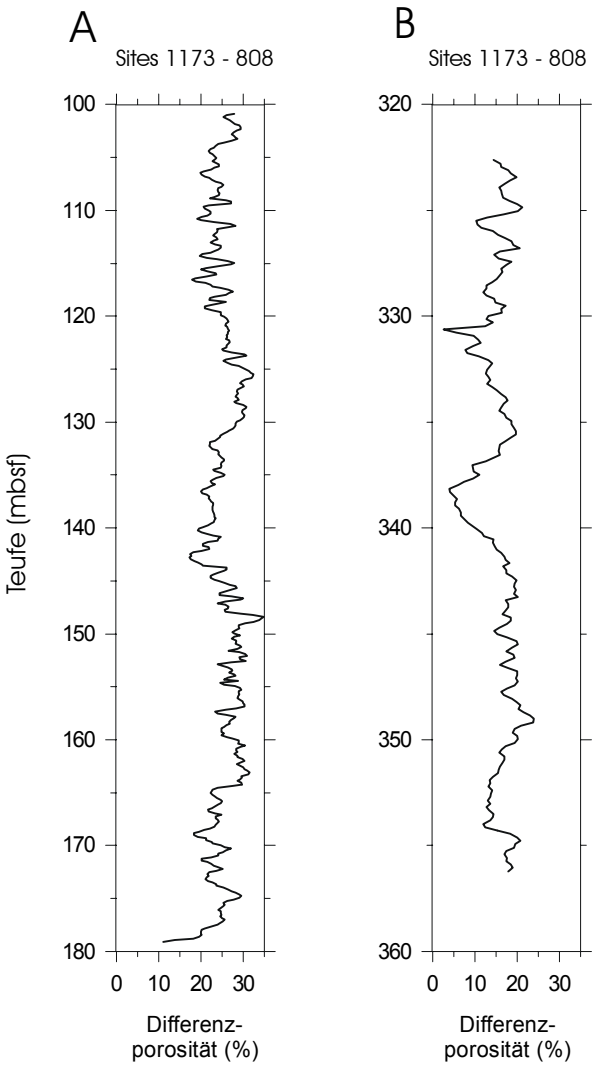


Abb. 7.7: Bevor die Porositätsdifferenzen der Site 808 in Bezug auf die Referenzsite 1173 berechnet werden können, müssen die Schichtpakete entsprechend ihrer charakteristischen Peaks der Dichteporosität zwischen den Sites im Detail korreliert und teufenmäßig angeglichen werden. Die Differenz der Dichteporosität (in %) wurde in Nankai zwischen (a) der Referenzsite 1173 (Teufe 100 - 180 mbsf) und Site 808 (650 - 740 mbsf) und (b) der Referenzsite 1173 (320 - 360 mbsf) und Site 808 (800 - 845 mbsf) bestimmt. Die Teufe ist in Bezug auf die Referenzsite 1173 angegeben.

7.2.3 Vergleich von Kompaktionskurven in Akkretionskeilen und Sedimentbecken

Die Prozesse der Abscherung und Akkretion sind mit einer intensiven Deformation der marinen Sedimente verbunden. Marine Sedimente sollten daher unter den Bedingungen der Akkretion eine signifikant geringere Porosität entwickeln als vergleichbare Sedimente entsprechender Lithologie in ungestörten Beckensequenzen unter lithostatischer Beanspruchung (Moore & Karig, 1976; Carson, 1977; Westbrook et al., 1984; Fowler et al., 1985). In Akkretionskeilen tritt neben der in Sedimentbecken vorhandenen vertikalen Komponente der Kompaktion eine zusätzliche laterale Komponente auf, die durch die Konvergenzbewegung der Platten verursacht wird. Um diese

zusätzliche laterale Komponente zu bestimmen, ist es erforderlich, den Unterschied der Kompaktionskurven in Akkretionskeilen und in Sedimentbecken genauer zu betrachten. Die Kompaktion in Akkretionskeilen sollte aufgrund der zusätzlichen lateralen Komponente rascher erfolgen als in Becken, folglich der Kompaktionskoeffizient ß im Keil größer sein.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden sämtliche Porositäts-Tiefen Kurven für Sites in Sedimentbecken aus der ODP Datenbank zusammengetragen. Dabei wurden die einzelnen Sites hinsichtlich ihrer Datenqualität, der Art der Messung (Bohrloch- oder Kernmessungen), den möglichen tektonischen Einflüssen und der lithologischen Zusammensetzung selektiert. Für die folgende Untersuchung werden die Kompaktionskurven für die Sedimentbecken berechnet, die eine ähnliche lithologische Zusammensetzung wie die Sedimente in Barbados und Nankai aufweisen, und nach übereinstimmender Anfangsporosität n_0 zusammengefasst. Anschließend werden die Kompaktionskurven der Sedimentbecken mit denen der Akkretionskeile verglichen. Zwei charakteristische Kurvenverläufe werden aus der Vielzahl der Kurven unterschieden und im Folgenden erläutert (Abb. 7.8):

(A) Es zeigt sich ein ähnlicher Kurvenverlauf der Referenzsites in Barbados (Sites 1044 und 1048) und im Becken (Site 1081/Leg 175). Die Sedimente an den Referenzsites 1044 und 1048 (oberer Teilbereich) bestehen aus Ton und Kalk, die an Site 1081 im Becken aus kalkigem Ton und tonigem Kalk. Site 1081 wurde auf Grund der vergleichbaren lithologischen Zusammensetzung und gleichen Anfangsporosität n_0 ausgewählt. Zu beobachten ist, dass die Kompaktionskoeffizienten ß übereinstimmen, was bei der Referenzsite mit fehlendem bzw. geringem Einfluss der lateralen, kompaktiven Komponente und einer Site im Sedimentbecken zu erwarten ist.

(B) Hier wird ein unterschiedlicher Kurvenverlauf deutlich, bei dem die Kompaktionskurven im Keil (Site 1046 und 1047) eine schnellere Abnahme der Porosität mit der Tiefe zeigen als die im Sedimentbecken (Sites 803/Leg 130 und 952/Leg 157). Die Sedimente an den Bohrlokationen im Akkretionskeil setzen sich aus Ton und wenig Kalk (Site 1046) bzw. Ton und Kalk mit wenig Mud (Site 1047) zusammen; die im Becken aus tonigem Kalk, Kalkschlamm, Ton und wenig Asche (Site 952) bzw. Kalk mit wenig Ton (Site 803). Die Lithologien sind also ähnlich und die Kompaktionskurven damit vergleichbar. Die Porositäten der Sites im Keil und im Becken nehmen trotz gleicher Anfangsporosität n_0 (~69%) unterschiedlich schnell ab und unterscheiden sich in ihren Extrema (Sites 1046 und 803) bei 50 mbsf um 2%, bei 100 mbsf um 7% und bei 175 mbsf um 11%. Die Zunahme der Porositätsdifferenz ist in den obersten 100 m relativ hoch und verringert sich mit zunehmender Tiefe. Diese Beobachtung stimmt mit den Erwartungen für eine exponenzielle Kompaktionskurve überein.

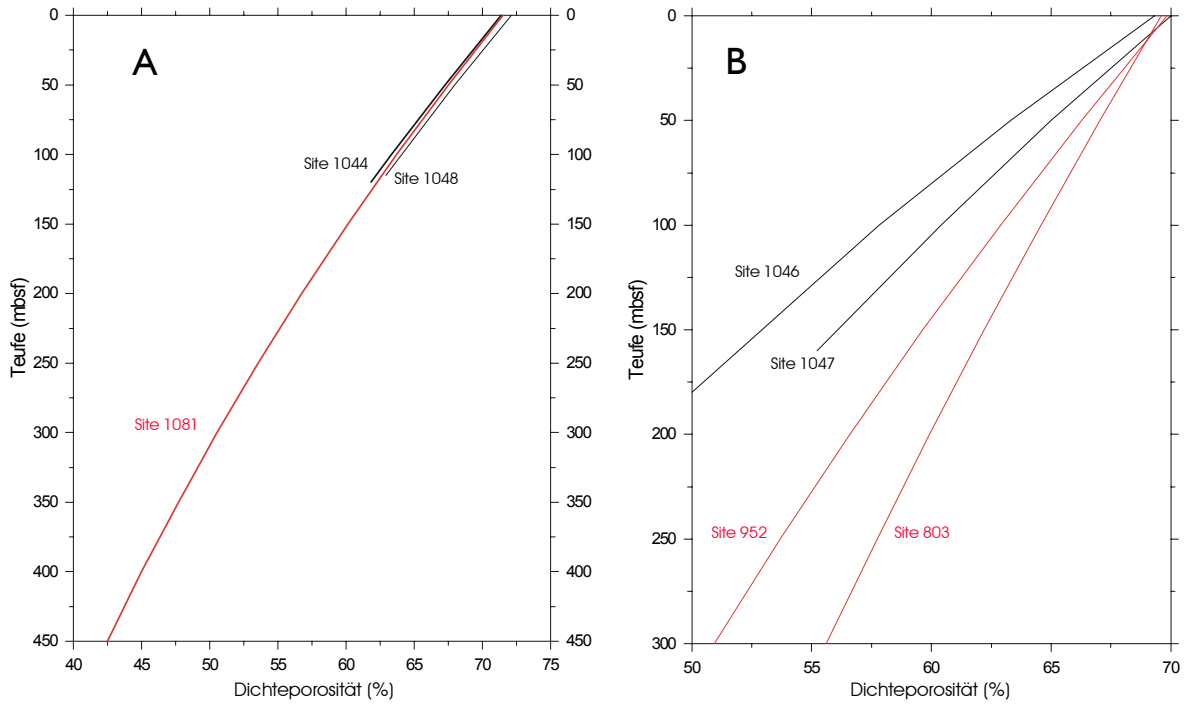


Abb. 7.8: Kompaktionskurven im Barbados Akkretionskeil. **A**: An den Referenzsites 1044 und 1048 im Akkretionskeil sowie der Site 1081 im Becken. **B**: An den Sites 1046 und 1047 im Akkretionskeil und den Sites 803 und 952 im Becken.

7.3 Lithologisch-differenzielle Kompaktion

Die Kompaktionskurven in Barbados und Nankai setzen sich aus dem unterschiedlichen Kompaktionsverhalten der unterschiedlichen Lithologien zusammen. Daher muss eine lithologisch-differenzielle Betrachtung der Kompaktion erfolgen, d.h. die Kompaktionskurven werden entsprechend ihrer Lithologie unterschieden. Hierfür werden zum einen für Sedimente, die in Becken abgelagert wurden, aus der ODP Datenbank 17 Porositäts-Tiefen Kurven, zum anderen für akkretierte Sedimente die in Kapitel 5 gewonnenen Elektrofazies verwendet. Beide Abgrenzungen erlauben die Bestimmung lithologisch einheitlicher Kompaktionskurven und dadurch differenzierte Aussagen zum Verhalten der verschiedenen Lithologien bei der Kompaktion.

7.3.1 Kernlithologie aus Sedimentbecken

Die Kompaktionskurven werden für Sedimentbecken anhand der Daten aus der ODP Datenbank und der Literatur (siehe Anhang *Tabelle Vergleichsparameter aus ODP Datenbank für Sedimentbecken*) nach Lithologien differenziert berechnet. Die Unterscheidung der Lithologien beruht auf den Kernbeschreibungen. Zur vereinfachten Darstellung der zahlreichen Kompaktionskurven werden die Parameter n_0 und ß in einem Crossplot aufgetragen (Abb. 7.9). Die n_0 Werte für Ton variieren

zwischen 36% und 82% und für Silt und Sand zwischen 43% und 67%; Karbonate haben eine Anfangsporosität von 56% bis 82%. Der Kompaktionskoeffizient ß variiert für Ton zwischen 5 und 14 * 10^{-4}, für Sand und Silt von -3 bis 9 * 10^{-4} und Kalk von 1 bis 14 * 10^{-4}. Die Daten zeigen eine breite Streuung, passen aber in die zu Grunde liegende Annahme, dass Ton gegenüber Sand und Silt durch einen hohen Kompaktionskoeffizienten ß und eine relativ geringe Anfangsporosität n_0 gekennzeichnet ist. Kalk ist durch eine mittlere Position in den Werten für ß und n_0 charakterisiert.

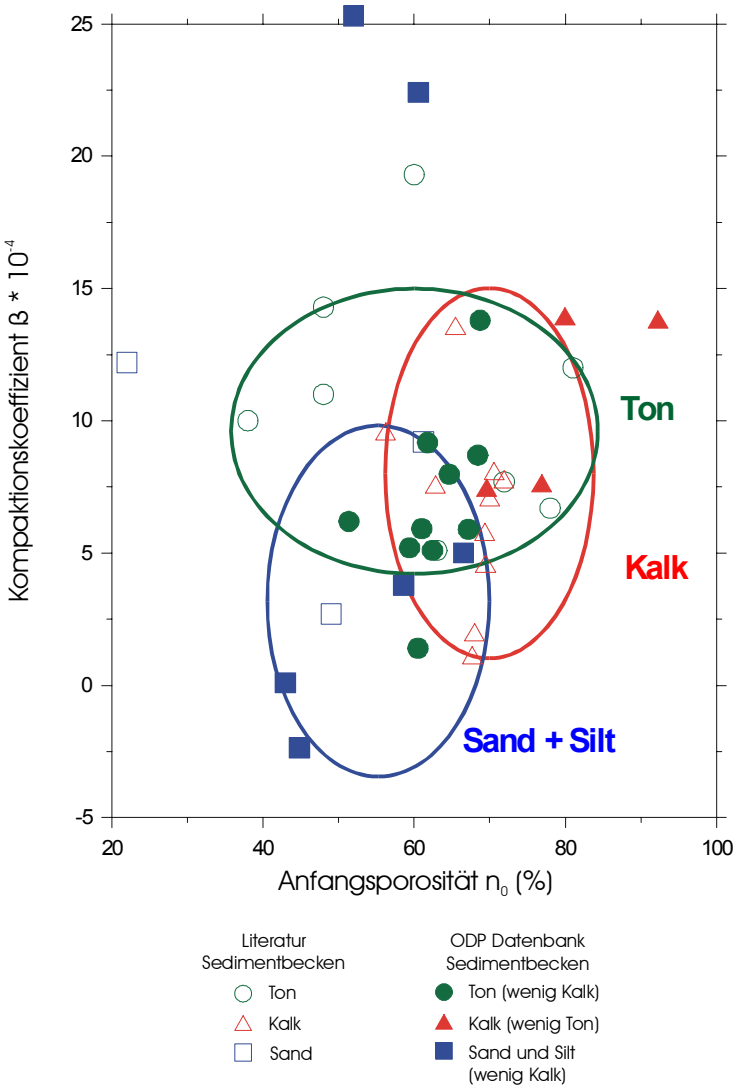


Abb. 7.9: Crossplot der Anfangsporosität n_0 gegen den Kompaktionskoeffizienten ß. Aufgetragen sind die Werte für Ton, Kalk und Sand, die für Sedimentbecken aus der Literatur und der ODP Datenbank zusammen gestellt wurden.

7.3.2 Elektrofazies der Akkretionskeile

In Barbados werden vier Elektrofazies (Ton, Mud, kalkiger Mud und kalkiger Ton), in Nankai sechs (Ton, siltiger Ton, toniger Silt, Silt, sandiger Silt, siltiger Sand) unterschieden (siehe Kapitel 5). Auch hier werden die Kompaktionskurven für jede Elektrofazies und jede Site bestimmt und die charakterisierenden Parameter n_0 und ß für Barbados und Nankai in je einem Crossplot aufgetragen.

In Barbados ist die Trennung nach Elektrofazies im Crossplot wenig deutlich ausgeprägt (Abb. 7.10). Die Elektrofazies mit kalkiger Komponente (kalkiger Ton und kalkiger Mud) haben die größten ß Werte, Mud die niedrigsten. Die Anfangsporosität n_0 unterscheidet sich zwischen den vier abgegrenzten Elektrofazies wenig. Dennoch lässt sich erkennen, dass die Maximalwerte für n_0 in den Elektrofazies kalkiger Mud und kalkiger Ton etwas geringer sind als in Ton und Mud. Dies wird möglicherweise durch die kalkige Komponente bewirkt, die als Bindemittel zur Reduzierung der Anfangsporosität führt. Gleichzeitig ist der Kompaktionskoeffizient ß in den kalkigen Elektrofazies etwas erhöht, d.h. dort nimmt die Porosität etwas schneller mit der Tiefe ab als in den kalkfreien Elektrofazies Ton und Mud. Vermutlich wird dies durch den Vorgang der Zementation der kalkigen Komponente im Sediment bedingt. Als Ursache für die geringen Unterschiede der charakteristischen Parameter der Kompaktionskurven der Elektrofazies sind die im Hinblick auf die Korngröße ähnlichen Lithologien zu nennen.

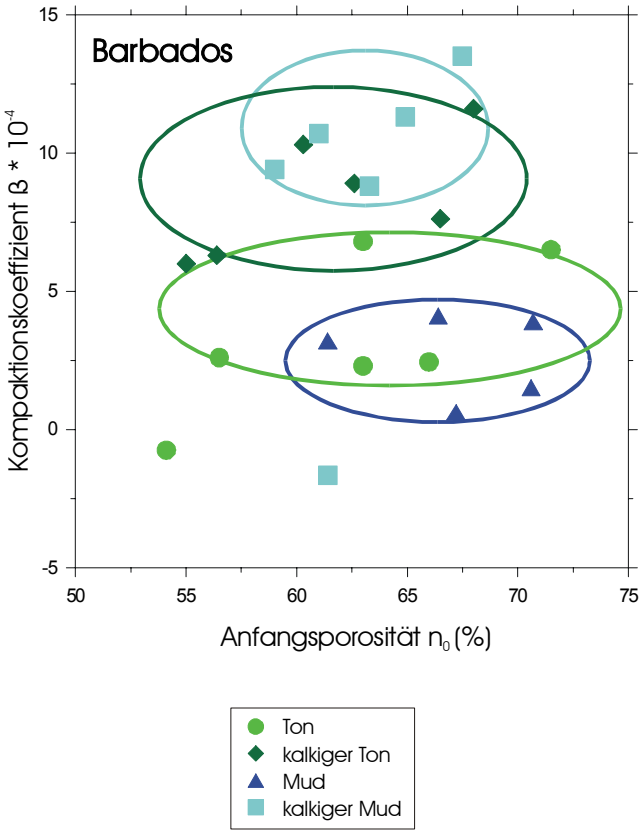


Abb. 7.10: Crossplot der Anfangsporosität n_o gegen den Kompaktionskoeffizienten ß in Barbados differenziert nach vier Elektrofazies.

In Nankai unterscheiden sich die verschiedenen Elektrofazies in ihrer Korngröße deutlicher als in Barbados. Allerdings können nur zwei Werte pro Elektrofazies aufgetragen werden, da ausschließlich für die Sites 1173 und 808 LWD Bohrlochmessungen vorliegen, an denen die Elektrofazies sedimentphysikalisch charakterisiert wurden. Die sechs Elektrofazies werden daher in drei Typen zusammengefasst: (1) Ton und siltiger Ton, (2) toniger Silt, Silt und sandiger Silt und (3) siltiger Sand (Abb. 7.11). Es wird erwartet, dass Ton geringe n_0 und hohe ß Werte aufweist, d.h. die Porosität mit der Tiefe stärker abnimmt als es in siltigem Sand der Fall ist. Die Beobachtungen zeigen, dass die ß Werte für alle drei Gruppen ähnlich sind, sich aber auf Grund ihrer Anfangsporosität n_0 unterscheiden lassen. Dabei hat Ton die geringsten n_0 Werte und Sand die höchsten. Eine Erklärung für die geringe Differenzierung der ß Werte kann nicht gegeben werden.

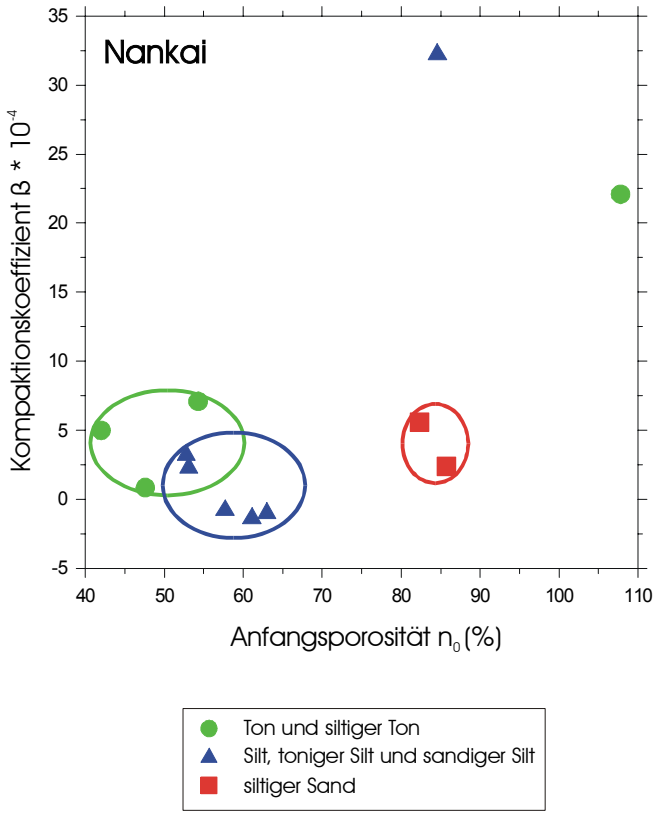


Abb. 7.11: Crossplot der Anfangsporosität n_o gegen den Kompaktionskoeffizienten ß in Nankai differenziert nach drei Elektrofazies. Der n_0 Wert größer 100% resultiert aus der Extrapolation der exponenziellen Kompaktionskurve mit der x-Achse.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass die Lithologien auf Grund ihrer großen Streuung und der recht großen Unterschiede in der lithologischen Zusammensetzung in den Akkretionskeilen und Sedimentbecken (aus der ODP Datenbank und der Literatur) nur schwer zu vergleichen sind. Die Elektrofazies Sand in Nankai unterscheidet sich infolge ihrer hohen Anfangsporosität n_0 deutlich von den Werten in Sedimentbecken. Möglicherweise hängt dies mit unterschiedlichen Charakteristika (Verfestigung, Korngröße, Sortierung etc.) der Lithologie Sand zusammen, die hier verglichen

werden. Demgegenüber ist die Elektrofazies Ton aus Barbados und Nankai mit der Lithologie Ton aus Sedimentbecken vergleichbar.

7.4 Dekompaktion

Um Kompaktion, die sich indirekt oder unmittelbar auf den Akkretionsvorgang zurückführen lässt, beobachten und quantifizieren zu können, müssen alle bekannten Kompaktionsanteile erfasst werden. Zuerst müssen die durch den Vorgang der Akkretion bedingte Auflastveränderung eliminiert und die prä-akkretionäre stratigraphische Abfolge rekonstruiert werden. Dieser ”palinspastische” Arbeitsschritt soll möglichst allen (bio-)stratigraphischen, sedimentphysikalischen und sedimentologischen Gegebenheiten bei der Rekonstruktion der ursprünglichen Sedimenteigenschaften Rechnung tragen (Brückmann, 1989). In den Teilkapiteln zuvor wurden Sites und Schichtpakete verglichen, in denen sich sowohl die vertikale als auch die laterale Kompaktionskomponente verändert hat. Im Folgenden wird mit der Methode der Dekompaktion die vertikale Kompaktion eliminiert und so die laterale Kompaktion bestimmt.

7.4.1 Methodik

Die Methodik der Rekonstruktion wird von Brückmann (1989) beschrieben und im Folgenden mit den LWD Bohrlochdaten von Barbados und Nankai in drei Schritten durchgeführt:

(1) Daten:

Die Ausgangsdaten stammen aus der ODP Datenbank. Ein erster wichtiger Schritt zur Wiederherstellung der primären stratigraphischen Abfolge in den einzelnen Sites ist die Korrelation (siehe Kapitel 6). Wichtig ist dabei, einerseits die Ober- und Untergrenze der einzelnen zu dekompaktierenden Einheit entsprechend der Referenzsite exakt zu korrelieren und andererseits ihr Alter und ihre Mächtigkeit in Bezug auf die entsprechende Einheit in der Referenzbohrung zu bestimmen.

(2) Verschieben der Datenpunkte

Bei der Rekonstruktion wird unter Annahme der Gültigkeit eines bestimmten Zuordnungsschemas die Datenposition neu berechnet und die Porosität jeweils entsprechend der Referenzsite angepasst. Die über einen Abschnitt verteilten Datenpunkte werden auf den entsprechenden prä-akkretionierten Teufenabschnitt verteilt. In diesem Arbeitsschritt wird die biostratigraphische Sequenz wiederhergestellt, indem für jeden Datensatz entsprechend der Lithologie seine alte prä-akkretionäre Position berechnet wird. Die Differenz zwischen POS_{neu} und POS_{alt} bestimmt die Größenordnung der dekompaktiven Anpassung. Dies geschieht hier mit folgendem angenommenen Zuordnungsschema:

$$POS_{neu} = O_{ref} + ((POS_{alt} - O_{akt}) * \frac{O_{ref} - U_{ref}}{O_{akt} - U_{akt}})$$

mit

O_{ref}	Obergrenze der Einheit in der Referenzbohrung
U_{ref}	Untergrenze der Einheit in der Referenzbohrung
O_{akt}	aktuelle Obergrenze der Einheit
U_{akt}	aktuelle Untergrenze der Einheit
POS_{alt}	ursprüngliche Position des Datensatzes
POS_{neu}	zu berechnende Position des Datensatzes.

(3) Dekompaktion

Bei Ermittlung einer geringeren prä-akkretionären Tiefe in der Site im Keil wird die lokale Porosität entsprechend der Lithologie und der tatsächlichen Tiefe nach der folgenden exponenziellen Dekompaktionsvorschrift angepasst:

$$POR_{neu} = POR_{alt} * ((n_0 * e^{-\beta * POSneu}) - (n_0 * e^{-\beta * POSalt}))$$

mit

POR_{neu}	neue dekompaktierte Porosität
n_0	Porosität an der Oberfläche
ß	Kompaktionskoeffizient
POR_{alt}	gemessene kompaktierte Porosität.

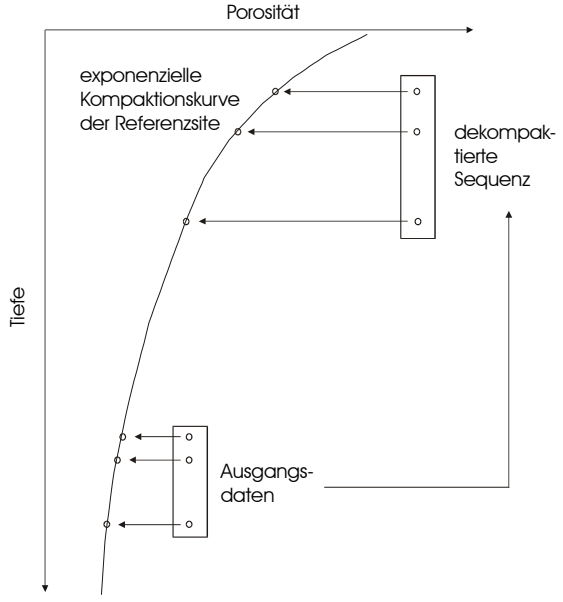


Abb. 7.12: Schematische Darstellung der Dekompaktion (Brückmann, 1989). Die Ausgangsdaten werden entlang der exponenziellen Kompaktionskurve der Referenzsite auf der Grundlage der Korrelation in die prä-akkretionäre Tiefe (nach oben) verschoben. Dabei wird die anfängliche Porosität der nun dekompaktierten Sequenz bestimmt.

Die Porosität der akkretierten Sedimente wird so entsprechend der Kompaktionskurven der Referenzsite auf die prä-akkretionäre Situation unter Berücksichtigung der Auflastdifferenz zurück gerechnet (Abb. 7.12). Dabei ist die Ausgangsmächtigkeit der dekompaktierten Schicht aufgrund der detaillierten Korrelation bereits bekannt (siehe Kapitel 6) und es wird nun deren Ausgangsporosität bestimmt. Für die detaillierte Korrelation von charakteristischen Peaks innerhalb einer zu dekompaktierenden Sequenz wurde das Programm GEOBASE der Firma Antares verwendet.

7.4.2 Durchführung

Im Folgenden werden für Barbados zwei Teilbereiche der Site 1045 entsprechend der exponenziellen Kompaktionskurve der Referenzsite 1044 (Tab. 7.1) und für Nankai zwei Teilbereiche der Site 808 entsprechend der exponenziellen Kompaktionskurve der Referenzsite 1173 (Tab. 7.2) dekompaktiert.
Sollte die Auflast imbrikierter Sedimentpakete der einzige bestimmende Faktor bei der Kompaktion unter den Bedingungen der Akkretion sein, so muss das rekonstruierte Porositäts-Tiefen Profil mit dem der Referenzkurve übereinstimmen (Brückmann, 1989). Unterschiede in der Porositätsdifferenz belegen die unterschiedliche deformative Reaktion der Sedimente auf die zusätzliche laterale Einengung während der Akkretion. Nach der Dekompaktion korrelierter Schichtpakete, bei der die vertikale Belastungskomponente eliminiert wird, kann die laterale Komponente der Kompaktion quantifiziert werden. Es soll angenommen werden, dass die laterale Komponente der Kompaktion überall gleich groß ist, die Subduktion also gleichmäßig auf den gesamten Akkretionskeil wirkt. Die laterale Komponente nimmt also nicht mit der Tiefe oder im Profil zu. Die Änderungen in der Porositätsdifferenz mit der Tiefe wären demnach lithologisch bedingt.

7.4.3 Ergebnis

In Barbados ist an Site 1045 im oberen Teilbereich eine positive Porositätsdifferenz (0 - 10%) vorhanden, die der Größe der lateralen Kompaktion entspricht (Abb. 7.13). Demgegenüber ist der untere Teilbereich durch negative und positive Porositätsdifferenzen gekennzeichnet, die möglicherweise im Zusammenhang mit der Lithologie oder dem Porendruck stehen. Die negativen Werte deuten möglicherweise auf Schwierigkeiten der Dekompaktion entlang der Kompaktionskurve der Referenzsite hin. Daher sei an dieser Stelle erneut auf die Problematik der Gültigkeit der exponziellen Kompaktionskurve und deren Bestimmung hingewiesen (siehe Kapitel 7.1.1). Dennoch scheint hier ein, wenngleich nur schwacher, Zusammenhang zwischen höheren Werten der Porositätsdifferenz (>5%) und Bereichen mit hohem Kalkgehalt vorzuliegen (Abb. 7.14).

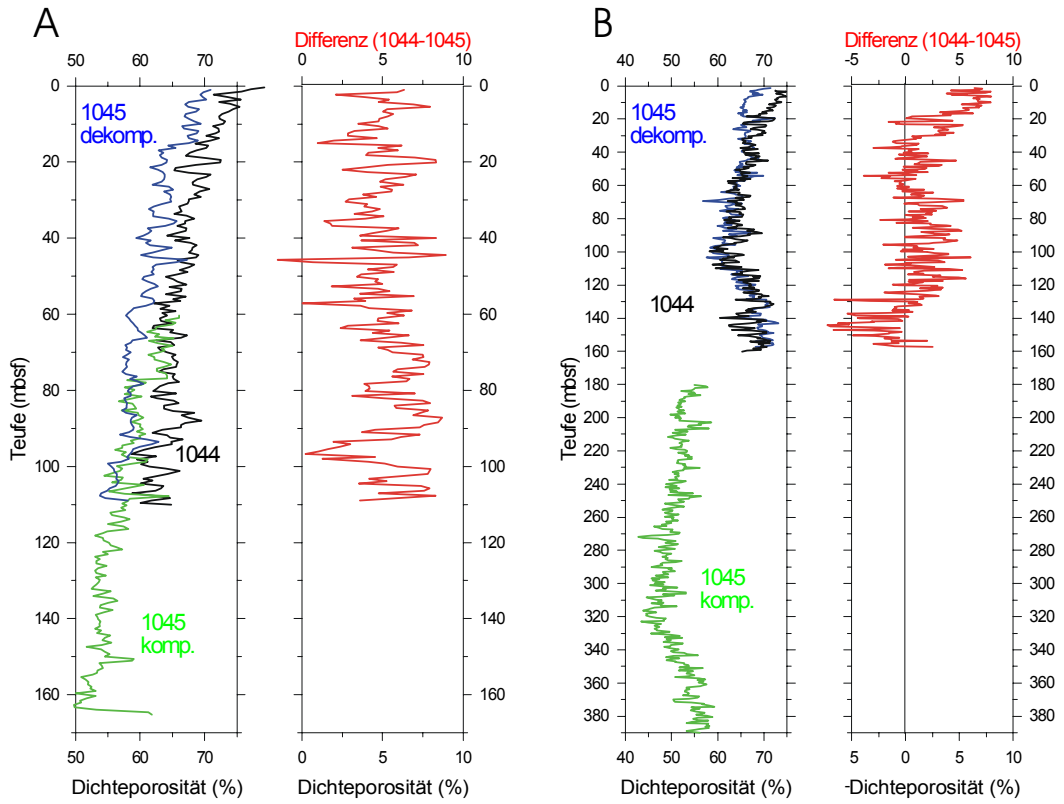


Abb. 7.13: Kurven der Dekompaktion in Barbados. Die Dichteporosität an der Site im Keil wird entlang der Referenzkurve auf der Grundlage der detaillierten Korrelation der Sites dekompaktiert. Anschließend wird die Differenzporosität zwischen den Sites berechnet (die Teufe der betrachteten Intervalle ist angegeben). **A**: Referenzsite 1044 (0 - 110 mbsf) und Site 1045 (60 - 170 mbsf). **B**: Referenzsite 1044 (0 - 160 mbsf) und Site 1045 (180 - 390 mbsf).

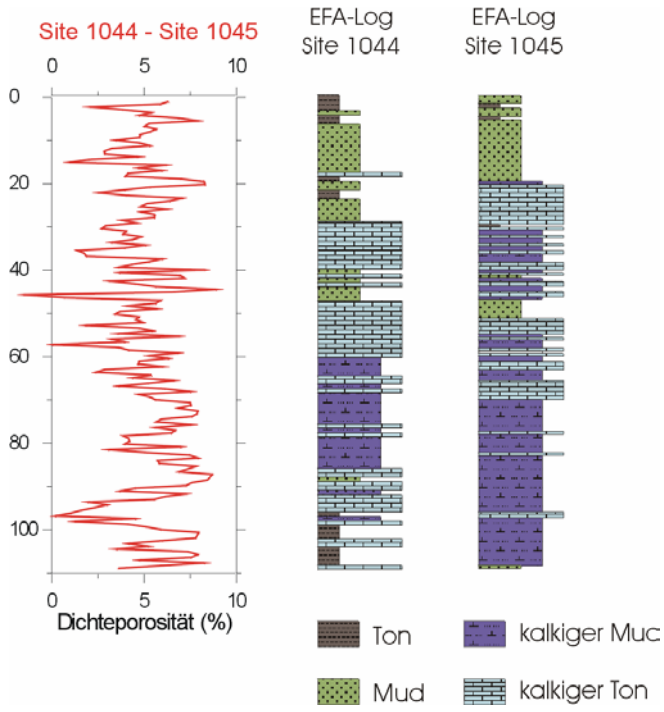


Abb. 7.14: Vergleich der Differenzkurve der Sites 1044 und 1045 (oberer Teilbereich) und den EFA-Logs der Sites 1044 (70 - 110 mbsf) und 1045 (60 - 165 mbsf).

In Nankai ist die Porositätsdifferenz zwischen Sites 1173 und 808 im oberen Teilbereich mit 5% bis 35% positiv, im unteren Teilbereich mit -20% bis 10% jedoch sowohl positiv als auch (deutlich) negativ (Abb. 7.15). Das bedeutet, dass in Teilbereichen mit negativer Porositätsdifferenz die Porosität der dekompaktierten Site 808 größer ist als in der Referenzsite 1173 und folglich keine laterale Komponente vorhanden ist. Dies könnte auf einem starken lithologischen Einfluss beruhen und dadurch eine problematische Dekompaktion der Werte entlang der Kompaktionskurve der Referenzsite bedeuten.

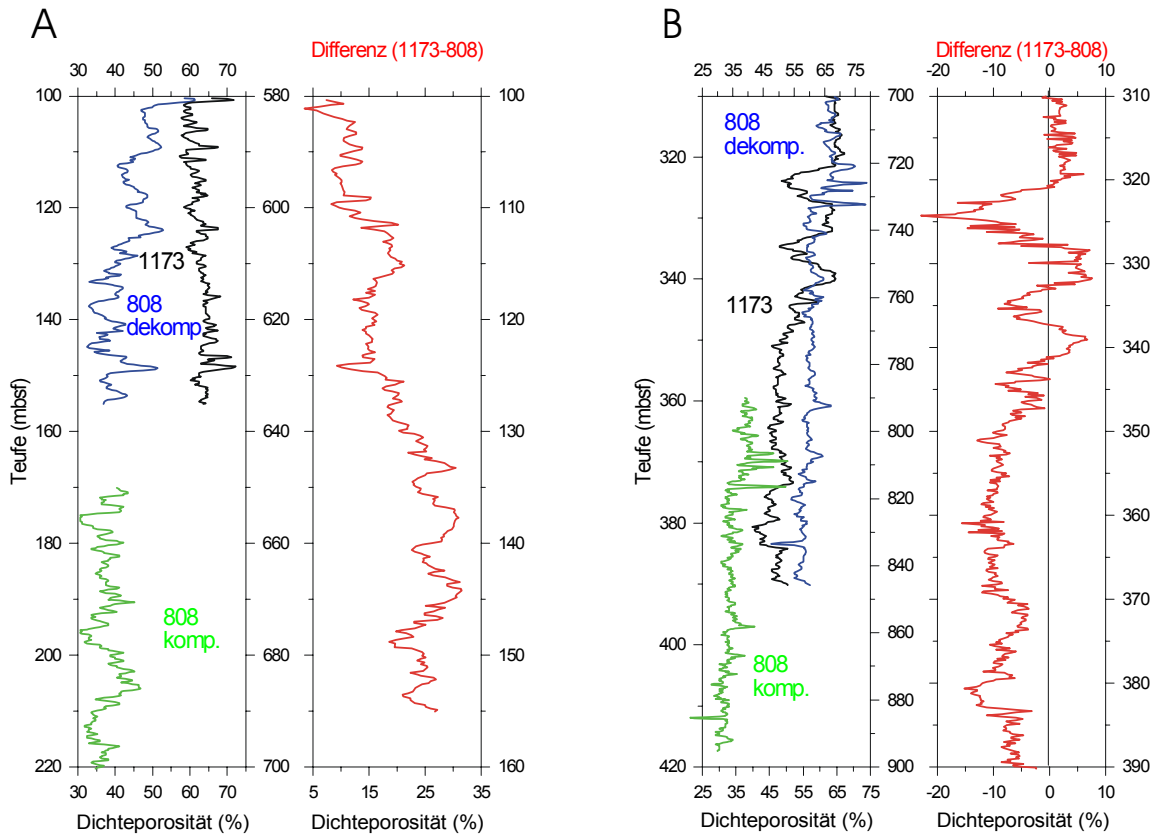


Abb. 7.15: Kurven der Dekompaktion in Nankai. Die Dichteporosität der Site im Keil wird entlang der Referenzkurve auf der Grundlage der detaillierten Korrelation der Sites dekompaktiert. Anschließend wird die Differenz der Dichteporosität zwischen den Sites berechnet. **A**: Referenzsite 1173 (100 - 155 mbsf) und Site 808 (170 - 220 mbsf). **B**: Referenzsite 1173 (310 - 390 mbsf) und Site 808 (360 - 420 mbsf).

Die dekompaktierte Dichteporosität weist in den Sites deutliche Unterschiede auf. Mögliche Ursachen dafür sind die lithologische Zusammensetzung und die Qualität der Dekompaktion**,** die von der Verteilung der Werte der Dichteporosität und der Genauigkeit der Bestimmung der exponenziellen Kompaktionskurve der Referenzsite abhängt. Die Differenzkurven zeigen an einigen Sites eine positive Porositätsdifferenz, jedoch an den meisten Sites auch negative Differenzen. Dies lässt sowohl auf eine Abnahme der Schichtmächtigkeiten mit Schichtentwässerung als auch eine Zunahme der Mächtigkeit mit einer Ausdehnung der Schichten schließen. Ferner ist es auch möglich, dass einige der in die Berechnung der Dekompaktion eingehenden Annahmen unzutreffend sind.

8 Tonminerale und Fluide

8.1 Tonminerale

Eine wichtige, bisher nicht betrachtete Fragestellung bezüglich Akkretionskeilen ist, inwieweit die Tonmineralogie Einfluss auf die Entwicklung des Akkretionskeils hat. In diesem Teilkapitel werden auf der Grundlage der charakteristischen physikalischen Eigenschaften von Ton und der LWD Bohrlochmessungen die unterschiedlichen Tonmineraltypen an einzelnen Sites bestimmt. Ziel ist es, zum einen die Verteilung der Tonmineraltypen zwischen zwei Sites und zum anderen den Zusammenhang zwischen dem Vorkommen von Störungszonen und Smektit aufzuzeigen.

8.1.1 Charakteristische Eigenschaften von Smektit

In den Kernen von Barbados wurden die Tonminerale Chlorit, Illit, Smektit, Kaolinit und Mixed-Layer Tonminerale (Illit-Smektit und Chlorit-Smektit) identifiziert (Underwood & Deng, 1997), in denen von Nankai Smektit, Illit und Chlorit (Steurer & Underwood, pers. comm., 2001). Eine verstärkte Bildung von großräumigen Überschiebungen steht möglicherweise im Zusammenhang mit dem Vorkommen von Smektit, das in Barbados in größeren Mengen vorhanden und durch eine erhöhte Porosität und eine relativ geringe Festigkeit charakterisiert ist (Moore et al., 1984). Smektit ist ein quellfähiges Mineral, das in Zwischenschichten eine variable Menge an Wasser (bis zu 25 Gew.%) aufnehmen kann (Pudsey, 1984; Jurado et al., 1997b). Die Menge des frei werdenden Wassers, das bei der Umwandlung von Smektit in Illit entsteht, ist wegen seines möglichen Einflusses auf das tektonische Geschehen in Akkretionskeilen von Bedeutung. Der Verlust von Zwischenschichtwasser hat Änderungen in den sedimentären Eigenschaften wie Reduzierung der Porosität, Zunahme der Dichte, Abnahme der Scherfestigkeit und Änderung der Zusammensetzung der alterierten Porenwässer zur Folge. Die Umwandlung von Smektit über Illit/Smektit zu Illit ist primär von der Temperatur, den Fluiden, der Zusammensetzung der festen Phase, des Drucks und der Zeit abhängig (Powers, 1967). Umgekehrt kann aus der Zusammensetzung der Tonminerale auf die tektonischen (Stress-) Bedingungen rückgeschlossen werden.

8.1.2 Unterscheidung der Tonminerale

Im Folgenden wird der Tonmineraltyp zunächst mit einer „*quick look*“ Methode bestimmt, also einer einfachen Abschätzung, bei der die Messdaten in einem Diagramm mit bereits zugeordneten Tonmineraltypen eingetragen werden. Dazu werden je eine Referenzsite und eine Site im Akkretionskeil herausgegriffen. Das Verhältnis Thorium/Kalium (Th/K) gegen Photoelektrischer Faktor (PEF) für die Sites 1044 und 1046 (Barbados) wird oberhalb der Décollement Zone in einem Crossplot aufgetragen und entsprechend Schlumberger (1991) die Tonmineraltypen zugeordnet (Abb. 8.1). Im Crossplot ist zu erkennen, dass in Barbados an beiden Sites überwiegend Mixed-Layer Minerale vorhanden sind, Smektit und Illit treten in geringen Mengen auf. Die Wertebereiche der Sites

unterscheiden sich geringfügig, d.h. die Sedimente an Site 1046 enthalten etwas weniger Smektit, da gegenüber Site 1044 etwas erhöhte PEF Werte vorliegen. In Nankai kann diese Abschätzung aufgrund fehlender Spektral Gamma Ray Messungen (Thorium und Kalium) nicht durchgeführt werden.

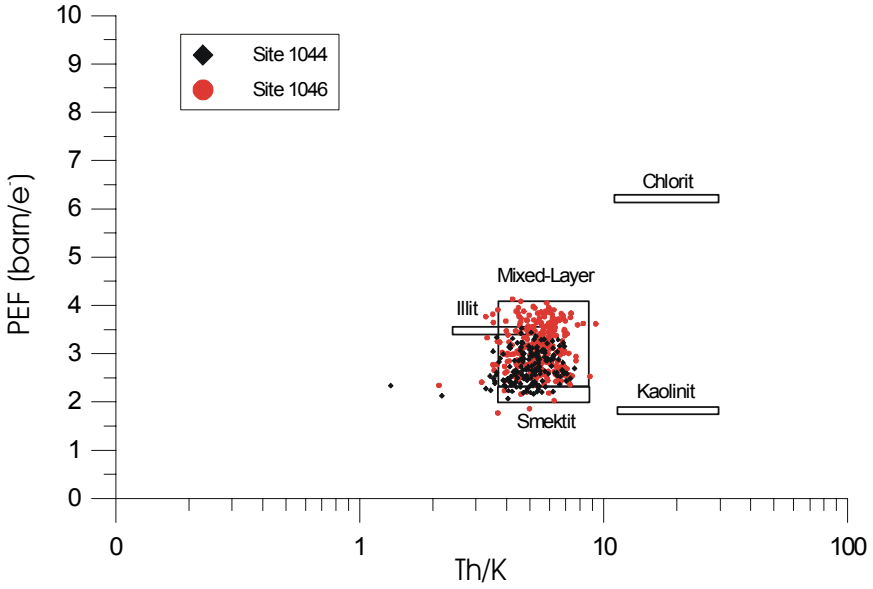


Abb. 8.1: Crossplot Thorium/Kalium (Th/K) gegen Photoelektrischer Faktor (PEF) zur Bestimmung der Tonminerale an den Sites 1044 und 1046 oberhalb der Décollement Zone (nach Schlumberger, 1991).

Die Porosität ist als der volumetrische Anteil des freien Wassers oder Fluidgehalts definiert. In Tonen ist die Messung des "freien Wassers" jedoch schwierig, da es als (1) freies Wasser, (2) gebundenes Wasser und (3) zusammengesetztes (Gitter-)Wasser vorkommen kann. Die LWD Bohrlochmessungen der Dichte und der Neutronenporosität (TNPH) registrieren freies *und* gebundenes Wasser. Allerdings sind nur die Compensated Density Neutron und Azimuthal Density Neutron Sonden fähig, zusammengesetztes (Gitter-)Wasser zu registrieren (siehe Kapitel 3), da nur diese auf sämtliche Hydroxylgruppen der Formation reagieren (Jurado et al., 1997a). Mit der Gleichung

Differenz der Dichteporosität (DIFF) = Dichteporosität - TNPH

kann der Gehalt an gebundenem Zwischenschichtwasser bestimmt werden. Ist die Differenz zwischen Dichteporosität (Berechnung siehe Kap. 6.2.3) und TNPH deutlich negativ, ist dies ein Hinweis auf einen hohen Anteil an gebundenem Zwischenschichtwasser und damit auf Smektit, wie sich aus den hohen TNPH Werten für Smektit ableiten lässt (Tab. 8.1).

Eine weitere Methode zur Abschätzung der Tonmineraltypen ist die Interpretation von Kern- und Bohrlochmessdaten. Neben den Röntgen Diffraktiometer (XRD)-Kernanalysen, die Angaben zum Quarz-, Ton- und Kalkgehalt sowie den Tonmineralen Smektit, Kaolinit, Chlorit und Illit liefern (Mascle et al., 1988; Shipley et al., 1995; Moore et al., 2001), sind die natürliche Radioaktivität (GR),

die radioaktiven Elemente Kalium (POTA) und Thorium (THOR) sowie DIFF für die Unterscheidung der Tonminerale von Bedeutung. In Nankai wurden POTA und THOR nicht gemessen und statt dessen der Photoelektrische Faktor (PEF) und die Dichte (ROMT) verwendet. Smektit, Illit, Kaolinit (in Barbados) und Chlorit (in Nankai) lassen sich wie folgt charakterisieren (siehe Tab. 8.1):

(a) Smektit durch hohe TNPH und DIFF Werte,

(b) Illit durch hohe POTA und THOR Werte sowie geringe RHOB Werte,

(c) Kaolinit durch geringe THOR und POTA Werte und

(d) Chlorit durch geringe bis mittlere DIFF Werte.

Der in Tabelle 8.1 sichtbare Unterschied zwischen der Abgrenzung aus den Logs und den XRD-Kernanalysen kann durch die geringe Datenmenge der XRD-Kernanalysen verbunden mit einer deutlich variierenden Zusammensetzung der Tonmineraltypen erklärt werden.

Tab. 8.1: Übersicht über die physikalischen Parameter Dichte (ROMT), natürliche Radioaktivität (GR), Neutronenporosität (TNPH), Photoelektrischer Faktor (PEF), Kalium (POTA) und Thorium (THOR) für die in Barbados und Nankai vorhandenen Tonminerale nach Schlumberger (1982), Serra (1984) und Rider (1996).

Tonmineral	ROMT (g/cm^3)	GR (API)	TNPH (%)	PEF (barn/e^-)	POTA (%)	THOR (ppm)	Autor
Smektit	2,1	150 – 200	41	2,0	0 - 0,6	0 – 22	Schlumberger
	-	-	-	-	0 - 4,9	10 - 24	Serra
	2,0 - 3,0	150 - 200	44	-	0 - 1,5	14 - 24	Rider
Illit	2,5	250 – 300	21	-	6,7	10	Schlumberger
	2,5	250 - 300	-	3,5	3,5 - 8,3	10 - 25	Serra
	2,8 - 3,1	250 - 300	30	-	3 - 10	5 - 25	Rider
Kaolinit	2,4	80	28	-	0,35	12	Schlumberger
	2,4	80 - 130	-	1,8	0 - 0,6	6 - 42	Serra
	2,4 - 2,7	80 - 130	37	-	0 - 3	6 - 19	Rider
Chlorit	-	-	-	-	-	-	Schlumberger
	2,8	180 - 250	26	6,3	0 - 0,3	0 - 8	Serra
	-	-	-	-	-	-	Rider

Barbados

Die Verteilung der Tonminerale Smektit, Kaolinit und Illit wird an den Sites 1044 und 1046 abgegrenzt. An *Site 1044* befindet sich in 90 - 140 mbsf eine Smektit-reiche Zone (Abb. 8.2). Tribble (1990) beschreibt Smektit-reiche Sedimente im Bereich 120 - 170 mbsf. Diese Bereiche stimmen allerdings nur bedingt mit den XRD-Kernanalysen mit hohem Smektit Gehalt (> 50 Gew.%; 45 - 75 mbsf und 125 - 170 mbsf) überein. Daneben werden mächtigere Bereiche mit Kaolinit bzw. Kaolinit und Illit abgegrenzt. An *Site 1046* wird der Teufenbereich 240 – 360 mbsf betrachtet, da nur hier XRD-Kernanalysen der Site 949 (Leg 156) mit der Bestimmung der Tonmineraltypen vorliegen (Abb. 8.3). Die Unterscheidung der Tonminerale ist aufgrund der großen Variation der Bohrlochmesswerte relativ schwierig. Die XRD-Kernanalysen haben einen geringen Kaolinit-Anteil ergeben (<10 Gew.%), so dass bei der Logabgrenzung primär zwischen Smektit und Illit unterschieden werden kann; dennoch existieren einzelne, geringmächtige Bereiche mit Kaolinit.

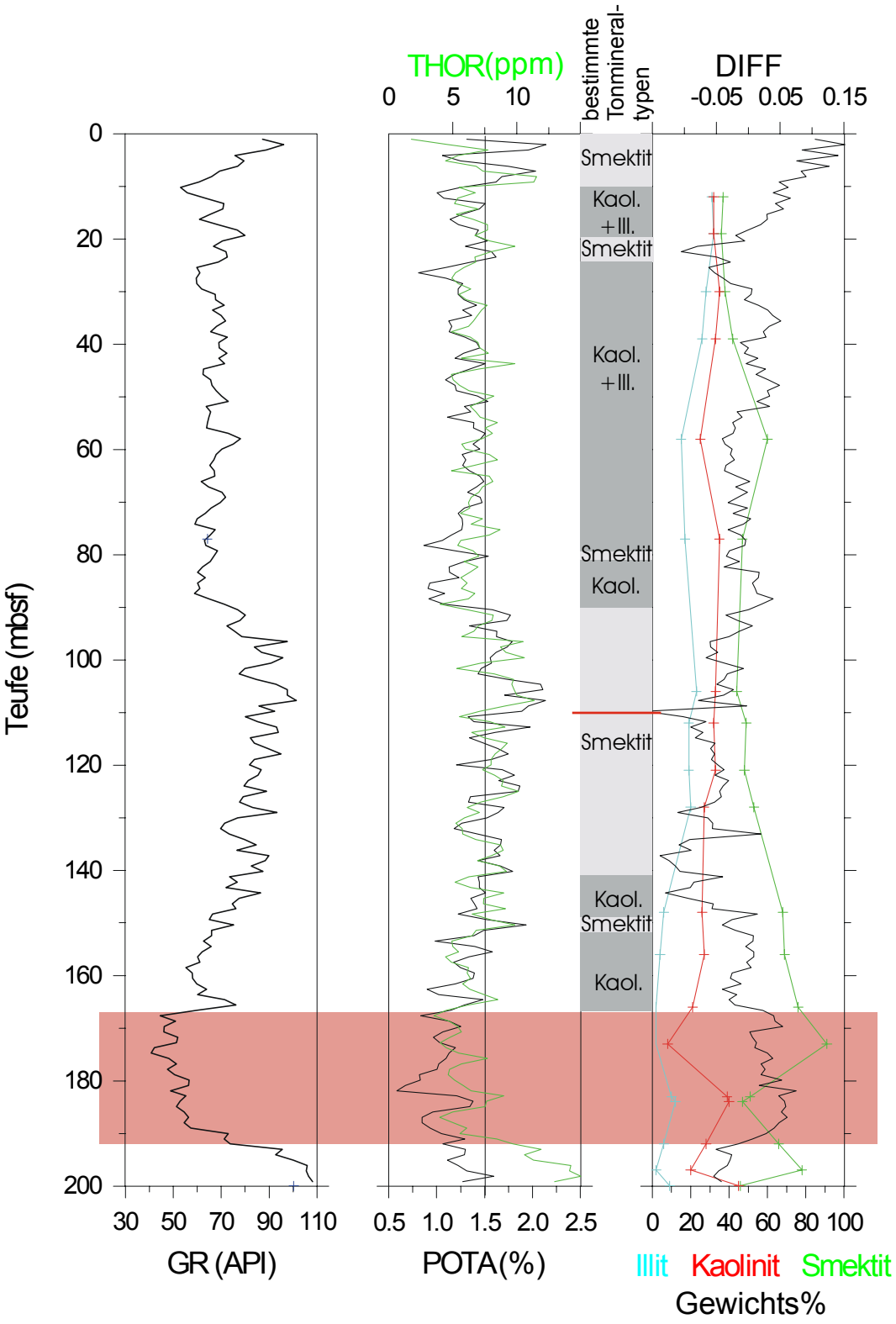


Abb. 8.2: Verteilung der Tonminerale oberhalb der Décollement Zone für Site 1044. Die aus den XRD-Kernanalysen bestimmten Tonminerale in Site 1044 sind Smektit und Kaolinit, untergeordnet tritt Illit auf (Mascle et al., 1988). Die Gehalte an Thorium (THOR) und Kalium (POTA) lassen entsprechend Tabelle 8.1 auf die Tonmineraltypen rückschließen. DIFF wird aus der Differenz der Dichteporosität und der Neutronenporosität (TNPH) berechnet. Ist DIFF negativ, also TNPH größer als die Dichteporosität, ist der Anteil an Zwischenschichtwasser und damit an Smektit hoch.

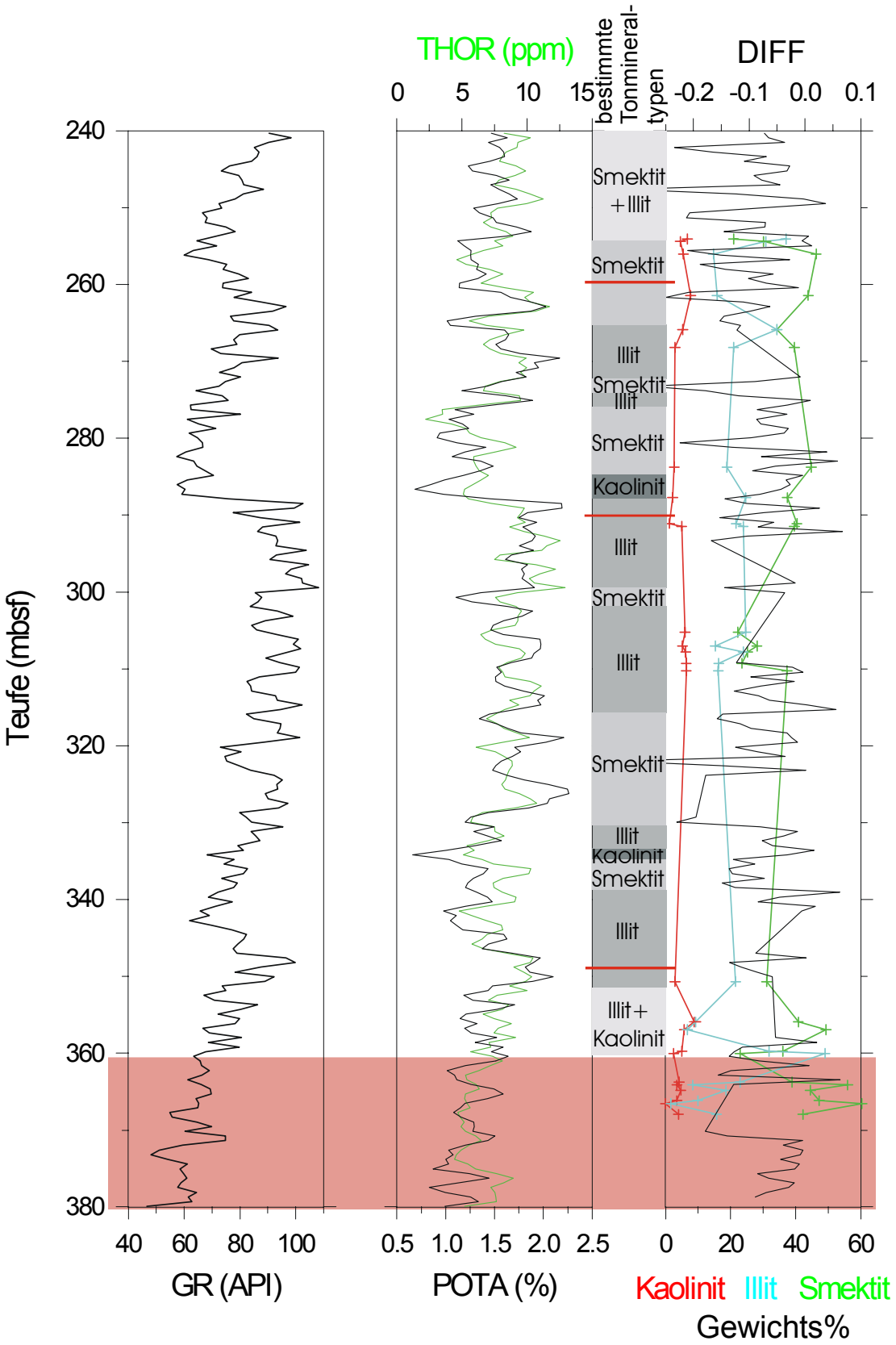


Abb. 8.3: Verteilung der Tonminerale oberhalb der Décollement Zone für Site 1046. Hier sind nach den XRD-Kernanalysen Smektit und Illit die vorherrschenden Tonminerale, der Anteil an Kaolinit ist gering (Shipley et al., 1995).

Der Vergleich der tonmineralogischen Zusammensetzung der Sedimente an den Sites 1044 und 1046 zeigt deutliche Unterschiede. Bei Site 1044 ist überwiegend Kaolinit und daneben Smektit vorhanden, Site 1046 demgegenüber durch eine Wechselfolge von Illit und Smektit gekennzeichnet. Diese Unterschiede können auf einer Umwandlung der Tonminerale oder einer unterschiedlichen Sedimentherkunft beruhen. Letzteres erscheint mit den möglichen Herkunftsgebieten Kleine Antillen für Kaolinit und Südamerika für Illit wahrscheinlicher (Latouche & Maillet, 1984).

Nankai

Bei *Site 1173* ist die Unterscheidung der Tonminerale Smektit, Illit und Chlorit schwierig, da die DIFF Werte stark variieren (Abb. 8.4). Für Smektit stimmen die Tiefen aus den Logabgrenzungen und XRD-Kernanalysen jedoch weitestgehend überein. Die XRD-Kernanalysen der Tonminerale an der *Site 808* sind durch einen hohen Illit Gehalt gekennzeichnet, der Anteil an Smektit ist gering und Chlorit wird aufgrund seines geringen Vorkommens nicht abgegrenzt (Abb. 8.5). Die Bereiche mit hohem Smektit-Gehalt stimmen mit Taira et al. (1992b) überein, die dies als den Beginn der Umwandlung von Illit in Smektit und einen daraus resultierenden hohen Smektit-Anteil ab einer Tiefe von 530 mbsf interpretieren.

Der Vergleich der Sedimente an den Sites 1173 und 808 hinsichtlich ihrer tonmineralogischen Zusammensetzung zeigt, dass an beiden Sites primär ein Wechsel von Smektit und Illit vorliegt. Zusätzlich wird an der Site 1173 in geringen Mengen Chlorit abgegrenzt. Der Anteil von Illit an Site 808 ist größer als an Site 1173, was für Illit - Smektit Umwandlungsreaktionen bei fortschreitender Akkretion und damit verbundene deformative Beanspruchung spricht.

Störungszonen

In der Literatur (z.B. Powers, 1967) wird ein Zusammenhang zwischen der Ausbildung von Störungen und dem (verstärkten) Auftreten von Smektit vermutet. Ein Vergleich der in den Kernen beschriebenen Störungen und den abgegrenzten Tonmineralen in Barbados und Nankai zeigt eine nur zum Teil zutreffende Übereinstimmung. An den Sites befinden sich zwar Störungen in Zonen mit Smektit, jedoch auch in Zonen mit Illit. Zudem existieren zahlreiche Smektit-reiche Bereiche ohne Störung.

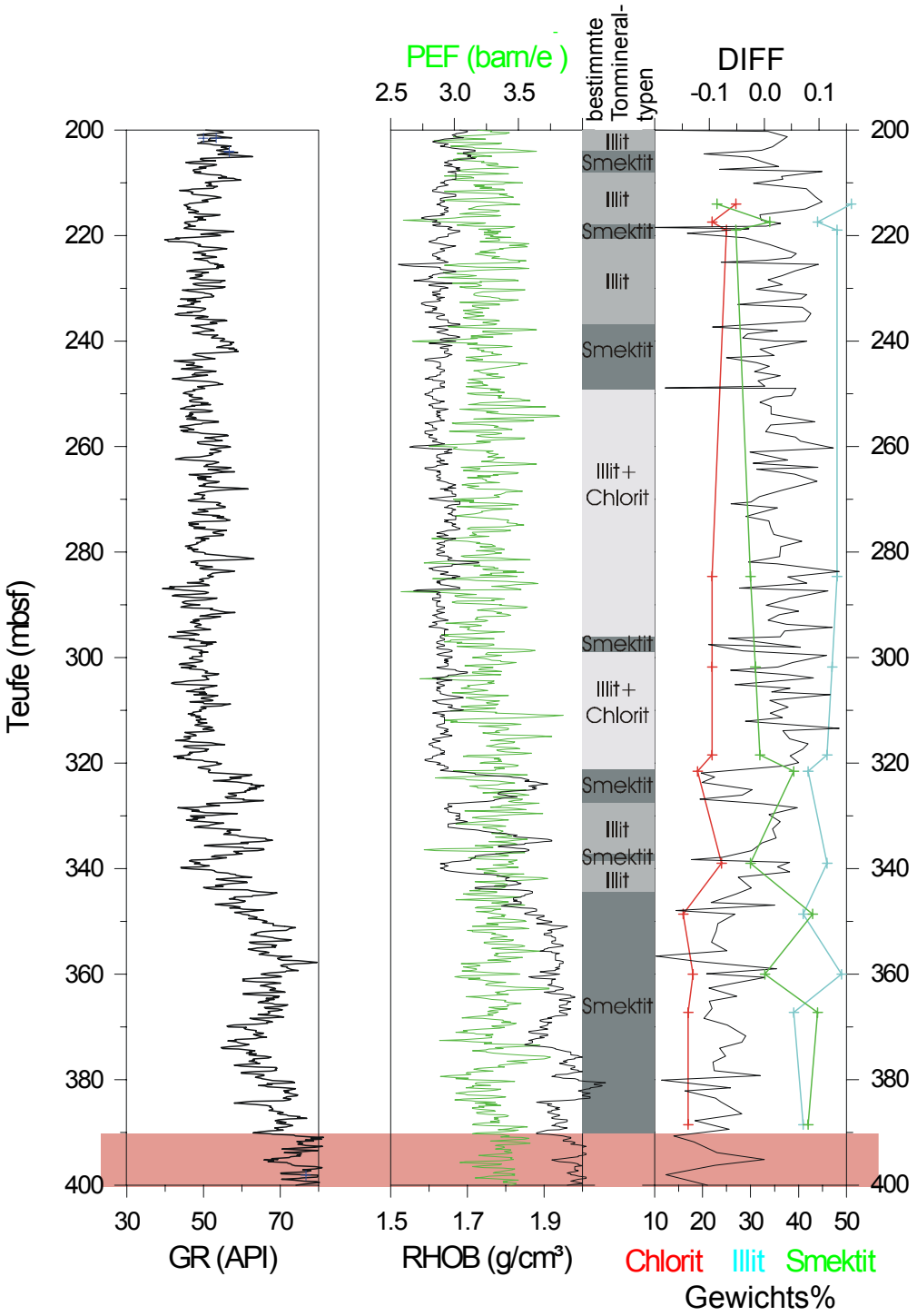


Abb. 8.4: Verteilung der Tonminerale oberhalb der Décollement Zone für Site 1173. Die aus den XRD-Kernanalysen bestimmten Tonminerale sind Smektit und Illit, untergeordnet tritt Chlorit auf (Moore et al., 2001). Die Gehalte des Photoelektrischen Faktors (PEF) und der Dichte (RHOB) lassen entsprechend Tabelle 8.1 auf die Tonmineraltypen rückschließen. Thorium (THOR) und Kalium (POTA), die in Barbados verwendet werden, wurden hier nicht gemessen. PEF weist jedoch nur eine geringe Variation der Werte auf, was für eine geringe Variation der Tonmineralzusammensetzung spricht. Die anomale Dichteabnahme im Bereich 100 bis 320 mbsf verursacht geringe RHOB Werte. DIFF wird aus der Differenz der Dichteporosität und der Neutronenporosität (TNPH) berechnet. Ist DIFF negativ, also TNPH größer als die Dichteporosität, ist der Anteil an Zwischenschichtwasser und damit an Smektit hoch.

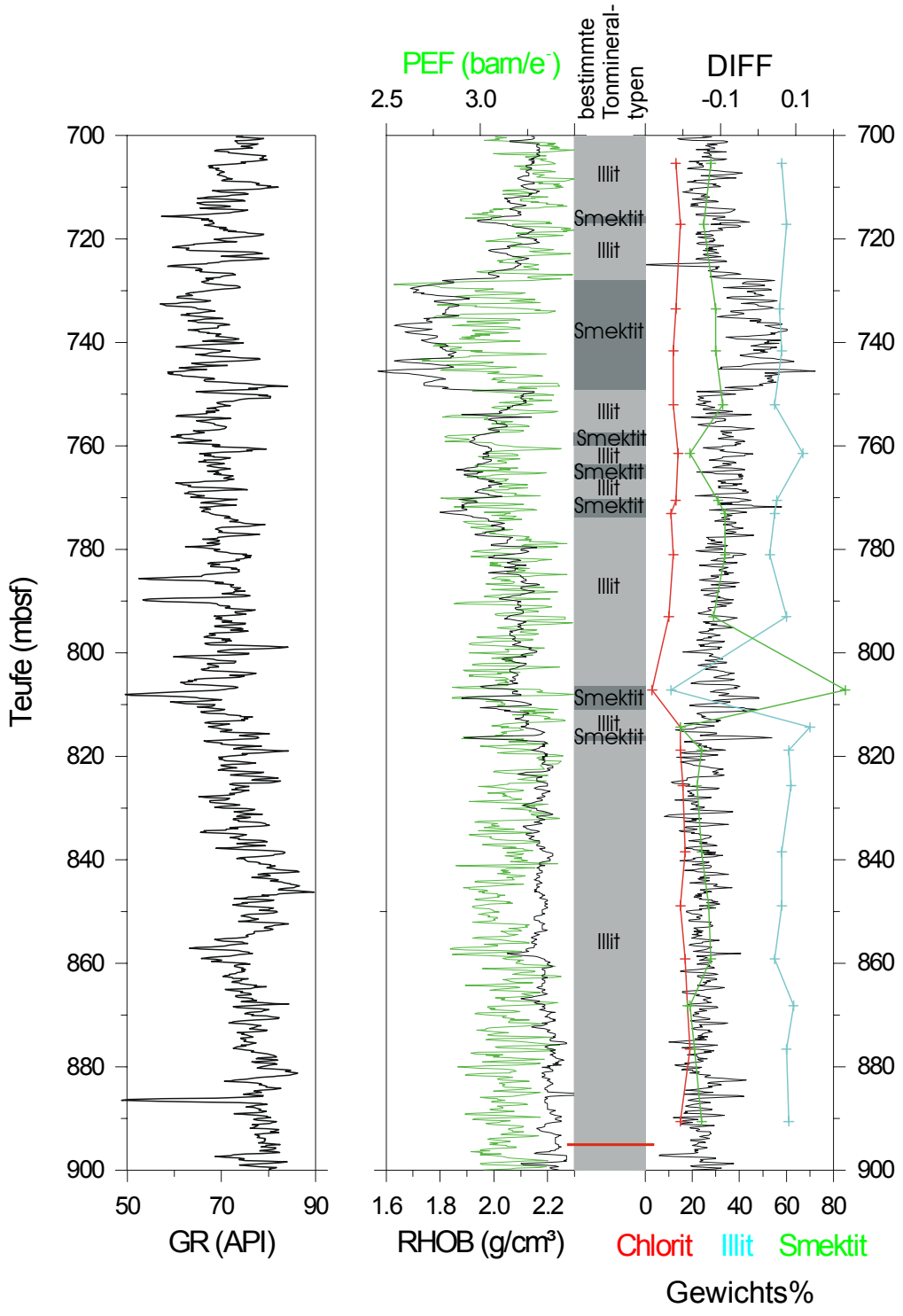


Abb. 8.5: Verteilung der Tonminerale oberhalb der Décollement Zone für Site 808. In Site 808 sind entsprechend den XRD-Kernanalysen Illit und Smektit die vorherrschenden Tonminerale, der Anteil an Chlorit ist gering (Taira et al., 199´1).

8.2 Fluide

Untersuchungen der Prozesse an konvergenten Plattengrenzen haben ergeben, dass Fluide eine wichtige Rolle in der Genese von Akkretionskeilen und Gebirgsgürteln spielen (Carson et al., 1990; Henry et al., 1989). Daher werden in diesem Teilkapitel auf der Grundlage der LWD Bohrlochmessungen Permeabilitäten abgeschätzt. Ziel ist die Bestimmung von Zonen mit erhöhten Fluidwegsamkeiten, also Bereichen, in denen die Permeabilität bzw. Durchlässigkeit der Sedimente hoch ist.

8.2.1 Fluidbahnen

Tektonische Kräfte in Subduktionszonen verursachen die Migration und das Freiwerden von Porenfluiden durch die Zunahme der sedimentären Mächtigkeit und Reduktion der Porosität (Bray & Karig, 1985; Shi & Wang, 1988; Bangs et al., 1990; Moore & Vrolijk, 1992). Durch Dehydration, Umwandlung und Lösung wasserhaltiger Minerale werden Fluide freigesetzt. Fluide können Erdbeben auslösen und im Zusammenhang mit Inselbogen-Vulkanismus stehen (Gieskes et al., 1990; Peacock, 1990). Eingeschlossene Fluide können weiterhin hohe Porendrücke verursachen, die wiederum zu spröder Deformation führen (*hydrofracturing*). Durch so entstandene neue Wegsamkeiten entsteht ein erhöhter Fluidfluss (Moore et al., 1995). Porenwasser wird während der Kompaktion infolge der Überlagerung ausgepresst und steht unter hydrostatischem Druck. Erfolgt die Sedimentation jedoch so schnell, dass das Porenwasser durch das wenig durchlässige Sediment nicht rasch genug nach oben fließen kann, so entsteht *überhydrostatischer Porendruck*. Dieses Ungleichgewicht zwischen Auflast und Porosität bzw. Gefügefestigkeit stellt sich insbesondere bei hohen Sedimentationsraten und feinkörnigen Sedimenten ein (Füchtbauer, 1988). Dabei verursacht überhydrostatischer Druck die Herabsetzung der Scherfestigkeit, so dass bereits geringe Differenzialspannungen zum „Bruch“ führen können (Moore et al., 1995; Fisher et al., 1996). Porenwasserchemie, Temperaturanomalien und Struktur zeigen, dass sich die Fluide primär durch Zonen hoher Permeabilität, insbesondere Störungen, und sekundär durch intergranularen Fluss bewegen (Hyndman et al., 1993). Die Fluidbahnen hängen folglich von der intergranularen Permeabilität und der „Bruchpermeabilität” bzw. „Trennflächenpermeabilität“ des Gesteins ab.

8.2.2 Permeabilität

Wie schnell das Wasser ein Gestein durchdringt, hängt primär von der Durchlässigkeit bzw. der Permeabilität ab. Es besteht ein prinzipieller Zusammenhang zwischen Porosität und Permeabilität: Je größer die Porosität, desto höher ist im Allgemeinen die Permeabilität. Die Permeabilität hängt zusätzlich davon ab, wie groß die Poren des jeweiligen Gesteins sind, wie gut sie miteinander in Verbindung stehen und wie krümmungsgleich der Weg um die Gesteinspartikel ist (Tortuosität), den das Wasser beim Durchfließen nimmt (Press & Siever, 1995). Permeabilität ist eine

gesteinsspezifische Konstante, welche die Beschaffenheit eines Porensystems unabhängig von den Eigenschaften der Fluide (wie Viskosität) des die Poren erfüllenden Mediums beschreibt (Hölting, 1992). Gradienten des Fluiddrucks sind die treibenden Kräfte des Fluidflusses, dem die begrenzte Permeabilität des Gesteins Widerstand bietet.

8.2.2.1 Zusammenhang mit der Lithologie

Sedimentäre Akkretionskeile bestehen aus zwei hydrogeologischen Endgliedern: Systeme, die (1) durch eine geringe Permeabilität feinkörniger Sedimente und (2) durch sandige Sedimente höherer Permeabilität dominiert werden (Mascle & Moore, 1990). Zonen mit hohem Smektit-Gehalt sind Bereiche geringster Permeabilität, die eine Zunahme des Porenwasserüberdrucks in der Überschiebung verursachen. Eine geringe Permeabilität in feinkörnigen marinen Sedimenten kann die Entwässerung während der rasch erfolgenden vertikalen oder tektonischen Belastung verhindern (Taylor & Leonard, 1990).

8.2.2.2 Bestimmung von Permeabilitäts-Logs

Die umfangreichen, kontinuierlichen LWD Bohrlochmessungen der Dichte und die daraus berechnete Dichteporosität erlauben es, die Permeabilität für jeden Datenpunkt des Dichteporositäts-Logs abzuschätzen und daraus ein Permeabilitäts-Log zu entwickeln. Die Durchlässigkeit ist nach der *Kozeny-Carman Beziehung* mit der Porosität über die spezifische Oberfläche verknüpft (Meder, 1966):

$$k = \frac{\phi^3}{5 * S_0^2 * (1-\phi)^2}$$

mit k = Durchlässigkeit, ϕ = Porosität (in Anteilen von 1), S_0 = spezifische Oberfläche (cm²/cm³ feste Substanz) der Körner, bei der die Korngröße mit berücksichtigt wird: je feinkörniger, desto größer wird S_0 (Füchtbauer, 1988).

Das Permeabilitäts-Log wird mit drei unterschiedlichen Modifikationen der Kozeny-Carman Gleichung, abgeschätzt, da für S_0 keine Daten für Lithologien vorliegen:

1) modifiziert für die Korngröße des Sediments nach Ungerer et al. (1990): $k = \frac{0{,}5 * (r_{grain})^2 * \phi^3}{(1-\phi^2)}$

mit r_{grain}(Ton) = 0,001 mm und r_{grain}(siltigen Ton) = 0,004 mm. Hier wurden Bereiche entsprechend ihrer Elektrofazies abgegrenzt, allerdings ohne den Kalkgehalt zu beachten (siehe Kapitel 5).

2) modifiziert für den Volumenanteil von Ton (shale) V_{shale} nach Pape (1999)

mit $S_0 = 0313 * V_{shale}$ (Köhler et al., 1993) und $V_{shale} = 0{,}083 * (2^{3,7 * I_{GR}} - 1)$ (für tertiäre Gesteine),

$$I_{GR} = \frac{GR - GR_{Sand}}{GR_{shale} - GR_{Sand}}$$

mit GR_{Sand}=30 API und GR_{shale} = 110 API.

3) modifiziert für die spezifische Oberfläche S_0 für Tonminerale nach Yong (1983)

mit S_0 für Kaolinit ($40*10^6$ m^{-1}), Illit ($210*10^6$ m^{-1}) und Smektit ($2100*10^6$ m^{-1}). Die Bereiche der unterschiedlichen Tonminerale wurden entsprechend der Ergebnisse des Kapitels 8.1.2 abgegrenzt.

8.2.3 Charakterisierung der berechneten Permeabilität

Die Permeabilität ist abhängig von der Betrachtungsskala, d.h. ob diese im Labor oder im Bohrloch bestimmt wurde. Labormessungen der Permeabilität variieren in Barbados zwischen $3 * 10^{-19}$ m² und $8 * 10^{-16}$ m² und für Bereiche mit Brüchen zwischen 10^{-15} m² und 10^{-13} m² (bei effektiven Drücken von 10 - 1205 kPa). Da die Proben weitestgehend undeformiert sind, geben die Labormessungen die Permeabilität der Matrix wider. Direkte Messungen der Permeabilität im Bohrloch zeigen, dass die Permeabilität der Störungszone drei bis fünf Größenordnungen höher ist als die der Matrix (Moore & Vrolijk, 1992).

Barbados

Die berechneten Wertebereiche der Durchlässigkeit k für Site 1044 unterscheiden sich zwischen den drei modifizierten Ansätzen zur Berechnung der Permeabilität nach Kozeny-Carman deutlich: Gleichung (1) liefert 10^{-14} bis 10^{-11} m², Gleichung (2) 10^{-22} bis 10^{-18} m² und Gleichung (3) 10^{-19} bis 10^{-15} m² (Abb. 8.6). Die Kernmessungen ergeben nach Zwart et al. (1997) Werte von 10^{-18} bis 10^{-15} m², Taylor & Leonard (1990) haben Werte von 10^{-15} bis 10^{-11} m² bestimmt. Folglich stimmt das berechnete Permeabilitäts-Log der Gleichung (3) (Kozeny-Carman für Tonminerale modifiziert) am besten mit den Labormessungen überein. Die berechneten Werte der Permeabilität sind daher für die Matrix der Hauptlithologien Ton und toniger Silt sinnvoll.

Nankai

Die Werte der Durchlässigkeit k der drei Gleichungen für Site 808 unterscheiden sich bei Nankai ebenfalls deutlich: Gleichung (1) liefert 10^{-13} bis 10^{-7} m², Gleichung (2) 10^{-23} bis 10^{-16} m² und Gleichung (3) 10^{-21} bis 10^{-15} m² (Abb. 8.7) Im Labor wurden folgende k Werte bestimmt: 10^{-15} bis 10^{-18} m^2 (Taylor & Fisher, 1993), 10^{-16} bis 10^{-20} m² (Zhang et al., 1993), 10^{-16} m² (Byrne et al., 1993) und 10^{-15} bis 10^{-16} m² (Karig, 1993). Zusätzlich wurden im Rahmen von Leg 190 Gas-Permeabilitäten für Site 1174 mit 10^{-17} (für siltigen Ton) bis 10^{-11} m² (für Sand) gemessen (Moore et al., 2001). Der Vergleich zwischen Labormessungen und den berechneten Werten ergibt in Nankai, wie auch in Barbados, dass für Gleichung (3) die größte Übereinstimmung zwischen den im Labor gemessenen Werten und dem Permeabilitäts-Log vorliegt. Aus dem Permeabilitäts-Log lässt sich somit ableiten, dass die Migration von Fluiden über weite Bereiche hoch ist. Die Werte erscheinen für die Matrix der Hauptlithologien Silt und Sand im Vergleich mit Literaturwerten allerdings zu niedrig.

Bereiche mit Fluidwegsamkeiten

Aus den Permeabilitäts-Logs ergeben sich an Site 1044 (Barbados) drei Bereiche mit einer erhöhten Fluidwegsamkeit: 10 - 20 mbsf, 25 - 90 mbsf und 140 - 170 mbsf. Es handelt sich um die Bereiche, die im Vergleich zu den restlichen Sedimenten zwar *relativ* durchlässig sind, es ist jedoch fraglich, ob eine Kluftpermeabilität vorliegt. An Site 808 (Nankai) sind ebenfalls drei Bereiche mit einer erhöhten Fluidwegsamkeit auszumachen: 150 - 170 mbsf, 205 - 270 mbsf und 405 - 415 mbsf. Es ist zu beachten, dass es sich hierbei im Vergleich zum Hangenden und Liegenden um relativ stark durchlässige Bereiche handelt, die aufgrund ihrer Werte jedoch insgesamt nach DIN 18130 als schwach bis sehr schwach durchlässig anzusprechen sind (Hölting, 1992).

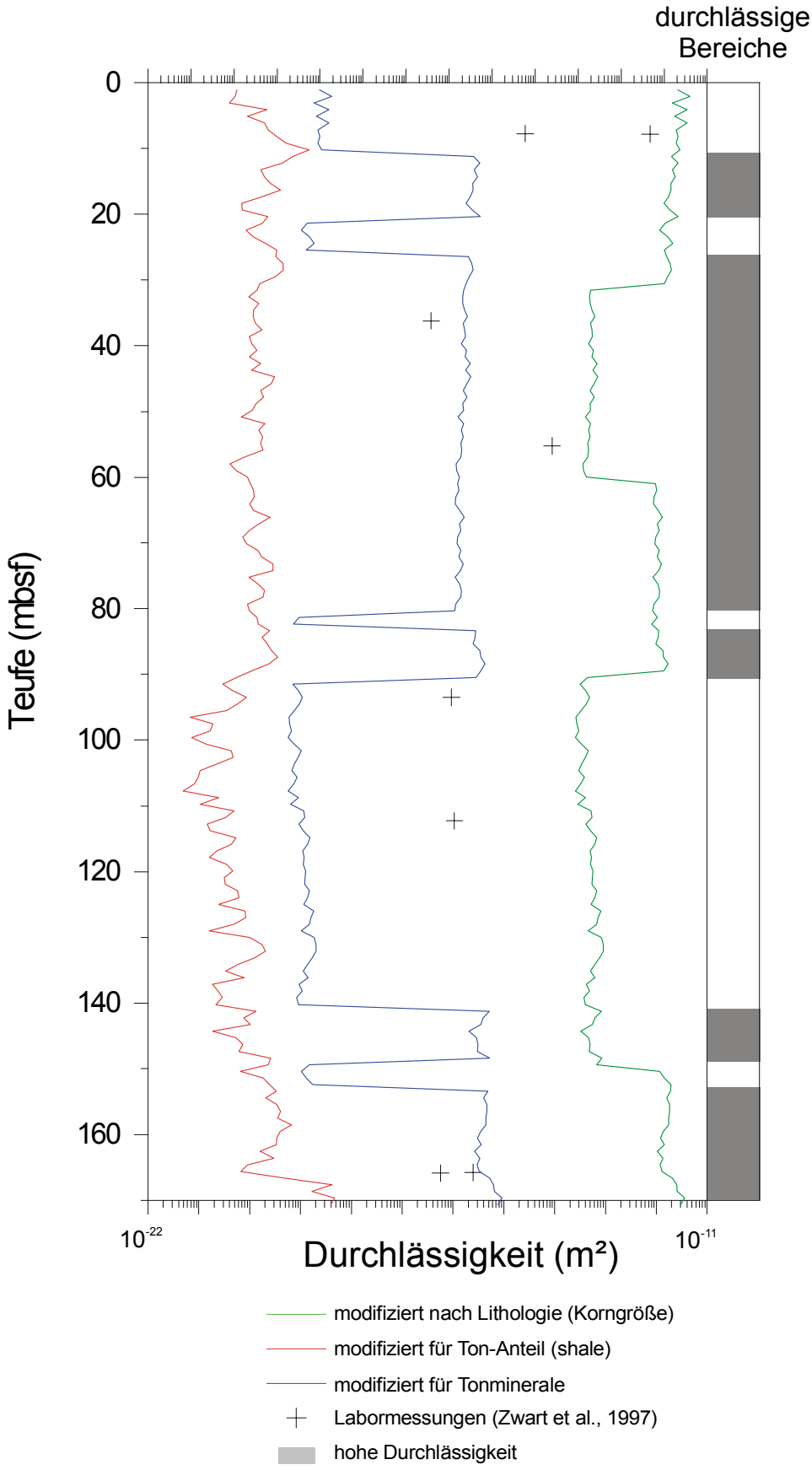


Abb. 8.6: Übersicht über die Permeabilitäts-Logs für Site 1044, die mit drei verschiedenen Methoden berechnet wurden. Ergänzt wurden die Permeabilitäts-Labormessungen von Zwart et al. (1997).

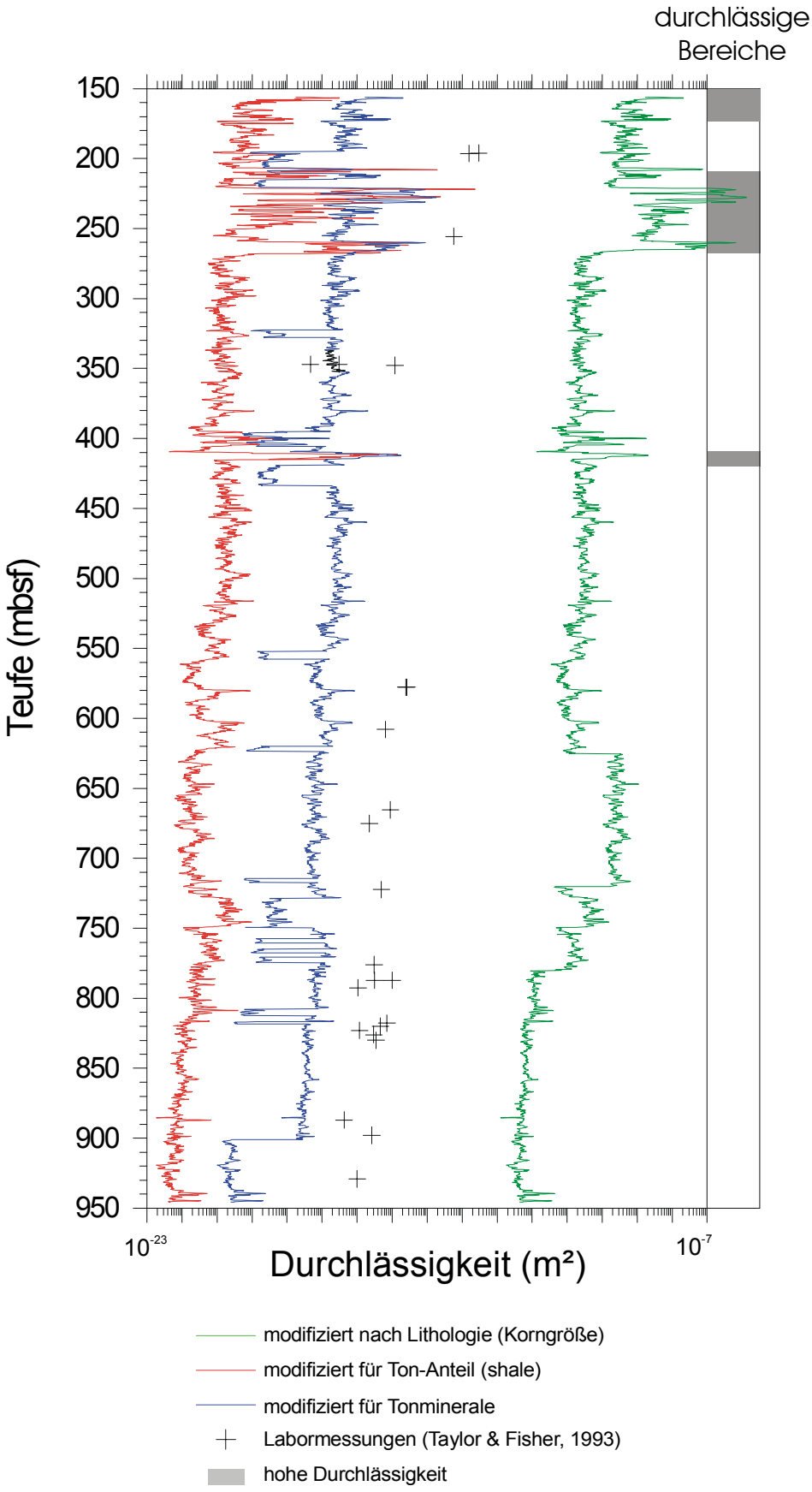


Abb. 8.7: Übersicht über die Permeabilitäts-Logs für Site 808, die mit drei verschiedenen Methoden berechnet wurden. Ergänzt wurden die Labormessungen der Permeabilität von Taylor & Fisher (1993).

9 Zusammenfassende Diskussion

Als Ziel der Arbeit wurde zu Beginn formuliert, die Akkretionskeile von Barbados und Nankai im Hinblick auf den Zusammenhang zwischen sedimentärer Zusammensetzung und strukturellem Aufbau (Lage der Décollement Zone, Mächtigkeit der akkretierten und subduzierten Zone, Verteilung und Ausprägung von Störungen) zu vergleichen. Dabei galt es, die durch die unterschiedliche Lithologie bedingten Eigenschaften aufzuzeigen und deren Auswirkungen auf die lithologisch-differenzielle Kompaktion, die Größe der lateralen Kompaktionskomponente und die Zonen mit Fluidwegsamkeiten zu integrieren. Die bisher gewonnenen Ergebnisse sollen nun in einem letzten Schritt zusammengetragen werden. Die folgende zusammenfassende Diskussion wird durch die Hauptfragestellungen der Arbeit strukturiert.

Wie setzen sich die Sedimente in Barbados und Nankai zusammen?

Die Akkretionskeile von Barbados und Nankai werden gemeinhin als lithologisch konträre Endglieder angesprochen: Barbados zählt zu den feinkörnigen, Ton-reichen Akkretionskeilen, die durch pelagische bzw. hemipelagische Sedimente mit geringem Turbiditeintrag bestimmt werden (Kapitel 2). Nankai wird dagegen zu den grobkörnigen Akkretionskeilen mit Sand und Silt gerechnet, die von Turbiditen und hemipelagischem Sedimenteintrag dominiert werden. Die Lithosäulen zeigen dementsprechend in Barbados eine sedimentäre Zusammensetzung aus (hemi-)pelagischem Ton und siltigem Ton mit einer kalkigen Komponente, in Nankai aus Silt und siltigem Ton mit sandigen Zwischenlagen. Da bei der Untersuchung in Nankai nur die Beckenfazies betrachtet werden konnte, erscheinen die Sedimente beider Akkretionskeile entgegen obiger Anfangsannahmen relativ ähnlich. Dennoch unterscheiden sie sich im Detail in ihrer tonmineralogischen Zusammensetzung. In Barbados ist das Tonmineral Smektit vorherrschend, Kaolinit und Illit treten in deutlich geringeren Anteilen auf. Demgegenüber ist Nankai durch einen signifikanten Anteil an Illit gekennzeichnet; hier sind nur geringe Mengen an Smektit und Chlorit vorhanden (Kapitel 8).

Wie unterscheiden sich die Akkretionskeile in ihrem strukturellen Aufbau?

Die Tiefen der strukturellen Bereiche unterscheiden sich deutlich: in Barbados haben Décollement Zone und Basement eine (deutlich) geringere Tiefe (260 m bis 480 m bzw. ~650 m bis ~850 m) als in Nankai (390 m bis 945 m bzw. 725 m bis 1111 m; Kapitel 2). Die Mächtigkeit der Décollement Zone variiert in Barbados zwischen 25 und 40 m. In Nankai ist sie mit 19 bis 23 m geringer. In der Proto-Décollement Zone unterscheiden sich die sedimentphysikalischen Charakteristika deutlich: in Barbados ist diese in den Logs Dichte und Porosität der Referenzsites bereits sehr ausgeprägt, in Nankai kann sie auf Grund fehlender eindeutiger Charakteristika nur mit Hilfe der magnetischen Suszeptibilität konstruiert werden.

Diese Beobachtungen zeigen einen Zusammenhang zwischen den gröberen Sedimenten und dem geringeren Smektitgehalt einerseits und einer größeren Tiefe der strukturellen Zonen andererseits, wie es im Nankai Akkretionskeil der Fall ist.

Wie werden die Sedimente der Akkretionskeile kompaktiert?

Die Mächtigkeit der korrelierten Schichtpakete von Barbados nimmt bei fortschreitender Akkretion im Profil nach Westen um maximal 26% ab (Kapitel 6). Die Genauigkeit der Messungen und der Ablesung betragen zusammen 2%. Allerdings erfolgt diese Abnahme nicht kontinuierlich. Vielmehr wurde sowohl eine Abnahme der Sedimentmächtigkeit, bedingt durch Entweichen der Fluide, als auch eine Zunahme beobachtet, die im Zusammenhang mit lokaler Fluidanreicherung, erhöhtem Fluiddruck und/oder Zementation von Kalk stehen kann. Die relative prozentuale Abnahme der Dichteporosität, die sich aus der lateralen und vertikalen Komponente der Kompaktion zusammensetzt, ist innerhalb derselben Schicht eines Profils mit 14 bis 18% etwas größer als innerhalb einer Site in verschiedenen Schichten mit 9 bis 15%. Die Standardabweichung der ermittelten Dichteporositäten beträgt maximal 4%.

In Nankai nimmt die Schichtmächtigkeit, wie in Barbados, um maximal 18% ab. Die Genauigkeit der Messungen und der Ablesung betragen hier zusammen 3%. Dies ist insofern erstaunlich, da hier die Schichtpakete im Akkretionskeil in deutlich größere Tiefen versenkt werden als in Barbados. Einzelne Bereiche mit konstanter Schichtmächtigkeit sind vorhanden, wo die Fluide bereits weitestgehend entwichen sind, die Anfangsmächtigkeit der Schicht größer war oder ein erhöhter Porendruck vorherrscht, der das Entweichen von Wasser verhindert hat. Die Dichteporosität nimmt mit fortschreitender Akkretion in verschiedenen Sites um 27 bis 40% und innerhalb einer Site mit der Tiefe um 15 bis 33% ab. Auffällig ist die ähnliche Größe der Porositätsabnahme (31 bis 37%) innerhalb der unteren Schichtpakete, die vergleichbare Kompaktionsbedingungen bedingt durch ähnliche lithologische Zusammensetzung, Versenkungstiefe und somit Fluiddrücke andeuten. Die Standardabweichungen haben Maximalwerte von 4%.

Aus diesen Beobachtungen lässt sich ableiten, dass die Menge der frei werdenden Fluide in Nankai insgesamt größer ist als in Barbados.

Wie wird die Kompaktion durch die unterschiedlichen Lithologien beeinflusst?

In Barbados unterscheiden sich die Porositätsabnahme der verschiedenen Lithologien nur wenig, sie nimmt in kalkigem Ton und kalkigem Mud mit der Tiefe etwas schneller ab als in Ton und Mud. Mögliche Ursache für die geringen Unterschiede kann die geringe Variation der Korngröße der

vorhandenen Lithologien sein (Kapitel 4). In Nankai ist dieser lithologisch beeinflusste, kompaktive Unterschied etwas deutlicher zu erkennen als in Barbados, da die Lithologien in ihrer Korngröße stärker variieren: Sand hat eine höhere Anfangsporosität als Ton, die Porosität nimmt in beiden Lithologien aber mit der Tiefe etwa gleich schnell ab. Siltiger Ton zeichnet sich gegenüber Ton durch eine etwas höhere Anfangsporosität und geringere Abnahme der Porosität mit der Tiefe aus (Kapitel 7). Auffällig ist, dass sich die Lithologien Mud (Barbados) und siltiger Ton (Nankai) in ihren kompaktiven Eigenschaften in beiden Keilen recht deutlich, v.a. in der Anfangsporosität, unterscheiden. Dieser Unterschied ist durch die unterschiedliche Gesteinsansprache in beiden Akkretionskeilen und damit verbundene unterschiedliche sedimentphysikalische Eigenschaften zu erklären.

Insgesamt kann festgehalten werden, dass der Einfluss der unterschiedlichen Lithologien auf die Kompaktion in Barbados und Nankai nur gering ist (Kapitel 7).

Wie groß ist die laterale Komponente der Kompaktion?

In Barbados ist in korrelierten Bereichen die Porosität der Referenzsite um 0 - 20% höher als im Akkretionskeil, in Nankai beträgt die Porositätsdifferenz 0 - 35% (Kapitel 6). Diese Differenz spiegelt im Keil die Änderung der vertikalen (durch Sedimentauflast) *und* lateralen (durch Subduktionsbewegungen) Kompaktion wider, wohingegen in der Referenzsite nur die vertikale Komponente vorhanden ist. Durch das Dekompaktieren der bei der Akkretion versenkten Schichten werden diese in ihre Ausgangstiefe zurückgesetzt und ihre Anfangsporosität berechnet (Kapitel 7). Die Porositätsdifferenz zwischen der Referenzsite und einer Site im Keil gibt dann die laterale Komponente der Kompaktion an, da beide Sites nach der Dekompaktion übereinstimmende Tiefen haben, folglich die gleiche vertikale Auflast. Diese Porositätsdifferenz variiert an Site 1045 (Barbados) zwischen -5% und 10% (Variation der Werte um 5%). In Bereichen mit hohem Kalkgehalt werden etwas erhöhte Werte der Porositätsdifferenz beobachtet. In Nankai ist die Porositätsdifferenz an Site 808 über weite Strecken negativ (-20% bis 10%, mittlere Werte um -10%). Da dennoch von einer lateralen Kompaktionskomponente in Nankai ausgegangen wird, ist wahrscheinlich die Dekompaktion entlang der Referenzkurve der Site 1173, an der die Schichten dekompaktiert wurden, problematisch.

Abschließend stellt sich die Frage, welche Kompaktionskomponente größer ist: die laterale oder die vertikale. Ein Vergleich der Kurven der Porositätsdifferenz mit (a) der Kombination lateraler und vertikaler Kompaktion und (b) der mittels Dekompaktion errechneten Porositätsdifferenz, die der lateralen Kompaktionskomponente entspricht, ergibt, dass die vertikale Kompaktionskomponente in beiden Akkretionskeilen etwas größer ist als die laterale (Dichteporosität ∅ 5-10% in Barbados, ∅ 15-30% in Nankai; Porositätsdifferenz ∅ 3-5% in Barbados, ∅ -10-5% in Nankai). Dabei sind die Werte in Nankai höher als in Barbados. Morgan & Karig (1995b) schreiben bestätigend, dass die tieferen,

stärker konsolidierten Sedimente auf die horizontale Verkürzung hauptsächlich durch vertikale Extension (größtenteils spröde Deformation), während flachere, stärker poröse Sedimente durch Entwässerung (duktile Deformation) reagieren. Diese Aussage steht allerdings im Widerspruch zu Taylor & Leonard (1990), die anhand von Bohrlochinstabilitäten (Davis, 1984) und Triaxialversuchen (Moran & Christian, 1990) gezeigt haben, dass die maximale kompressive Druckrichtung in den akkretierten Sedimenten selten vertikal ist.

Wo existieren Zonen mit Fluidwegsamkeiten?

In Barbados variieren die Durchlässigkeits-Werte der Matrix aus den berechneten Logs zwischen 10^{-22} und 10^{-15} m² (Kapitel 8). Im Detail ergeben sich Zonen mit zwar relativ höherer, insgesamt aber geringen Durchlässigkeiten. Es ist eher unwahrscheinlich, das Fluidfluss in diesen Zonen im großen Stil möglich ist. Daher scheint es plausibel, dass vorwiegend Störungen und Bruchsysteme die Zonen mit erhöhter Fluidwegsamkeit darstellen. Gleiches gilt für Nankai: Hier variieren die berechneten Matrix Durchlässigkeits-Werte zwischen 10^{-23} und 10^{-15} m². Die Durchlässigkeits-Werte geben daher, wie in Barbados, sehr schwach bis schwach durchlässige Lithologien wieder. Die Beobachtungen zeigen, dass Zonen hoher Durchlässigkeit, trotz der im oberen Teilbereich vorhandenen grobkörnigeren Lithologien, wohl nicht vorhanden sind.

Zusammenfassung der Ergebnisse

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass auf der Grundlage der lithologischen Rekonstruktion und den hierbei gewonnenen kontinuierlichen Lithosäulen einige detaillierte Aussagen zum Zusammenhang zwischen dem strukturellen Aufbau und der sedimentären Zusammensetzung in den Akkretionskeilen von Barbados und Nankai gemacht werden können. Es wurde gezeigt, dass die unterschiedlichen abgegrenzten Lithologien nur einen geringen Einfluss auf die Kompaktion und damit den strukturellen Aufbau der Akkretionskeile haben. Trotz der geringen lithologischen Unterschiede zwischen beiden Akkretionskeilen sind aber Abweichungen im strukturellen Aufbau vorhanden. Diese wirken sich wiederum auf die kompaktiven Eigenschaften der Sedimente aus, dass die vertikale Kompaktionskomponente in Nankai größer ist als in Barbados.

Welche Fragen bleiben offen? Welche weiteren Arbeiten sollten durchgeführt werden?

Im Verlauf dieser Arbeit konnte eine Reihe von Fragen noch nicht beantwortet werden:

→ Wie entwickelt sich die sedimentäre Kompaktion in der Spitze des Nankai Akkretionskeils? Wie groß ist der Zementationsgrad bzw. die Verfestigung der Sedimente? Und wie hängt der Zementationsgrad mit der erhöhten sedimentären Bruchfestigkeit der Störungen und Klüfte

zusammen? Da nur von zwei Bohrlokationen Daten mit Logging While Drilling Bohrlochmessungen existieren und diese für genaue Aussagen hinsichtlich der Entwicklung der deformativen und kompaktiven Prozesse nicht ausreichen, wären hier weitere Bohrlochmessungen von Interesse.

→ Welchen Einfluss haben vulkanische Aschen auf die deformierenden Prozesse? Inwieweit spielen Alteration und Tonmineralumwandlung, insbesondere Smektit, in den vulkanischen Aschen eine Rolle? Im Rahmen dieser Arbeit wurden die Tonmineraltypen mit einfachen Methoden interpretiert. Daher sollten sich weitere Untersuchungen auf die spektralen Gamma Ray Bohrlochmessungen (THOR, POTA und URAN) stützen und so zu exakterer Definition und Abgrenzung der vorhandenen Tonminerale sowie deren Zusammenhang mit Störungszonen und der Lokation der Décollement Zone im Akkretionskeil beitragen.

→ Die Dekompaktion der Sedimente wurde mit einem relativ einfachen Verfahren durchgeführt. Hier gilt es, die vorhandenen Modellierungen zur Bestimmung der lateralen Kompaktionskomponente zu überprüfen und gegebenenfalls zu modifizieren. Des Weiteren wäre von Interesse, die sedimentäre Dekompaktion nach Lithologien differenziert durchzuführen.

10 Literaturverzeichnis

ALLEN, P.A. & ALLEN, J.R. (1990): Basin analysis. Principles and applications. Blackwell Scientific Publication, Oxford, 450 p.

ATHY, L.F. (1930): Density, porosity, and compaction of sedimentary rocks. Bulletin of American Association of Petroleum Geologists, 14, 1, p. 1-24.

ATWATER, G.I. & MILLER, E.E. (1965): The effect of decrease in porosity with depth on future development of oil and gas reserves in South Louisiana. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 49, 334 p.

BACKHAUS, K.; ERIKSON, B.; PLINKE, W.; SCHUCHARD-FICHER, C. & WEIBER, R. (1996): Multivariate Analysemethoden: Eine anwendungsorientierte Einführung. 5. Auflage, Springer-Verlag, Berlin, 591 S.

BALDWIN, B. (1971): Ways of deciphering compacted sediments. Journal of Sedimentary Petrology, 41, p. 293-301.

BANGS, N.L.; WESTBROOK, G.K.; LADD, J.W. & BUHL, P. (1990): Seismic velocities from the Barbados Ridge Complex: Indicators of high pore fluid pressures in an accretionary complex. Journal of Geophysical Research, 95, B6, p. 8767-8782.

BEARD, D.C. & WEYL, P.K. (1973): Influence of texture on porosity and permeability of unconsolidated sand. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 57, 2, p. 349-369.

BENDER, F. (Hrsg.) (1985): Angewandte Geowissenschaften: Methoden der Angewandten Geophysik und mathematische Verfahren in den Geowissenschaften. Bd. 2, Enke, Stuttgart, 766 S.

BIJU-DUVAL, B.; MOORE, J.C. & LEG 78A SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY (1984): Proceedings of the Deep Sea Drilling Program (DSDP), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington D.C., U.S. Government Printing Office, 78A.

BLUM, P. (1997): Physical Properties Handbook: a guide to the shipboard measurement of physical properties of deep-sea cores. ODP Technical Note, 26 [Online].

BOUYSSE, P.; WESTERCAMP, D. & ANDREIEFF, P. (1990): The lesser Antilles island arc. In: Moore, J.C.; Mascle, A. & Leg 110 Shipboard Scientific Party, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 110, p. 29-44.

BRAY, C.J. & KARIG, D.E. (1985): Porosity of sediments in accretionary prisms and some implications for dewatering processes. Journal of Geophysical Research, 90, B1, p. 768-778.

BROWN, K.M.; MASCLE, A. & BEHRMANN, J.H. (1990): Mechanics of accretion and subsequent thickening in the Barbados Ridge accretionary complex: balanced cross sections across the wedge toe. In: Moore, J.C.; Mascle, A. & Leg 110 Shipboard Scientific Party, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 110, p. 209-227.

BROWN, K.M. & RANSOM, B. (1996): Porosity corrections for smectite-rich sediments: Impact on studies of compaction, fluid generation, and tectonic history. Geology, 24, 9, p. 843-846.

BRÜCKMANN, W. (1989): Typische Kompaktionsabläufe mariner Sedimente und ihre Modifikation in einem rezenten Akkretionskeil (Barbados Ridge). Tübinger Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A, Nr. 5, Tübingen, 135 S.

BYRNE, T.; BRÜCKMANN, W.; OWENS, W.; LALLEMANT, S. & MALTMAN, A. (1993): Structural synthesis: correlation of structural fabrics, velocity anisotropy, and magnetic susceptibility data. In: Hill, I.A.; Taira, A.; Firth, J.V. et al., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Vol. 131, p. 365-378.

CARSON, B. (1977): Tectonically induced deformation of deep-sea sediments off Washington and Northern Oregon: Mechanical consolidation. Marine Geology, 24, p. 289-307.

CARSON, B.; SUESS, E. & STRASSER, J.C. (1990): Fluid flow and mass flux determinations at vent sites on the Cascadia margin accretionary prism. Journal of Geophysical Research, 95, 6, p. 8891-8897.

DAVIS, D.M., 1984: The compressive mechanics of accretionary wedges applied to the Leg 78A study area near Barbados. In: Biju-Duval, B.; Moore, J.C. & Leg 78A Shipboard Scientific Party, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington D.C., U.S. Government Printing Office, 78A, p. 569-579.

DAVIS, D.M. & VON HUENE, R. (1987): Inferences on sediment strength and fault friction from structures from the Aleutian trench. Geology, 15, 6, p. 517-522.

DICKINSON, G. (1953): Geological aspects of abnormal reservoir pressures in Gulf Coast Louisiana. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 37, p. 410-432.

ELLIS, D.V. (1987): Well Logging for Earth Scientists. Elsevier, Amsterdam, 532 S.

FISHER, A.T.; ZWART, G.; SHIPLEY, T.; OGAWA, Y.; ASHI, J.; BLUM, P.; BRÜCKMANN, W.; FILICE, F.; GOLDBERG, D.; HENRY, P.; HOUSEN, B.; JURADO, M. J.; KASTNER, M.; LABAUME, P.; LAIER, T.; LEITCH, E.; MALTMAN, A.; MEYER, A.; MOORE, J. C.; MOORE, G. (1996): Relation between permeability and effective stress along a plate-boundary fault, Barbados accretionary complex. Ocean Drilling Program/Leg 156. Geology, 24, 4, p. 307-310.

FONTAS, P.; VALERY, P.; LE QUELLEC, P.; MASCLE, A.; RENARD, V.; TARDY, M. & BIJU-DUVAL, B. (1984): Multibeam bathymetric survey of the Leg 78A drilling area and comparison with the Southern part of the Barbados Ridge deformation front. In: Biju-Duval, B.; Moore, J.C. & Leg 78A Shipboard Scientific Party, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington D.C., U.S. Government Printing Office, 78A, p. 63-78.

FOSTER, J.B. & WHALEN, H.E. (1966): Estimation of formation pressures from electrical surveys - offshore Louisiana. Journal of Petroleum Technology, 18, p. 165-171.

FOWLER, S.R.; WHITE, R.S. & LOUDEN, K.E. (1985): Sediment dewatering in the Makkran accretionary prism. Earth and Planetary Science Letters, 75, p. 427-438.

FÜCHTBAUER, H. (1988): Sedimente und Sedimentgesteine. 4. Auflage, Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 1141 S.

GIESKES, J.M.; VROLIJK, P. & BLANC, G. (1990): Hydrogeochemistry, ODP Leg 110: An overview. In: Moore, J.C.; Mascle, A. & Leg 110 Shipboard Scientific Party, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 110, p. 395-407.

GRIMSEHL, E. (1990): Lehrbuch der Physik. Bd. 4: Struktur der Materie. 18. Auflage, B.G. Teubner Verlagsgesellschaft, Leipzig, 614 S.

HAM, H.H. (1966): New charts help estimate formation pressures. Oil Gas Journal, 64, p. 58-63.

HAMILTON, E.L. (1976): Variations of density and porosity with depth in deep-sea sediments. Journal of Sedimentary Petrology. 46, 2, p. 280-300.

HAMILTON, E.L. & BACHMAN, R.T. (1982): Sound velocity and related properties of marine sediments. J. Acoust. Soc. Am., 72, 6, p. 1891-1904.

HEDBERG, H.D. (1936): Gravitational compaction of clays and shales. American Journal of Science, 31, p. 241-287.

HENRY, P.; LALLEMENT, S.J.; LE PICHON, X. & LALLEMAND, S.E. (1989): Fluid venting along Japanese trenches: tectonic context and thermal modelling. Tectonophysics, 160, 1-4, p. 277-291.

HÖLTING, B. (1992): Hydrogeologie: Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie. Enke Verlag Stuttgart, 4.Auflage, 415 S.

HUENE, R. & SCHOLL, D.W. (1991): Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust. Rev. Geophysics, 29, 3, p. 279-316.

HYNDMAN, R.D.; MOORE, G.F. & MORAN, K. (1993): Velocity, porosity, and pore-fluid loss from the Nankai subduction zone accretionary prism. In: Hill, I.A.; Taira, A.; Firth, J.V. & Leg 131 Shipboard Scientific Party, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 131, p. 211-219.

JORDAN, T.H. (1975): The present-day motions of the Caribbean Plate. Journal of Geophysical Research, 80, 32, p. 4433-4439.

JURADO, M.J. & ALONSO, B. (1997): Interpretation of Site 948 Logging-While Drilling data: mineralogical inversion of log data constrained by sample analysis. In: Shipley, T.H.; Ogawa, Y.; Blum, P.; Bahr, J.M. & Leg 156 Shipboard Scientific Party, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 156, p. 219-227.

JURADO, M.J.; MOORE, J.C. & GOLDBERG, D. (1997): Comparative logging results in clay-rich lithologies on the Barbados Ridge. In: Shipley, T.H.; Ogawa, Y.; Blum, P.; Bahr, J.M. & Leg 156 Shipboard Scientific Party, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 156, p. 321-334.

KARIG, D.E. (1985): The framework of deformation in the Nankai Trough. In: Kagami, H.; Karig, D.E.; Coulbourn, W.T. & Leg 87 Shipboard Scientific Party, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington D.C., U.S. Government Printing Office, 87,p. 927-940.

KARIG, D.E. (1993): Reconsolidation tests and sonic velocity measurements of clay-rich sediments from the Nankai Trough, In: Hill, I.A.; Taira, A.; Firth, J.V. et al., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Vol. 131, p. 211-219.

KARIG, D.E. & ANGEVINE, C.L. (1986): Geologic constraints on subduction rates on the Nankai Trough. In Kagami, H.; Karig, D.E. & Leg 87 Shipboard Scientific Party, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington D.C., U.S. Government Printing Office, 87, p. 789-796.

KÖHLER, M.; PAPE, H.; PASTERNAK, M. & SCHMIDT, R. (1993): Natural gas reservoirs in the Ems estuary region. Part 1: reservoir engineering (in German): Geological Survey of Lower Saxony, internal reports 110986, Hannover, Germany.

LATOUCHE, C. & MAILLET, N. (1984): Evolution of Cenozoic clay assemblages in the Barbados Ridge (Deep Sea Drilling Project Sites 541, 542, 543). In: Biju-Duval, B.; Moore, J.C., & Leg 78A Shipboard Scientific Party, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington D.C., U.S. Government Printing Office, 78A, p. 343-356.

LE PICHON, X.; IIYAMA, T.; CHAMLEY, H.; CHARVET, J.; FAURE, M.; FUJIMOTO, H.; FURUTA, T.; IDA, Y.; KAGAMI, H.; LALLEMENT, S.; LEGGETT, J.; MURATA, A.; OKADA, H.; RANGIN, C.; RENARD, V.; TAIRA, A. & TOKUYAMA, H. (1987): Nankai Trough and fossil Shikoku Ridge, results of Box 6 Kaiko survey. Earth and Planetary Science Letter, 83, p. 186-198.

MAGARA, K. (1976): Water expulsion from clastic sediments during compaction - directions and volumes. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 60, 4, p. 543-553.

MARES, S. (1969): Linear and exponential relations between depth and bulk density or porosity of claystones. Acta Univ. Carolinae - Geol., 1, p. 57-65.

MASCLE, A.; MOORE, J.C.; TAYLOR, E. & LEG 110 SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY (1988): ODP Leg 110 at the Northern Barbados Ridge: Introduction and explanation, Barbados Ridge. College Station, Proceedings of the Ocean Drilling Program Part A: Initial Reports, 110, p. 5-25.

MASCLE, A. & MOORE, J.C. (1990): ODP Leg 110: Tectonic and hydrologic synthesis. In: Moore, J.C.; Mascle, A. & Leg 110 Shipboard Scientific Party., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 110, p. 409-422.

MEADE, R.H. (1963): Factors influencing the pore volume of fine-grained sediments under low to moderate overburden loads. Sedimentology, 2, p. 235-242.

MEADE, R.H. (1966): Factors influencing the early stages of the compaction of clays and sands - review. Journal of Sedimentary Petrology, 36,4, p. 1085-1101.

MEDER, H.G. (1966): Über die Berechnung der Durchlässigkeit von Sandsteinen aus Porosität und Korngrößenverteilung. Erdöl und Kohle, Jg. 19, 9, p. 626-634.

MIKADA, H.; BECKER, K.; MOORE, J.C.; KLAUS, A. & LEG 196 SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY (2002): Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, 196, College Station, TX (Ocean Drilling Program).

MOORE, G.F.; ZHAO, Z.; SHIPLEY, T.H.; BANGS, N. & MOORE, J.C. (1995): Structural setting of the Leg 156 area, Northern Barbados Ridge accretionary prism. In: Shipley, T.H.; Ogawa, Y; Blum, P. & Leg 156 Shipboard Scientific Party, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, 156, p. 13-24.

MOORE, G.F.; TAIRA, A.; KLAUS, A. & LEG 190 SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY (2001): Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, 190 [CD-ROM]. Ocean Drilling Program, Texas A&M University, College Station TX, USA.

MOORE, J.C. (1989): Tectonics and Hydrogeology of Accretionary Prisms; Role of the Décollement Zone. Journal of Structural Geology. 11, 1-2, p. 95-106.

MOORE, J.C. & KARIG, D.E. (1976): Sedimentology, structural geology, and tectonics of the Shikoku subduction zone, southwestern Japan. Geological Society of American Bulletin, 87, p. 1259-1268.

MOORE, J.C. & BIJU-DUVAL, B. (1984): Tectonic synthesis. DSDP Leg 78A: Structural evolution of offscraped and underthrust sediment, Northern Barbados Ridge complex. In: Biju-Duval, B.; Moore, J.C. & Leg 78A Shipboard Scientific Party, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington D.C., U.S. Government Printing Office, 78A, p. 601-621.

MOORE, J.C.; BIJU-DUVAL, B.; NATLAND, J.H. & LEG 78A SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY (1984): Offscraping and underthrusting of sediment at the deformation front of the Barbados Ridge: An introduction to the drilling results of Leg 78A and explanatory notes. In: Biju-Duval, B.; Moore, J.C. & Leg 78A Shipboard Scientific Party, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington D.C., U.S. Government Printing Office, 78A, p. 5-11.

MOORE, J.C.; MASCLE, A. & LEG 110 SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY (1988): Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 110, College Station, TX (Ocean Drilling Program).

MOORE, J.C. & VROLIJK, P. (1992): Fluids in accretionary prisms. Reviews of Geophysics. 30, p. 113-135.

MOORE, J.C.; MOORE, G.F.; COCHRANE, G.R.; TOBIN, H.J. (1995): Negative-polarity seismic reflections along faults of the Oregon accretionary prism: Indicators of overpressuring. Journal of Geophysical Research, 100, No B7, p. 12.895-12.906.

MOORE, J.C.; KLAUS, A. & LEG 171A SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY (1998): Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, 171A, College Station, TX (Ocean Drilling Program).

MORAN, K. & CHRISTIAN, H.A. (1990): Strength and deformation behaviour of sediment from the lesser Antilles forearc accretionary prism. In: Moore, J.C.; Mascle, A. & Leg 110 Shipboard Scientific Party, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 110, p. 279-288.

MORGAN, J. K. & KARIG, D.E. (1995a): Décollement processes at the Nankai accretionary margin, southeast Japan: Propagation, deformation, and dewatering. Journal of Geophysical Research, 100, B8, p. 15.221-15.231.

MORGAN, J.K. & KARIG, D.E. (1995b): Kinematics and a balanced and restored cross-section across the toe of the eastern Nankai accretionary prism. Journal of Structural Geology. 17, 1, p. 31-45.

PAPE, H. G.; CLAUSER, C.; IFFLAND J. (1999): Permeability prediction based on fractal pore-space geometry. Geophysics, 64, 5, p. 1447-1460.

PAUTRIZEL, F. & PONS, J.-C. (1981): Modalités de la sédimentation au Quaternaire récent dans la mer des Petites Antilles. Bull. Inst. Gécol. Bastit d'Aquitaire, 30, p. 239-262.

PEACOCK, S.M. (1990): Numerical simulation of metamorphic pressure-temperature-time paths and fluid production in subducting slabs. Tectonics, 9, 5, p. 1197-1211.

POWERS, M.C. (1967): Fluid-release mechanisms in compacting marine mudrocks and their importance in oil exploration. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 51, 7, p. 1240-1254.

PRESS, F. & SIEVER, R. (1995): Allgemeine Geologie: Eine Einführung. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, 602 S.

PROSHLYAKHOV, B.K. (1960): Reservoir properties of rocks as a function of their depth and lithology. Nefti Gaza, 41, 12, p. 24-29.

PUDSEY, C.J. (1984): X-Ray mineralogy of Miocene and older sediments from Deep Sea Drilling Project Leg 78A. In: Biju-Duval, B.; Moore, J.C. & Leg 78A Shipboard Scientific Party, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington D.C., U.S. Government Printing Office, 78A, p. 325-341.

RIDER, M. (1996): The Geological Interpretation of Well Logs. 2. edition, Whitles Publishing, Caithness.

SCHLUMBERGER (1972): Log Interpretation, I, Principles. Schlumberger Publication.

SCHLUMBERGER (1982): Well Evaluation Developments, Continental Europe, Schlumberger Publication.

SCHLUMBERGER (1991): Log interpretation charts. SMP-7006, Schlumberger Wireline & Testing, Schlumberger Publication.

SCHMOKER, J.W. & HALLEY, R.B. (1982): Carbonate porosity in sandstones: A model for sandstone porosity prediction. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 71, 5, p. 485-491.

SCHOLLE, P.A. (1977): Chalk diagenesis and its relation to petroleum exploration: Oil from shales, a modern miracle? American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 61, 7, p. 982-1009.

SCHÖNWIESE, C.D. (2000): Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler. 3. Auflage, Borntraeger, Berlin, 298 S.

SCLATER, J.G. & CHRISTIE, P.A.F. (1980): Continental stretching: an explanation of the post-mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea basin. Journal of Geophysical Research, 85, p. 3711-3739.

SENO, T. (1977): The instantaneous rotation vector of the Philippine Sea plate relative to the Eurasian plate. Tectonophysics, 42, p. 206-226.

SERRA, O. (1984): Fundamentals of Well Logging Interpretation. 1: The Acquisitation of Logging Data. Dev. Pet. Sci., 15A, Elsevier, Amsterdam.

SHI, Y. & WANG, C.-Y. (1988): Generation of high pore pressures in accretionary prisms: Inferences from the Barbados subduction complex. Journal of Geophysical Research, 93, B8, p. 8893-8910.

SHIPLEY, T.H.; OGAWA, Y.; BLUM, P. & LEG 156 SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY (1995): Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, 156, College Station, TX (Ocean Drilling Program).

STETYUKHA, E.I. (1964): Formulas of correlations between physical properties of rocks and depth of burial. Nedra, Moskau.

STÜWE, K. (2000): Einführung in die Geodynamik der Lithosphäre: Quantitative Behandlung geowissenschaftlicher Probleme. Springer, Berlin, 405 S.

SYKES, L.R.; MCCANN, W.R. & KAFKA, A.L. (1982): Motion of Caribbean plate during last 7 million years and implications for earlier Cenozoic movements. Journal of Geophysical Research, 87, B13, p. 10.656-10.676.

TAIRA, A.; KATTO, J.; TASHIRO, M.; OKAMURA, M. & KODAMA, K. (1988): The Shimanto Belt in Shikoku, Japan: Evolution of Cretaceous to Miocene accretionary prism. Modern Geology. 12, p. 5-46.

TAIRA, A.; HILL, I.; FIRTH, J. & LEG 131 SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY (1991): Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, 131, College Station, TX (Ocean Drilling Program).

TAIRA, A.; BYRNE, T. & ASHI, J. (1992a): Photographic atlas of an accretionary prism geologic structures of the Shimanto Belt, Japan. Berlin: Springer, 124 p.

TAIRA, A.; HILL, I.; FIRTH, J.; BERNER, U.; BRÜCKMANN, W.; BYRNE, T.; CHABERNAUD, T.; FISHER, A.; FOUCHER, J.-P.; GAMO, T.; GIESKES, J.; HYNDMAN, R.; KARIG, D.; KASTNER, M.; KATO, Y.; LALLEMANT, S.; LU, R.; MALTMAN, A.; MOORE, G.; MORAN, K.; OLAFFSON, G.; OWENS, W.; PICKERING, K.; SIENA, F.; TAYLOR, E.; UNDERWOOD, M.; WILKINSON, C.; YAMANO, M.; ZHANG, J. (1992b): Sediment deformation and hydrogeology of the Nankai Trough accretionary prism : synthesis of shipboard results of ODP Leg 131: Fluids in convergent margins. Earth and Planetary Science Letters, 109, 3-4, p. 431-450.

TAYLOR, B. (1992): Island Arcs, deep-sea trenches, and back-arc basins. Oceanus. 35, 4, p. 17-25.

TAYLOR, E. & LEONARD, J. (1990): Sediment consolidation and permeability at the Barbados forearc. In: Moore, J.C.; Mascle, A. & Leg 110 Shipboard Scientific Party., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 110, p. 289-303.

TAYLOR, E. & FISHER, A. (1993): Sediment permeability at the Nankai accretionary prism, Site 808, In: Hill, I.A.; Taira, A.; Firth, J.V. et al., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Vol. 131, p. 211-219.

TEODOROVICH, G.I. & CHERNOV, A.A. (1968): Character of changes with depth in productive deposits of Aspheron oil-gas-bearing region. Soviet Geol., 4, p. 83-93.

TRIBBLE, J.S. (1990): Clay diagenesis in the Barbados accretionary complex: potential impact on hydrology and subduction dynamics. In: Moore, J.C.; Mascle, A. & Leg 110 Shipboard Scientific Party, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 110, p. 97-110.

UNDERWOOD, M.B. & DENG, X. (1997): Clay mineralogy and clay geochemistry in the vicinity of the décollement zone, Northern Barbados Ridge. In: Shipley, T.H.; Ogawa, Y.; Blum, P.; Bahr, J.M. & Leg 156 Shipboard Scientific Party, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 156, p. 3-30.

UNGERER, P.; BURRUS, J.; DOLIGEZ, B.; CHÉNET, P.Y. & BESSIS, F. (1990): Basin evaluation by integrated two-dimensional modelling of heat transfer, fluid flow, hydrocarbon generation, and migration. AAPG Bulletin, 74, p. 309-335.

WELLER, F.A. (1959): Compaction of sediments. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 43, p. 273-310.

WESTBROOK, G.K.; MASCLE, A. & BIJU-DUVAL, B. (1984): Geophysics and the structure of the Lesser Antilles forearc. In: Biju-Duval, B.; Moore, J.C. & Leg 78A Shipboard Scientific Party, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington D.C., U.S. Government Printing Office, 78A, p. 23-38.

YONG, R.N. (1983). On the stability and settling of suspended solids in settling ponds. Part I. Piece-wise linear consolidation analysis of sediment layer, Canadian Geotechnical Journal 20, p. 817-826.

ZHANG, J.; DAVIS, D.M.; WONG, T.-F. (1993): Failure modes of tuff samples from Leg 131 in the Nankai accretionary wedge. In: Hill, I.A.; Taira, A.; Firth, J.V. & Leg 131 Shipboard Scientific Party, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 131, p. 275-281.

ZWART, G.; BRÜCKMANN, W.; MORAN, K.; MACKILLOP, A.K.; MALTMAN, A.J.; BOLTON, A.; VROLIJK, P.; MILLER, T.; GOOCH, M.J. & FISHER, A. (1997): Evaluation of hydrogeologic

properties of the Barbados accretionary prism: A synthesis of Leg 156 results. In: Shipley, T.H.; Ogawa, Y.; Blum, P.; Bahr, J.M. & Leg 156 Shipboard Scientific Party, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Vol. 156, p. 303-310.

11 Anhang

A Composite Logs einzelner Sites Seite

Site 1044	(aus Moore et al., 1998)	139
Site 1045	(aus Moore et al., 1998)	140
Site 1046	(aus Moore et al., 1998)	141
Site 1047	(aus Moore et al., 1998)	142
Site 1048	(aus Moore et al., 1998)	143
Site 948	(aus Shipley et al., 1995)	144
Site 1173	(aus Mikada et al., 2002)	145
Site 808	(aus Mikada et al., 2002)	146

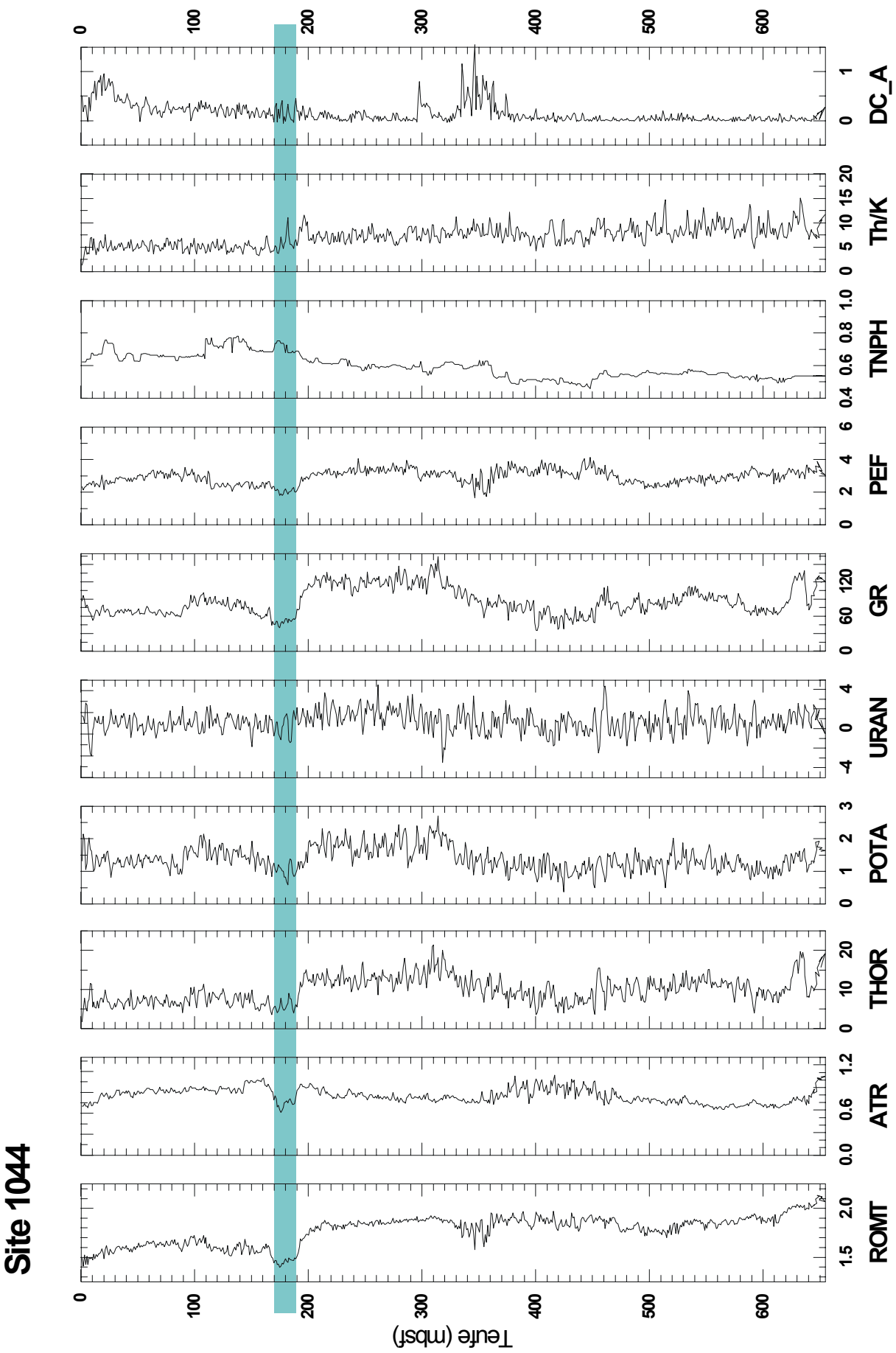
Die Einheiten der gemessenen Logs sind

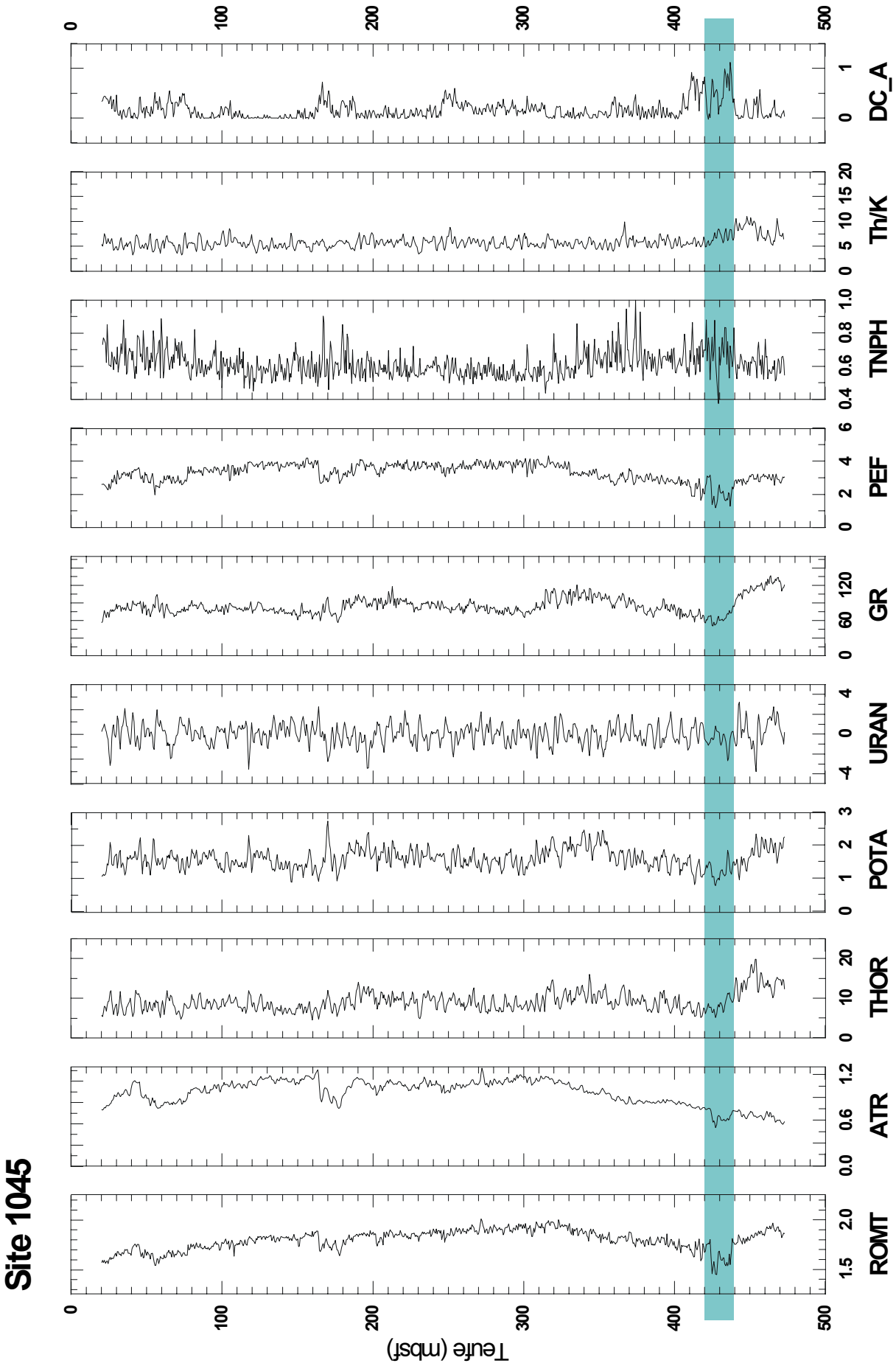
ROMT/RHOB	g/cm^3
ATR/RES_RING	Ωm
THOR	ppm
POTA	%
URAN	ppm
GR	API
PEF	$barn/e^-$
TNPH	p.u.
Th/K	
DCAL/DC_A	in

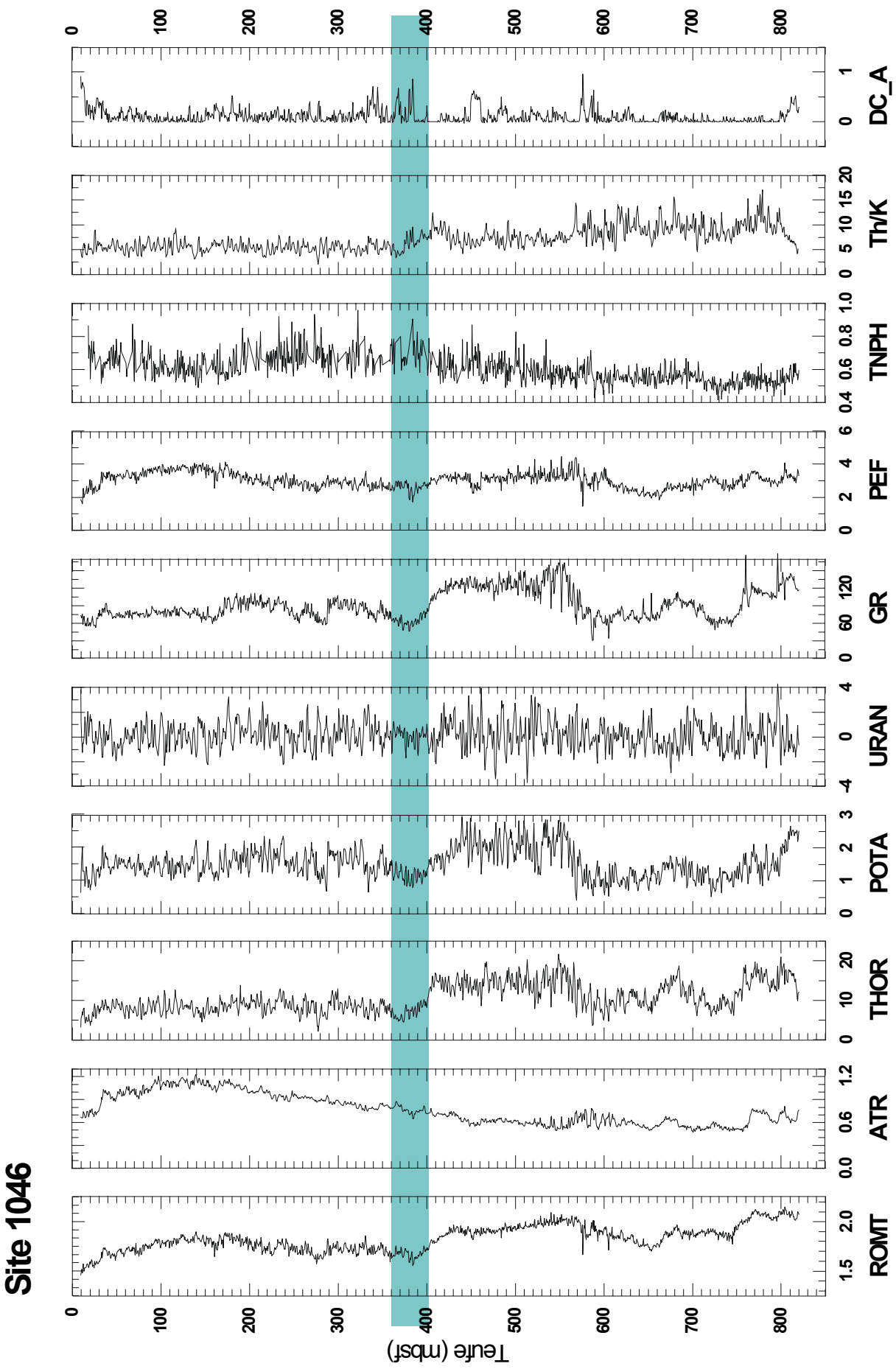
Die Décollement Zone ist grau markiert.

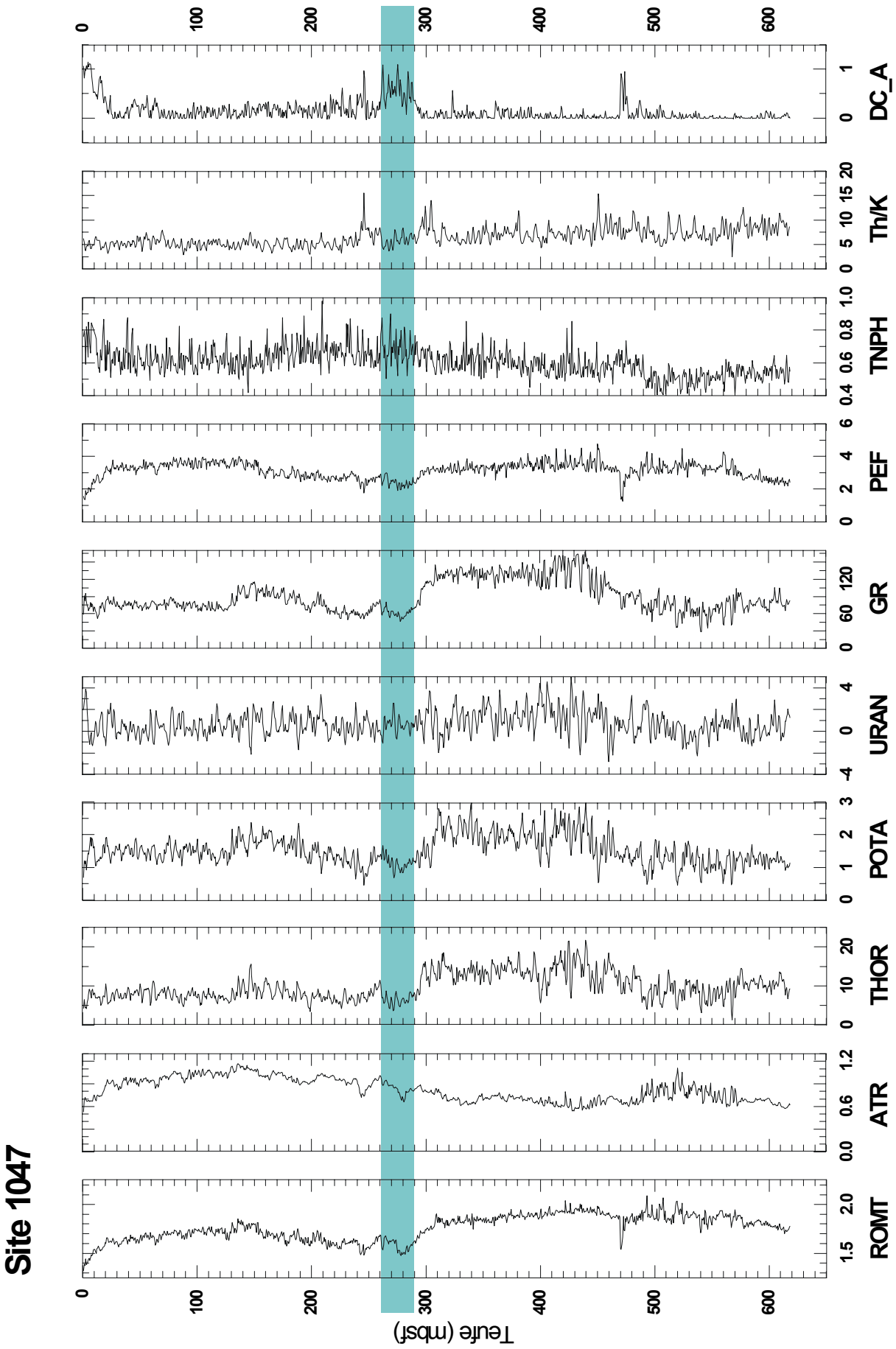
B Tabellen Seite

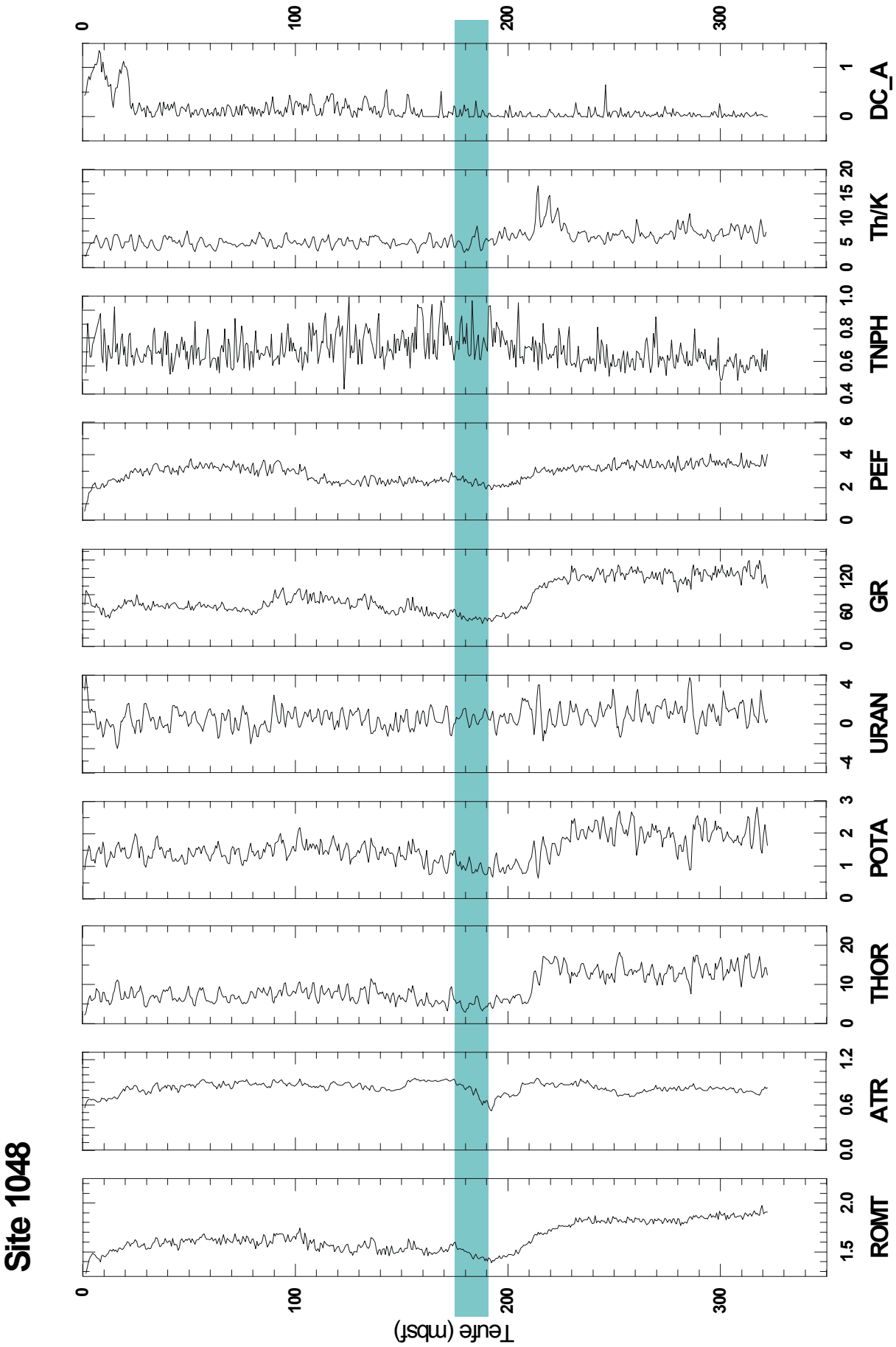
Exponenzielle Kompaktionskurven aus der Literatur	147
Exponenzielle Kompaktionskurven aus der ODP Datenbank für Sedimentbecken	147
Exponenzielle Kompaktionskurven nach Elektrofazies getrennt (Abb. 7.10 und 7.11)	148
Jahr der ODP Bohrfahrten	148

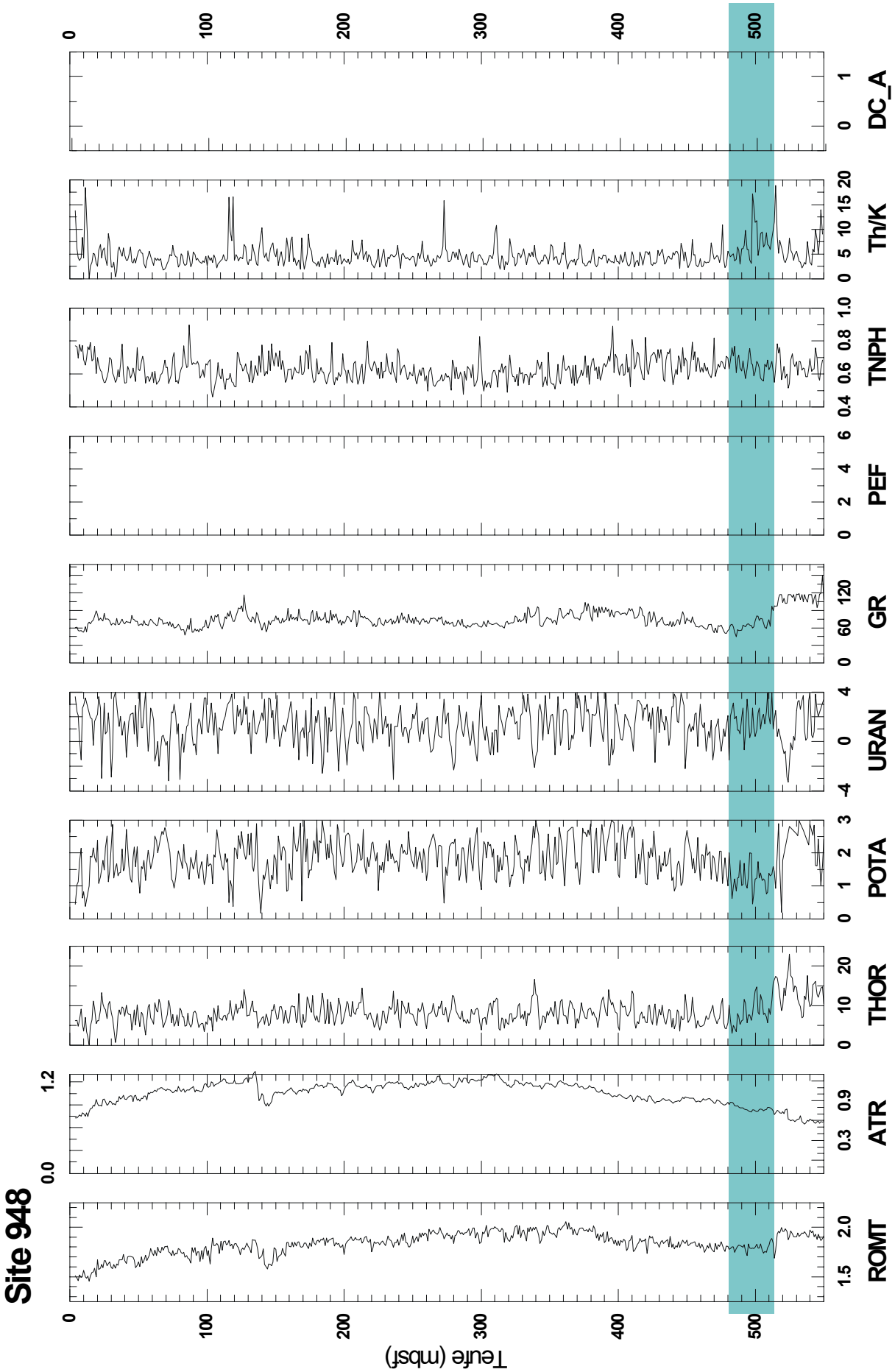

Site 1044
Teufe (mbsf)
0
100
200
300
400
500
600
DC_A
Th/K
TNPH
PEF
GR
URAN
POTA
THOR
ATR
ROMT

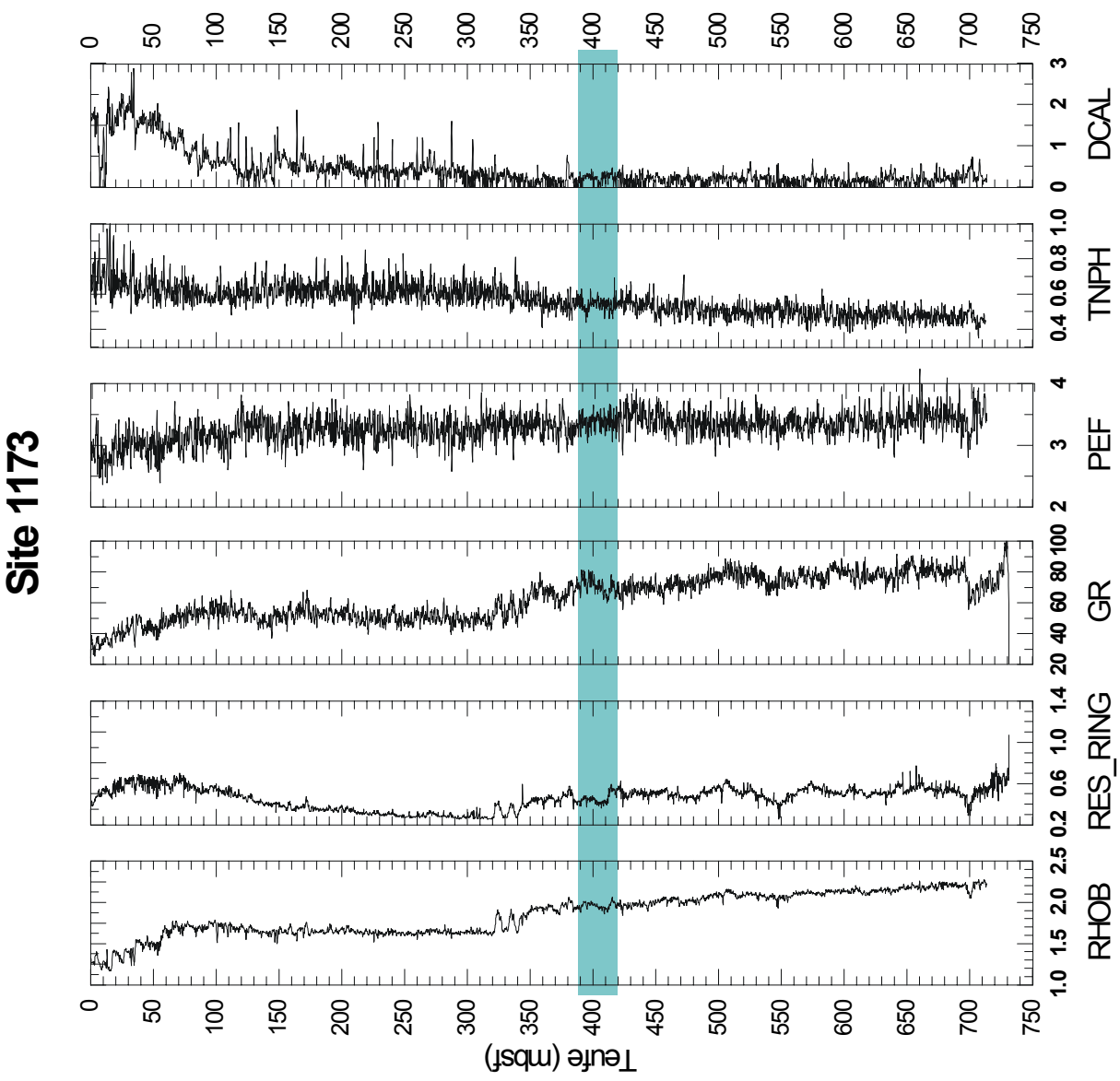

Site 1045
Teufe (mbsf)
0
100
200
300
400
500
ROMT
1.5
2.0
ATR
0.0
0.6
1.2
THOR
0
10
20
POTA
0
1
2
3
URAN
-4
0
4
GR
0
60
120
PEF
0
2
4
6
TNPH
0.4
0.6
0.8
1.0
Th/K
0
5
10
15
20
DC_A
0
1

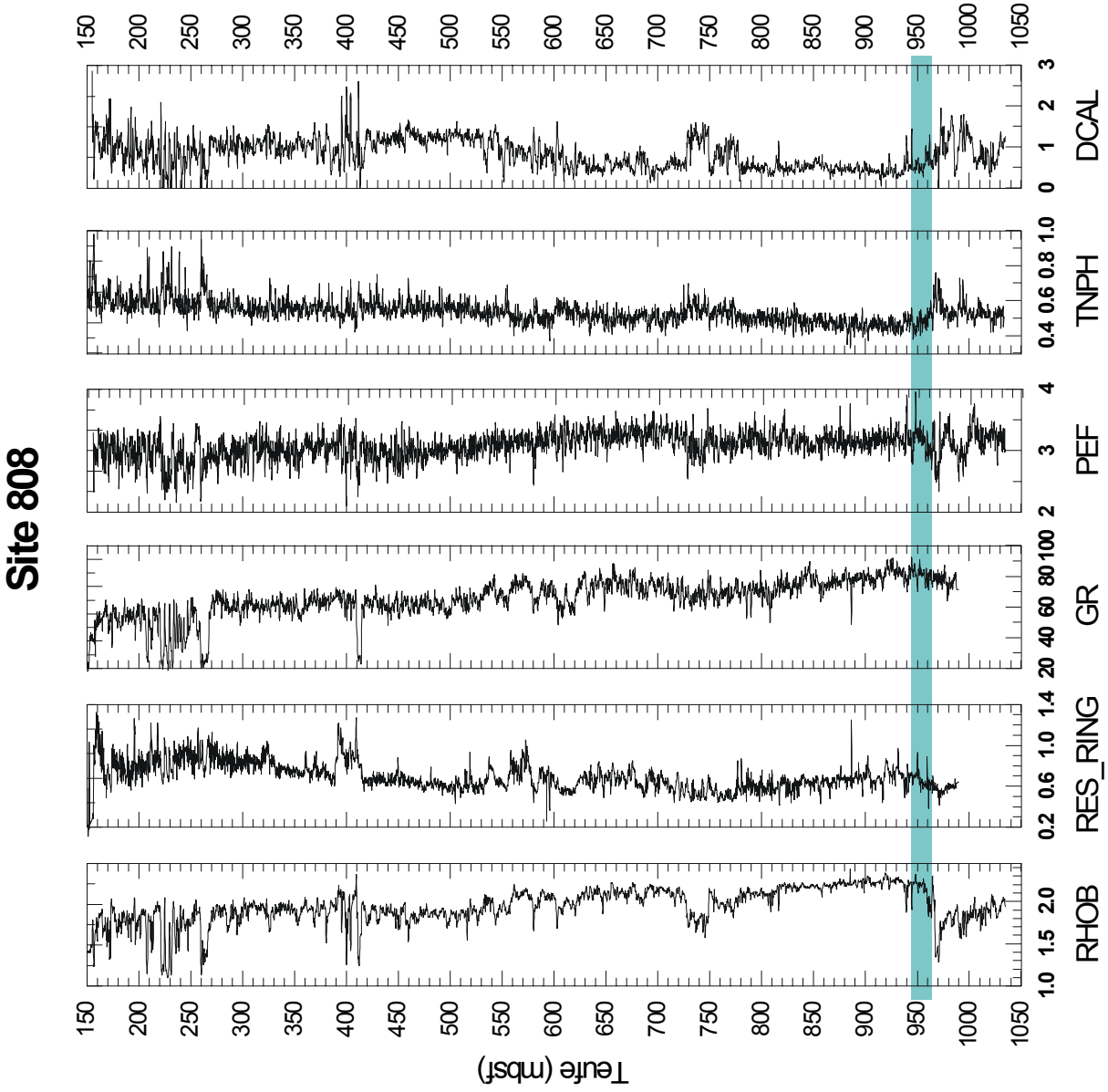

Site 1046
Teufe (mbsf)
0
100
200
300
400
500
600
700
800
ROMT
1.5
2.0
ATR
0.0
0.6
1.2
THOR
0
10
20
POTA
0
1
2
3
URAN
-4
0
4
GR
0
60
120
PEF
0
2
4
6
TNPH
0.4
0.6
0.8
1.0
Th/K
0
5
10
15
20
DC_A
0
1


Site 1047
Teufe (mbsf)
0
100
200
300
400
500
600
DC_A
Th/K
TNPH
PEF
GR
URAN
POTA
THOR
ATR
ROMT


Site 1048
Teufe (mbsf)
0
100
200
300
DC_A
Th/K
TNPH
PEF
GR
URAN
POTA
THOR
ATR
ROMT


Site 948
Teufe (mbsf)
0
100
200
300
400
500
ROMT
1.5
2.0
ATR
0.0
0.3
0.9
1.2
THOR
0
10
20
POTA
0
1
2
3
URAN
-4
0
4
GR
0
60
120
PEF
0
2
4
6
TNPH
0.4
0.6
0.8
1.0
Th/K
0
5
10
15
20
DC_A
0
1


Site 1173
Teufe (mbsf)
RHOB
RES_RING
GR
PEF
TNPH
DCAL


Site 808
Teufe (mbsf)
RHOB
RES_RING
GR
PEF
TNPH
DCAL

Exponenzielle Kompaktionskurven aus der Literatur

Lithologie	n_0 (%)	ß * 10^{-4}	Autoren	Bohrlokation/Alter
Ton	48	14,3	Athy (1930)	Permokarbon, Nord - Oklahoma
	38	10	Stetyukha (1964)	
	48	11	Mares (1969)	Ton und Silt, Kladn -Rakovnik Becken
	78	6,7	Baldwin (1971)	
	60	19,3	Magara (1976)	Ton(shale), West - Kanada, Tertiär
	63	5,1	Sclater & Christie (1980)	Paläozoisch, Nordsee - Graben
	81	12	Hamilton (1976)	pelagischer Ton
	48	7,38	Hedberg (1936)	Ton (shale), Tertiär, Venezuela
	39	3,59	Dickinson (1953)	Ton (shale), Gulf Coast
	63	4,76	Rhodehamel (1979)	Ton (shale), East Coast US
	32	8,46	Proshlyakhov (1960)	Ciscaucasus, SU
	63	11,63	Meade (1966), Meade (1963)	Ton (shale) und tonige Sedimente
	44	5,85	Weller (1959)	Ton (shale) und tonige Sedimente
	67	5,82	Ham (1966)	Ton (shale) und tonige Sedimente
	39	2,96	Foster & Whalen (1966)	Ton (shale) und tonige Sedimente
	81	12,6	Hamilton (1976)	pelagischer Ton
Sand	49	2,7	Sclater & Christie (1980)	
	22	12,2	Teodorovich & Chernov (1968)	
	49	1,87	Atwater & Miller (1965)	Sandstein, South Lousiana
	56	3,9	Sclater & Christie (1980)	toniger Sandstein, Nordsee
Karbonat	68	2	Scholle (1977)	Kalk
	70	7,1	Sclater & Christie (1980)	Kalk
	67,7	1,14	Schmoker & Halley (1982)	Kalk
	72	10,0	Hamilton (1976)	Kalk
	90	12,7	Hamilton (1976)	Radiolaria Kalkschlamm
	86	3,86	Hamilton (1976)	Diatomeen Kalkschlamm

Exponenzielle Kompaktionskurven aus der ODP Datenbank für Sedimentbecken

Lithologie	Leg	Site	Teufe (mbsf)	n_o (%)	ß (10^{-4})
Kalk und Ton	117	722	0 - 270	65	4,39
	135	834	53 - 110	71,3	5,12
	157	952	0 - 300	69,9	10,53
	175	1081	0-452	71,5	11,57
	123	765	0 - 460	79,9	13,97
	130	803	199 - 602	69,6	7,48
	138	845	150 - 280	76,9	7,65
	157	952	300 - 425	92,3	13,83
Silt und Ton mit wenig Kalk	127	795	325 - 680	61	5,92
	161	979	0 - 578	64,6	7,98
	173	1169	104 - 420	61,8	9,18
Silt und Sand	123	766	0 - 450	58,6	3,77
	128	799	103 - 440	44,8	-2,35
	134	830	0 - 175	51,9	25,31
	146	888	0-190	60,6	22,41
	180	1109	18 - 380	66,5	5,01
	195	1201	79 - 500	42,9	0,09

Exponenzielle Kompaktionskurven nach Elektrofazies getrennt (Abb. 7.10 und 7.11)

Barbados

Elektrofazies	Site	n_o (%)	ß (10^{-4})
Ton	1044	65,9	2,44
	1048	71,5	6,5
	1047	63,0	2,3
	1046	54,1	-0,75
	1045	63,0	6,8
	948	56,5	2,6
Mud	1044	67,2	0,62
	1048	70,6	1,5
	1047	70,7	3,9
	1046	66,4	4,1
	1045	61,4	3,2
	948	30,9	-11,8
kalkiger Mud	1044	67,5	13,5
	1048	61,4	-1,7
	1047	64,9	11,3
	1046	61,0	10,7
	1045	59,0	9,4
	948	63,3	8,8
kalkiger Ton	1044	68,0	11,6
	1048	66,5	7,6
	1047	62,6	8,9
	1046	56,4	6,3
	1045	60,3	10,3
	948	55,0	6,0

Nankai

Elektrofazies	Site	n_o (%)	ß (10^{-4})
Ton	1173	47,6	0,86
	808	42,0	5,0
siltiger Ton	1173	107,8	22,1
	808	54,3	7,1
toniger Silt	1173	61,1	-1,17
	808	52,8	3,4
Silt	1173	63,0	-0,8
	808	53,1	2,5
sandiger Silt	1173	84,6	32,4
	808	57,7	-0,6
siltiger Sand	1173	85,7	2,4
	808	82,3	5,6

Jahr der ODP Bohrfahrten

Barbados	Leg	Jahr	Nankai	Leg	Jahr
	78A	1983		87	1985
	110	1986		131	1990
	156	1994		190	2000
	171A	1996/1997		196	2001

Lebenslauf

Name	Sabine Hunze
Geburtsdatum	6. April 1972
Geburtsort	Hannover
Staatsangehörigkeit	Deutsch
Familienstand	verheiratet

SCHULBILDUNG

1978 - 1982	Grundschule, Bornheim-Waldorf
1982 - 1991	Erzbischöfliches St. Ursula Gymnasium, Brühl
Juni 1991	Abitur

HOCHSCHULSTUDIUM UND BERUFSTÄTIGKEIT

Oktober 1991	Grundstudium der Geologie/Paläontologie an der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn
April 1994	Hauptstudium der Geologie an der Rheinisch-Westfälischen Technischen Hochschule (RWTH) Aachen
März 1998	Diplom in Geologie
seit September 1998	Wissenschaftliche Angestellte im Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA), Hannover