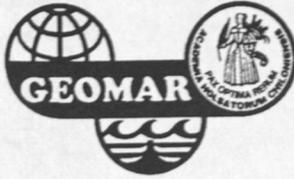


JENS GRÜTZNER

**ZUR PHYSIKALISCHEN ENTWICKLUNG
VON DIAGENETISCHEN HORIZONTEN
IN DEN SEDIMENTBECKEN DES ATLANTIKS**

46

GEOMAR REPORT



JENS GRÜTZNER

**ZUR PHYSIKALISCHEN ENTWICKLUNG
VON DIAGENETISCHEN HORIZONTEN
IN DEN SEDIMENTBECKEN DES ATLANTIKS**

GEOMAR
Forschungszentrum
für marine Geowissenschaften
der Christian-Albrechts-Universität
zu Kiel

Kiel 1995

GEOMAR REPORT 46

GEOMAR
Research Center
for Marine Geosciences
Christian Albrechts University
in Kiel



Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät
der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel
Zum Druck genehmigt am 21.12.1994

Redaktion der Serie: Gerhard Haass
Umschlag: Kerstin Kreis, Harald Gross,
GEOMAR Technologie GmbH

Managing Editor: Gerhard Haass
Cover: Kerstin Kreis, Harald Gross,
GEOMAR Technologie GmbH

GEOMAR REPORT
ISSN 0936 - 5788

GEOMAR REPORT
ISSN 0936 - 5788

GEOMAR
Forschungszentrum
für marine Geowissenschaften
D-24148 Kiel
Wischhofstr. 1-3
Telefon (0431) 600-2555, 600-2505

GEOMAR
Research Center
for Marine Geosciences
D-24148 Kiel / Germany
Wischhofstr. 1-3
Telephone (49) 431 / 600-2555, 600-2505



ABSTRACT

INHALTSVERZEICHNIS**ABSTRACT****ZUSAMMENFASSUNG****1 EINLEITUNG UND ZIELSETZUNG****2 METHODIK**

- 2.1 Sedimentphysikalische Arbeitsmethoden 7
 In situ - Korrektur der Labormessungen 7
 Datenerfassung und Auswertung 10

- 2.2 Methodik der seismischen Datenbearbeitung 14
 Datenmaterial 14
 Allgemeine Bearbeitungsschritte 16
 Geschwindigkeitsanalysen 17

- 2.3. Methode zur Kartierung von Sedimentmächtigkeit, Basementstruktur
 und Diageneseffronten aus seismischen Profilen 22

- 2.4 Isotopengeochemische Untersuchungsmethoden 27
 Probennahme 28
 Röntgendiffraktometrie 28
 Probenaufbereitung und Massenspektroskopie 28

**3 PHYSIKALISCHE ENTWICKLUNG VON VERTIKALEN ABFOLGEN
DIAGENETISCHER HORIZONTE**

- 3.1 Versenkungsdiagenese von Karbonaten und Silikaten 30
 Kalkschlamm-Kreide-Kalkstein-Abfolgen 30
 Hornsteine 35

- 3.2 Beziehungen zwischen Feuchtdichte, Porosität und
 P-Wellengeschwindigkeit in Diageneseffronten 39
 Feuchtdichte/Porositäts - Beziehung 40
 Geschwindigkeits/Porositäts - Beziehung 41
 Geschwindigkeits/Dichte - Beziehung 42

**4 PHYSIKALISCHE ENTWICKLUNG VON DIAGENESEFRONTEN VOM
MITTELOZEANISCHEN RÜCKEN ZU DEN SEDIMENTBECKEN**

- 4.1 Die Reflektoren der IPOD-Linie 44
 4.2 Laterale Veränderungen der sedimentphysikalischen Eigenschaften
 von Diageneseffronten entlang des IPOD-Profiles 48

5	SEDIMENTMÄCHTIGKEIT, BASEMENTSTRUKTUR UND DIAGENESEFRONTEN IM ÖSTLICHEN NORDATLANTIK	57
5.1	Basementstruktur im östlichen Nordatlantik	58
5.2	Sedimentmächtigkeit im östlichen Nordatlantik	62
5.3	Die Verbreitung von Diagenesefronten im östlichen Nordatlantik	65
6	GEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN VON DIAGENESEFRONTEN ANHAND STABILER ISOTOPE ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$)	68
6.1	Bildungsbedingungen von Hornsteinkonkretionen im Atlantik	68
	Mineralogische Zusammensetzung	68
	Karbonatbildung	71
	Silikatbildung	72
6.2	Bildungstemperaturen und Temperaturgradienten	75
7	SCHLUSSDISKUSSION	82
	LITERATUR	88
	DANKSAGUNG	96

Der Datenanhang zur Arbeit kann in der Bibliothek des GEOMAR Forschungszentrums, Wischhofstr. 1-3, D-24148 Kiel, eingesehen werden.

Vorbemerkungen:

1. Um eine rasche Publikation in internationalen Zeitschriften zu ermöglichen, wurden die Abbildungen in englischer Sprache beschriftet.
2. In der theoretischen Geophysik bezeichnet der Begriff "akustisch" physikalische Vorgänge, die sich durch die akustische Wellengleichung beschreiben lassen, also die Entstehung von Scherwellen ausschließen.
Im allgemeinen Sprachgebrauch dagegen und auch in der Fachliteratur wird der Begriff "akustisch" zur Kennzeichnung einer Vielzahl von Phänomenen der Wellenausbreitung verwendet.
In diesem allgemeinen Sinne sind auch die in dieser Arbeit verwendeten Begriffe akustische Impedanz, akustisches Basement, Akustostratigraphie etc. zu verstehen.

ABSTRACT

An interdisciplinary approach combining geophysical and sedimentological methods was used to reconstruct the formation history of diagenetic chalk, limestone and chert horizons in Atlantic Ocean basins and to calculate the formation temperatures of diagenetic minerals.

A statistical evaluation of porosity, bulk density and P-wave velocity measurements on Atlantic DSDP/ODP-core samples reveals that changes of physical properties with depth in carbonate sediments are controlled by diagenetic processes and therefore are not continuous with depth. Based on this analysis a new age-depth model of carbonate diagenesis in the depth range 0-1400 mbsf (0-135 my) was constructed. In this model changing gradients of the acoustic impedance characterize the diagenetic stages: I. Compaction of ooze (0,63), II. Breakage and Dissolution of calcareous tests (0,11), III. Formation of chalk through precipitation of calcite (0,53), IV. Cementation (0,29), and V. Compaction of calcite crystals (0,62).

Changes of physical properties in cherts were examined by means of a prominent Eocene reflector known as A^c. In contrast to carbonate sediments where acoustic impedance is primarily determined by velocity variations, density changes control the impedance/depth function in cherts. Differences between carbonates and silicates are also visible in empirical functions developed for P-wave velocity, porosity and bulk density interrelationships.

Lateral variations of physical properties in prominent western North Atlantic chalk (A*) and limestone (β) horizons were examined by processing of a seismic line which extends from the Mid-Atlantic Ridge to the U.S. continental margin (Cape Hatteras). The results of these analyses show a decrease in P-wave velocity and bulk density from the basin towards the ridge. A comparison of the seismic velocities with the diagenetic model was used to reconstruct the formation history of the horizons from the time of sediment deposition until recent.

Data of water depth and depth of the acoustic basement (in traveltime) determined in a dense net of seismic profiles from the eastern North Atlantic were used to produce maps of sediment thickness (in km) and depth to basement (in km below sealevel) in the area 5°-45°N and 0°-40°W. Additional mapping of a limestone horizon in the Marroco basin shows that the depth of diagenetic horizons in the sediment column is controlled by both the morphology of the oceanic crust and regional sedimentation rates.

Oxygen isotope measurements on concretionary calcite and quartz yield increasing formation temperatures of diagenetic horizons with increasing burial depth. Within the sediment column distant from the basement, the temperature calculations result a "normal" geothermal gradient of 4°C/100m. However, quartz concretions sampled at DSDP-Sites 367 (Cape Verde Basin) and 387 (North American Basin) reveal high temperatures up to 80°C indicating high paleo-heat flow adjacent to the oceanic crust.

ZUSAMMENFASSUNG

Um die Entwicklungsgeschichte der diagenetischen Horizonte Kreide-, Kalk- und Hornstein in atlantischen Ozeanbecken zu bestimmen und Rückschlüsse auf die Mineralbildungstemperaturen während der Diagenese zu ziehen, wurde ein interdisziplinärer Arbeitsansatz gewählt, der die Ergebnisse von geophysikalischen und sedimentologischen Untersuchungen miteinander verbindet.

Eine statistische Auswertung der Meßwerte Porosität, Feuchtdichte und Kompressionswellengeschwindigkeit von atlantischen DSDP/ODP-Bohrkernproben zeigt, daß Änderungen sedimentphysikalischer Parameter in Karbonatsedimenten nicht kontinuierlich mit der Versenkungstiefe erfolgen, sondern von diagenetischen Prozessen gesteuert werden. Auf der Basis dieser Analyse wurde ein neues Alters-Tiefen-Modell der Karbonatdiagenese im Bereich 0-1400m (0-135 Ma) erstellt. Wechselnde Gradienten der akustischen Impedanz (angeben in [(g/ccm*km/s)/100m]) charakterisieren dabei die diagenetischen Stadien: I. Kompaktion der Kalkschlämme (0,63), II. Aufbrechen und Lösung von Kalkschalen (0,11), III. Entstehung von Kreidestein durch Kalzitausfällung (0,53), IV. Fortschreitende Zementierung (0,29) und V. Kompaktion der Kalzitkristalle (0,62).

Die Änderungen sedimentphysikalischer Eigenschaften von Hornsteinen mit der Versenkungstiefe konnten erstmals systematisch anhand des eozänen Reflexionshorizontes A^c erfaßt werden. Während in den Karbonaten die akustischen Impedanzen primär durch Geschwindigkeitsvariationen bestimmt werden, zeigt sich für die Hornsteine eher eine Abhängigkeit von Dichteschwankungen. Unterschiede zwischen pelagischer Karbonat- und Silikatfazies zeigen sich auch in empirischen Gleichungen, die für die Änderungen der P-Wellengeschwindigkeit mit der Gesteinsdichte und der Porosität abgeleitet wurden.

Laterale Variationen physikalischer Sedimentparameter in prominenten Kreide (A*)- und Kalksteinhorizonten (β) des westlichen Nordatlantiks konnten durch Auswertung eines reflexionsseismischen Profils vom mittelatlantischen Rücken zum amerikanischen Kontinentalrand (Cape Hatteras) verfolgt werden. Die Ergebnisse dieser Analysen zeigen eine Abnahme der Kompressionswellengeschwindigkeiten (-300 bzw. -200 m/s) und Feuchtdichten (-0,1 g/ccm) vom Becken zum Rücken hin. Die seismisch ermittelten Daten wurden mit den aus Bohrkern-Messungen abgeleiteten Modellen verglichen, so daß die diagenetische Entwicklungsgeschichte dieser Horizonte vom Zeitpunkt der Ablagerung bis heute rekonstruiert werden konnte.

Die Tiefe (in Zweiweglaufzeit) des Meeresbodens und des akustischen Basements wurde in einem dichten Netz seismischer Profile aus dem östlichen Nordatlantik aufgenommen und zur

1 EINLEITUNG UND ZIELSETZUNG

In zahlreichen DSDP/ODP-Bohrungen des Atlantischen Ozeans wurden diagenetisch gebildete Kreide-, Kalk- und Hornsteine erbohrt. Dort, wo sich diese Bildungen durch ihre sedimentphysikalischen Eigenschaften vom umgebenden Gestein unterscheiden, entstehen Reflexionshorizonte in seismischen Aufzeichnungen. Wir sprechen daher auch von "diagenetischen Horizonten" oder "Diagenesefronten".

Zur makroskopischen Beschreibung der Diagenese von Silikatschlämmen (Radiolariten, Diatomiten) kommen im Rahmen des "Deep Sea Drilling Projects (DSDP)" bzw. des "Ocean Drilling Projects (ODP)" die Kategorien Kieselstein ("Chert": Hartes, muschelartig brechendes, vielfarbiges Sedimentgestein mit glasartigem oder wachsartigem Glanz) und Porzellanit ("Porcellanite": Sedimentgestein mit dem matten Glanz von unglasiertem Porzellan) zur Anwendung (Keene, 1975). Die Kennzeichnung von pelagischen Karbonatsedimenten erfolgt anhand der deskriptiven Kategorien Kalkschlamm ("ooze": Karbonatsediment geringer Festigkeit, das sich unter Fingerdruck deformiert), Kreide ("chalk": Teilweise verfestigtes Karbonatsediment, das sich unter dem Fingernagel oder der Spatelspitze deformiert) und Kalkstein ("limestone": Hartes Karbonatgestein, das sich nicht mehr mit dem Fingernagel oder mit einem Spatel deformieren läßt).

Mineralogisch wird die Diagenese primär durch Lösungs- und Wiederausfällungsprozesse bestimmt, die durch die Faktoren Zeit, Temperatur, Druck, Porenwasserchemie und Muttergesteinslithologie gesteuert werden (u.a. Stein & Kirkpatrick, 1976; Tada & Iijima, 1983). Hierbei erfolgt die Transformation von Silikatschlämmen zu Hornstein durch die Phasenübergänge von amorphem Opal-A zu metastabilem Opal-CT (Frühdigenese) und von Opal-CT (C: Cristobalit, T: Tridymit) zu stabilem Quarz (Spätdigenese) (u.a. Jones & Segnit, 1971; Riech & von Rad, 1979), während die Zementation von Karbonatsedimenten durch Lösung von Foraminiferenschalen und Coccolithen eingeleitet wird und sich in der Ausfällung von sekundärem Kalzit auf größeren Kristallen fortsetzt (Garrison, 1981).

Sedimentphysikalisch bewirkt die fortschreitende Verfestigung der Sedimente sowohl in Karbonaten, als auch in Silikaten eine Abnahme der Porosität sowie eine Zunahme von Feuchtdichte und P-Wellengeschwindigkeit (u.a. van der Lingen & Packham, 1975; Gardner et al., 1977; Boyce, 1980). Zahlreiche Untersuchungen und Modellierungen sedimentphysikalischer Eigenschaften von Kalkschlamm-Kreide-Kalkstein Abfolgen wurden an Lokationen mit einer reinen und kontinuierlichen Karbonatsedimentation, wie wir sie vorwiegend auf ozeanischen Höhenzügen wie beispielsweise dem Ontong Java Plateau (Milholland et al., 1980; Kim et al., 1985; Urmos & Wilkens, 1993), dem Magellan Rise (Schlanger & Douglas, 1974) oder dem Manihiki Plateau (Boyce, 1976a) vorfinden,

durchgeführt. Dagegen liegen nur wenige sedimentphysikalische Studien an Diagenese-fronten in den atlantischen Ozeanbecken vor (Nobes et al., 1991; Goldberg et al., 1986). Hier kam es durch Variationen der Karbonatkompensationstiefe (CCD) zu wechselnden Ablagerungen karbonatreicher und karbonatarmer Sedimente, so daß wir heute Horizonte von Kreide-, Kalk- und Hornstein innerhalb der geologischen Abfolge vorfinden. Untersuchungen zur Korrelation sedimentphysikalischer und seismischer Daten (Tucholke, 1979; Shipley, 1983; Goldberg et al., 1986) zeigen, daß diagenetische Horizonte in weiten Teilen des westlichen Atlantiks seismostratigraphische Leithorizonte bilden. Dies trifft in begrenzterem Umfang auch für andere atlantische Ozeanbecken zu (Hinz, 1982). Es ist daher möglich, diagenetische Horizonte flächenhaft mit Hilfe seismischer Profile nachzuverfolgen (Tucholke, 1979) und deren räumliche Ausbreitung in den Sedimentbecken zu bestimmen (Mountain, 1981).

Darüber hinaus kann die Sauerstoffisotopenzusammensetzung von diagenetisch gebildeten Mineralen Hinweise auf die Bildungstemperaturen dieser Horizonte geben, denn das Verhältnis von ^{18}O zu ^{16}O in Quarz und Kalzit wird direkt von der Temperatur und der Isotopenzusammensetzung des Porenwassers bestimmt (Knauth & Epstein, 1975). Studien an DSDP/ODP-Bohrkernproben zeigen, daß sowohl Karbonate (u.a. McKenzie et al., 1978) als auch Silikate (u.a. Anderson & Lawrence, 1976) mit fortschreitender Diagenese isotopisch leichter werden, was auf Ausfällung von Kalzit- bzw. Quarzement unter steigenden Temperaturen während der Versenkungsdiagenese zurückgeführt wird.

Um die Gesamtheit der physikalischen und chemischen Prozesse während der oben beschriebenen Gesteinsumwandlung möglichst in einem Begriff zu erfassen, wurde 1974 von Schlanger und Douglas das diagenetische Potential eingeführt, das qualitativ als „Länge des diagenetischen Weges, den ein Sediment noch zurückzulegen hat, bevor es das Stadium eines kristallinen Aggregates erreicht“ definiert wurde. Diese Größe wird durch die ursprüngliche Sedimentzusammensetzung fixiert und ist daher eine Funktion verschiedener, sehr variabler Sedimentparameter wie Wassertiefe, Sedimentationsrate, Sedimentzusammensetzung etc.

Zentrales Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, durch eine Kombination sedimentphysikalischer, seismischer und isotopengeochemischer Methoden die Entwicklungsgeschichte diagenetischer Horizonte von Kreide-, Kalk- und Hornstein in den Teilbecken des Atlantischen Ozeans zu rekonstruieren und ihr diagenetisches Potential zu bestimmen. Darüber hinaus sollen Veränderungen der Paläotemperaturen und Temperaturgradienten über der ozeanischen Kruste abgeleitet werden.

Im einzelnen beinhaltet die hierzu bearbeiteten Aufgabenkomplexe

- (1) die Erstellung von physikalischen Modellen zur Versenkungsdiagenese von Karbonaten und Silikaten im Atlantischen Ozean anhand sedimentphysikalischer Meßdaten von DSDP/ODP-Bohrkernproben (Kapitel 3),
- (2) die Bestimmung von lateralen Variationen der physikalischen Sedimentparameter in Diagenesefronten durch die Bearbeitung reflexionsseismischer Profilsektionen vom Kontinentalrand zum mittelatlantischen Rücken (Kapitel 4),
- (3) die Kartierung von Basementstruktur, Sedimentmächtigkeit und Diagenesefronten im Ostatlantik auf Grundlage eines dichten Netzes seismischer Profile (Kapitel 5),
- (4) die Berechnung von Paläotemperaturen und Temperaturgradienten aus dem Sauerstoffisotopenverhältnis von diagenetisch gebildeten Karbonaten und Silikaten (Kapitel 6).

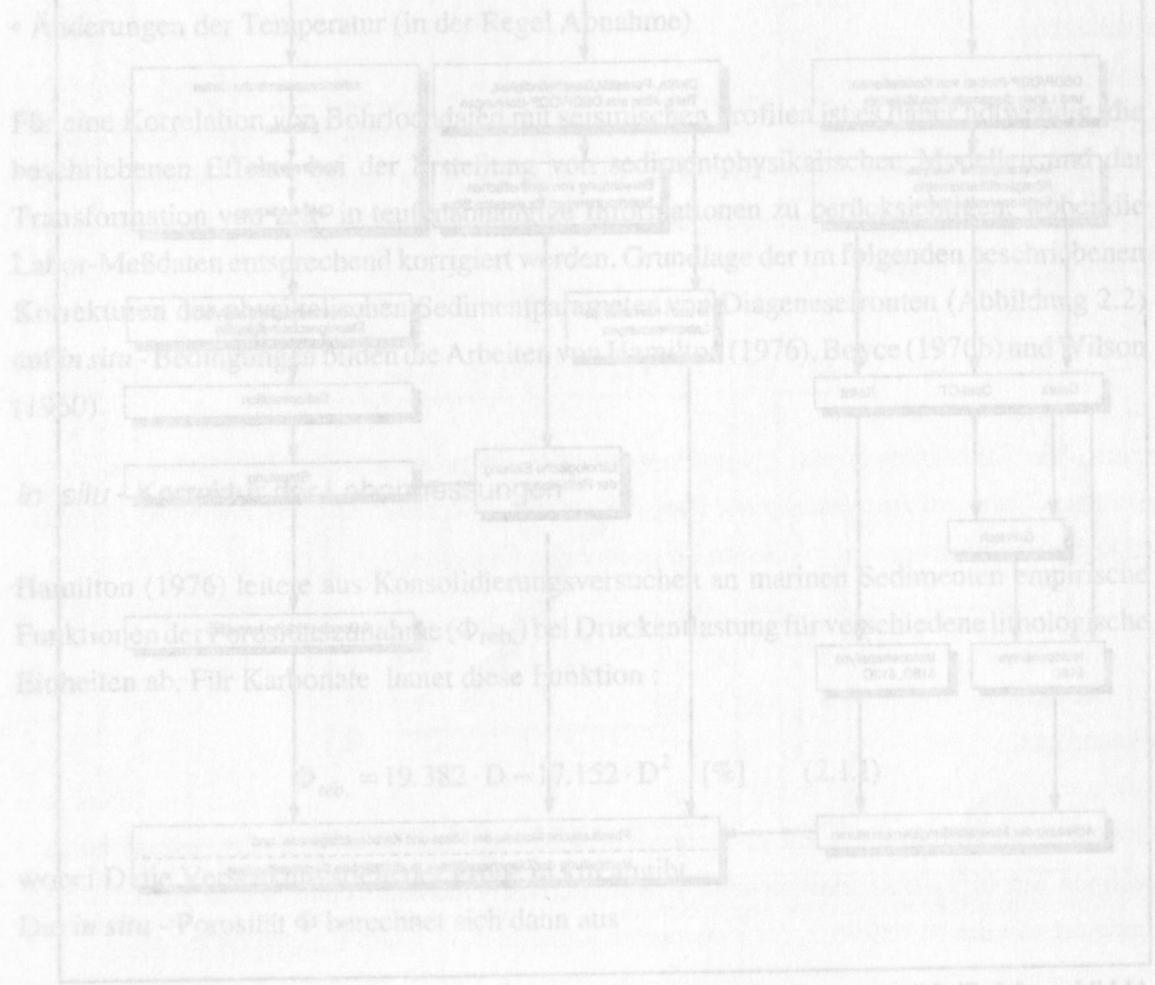


Abbildung 2.1: Flußdiagramm mit schematischer Darstellung des Verfahrens.

2 METHODIK

Spezielle Methoden zur *in situ* - Korrektur von Labormessungen (2.1), Analyse seismischer Geschwindigkeiten (2.2), Kartierung von seismischen Horizonten (2.3) sowie Bestimmung von Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopen (2.4) sind zur Übersicht im Flußdiagramm dargestellt (Abb. 2.1) und werden im folgenden erläutert.

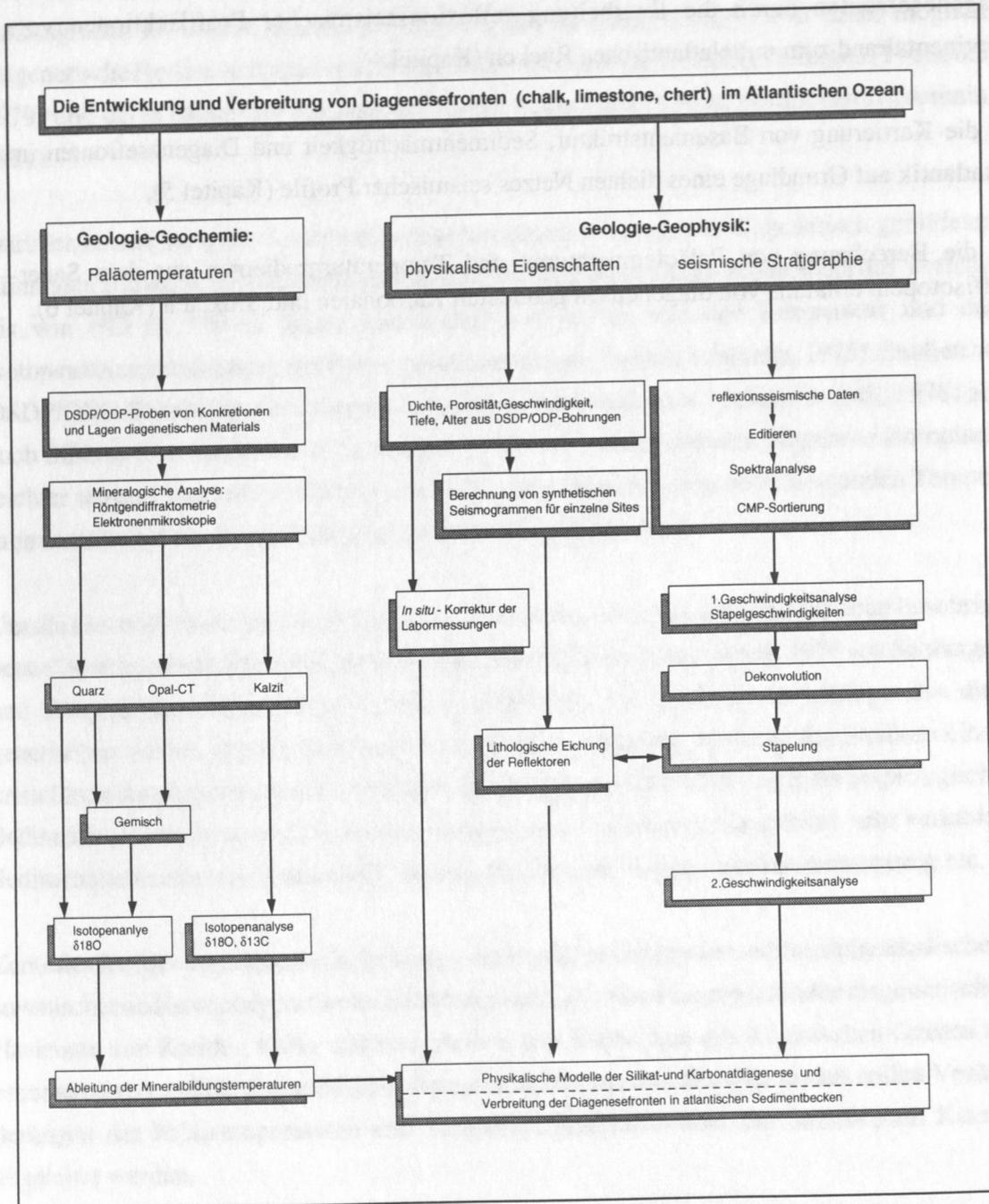


Abbildung 2.1: Flußdiagramm mit schematischer Darstellung des Arbeitsablaufes.

2.1 Sedimentphysikalische Arbeitsmethoden

Eine detaillierte Beschreibung der sedimentphysikalischen Methoden zur Durchführung von diskreten Messungen der Porosität, Feuchtdichte und Kompressionswellengeschwindigkeit an Bord der Bohrschiffe "Glomar Challenger" bzw. "JOIDES Resolution" wurde 1976 von Boyce gegeben.

Untersuchungen sedimentphysikalischer Eigenschaften im Labor (z.B. Hamilton, 1976) und unter *in situ* - Bedingungen (Goldberg et al., 1986) zeigten, daß eine Bohrkernprobe, die von ihrer ursprünglichen Teufenlage auf Laborbedingungen mit atmosphärischen Druck gebracht wird, den folgenden Veränderungen unterworfen ist:

- Zunahme des Porenvolumens durch Verminderung der Auflast ("Porosity Rebound")
- Abnahme der Festigkeit des Sedimentgefüges
- Abnahme des hydrostatischen Druckes in der Porenflüssigkeit
- Änderungen der Temperatur (in der Regel Abnahme)

Für eine Korrelation von Bohrlochdaten mit seismischen Profilen ist es daher notwendig, die beschriebenen Effekte bei der Erstellung von sedimentphysikalischen Modellen und der Transformation von zeit- in teufenabhängige Informationen zu berücksichtigen, wobei die Labor-Meßdaten entsprechend korrigiert werden. Grundlage der im folgenden beschriebenen Korrekturen der physikalischen Sedimentparameter von Diageneseffekten (Abbildung 2.2) auf *in situ* - Bedingungen bilden die Arbeiten von Hamilton (1976), Boyce (1976b) und Wilson (1960).

In situ - Korrektur der Labormessungen

Hamilton (1976) leitete aus Konsolidierungsversuchen an marinen Sedimenten empirische Funktionen der Porositätszunahme ($\Phi_{\text{reb.}}$) bei Druckentlastung für verschiedene lithologische Einheiten ab. Für Karbonate lautet diese Funktion :

$$\Phi_{\text{reb.}} = 19.382 \cdot D - 17.152 \cdot D^2 \quad [\%] \quad (2.1.1)$$

wobei D die Versenkungstiefe der Probe in km angibt.

Die *in situ* - Porosität Φ berechnet sich dann aus

$$\Phi = \Phi_{\text{lab.}} - \Phi_{\text{reb.}} \quad [\%] \quad (2.1.2)$$

Die gemessene Feuchtdichte $\rho_{\text{lab.}}$ wurde für jedes einzelne Bohrloch gegen die gemessene Porosität $\Phi_{\text{lab.}}$ aufgetragen. Hieraus wurde durch lineare Regression eine Ausgleichsgerade der Form

$$\rho_{\text{lab.}} = k \cdot \Phi_{\text{lab.}} + b \quad (2.1.3)$$

berechnet. Da eine lineare Beziehung zwischen Porosität und der Dichte besteht, wurden Meßwerte, die stark von dieser Ausgleichsgeraden abweichen, als fehlerhaft angenommen und aus dem Datensatz eliminiert. Erneute Regression liefert für jedes Bohrloch die Konstanten k und b , die in Anhang A aufgelistet sind. Die *in situ* - Dichte (ρ) erhält man nun, indem man die oben beschriebene Porositätskorrektur anwendet, d.h. die Feuchtdichtewerte entlang der Ausgleichsgeraden um den Betrag $\Phi_{\text{reb.}}$ verschiebt (Abb. 2.2). Rechnerisch wird dies durch die Formel

$$\rho = \rho_{\text{lab.}} - k \cdot \Phi_{\text{reb.}} \quad (2.1.4)$$

beschrieben.

Im Prinzip wird die *in situ*- P-Wellengeschwindigkeit (V) analog der oben beschriebenen Dichtekorrektur abgeleitet. Allerdings ist die Beziehung zwischen Porosität ($\Phi_{\text{lab.}}$) und Geschwindigkeit ($V_{\text{lab.}}$) nicht linear. Die besten Regressionen wurden für logarithmische Beziehungen der Form

$$V_{\text{lab.}} = c + n \cdot \ln(\Phi_{\text{lab.}}) \quad [\text{km/s}] \quad (2.1.5)$$

erzielt. Die Konstanten n und c wurden wiederum für jedes einzelne Bohrloch berechnet (Anhang C) und zur Anwendung der Porositätskorrektur benutzt. Die Verschiebung entlang der Regressionskurve wird in diesem Fall durch die Gleichung

$$V = V_{\text{lab.}} + n \cdot \ln(\Phi / \Phi_{\text{lab.}}) \quad (2.1.6)$$

ausgedrückt.

Meßdaten von Bohrlöchern, die keine befriedigenden Regressionen nach der beschriebenen Methode liefern ($r < 0.8$) oder nur wenige Messungen aufweisen, wurden mit Hilfsfunktionen korrigiert, die die Mittelwerte der Konstanten k und m bzw. c und n verwenden.

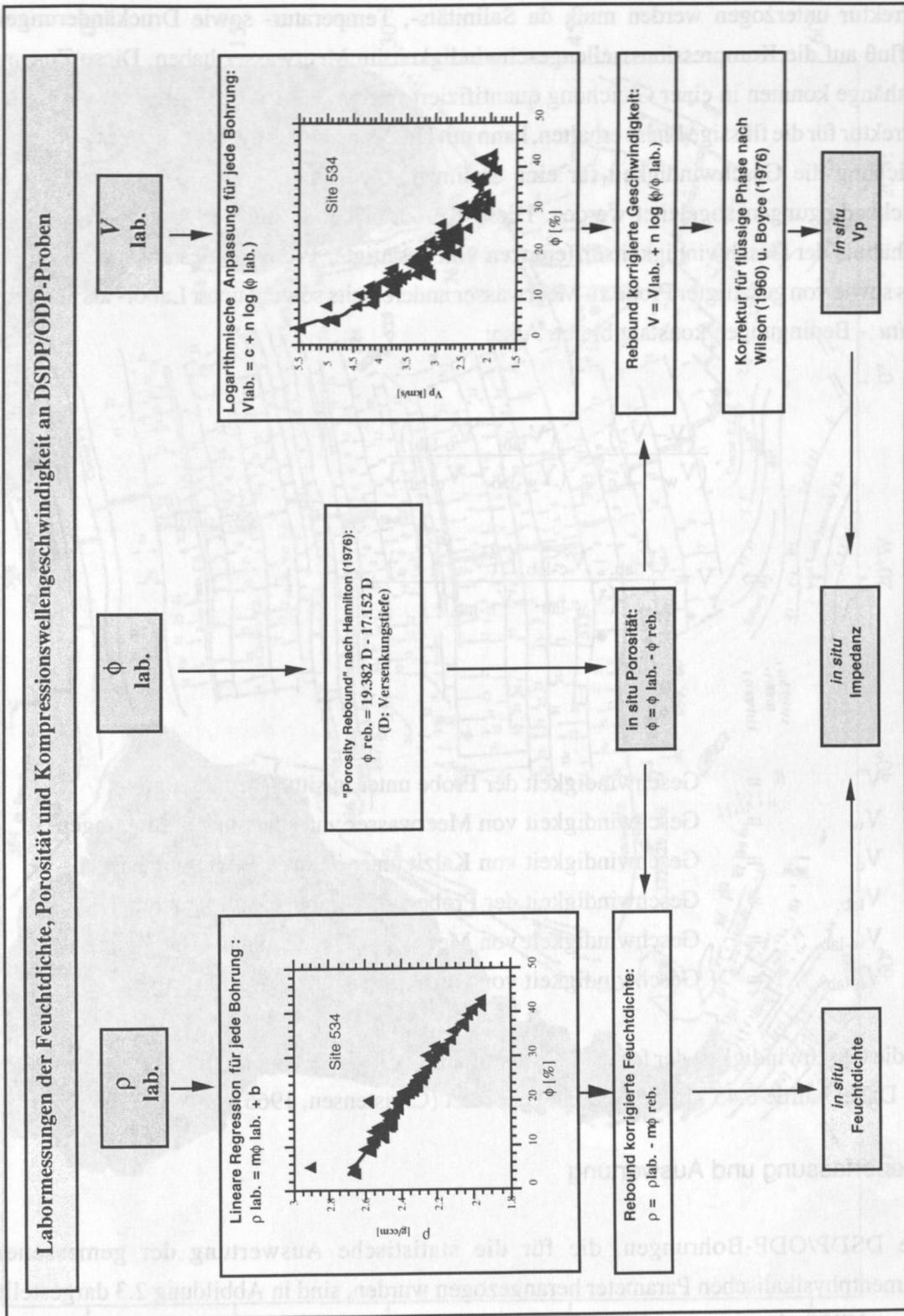


Abbildung 2.2: Arbeitsabläufe für die Korrektur von Labormessungen physikalischer Sedimentparameter auf *in situ* - Bedingungen.

Weiterhin wurde berücksichtigt, daß das Porenwasser im Sediment ebenfalls einer *in situ* - Korrektur unterzogen werden muß, da Salinitäts-, Temperatur- sowie Druckänderungen Einfluß auf die Kompressionswellengeschwindigkeit im Meerwasser haben. Diese Zusammenhänge konnten in einer Gleichung quantifiziert werden (Wilson, 1960). Hat man so die Korrektur für die flüssige Phase erhalten, kann mit Hilfe einer von Boyce (1976a) entwickelten Gleichung die Geschwindigkeit für eine Sedimentprobe unter *in situ* - Temperatur- und Druckbedingungen abgeleitet werden. Diese Korrektur beruht auf der Annahme, daß das Verhältnis der Geschwindigkeitsdifferenzen von gesättigter Probe zu Gesteinsmatrix einerseits sowie von gesättigter Probe zu Meerwasser andererseits sowohl unter Labor- als auch für *in situ* - Bedingungen konstant bleibt. Also:

$$\frac{(V - V_c)}{(V_w - V_c)} = \frac{(V_{lab.} - V_{c-lab.})}{(V_{w-lab.} - V_{c-lab.})} \quad (2.1.7)$$

$$\Rightarrow V = \frac{(V_{lab.} - V_{c-lab.}) \cdot (V_w - V_c)}{(V_{w-lab.} - V_{c-lab.})} + V_c$$

V	=	Geschwindigkeit der Probe unter <i>in situ</i> - Bedingungen
V_w	=	Geschwindigkeit von Meerwasser unter <i>in situ</i> - Bedingungen
V_c	=	Geschwindigkeit von Kalzit unter <i>in situ</i> - Bedingungen
$V_{lab.}$	=	Geschwindigkeit der Probe unter Labor- Bedingungen
$V_{w-lab.}$	=	Geschwindigkeit von Meerwasser unter Labor- Bedingungen
$V_{c-lab.}$	=	Geschwindigkeit von Kalzit unter Labor- Bedingungen

Für die Geschwindigkeit der festen Sedimentmatrix wird dabei angenommen, daß $V_c = V_{c-lab.}$ gilt. Dabei wurde 6.45 km/s für Kalzit angesetzt (Christensen, 1965).

Datenerfassung und Auswertung

Alle DSDP/ODP-Bohrungen, die für die statistische Auswertung der gemessenen sedimentphysikalischen Parameter herangezogen wurden, sind in Abbildung 2.3 dargestellt. Die mit Hilfe paläomagnetischer und paläontologischer Methoden abgeleiteten Alters-Tiefenkurven (Thiede et al., 1993) wurden dazu benutzt, jedem Meßwert ein geologisches Alter zuzuordnen. So ist es möglich, die diagenetischen Prozesse auch in einen zeitlichen Rahmen zu stellen.



Abbildung 2.3b: Lokationen der sedimentphysikalisch untersuchten DSDP/ODP-Bohrungen im Südatlantik, die mit Hilfe der magnetischen Anomalien (Cande et al., 1989) zeitlich eingeordnet sind. Bohrlokationen, an denen Isotopenuntersuchungen vorgenommen wurden, sind durch offene Kreise dargestellt (Site 357, 366, 525, 698 und 700).

Für die Ableitung physikalischer Veränderungen von Karbonatsedimenten mit der Tiefe sollten zunächst nur solche Gesteine betrachtet werden, die sich unter "normalen" Sedimentationsbedingungen gebildet haben. Es sind sowohl Meßwerte von Bereichen mit ehemals sehr langsam als auch von sehr rasch sedimentierten Karbonatpartikeln auszuschließen. Für das Erfüllen dieser Kriterien wurde nach erfolgter *in situ*-Korrektur der Meßergebnisse die durchschnittliche Sedimentationsrate seit der Ablagerung des Sediments mit Hilfe der Alters- und Teufeninformationen berechnet. Die daraus abzuleitenden Diagenesestadien basieren auf Meßwerten von Proben mit einer mittleren Sedimentationsrate von 1-4 cm/1000 Jahre. Diese Werte wurden nach der Versenkungstiefe (angegeben in mbsf : "meters below seafloor") sortiert und das statistische Mittel mit Standardabweichung der Porosität, Feuchtdichte und Kompressionswellengeschwindigkeit für jeweils ca. 50 Proben bestimmt (Anhang E).

Im Gegensatz zu den Karbonatsedimenten sind an Hornsteinen vergleichsweise wenig Bestimmungen der sedimentphysikalischen Parameter aus DSDP/ODP-Bohrungen vorhanden; deshalb beschränkt sich hier die Untersuchung auf Einzelmessungen von Porosität, Feuchtdichte und Kompressionswellengeschwindigkeit (Anhang F).

Ergänzend zu den sedimentphysikalischen Arbeiten wurden REM- (Raster Elektronen Mikroskopie) Aufnahmen an DSDP/ODP-Bohrkernproben durchgeführt, die die Fossilhaltung und fortschreitende Zementierung des Porenraumes während der Diagenesestadien und die direkte Beziehung zu den damit verbundenen Änderungen der physikalischen Sedimenteigenschaften deutlich machen (Tafel 1, Seite 94).

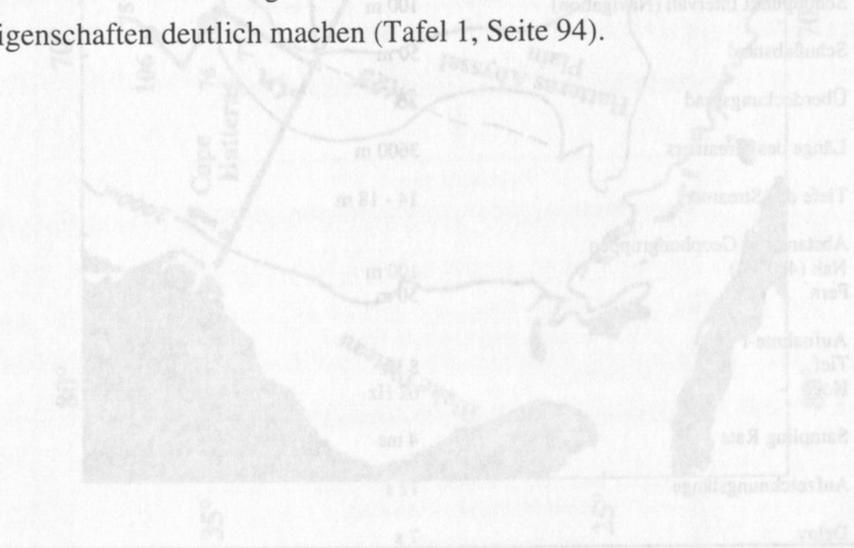


Abbildung 2.4: Lokation des DSDP/ODP-Bohrfeldes im Karibischen Ozean. Der Hauptbereich des Bohrfeldes ist im Karibischen Ozean zwischen 18°N und 25°N sowie 75°W und 85°W lokalisiert. Die Bohrungen sind in der Abbildung als Punkte markiert. Die Karte zeigt die Küstenlinien von Mexiko, den Karibischen Inseln und dem nördlichen Südamerika. Die Tiefenlinien sind in 1000 m, 2000 m und 3000 m angegeben. Ein Maßstab von 1000 km ist unten rechts eingezeichnet.

2.2 Methodik der seismischen Datenbearbeitung

Datenmaterial

Vom U.S. Geological Survey (USGS) wurde freundlicherweise mit der mehrkanal-reflexions-seismischen Linie "IPOD (International Phase of Ocean Drilling)" ein hochwertiges, 3400 km langes Profil zur Verfügung gestellt, das sich von Cape Hatteras bis zum mittelatlantischen Rücken erstreckt und 1974 im Auftrag des "United States Geological Survey (USGS)" und der "National Science Foundation" der U.S.A. aufgezeichnet wurde. Die Versuchsanordnung des Profils "IPOD" ist zusammen mit den Aufnahmeparametern in Tabelle 2.1 näher spezifiziert (Grow & Markl, 1977). Aufgrund unterschiedlicher Geophongruppenabstände (100 bzw. 50m) wurde eine 36-fache Überdeckung des Untergrundes erreicht. Die Vermessung mit dem Schiff M/V Gulf Seal ebenso wie die vorläufige Auswertung des ersten Drittels der gewonnenen Daten wurde (siehe Abbildung 2.4, durchgezogene Linie) von der Firma "Digicon Inc." durchgeführt. Weiterhin migrierten Grow und Markl (1977) drei Profilabschnitte von 20 bis 50 km Länge.

Tabelle 2.1: Aufnahme Parameter des Profils "IPOD"

Quelle	Airgun Array (1700 inch ³)
Tiefe der Quelle	91 m
Abstand Quelle - Streamer	348 m
Schußpunkt Intervall (Navigation)	100 m
Schußabstand	50 m
Überdeckungsgrad	36
Länge des Streamers	3600 m
Tiefe des Streamers	14 - 18 m
Abstand der Geophongruppen	
Nah (48 - 24)	100 m
Fern	50 m
Aufnahme-Filter	
Tief	8 Hz
Hoch	62 Hz
Sampling Rate	4 ms
Aufzeichnungslänge	12 s
Delay	7 s

Der Hauptabschnitt des Profils von der Tiefsee zum mittelatlantischen Rücken ist dagegen noch völlig unbearbeitet und liegt lediglich als demultiplexer Rohdatensatz vor (Agena et al., 1993). Aufgrund der sehr guten Datenqualität des Profils konnte der Verlauf und die akustischen Eigenschaften von diagenetischen Horizonten in einem großräumigen Transekt durch verschiedene Faziesräume nachverfolgt werden.

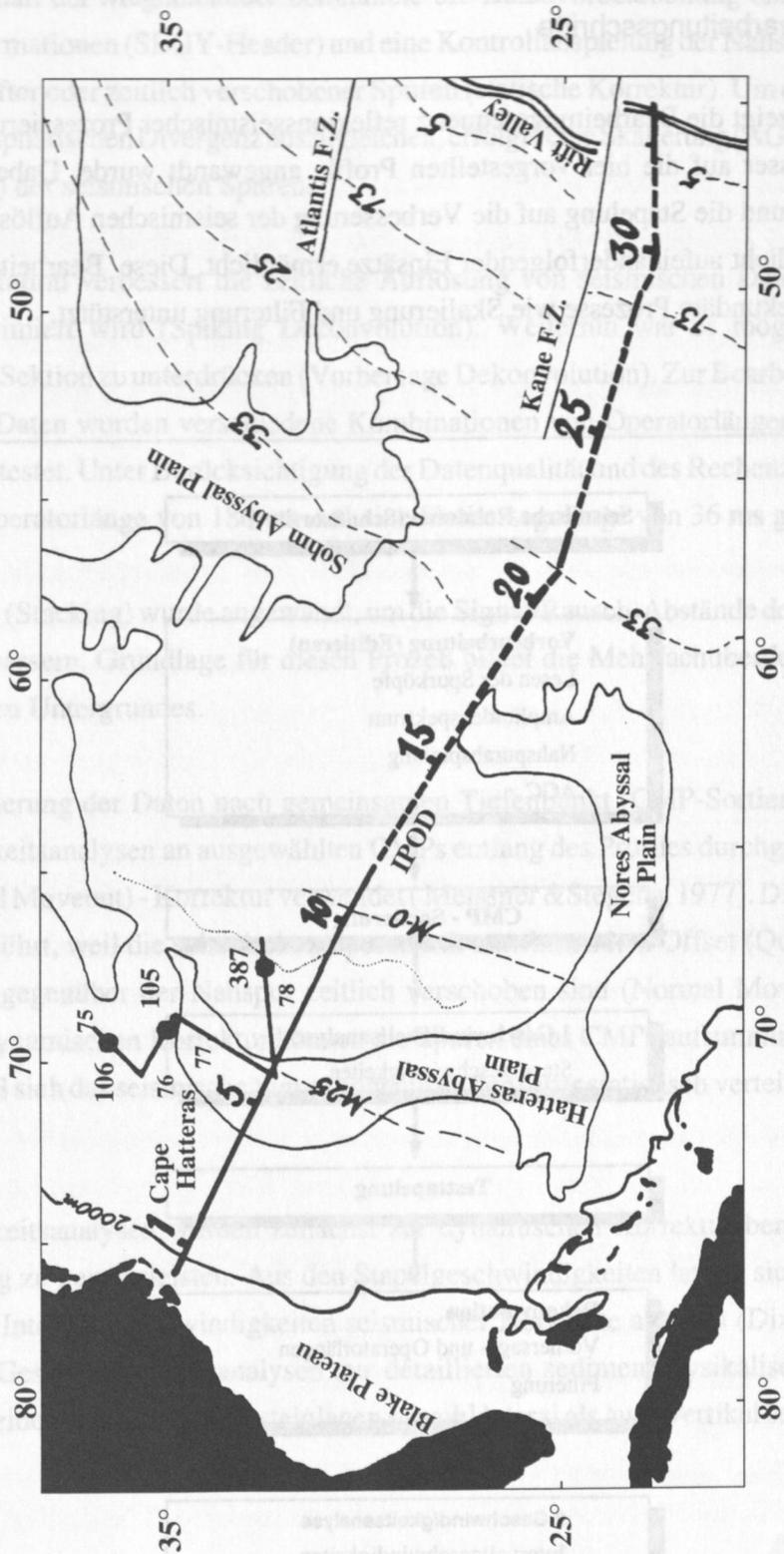


Abbildung 2.4: Lokation des IPOD-Profiles und der Linien 75-78 (Conrad Cruise), sowie der DSDP Sites 105, 106 und 387. Die Nummerierung entlang des Profils bezeichnet Schußpunktnummern (SP) in Tausend. Unprozessierte Teile des Profils sind gestrichelt gezeichnet. Außerdem sind die magnetischen Anomalien 5, 13, 33, M0 und M25 dargestellt.

Allgemeine Bearbeitungsschritte

Abbildung 2.5 zeigt die Bearbeitungssequenz reflexionsseismischer Prozessierungsschritte, die vom Verfasser auf die hier vorgestellten Profile angewandt wurde. Dabei zielen die Dekonvolution und die Stapelung auf die Verbesserung der seismischen Auflösung, die das Unterscheiden dicht aufeinanderfolgender Einsätze ermöglicht. Diese Bearbeitungsschritte werden durch sekundäre Prozesse wie Skalierung und Filterung unterstützt.

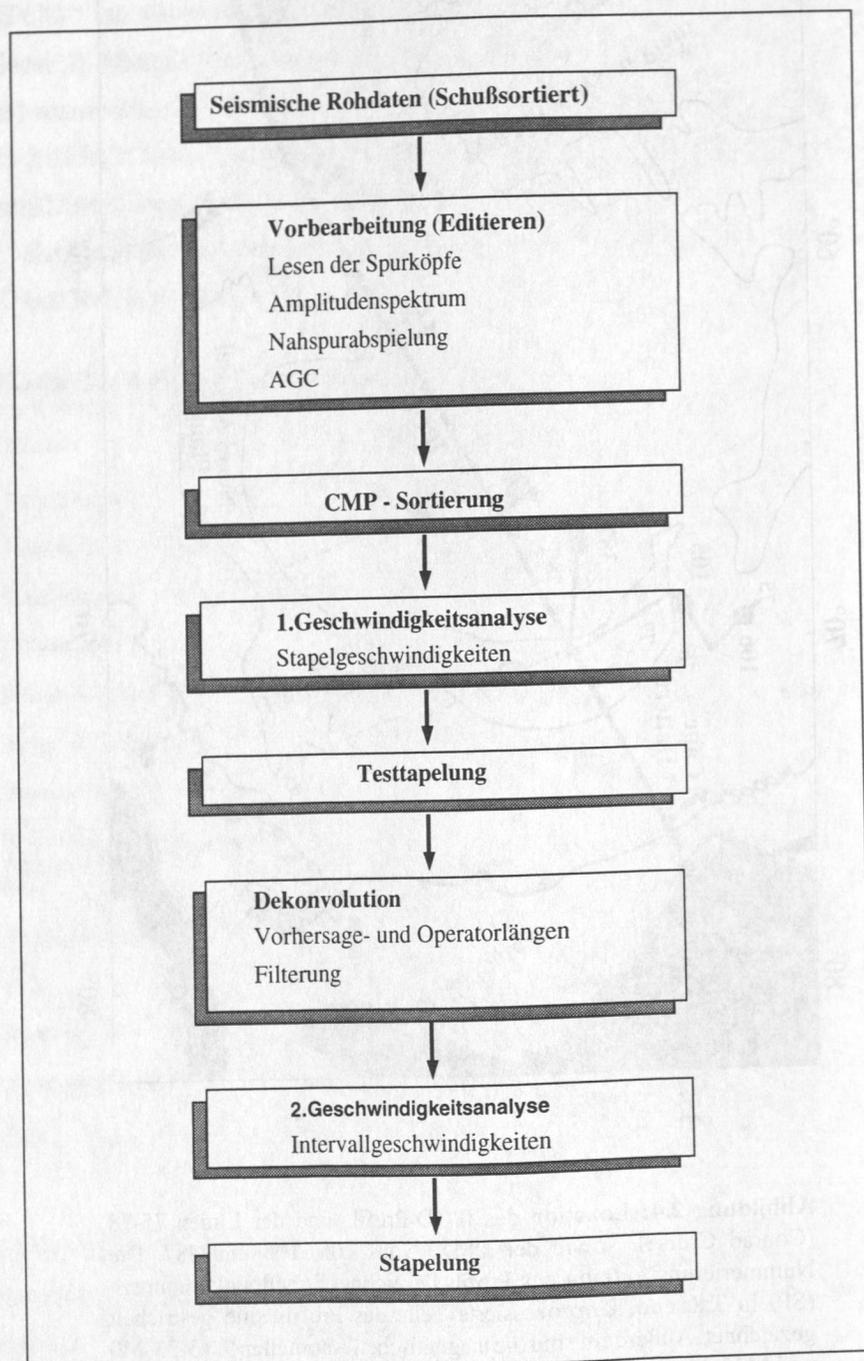


Abbildung 2.5: Bearbeitungssequenz zur seismischen Analyse des IPOD-Profiles.

Nach dem Erhalt der Magnetbänder beinhaltet die Datenvorbereitung ein Editieren Spurkopfinformationen (SEGY-Header) und eine Kontrollabspielung der Nahspur zur Erkennung fehlerhafter oder zeitlich verschobener Spuren (statische Korrektur). Um die Effekte Streuung und sphärischen Divergenz auszugleichen, erfolgte eine Skalierung (AGC, "Amplitude gain Control") der seismischen Spuren.

Die Dekonvolution verbessert die zeitliche Auflösung von seismischen Daten, indem das Signal komprimiert wird (Spiking Deconvolution). Weiterhin war es möglich, multiple Energie in der Sektion zu unterdrücken (Vorhersage Dekonvolution). Zur Bearbeitung der verwendeten Daten wurden verschiedene Kombinationen von Operatorlängen und Vorhersagelängen getestet. Unter Berücksichtigung der Datenqualität und des Rechenzeitaufwands wurde eine Operatorlänge von 180 ms und eine Vorhersagelänge von 36 ms gewählt.

Die Stapelung (Stacking) wurde angewandt, um die Signal/Rausch-Abstände der seismischen Daten zu verbessern. Grundlage für diesen Prozeß bildet die Mehrfachüberdeckung des untersuchenden Untergrundes.

Nach Umsortierung der Daten nach gemeinsamen Tiefenpunkt (CMP-Sortierung), wurden Geschwindigkeitsanalysen an ausgewählten CMPs entlang des Profils durchgeführt und NMO (Normal Moveout) - Korrektur verwendet (Meissner & Stegena, 1977). Diese Korrektur wird durchgeführt, weil die seismischen Spuren mit zunehmendem Offset (Quelle-Empfänger-Abstand) gegenüber der Nahspur zeitlich verschoben sind (Normal Moveout, NMO). Nach dieser dynamischen Korrektur können die Spuren eines CMPs aufsummiert (gestapelt) werden, so daß sich das seismische Signal gegenüber dem eher statistisch verteilten Rausch verstärkt.

Geschwindigkeitsanalysen wurden zunächst zur dynamischen Korrektur benutzt, um eine gute Stapelung zu gewährleisten. Aus den Stapelgeschwindigkeiten lassen sich bei spherischer Lagerung die Intervallgeschwindigkeiten seismischer Horizonte ableiten (Dix, 1955). Deshalb wurden Geschwindigkeitsanalysen zur detaillierten sedimentphysikalischen Untersuchung von Kreide-, Kalk- und Hornsteinlagen sowohl lateral als auch vertikal sehr engständig durchgeführt.

Geschwindigkeitsanalysen

Mehrkanal-Reflexionsseismik bietet durch Offset-Registrierung eine indirekte Methode zur Bestimmung von Wellen-Geschwindigkeiten. Die Verzögerung der Einsätze mit zunehmendem Quelle-Empfänger-Abstand (Normal Moveout, NMO) ist nämlich eine Funktion der Geschwindigkeitsverteilung im Untergrund.

Für den Fall einer einzelnen, horizontalen Schicht gilt für die Zweiweglaufzeit die Hyperbel

$$t^2(x) = t^2(0) + \frac{x^2}{V_{NMO}^2} \quad (2.2.1)$$

wobei V_{NMO} in diesem Fall die Geschwindigkeit des Mediums oberhalb des Reflektors beschreibt.

In einem Medium, das aus mehreren horizontalen Schichten mit konstanten Geschwindigkeiten besteht, gilt für die Zweiweglaufzeit in Abhängigkeit vom Offset die folgende Gleichung (Taner & Koehler, 1969):

$$t^2(x) = C_0 + C_1x^2 + C_2x^4 + C_3x^6 + \dots \quad (2.2.2)$$

mit

$$C_0 = t^2(x)$$

und

$$C_1 = \frac{1}{V_{rms}^2}$$

C_2, C_3, \dots sind komplexe Funktionen, die bei kleinem Offset/Eindringtiefe-Verhältnis vernachlässigt werden können. Daraus folgt:

$$t^2(x) = t^2(0) + \frac{x^2}{V_{rms}^2} \quad (2.2.3)$$

wobei

$$V_{rms}^2 = \frac{1}{t(0)} \sum_{i=1}^N V_i^2 \cdot \Delta t_i(0) \quad (\text{"root mean square velocity"}) \quad (2.2.4)$$

mit

Δt_i : Vertikale Zweiweglaufzeit durch Schicht i

$t(0)$: Vertikale Zweiweglaufzeit durch alle Schichten

V_i : Intervallgeschwindigkeiten

Aus dem Vergleich der Ausdrücke 2.2.1 und 2.2.3 ergibt sich für kleine Winkel

$$V_{NMO} = V_{rms}$$

Während sich V_{NMO} auf die hyperbolische Laufzeitkurve für kleine Offsets bezieht, beschreibt die Stapelgeschwindigkeit (V_{st}) die Anpassung für die gesamte Geophonauslage. Der Unterschied zwischen V_{st} und V_{NMO} nimmt mit der Entfernung x zu und mit der Teufe z bzw. der Laufzeit t ab. Im Falle der IPOD-Daten ist Aufgrund der großen Wassertiefe (4,5 bis 5 km)

das Verhältnis $x/z < 1$, so daß näherungsweise gilt:

$$V_{st} \approx V_{NMO} \approx V_{rms} \quad (2.2.5)$$

Aus den „root mean square“ - Geschwindigkeiten V_{rms_i} der einzelnen Horizonte und den Zweiweglaufzeiten t_i lassen sich nun die Intervallgeschwindigkeiten V_i für die einzelnen Schichten nach der Formel von Dix (1955) berechnen.

$$V_i = \left(\frac{V_{rms_i}^2 \cdot t_i - V_{rms_{i-1}}^2 \cdot t_{i-1}}{t_i - t_{i-1}} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (2.2.6)$$

Die beschriebenen Ableitungen sind allerdings nur im Fall von horizontalgeschichteten Medien gültig. In anderen Fällen wie z.B. geneigten Horizonten muß der Neigungswinkel bei den Geschwindigkeitskalkulationen berücksichtigt werden, bei komplexerer Untergrundstruktur kann mit dieser Methode keine realistische Intervallgeschwindigkeit mehr abgeleitet werden. Die hier vorgestellten Geschwindigkeitsanalysen konzentrieren sich daher auf möglichst horizontalgeschichtete Gesteinsabfolgen.

Zur Ermittlung der optimalen Stapelgeschwindigkeiten gibt es verschiedene Verfahren, wie die $t^2 - x^2$ Methode oder das Geschwindigkeitsspektrum (Taner & Koehler, 1969). Bei dem hier benutzten Verfahren (Abbildung 2.6) werden verschiedene konstante NMO-Korrekturen auf eine CMP-Familie angewendet und die Ergebnisse nebeneinander dargestellt (CVS-, Constant velocity scan - Methode). Diejenige Geschwindigkeit, die einen Reflektor dabei am perfektsten glättet, wird als seine NMO-Geschwindigkeit angenommen. Ergänzend werden Gruppen von CMPs mit den vorgegeben Geschwindigkeiten aufgestapelt und wiedergegeben, so daß auf Grund der Signalamplitude und Reflektorkontinuität eine Entscheidung über die optimale Stapelgeschwindigkeit getroffen werden kann. Die zur Stapelung der IPOD-Linie notwendigen Geschwindigkeitsanalysen wurden an einzelnen markanten Horizonten und mit einem CMP-Intervall von 400 (= 10 km) durchgeführt (Genauigkeit 5-10 %). Zur Bestimmung der physikalischen Sedimenteigenschaften diagenetischer Horizonte wurde die Abfolge von Reflektoren mit einem verfeinerten Geschwindigkeitsmodell untersucht und die laterale Auflösung mit einem Intervall von 5 km wesentlich erhöht. Für die Untersuchung von sedimentphysikalischen Eigenschaften einzelner Horizonte wird eine Genauigkeit der Geschwindigkeitsanalysen von >95% gefordert (Cordier, 1985). Die hauptsächlichen Fehlerquellen von Geschwindigkeitsanalysen sind neben technisch bedingten Ungenauigkeiten der Aufnahmekonfiguration durch die Struktur des Untergrundes (Heterogenität, Schrägschichtung, hohe Absorption etc.) bedingt. Ein Ausschnitt des von uns untersuchten Profilabschnittes (Abbildung 2.7) zeigt jedoch zum einen die hervorragende Datenqualität und zum anderen, daß die untersuchten Horizonte abschnittsweise als sählig und homogen betrachtet werden können, so daß man von einem geringen Fehler (< 5 %) in den Bestimmungen ausgehen kann.

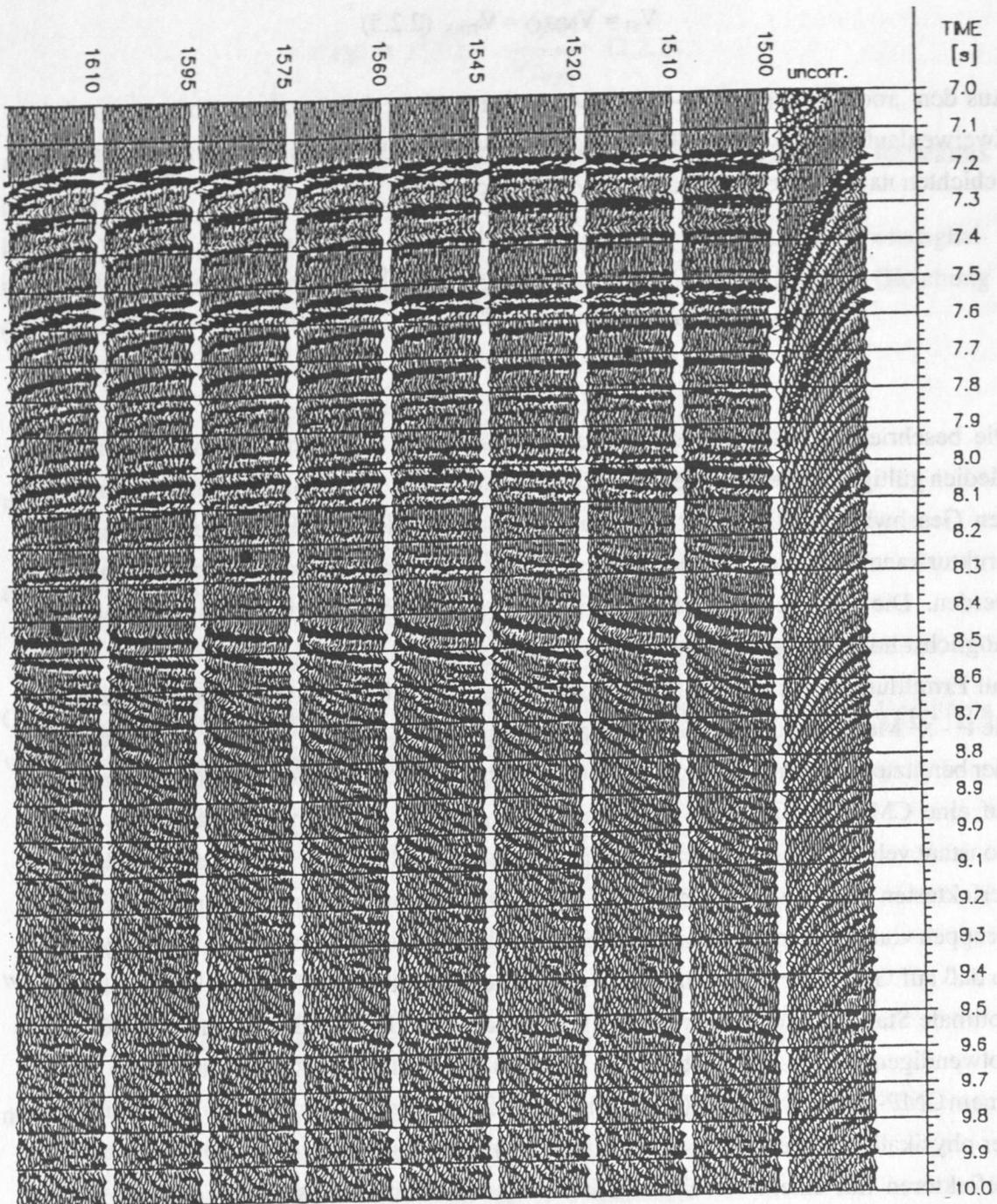


Abbildung 2.6: Beispiel einer seismischen Geschwindigkeitsanalyse am IPOD-Profil. Verschiedene konstante Geschwindigkeiten werden zur „Normal Moveout“ (NMO)-Korrektur auf eine „Common Midpoint“ (CMP) - Familie von seismischen Spuren angewendet und die Ergebnisse nebeneinander dargestellt. Diejenige Geschwindigkeit, die einen Reflektor dabei am besten glättet (durch Punkte markiert) wird als seine NMO-Geschwindigkeit angenommen. Aus der NMO-Geschwindigkeit lassen sich bei söhlicher Schichtung Intervallgeschwindigkeiten bestimmen (Dix, 1955).

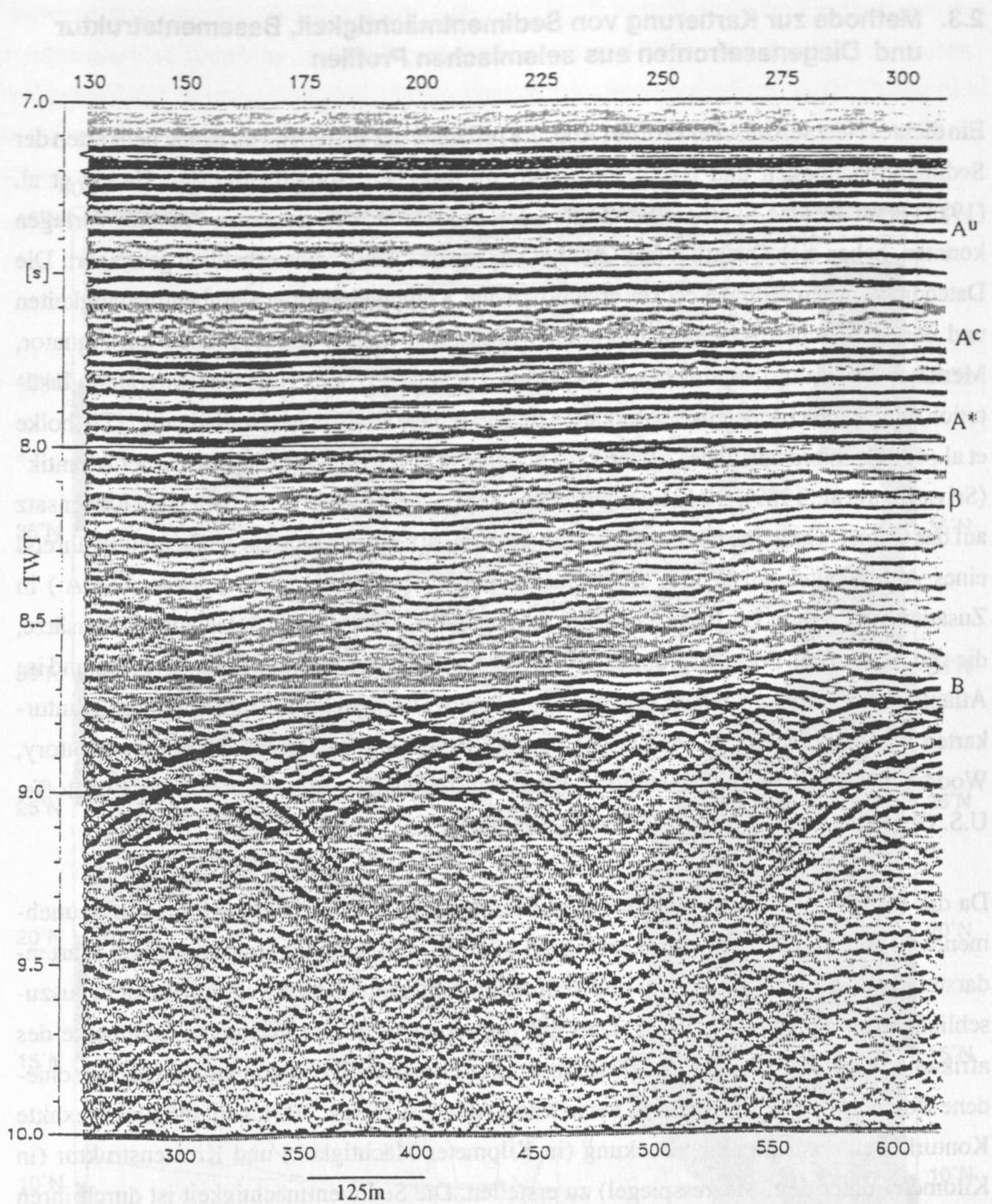


Abbildung 2.7: Dargestellt ist ein Ausschnitt der untersuchten Sektion des IPOD-Profiles nach der Dekonvolution, der die hervorragende Datenqualität verdeutlicht und zeigt, daß die Horizonte abschnittsweise als sählig und homogen betrachtet werden können. Man kann daher von einem geringen Fehler (<5%) in den Bestimmungen der seismischen Geschwindigkeiten ausgehen. Erosionshorizonte A^{*}, Diagenesefronten (A^c, A^{*}, β) und die ozeanische Kruste (B) rufen markante Reflektoren in dieser Sektion hervor.

2.3. Methode zur Kartierung von Sedimentmächtigkeit, Basementstruktur und Diagenesefronten aus seismischen Profilen

Ein dichtes Netz seismischer Profile (Abb. 2.8) erlaubte das Erstellen von Isopachenkarten der Sedimentmächtigkeit und Basementstruktur im östlichen Nordatlantik. Seit Ewing et al. (1973) erstmals eine Synthese von regionalen Studien für den gesamten Atlantik vorlegen konnten, haben sich Quantität und Qualität der seismischen Linien erheblich gesteigert. Die Datendichte in den Sedimentbecken erlaubt es heute, Kompilationen der Sedimentmächtigkeiten und der akustischen Basementstrukturen (Maßstab 1 inch/°, ca. 1:4380000 am Äquator, Merkator Projektion) vorzunehmen. Dr. Brian Tucholke (Woods Hole Oceanographic Institution) veröffentlichte bereits Konturkarten für die Gebiete "Westlicher Nordatlantik" (Tucholke et al., 1982), "Nordwestlicher Atlantik" (Tucholke & Fry, 1985) und "Nordöstlicher Atlantik" (Srivastava et al., 1989). Die hier vorgestellten Arbeiten erweitern den bestehenden Kartensatz auf das Gebiet "Östlicher Nordatlantik" (5 - 45°N, 0 - 40°W) und wurden größtenteils während eines Aufenthaltes am Woods Hole Oceanographic Institution (Woods Hole, U.S.A.) in Zusammenarbeit mit Dr. Brian Tucholke durchgeführt. Kompiliert wurden auch Datensätze, die von zahlreichen Forschergruppen geophysikalischer Einrichtungen im In- und Ausland im Atlantischen Ozean gewonnen wurden. Die primäre Datenquelle zur Erstellung der Konturkarten bildeten seismische Profile der Institutionen: Lamont Doherty Earth Observatory, Woods Hole Oceanographic Institution, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, U.S. Geological Survey und U.S. Navy (Abbildung 2.8).

Da die Kompressionswellengeschwindigkeiten in mächtigen Sedimentabfolgen mit zunehmender Teufe starke Gradienten aufweisen können, sind Mißinterpretationen bei Kartendarstellungen der Krustenstruktur und Sedimentmächtigkeit in Zweiweglaufzeit nicht auszuschließen (Tucholke et al., 1982). Dies gilt insbesondere für die mächtigen Sedimente des afrikanischen Kontinentalrandes. Deshalb wurden Geschwindigkeitsfunktionen für verschiedene Bereiche des Arbeitsgebietes verwendet (Abb. 2.9, Houtz, 1981), um möglichst exakte Konturkarten der Sedimentbedeckung (in Kilometer Mächtigkeit) und Krustenstruktur (in Kilometer unter dem Meeresspiegel) zu erstellen. Die Sedimentmächtigkeit ist durch ihren Einfluß auf die Kompaktion und die Versenkungsdiagenese von zentraler Bedeutung und soll die Beziehung mittlerer und großräumiger Strukturen von Diagenesefronten ermöglichen.

Zur Erfassung der Krustenoberfläche wurde entlang seismischer Profillinien in 10km-Intervallen die Laufzeit zwischen dem Meeresboden und dem akustischen Basement digitalisiert. Um kleinräumige Anomalien zu unterdrücken, wurden die Daten durch einen laufenden Mittelwert über 7 Datenpunkte (60 km) geglättet. Zur Umsetzung der Laufzeitinformationen (t) in Sedimentmächtigkeit (H) wurden Funktionen der Form

$$H = V_0 t + 0.5(Kt^2) \quad (2.3.1)$$

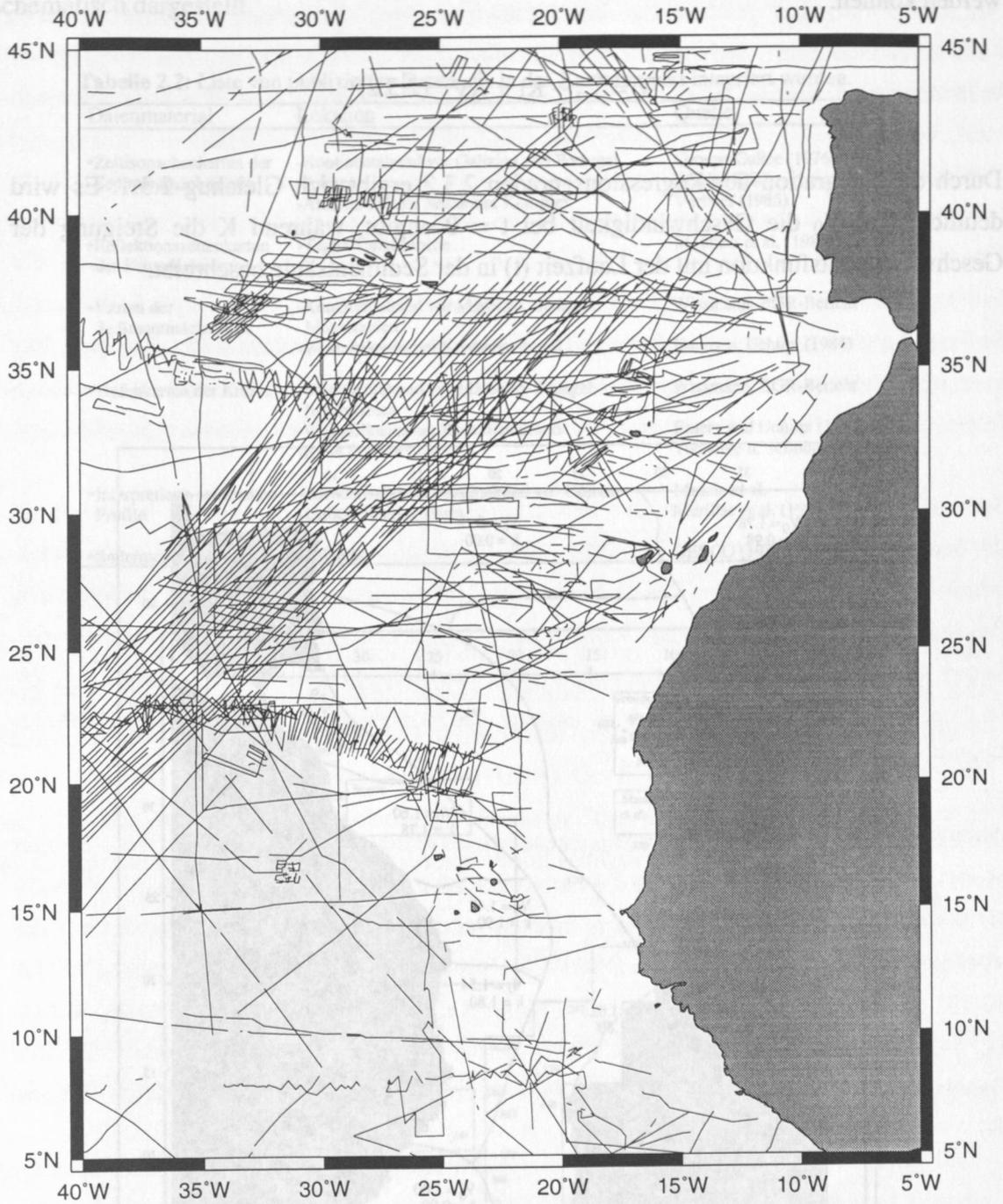


Abbildung 2.8: Lokationen der seismischen Profile, die zur Bestimmung von Sedimentmächtigkeit und Basementstruktur im östlichen Nordatlantik ausgewertet wurden.

verwendet. Die Konstanten V_0 und K (Houtz, 1981) wurden für die von uns untersuchten Bereiche des Ostatlantiks mit Hilfe von Intervallgeschwindigkeiten aus Sonobojenmessungen bestimmt (Abb. 2.9). Trägt man die ermittelten Geschwindigkeiten gegen die Tiefe der Schichten auf, so wird deutlich, daß Polynome erster Ordnung zur Regression verwendet werden können:

$$V = V_0 + Kt \pm \Delta V \quad (2.3.2)$$

Durch die Integration der Regressionsgeraden 2.3.2 ergibt sich Gleichung 2.3.1. Es wird deutlich, daß V_0 die Geschwindigkeit bei $t = 0$ angibt, während K die Steigung der Geschwindigkeitsfunktion mit der Laufzeit (t) in der Sedimentsäule beschreibt.

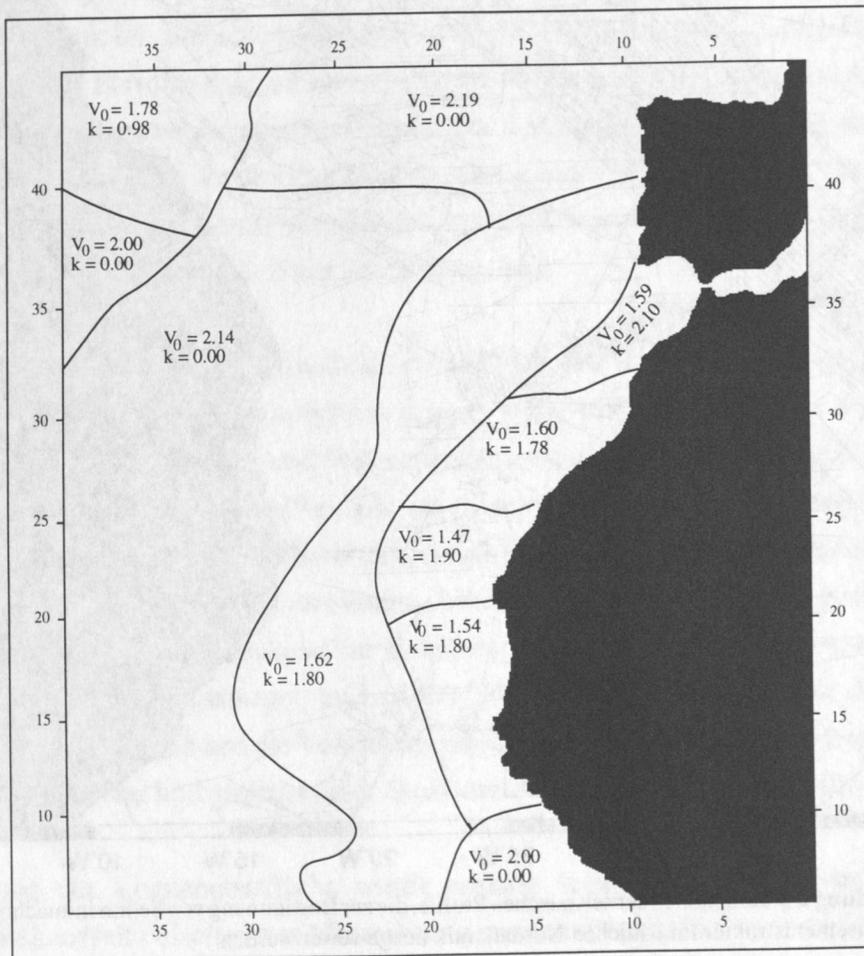


Abbildung 2.9: Die Konstanten V_0 und k zur Berechnung der Sedimentmächtigkeit für verschiedene Bereiche des östlichen Nordatlantiks (nach Houtz, 1981).

Nach dem Berechnen der Sedimentmächtigkeit (H) ergibt sich die Tiefe des Basements unter der Wasseroberfläche durch Addition der entlang der seismischen Linien bestimmten bathymetrischen Werte. In unseren Primärdatensatz wurden bereits publizierte Karten und interpretierte Profile integriert (Tabelle 2.2). In Abb. 2.10 sind die integrierten Seegebiete schematisch dargestellt.

Tabelle 2.2: Liste von publizierten Daten, die in das Kartenprojekt integriert wurden.

Datenmaterial	Lokation	Quelle
•Zeitisopachenkarten der Sedimentmächtigkeit	-Kontinentalrand vor Galizien und Portugal -Azoren -Atlantis-Meteor Seamount Komplex	Groupe Galice (1976) Searle (1980) Verhoef (1985)
•Reflektionszeitenkarten der Krustenstruktur	-Tagus Tiefseeebene	Mauffret et al. (1989)
•Karten der Sedimentmächtigkeit	-Kontinentalrand vor Marokko, Senegal, Mauretanien -Westafrikanischer Kontinentalrand	Wissmann, BGR-Bericht Emery u. Uchupi (1984)
•Tiefenkarten der Kruste	-Kontinentalrand vor Marokko, Senegal, Mauretanien -Westafrikanischer Kontinentalrand -Kane Fracture Zone	Wissmann, BGR-Bericht Emery and Uchupi (1984) Tucholke u. Schouten (1988)
•Interpretierte seismische Profile	-Afrikanischer Kontinentalrand vor Guinea -Galicia Interior Basin	Masclé et al. Murillas et al. (1990)
•Bathymetrische Karten	-Atlantik	GEBCO (1984)

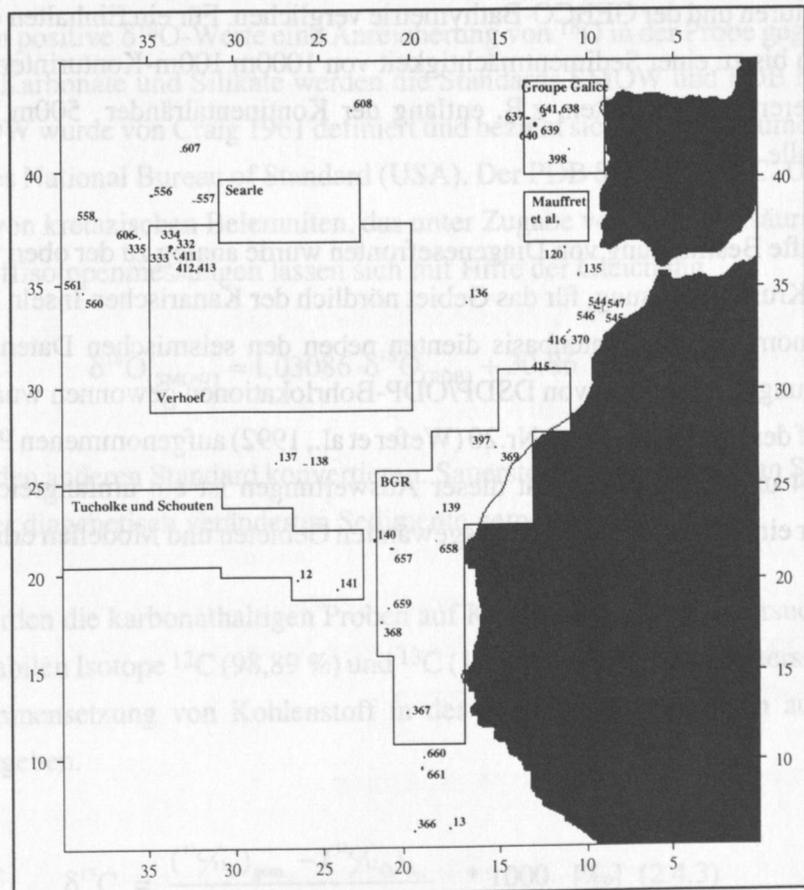


Abbildung 2.10: Das Arbeitsgebiet mit den Positionen der DSDP/ODP-Bohrungen und der einbezogenen Studien (Quellen siehe Tabelle 2.2).

Die Terminologie "Basement" hat, abhängig von der zu betrachtenden Region, unterschiedliche Bedeutung. Entlang der mittelozeanischen Rücken und in den meisten Ozeanbecken entspricht das Basement der ozeanischen Kruste und zeichnet sich als starker unregelmäßiger Reflektor mit zahlreichen hyperbolischen Seitenechos in den Seismogrammen ab. Dagegen wurde in einigen Bereichen das "akustische Basement" kartiert, das man als tiefsten, kohärenten Reflektor bezeichnen kann (Tucholke & Fry, 1985). Das akustische Basement besteht in den meisten Fällen zwar aus vulkanischem oder metamorphem Gestein, kann jedoch lokal, beispielsweise als Sill, innerhalb der sedimentären Abfolge auftreten.

Zunächst wurde die Basementstruktur, unter Einbeziehung aller aufgeführten Datensätze, bestimmt. In Gebieten mit sehr geringer Sedimentmächtigkeit (< 100m) und ungenügender Überdeckung durch seismische Profile (z.B. mittelatlantischer Rücken) wurden die bathymetrischen Konturen (GEBCO, 1984) mit einigen Korrekturen bezüglich lokaler Sedimentmächtigkeiten zur Aufnahme der Krustenstrukturen benutzt. Unter Berücksichtigung realistischer Genauigkeiten bei den Kompilationen wurden für die Konturierung 0.5km Intervalle in den Becken bzw. 1.0km Intervalle entlang der Kontinentalränder gewählt.

Sedimentmächtigkeiten wurden nach Fertigstellung der "Basementstrukturen" bestimmt, da die Sedimente im wesentlichen die Strukturen des Basements widerspiegeln. Zur Qualitätskontrolle unserer Arbeiten wurden die Sedimentmächtigkeiten mit der Differenz zwischen den Basementkonturen und der GEBCO-Bathymetrie verglichen. Für ein Einhalten der Genauigkeiten wurden bis zu einer Sedimentmächtigkeit von 1000m 100m-Konturintervalle benutzt und bei größeren Mächtigkeiten, z.B. entlang der Kontinentalränder 500m bzw. 1000m Konturintervalle.

Die flächenhafte Bestimmung von Diagenesefronten wurde analog zu der oben vorgestellten Methode der Krustenerfassung, für das Gebiet nördlich der Kanarischen Inseln (31-35°N, 8-16°W) vorgenommen. Als Datenbasis dienten neben den seismischen Daten, die bei der Voruntersuchung (Site survey) von DSDP/ODP-Bohrlokationen gewonnen wurden (VEMA 30-13), die auf der METEOR-Reise Nr.20 (Wefer et al., 1992) aufgenommenen Profile M203-11, 14, 16, 24 und 27. Ein Resultat dieser Auswertungen ist ein umfangreicher digitaler Datensatz, der eine Untersuchung von ausgewählten Gebieten und Modellen erlaubt (Kapitel 5).

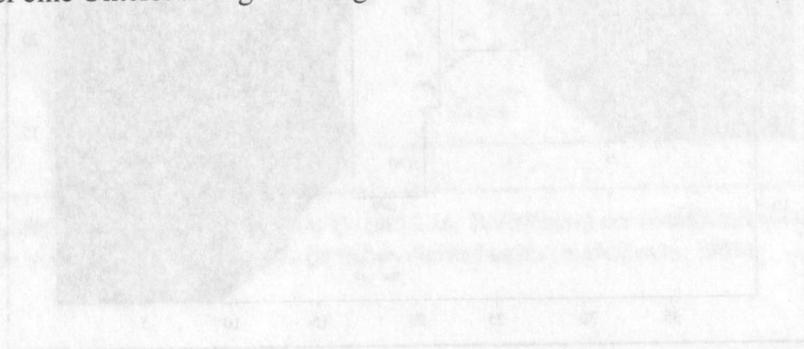


Abbildung 1.10: Ein Schnitt durch die Kruste mit den Bohrlokalen der DSDP/ODP-Bohrungen und der entsprechenden seismischen Datensätze (Tucholke & Fry, 1985).

2.4 Isotopengeochemische Untersuchungsmethoden

Neben ihrer enormen Bedeutung in der modernen Paläozeanographie (z.B. Shackleton & Kennett, 1975), findet die Isotopengeologie eine weitere wichtige Anwendung in der Ableitung von Mineralbildungsbedingungen während diagenetischer Vorgänge. Der ^{18}O -Gehalt von diagenetisch gebildeten Karbonaten und Silikaten wird nämlich durch die Isotopenzusammensetzung des Porenwassers sowie durch die Ausfällungstemperatur der Mineralien bestimmt (Knauth & Epstein, 1975). Dagegen liefert die Kohlenstoffisotopenzusammensetzung von Karbonaten Aufschlüsse über die Kohlenstoffquelle des diagenetischen Minerals (magmatisch, atmosphärisch, biogen etc.) (Tan, 1989).

Sauerstoff hat drei stabile Isotope mit folgenden relativen Häufigkeiten: $^{16}\text{O}=99,756\%$, $^{17}\text{O}=0,099\%$ und $^{18}\text{O}=0,295\%$. Untersucht man die relativen Häufigkeiten der beiden Isotope ^{16}O und ^{18}O , so drückt man die isotopische Zusammensetzung von Sauerstoff durch die Differenz des gemessenen Verhältnisses $(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{gem.}}$ relativ zu einem Standard (St.) aus.

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{gem.}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{st.}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{st.}}} * 1000 \quad [\text{‰}] \quad (2.4.1)$$

Folglich zeigen positive $\delta^{18}\text{O}$ -Werte eine Anreicherung von ^{18}O in der Probe gegenüber dem Standard. Für Karbonate und Silikate werden die Standards SMOW und PDB benutzt. Der Standard SMOW wurde von Craig 1961 definiert und bezieht sich auf ein Volumen destillierten Wassers des National Bureau of Standard (USA). Der PDB Standard (H.C. Urey) besteht aus CO_2 -Gas von kretazischen Belemniten, das unter Zugabe von Phosphorsäure freigesetzt wird. Sauerstoffisotopenmessungen lassen sich mit Hilfe der Gleichung

$$\delta^{18}\text{O}_{(\text{SMOW})} = 1,03086 \cdot \delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})} + 30,86 \quad (2.4.2)$$

von einem auf den anderen Standard konvertieren. Sauerstoffisotope wurden an Silikaten und Karbonaten der diagenetisch veränderten Sedimente gemessen.

Ergänzend werden die karbonathaltigen Proben auf Kohlenstoffisotope untersucht. Kohlenstoff hat die stabilen Isotope ^{12}C (98,89 %) und ^{13}C (1,11 %). Analog zum Sauerstoff wird die Isotopenzusammensetzung von Kohlenstoff in der delta-Notation bezogen auf den PDB Standard angegeben.

$$\delta^{13}\text{C} = \frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{gem.}} - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{st.}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{st.}}} * 1000 \quad [\text{‰}] \quad (2.4.3)$$

$\delta^{13}\text{C}$ - Messungen können über die Kohlenstoffquelle des diagenetischen Materials Aufschluß geben. So ist ^{12}C deutlich angereichert in biogenem CO_2 , das während der frühdiagenetischen Sulfatreduktion in die Karbonate eingebaut wird. Dagegen werden im Stadium der Methanogenese durch CO_2 -Reduktion positive $\delta^{13}\text{C}$ Werte im residualen CO_2 gemessen. In größerer Versenkungstiefe kann sich durch thermische Degradierung wiederum isotopisch leichter Kohlenstoff bilden.

Probennahme

Die Beprobung von DSDP/ODP-Bohrkernen aus dem Atlantik für Isotopenuntersuchungen wurde mit dem Ziel durchgeführt, eine möglichst lückenlose vertikale Sequenz von Kalk- und Kieselsteinabfolgen zu erhalten. Mit diesen Proben wurde die Entwicklung eines Paläothermometers angestrebt. Die Bildungstemperaturen der Minerale können nämlich über die Isotopenzusammensetzung abgeschätzt werden. Da hydrothermale Effekte in der Nähe des Basements die Sedimentdiagenese beeinflussen können, waren Horn- und Kalksteine, die in unmittelbarem Kontakt zur ozeanischen Kruste gebildet wurden, von besonderem Interesse, weil hier besonders die Temperatursignale der Kruste, allerdings auch der Porenwasserzusammensetzung, gespeichert sein könnten. Die Probennahme erfolgte nach makroskopischen Gesichtspunkten und wurde im ODP-Kernlager in Lamont durchgeführt. Die beprobten Bohrlokationen sind in Abbildung 2.3 (Seite 11, 12) durch offene Kreise markiert. Weiterhin wurde freundlicherweise von Herrn Dr. Ulrich von Rad (BGR, Hannover) Probenmaterial zur Verfügung gestellt.

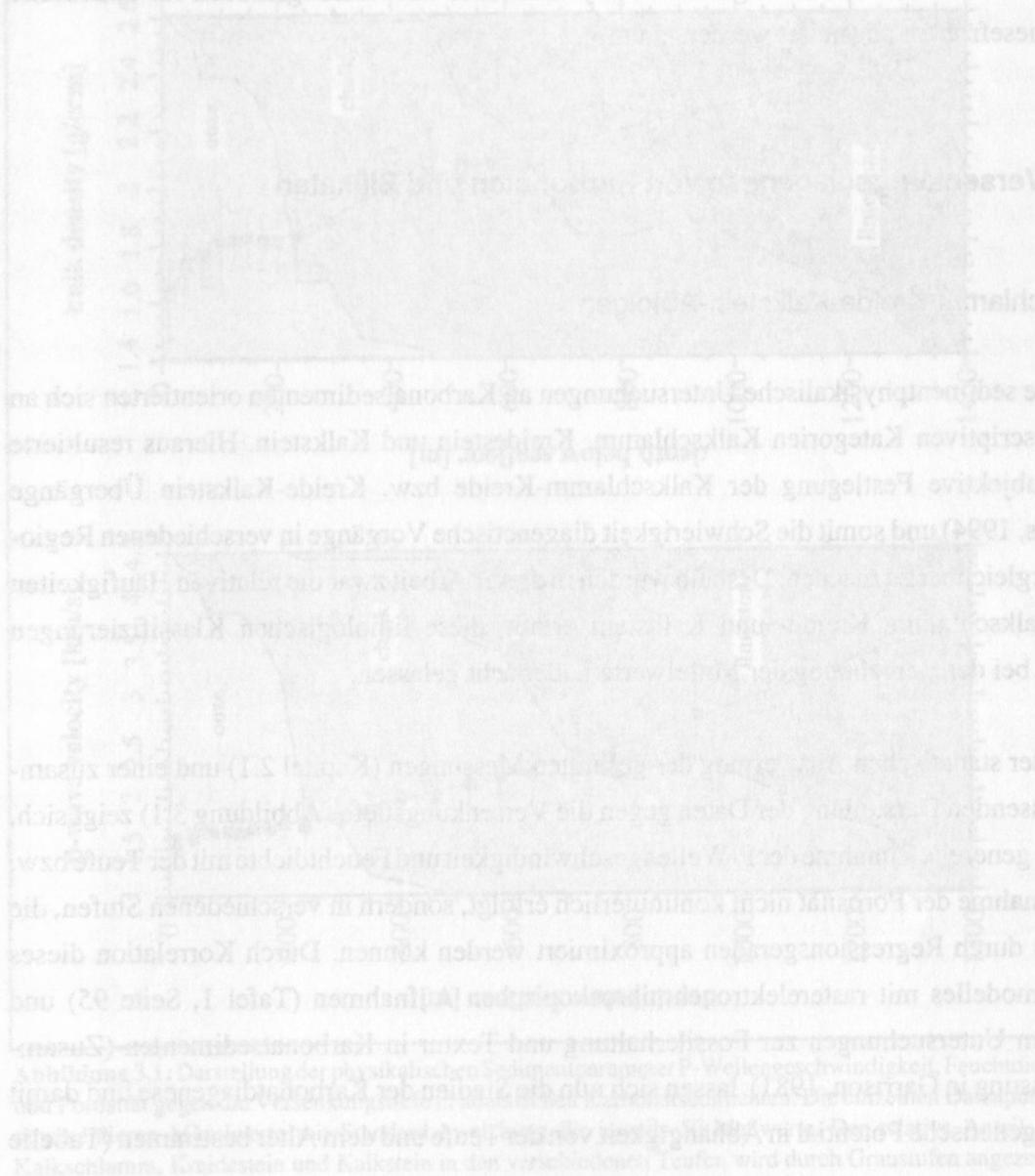
Röntgendiffraktometrie

Das gemörserte Gestein der zur Isotopenbestimmung ausgewählten Proben wurde zunächst mit Hilfe der Röntgendiffraktometrie ($\text{Co K}\alpha$ -Strahlung) auf die mineralogische Zusammensetzung hin untersucht. Die relativen Anteile von Opal-CT, Quarz und Kalzit wurden mit Hilfe der Röntgen-Kurvenflächen abgeschätzt, wobei eine semiquantitative Kalibrierung der Flächen unter den Kurven anhand externer Standards (Quarz/Kalzit - Mischungen in verschiedenen Verhältnissen) durchgeführt wurde. Da in den Proben nur vereinzelt geringe Mengen von Tonmineralen (< 5 %) auftreten, läßt sich unter der Annahme, daß Opal-CT, Quarz und Kalzit 100 % des Probenmaterials ausmachen, das relative Verhältnis der einzelnen Minerale mit relativ hoher Genauigkeit (± 10 %) bestimmen.

Probenaufbereitung und Massenspektroskopie

Die Karbonatproben wurden zur Isotopenbestimmung nach der erstmals von (McCrea, 1950) beschriebenen Standardmethode mit 100 %iger Phosphorsäure bei 25°C versetzt. Das frei-

werdende CO_2 wurde mit einem MAT 250 Massenspektrometer gemessen. Reproduzierbarkeit der Messungen liegt unter 0.06 ‰ für Kohlenstoffisotope bzw. 0.13 ‰ Sauerstoffisotope. Diese Messungen wurden von der Firma GCA (Dipl. Ing. M. Schmi) Lehrte für den Nordatlantik und von Prof. Savin in Cleveland für den Südatlantik durchgeführt. Mischproben bestehend aus Silikaten und Karbonaten wurden nach der Dehydratation bei 1000°C zunächst mit HCl (10 %) behandelt. Das verbleibende Silikat wurde gewaschen und bei 1000°C erneut getrocknet. Die Freisetzung des Sauerstoffes erfolgte mit Hilfe der gebräuchlichen Fluorinationsmethode (Clayton & Mayeda, 1963). Jedoch wurde ClF_3 anstelle von F_2 verwendet (Borthwick & Harmon, 1982). Zur massenspektrometrischen Untersuchung wurde der freigesetzte Sauerstoff dann qualitativ zu Kohlendioxid konvertiert. Die Probenaufbereitung und Messung der Sauerstoffisotope an Silikatproben wurden in Zusammenarbeit mit Dr. T. J. Kohlenstein im Isotopenlabor des Geologisch-Paläontologischen Instituts (GPI) bei der GEOMAR Technologie GmbH (GTG) durchgeführt.



3 PHYSIKALISCHE ENTWICKLUNG VON VERTIKALEN ABFOLGEN DIAGENETISCHER HORIZONTE

Durch die routinemäßige Bestimmung sedimentphysikalischer Meßwerte an Bohrkernproben (Boyce, 1976b) bietet das Deep Sea Drilling/Ocean Drilling Program die einzigartige Möglichkeit, diagenetische Vorgänge in Korrelation mit der Versenkungstiefe zu charakterisieren. Bisherige Untersuchungen sedimentphysikalischer Eigenschaften von diagenetisch umgebildeten Karbonaten und Silikaten bezogen sich nur auf wenige Bohrlokationen, meist mit kontinuierlichen Abfolgen von Karbonatsedimenten (Schlanger & Douglas, 1974; Milholland et al., 1980). Ziel dieser Arbeit ist dagegen eine Integration aller Bohrungen im Atlantischen Ozean, so daß über eine statistische Auswertung der an Kalkschlamm, Kreide, Kalk- und Hornsteinhorizonten gemessenen Kompressionswellengeschwindigkeiten, Feuchtdichten und Porositäten ein allgemeines physikalisches Entwicklungsmodell für atlantische Diageneseffronten abgeleitet werden kann.

3.1 Versenkungsdiagenese von Karbonaten und Silikaten

Kalkschlamm-Kreide-Kalkstein-Abfolgen

Frühere sedimentphysikalische Untersuchungen an Karbonatsedimenten orientierten sich an den deskriptiven Kategorien Kalkschlamm, Kreidestein und Kalkstein. Hieraus resultierte eine subjektive Festlegung der Kalkschlamm-Kreide bzw. Kreide-Kalkstein Übergänge (Urmos, 1994) und somit die Schwierigkeit diagenetische Vorgänge in verschiedenen Regionen vergleichbar zu machen. Deshalb wurden in dieser Arbeit zwar die relativen Häufigkeiten von Kalkschlamm, Kreide- und Kalkstein erfaßt, diese lithologischen Klassifizierungen jedoch bei der Berechnung der Mittelwerte außer acht gelassen.

Nach der statistischen Auswertung der gesamten Messungen (Kapitel 2.1) und einer zusammenfassenden Darstellung der Daten gegen die Versenkungstiefe (Abbildung 3.1) zeigt sich, daß die generelle Zunahme der P-Wellengeschwindigkeit und Feuchtdichte mit der Teufe bzw. die Abnahme der Porosität nicht kontinuierlich erfolgt, sondern in verschiedenen Stufen, die jeweils durch Regressionsgeraden approximiert werden können. Durch Korrelation dieses Tiefenmodelles mit rasterelektronenmikroskopischen Aufnahmen (Tafel 1, Seite 95) und früheren Untersuchungen zur Fossilhaltung und Textur in Karbonatsedimenten (Zusammenfassung in Garrison, 1981) lassen sich nun die Stadien der Karbonatdiagenese und damit das diagenetische Potential in Abhängigkeit von der Teufe und dem Alter bestimmen (Tabelle 3.1).

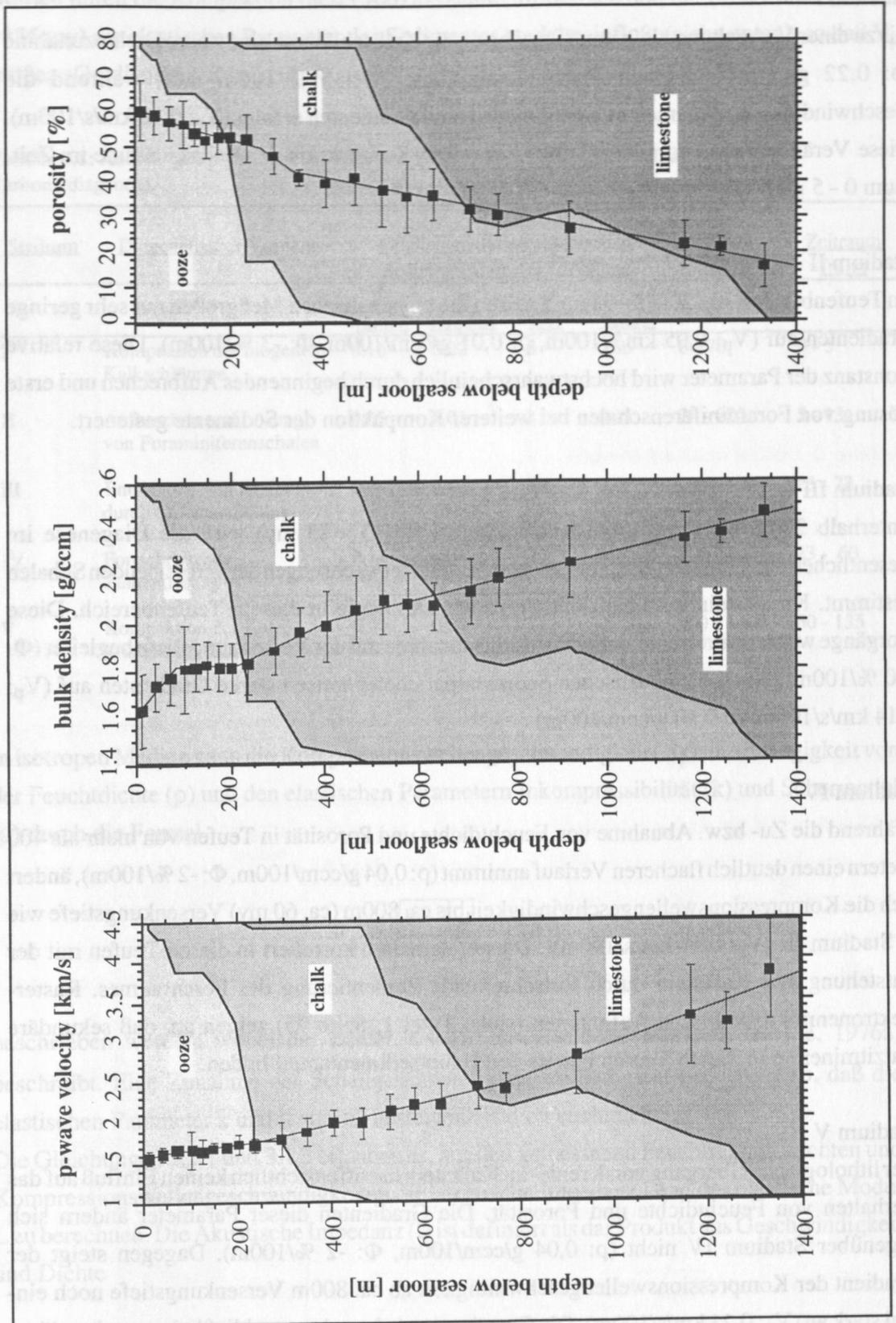


Abbildung 3.1: Darstellung der physikalischen Sedimentparameter P-Wellengeschwindigkeit, Feuchtdichte und Porosität gegen die Versenkungstiefe in atlantischen Karbonatsedimenten. Die einzelnen Datenpunkte repräsentieren Mittelwerte mit Standardabweichung für jeweils 50 Meßwerte. Der relative Anteil von Kalkschlamm, Kreidestein und Kalkstein in den verschiedenen Teufen wird durch Graustufen angezeigt.

Stadium I

Bis zu einer Versenkungstiefe von 70m weisen die Kalkschlämme eine starke Dichtezunahme (ρ : 0,22 g/ccm/100m) und Porositätsabnahme (Φ : -5 %/100m) auf, während die Geschwindigkeitszunahme mit einem niedrigeren Gradienten erfolgt (V_p : 0,16 km/s/100m). Diese Veränderungen korrelieren mit einer reinen Kompaktion der Kalkschlämme im Zeitraum 0 - 5 my.

Stadium II

Im Teufenbereich 70 - 200 (5 - 13 my) weisen die physikalischen Meßgrößen nur sehr geringe Gradienten auf (V_p : 0,05 km/s/100m, ρ : 0,01 g/ccm/100m, Φ : -3 %/100m). Diese relative Konstanz der Parameter wird höchstwahrscheinlich durch beginnendes Aufbrechen und erste Lösung von Foraminiferenschalen bei weiterer Kompaktion der Sedimente gesteuert.

Stadium III

Unterhalb 200m bis etwa 400m Versenkungstiefe (13 - 23 my) wird die Diagenese im wesentlichen von Zementationsprozessen mit Kalzitüberwachsungen der verbleibenden Schalen bestimmt. Kreidestein wird zur dominierenden Lithologie in diesem Teufenbereich. Diese Vorgänge werden durch eine starke Porositätsabnahme mit der Versenkungstiefe begleitet (Φ : -10 %/100m). Auch die akustischen Sedimentparameter weisen starke Gradienten auf (V_p : 0,14 km/s/100m, ρ : 0,10 g/ccm/100m).

Stadium IV

Während die Zu- bzw. Abnahme von Feuchtdichte und Porosität in Teufen von mehr als 400 Metern einen deutlich flacheren Verlauf annimmt (ρ : 0,04 g/ccm/100m, Φ : -2 %/100m), ändert sich die Kompressionswellengeschwindigkeit bis ca. 800m (ca. 60 my) Versenkungstiefe wie in Stadium III (V_p : 0,14 km/s/100m). Dieses Verhalten korreliert in diesen Teufen mit der Entstehung von Kalkstein durch fortschreitende Zementierung des Porenraumes. Raster-elektronenmikroskopische Aufnahmen (siehe Tafel 1, Seite 95) zeigen an, daß sekundäre Kalzitminerale in diesen Teufen bereits den Hauptsedimentanteil bilden.

Stadium V

Der lithologische Übergang von Kreide- zu Kalkstein hat offensichtlich keinen Einfluß auf das Verhalten von Feuchtdichte und Porosität. Die Gradienten dieser Parameter ändern sich gegenüber Stadium IV nicht (ρ : 0,04 g/ccm/100m, Φ : -2 %/100m). Dagegen steigt der Gradient der Kompressionswellengeschwindigkeit ab ca. 800m Versenkungstiefe noch einmal stark an (V_p : 0,21 km/s/100m). Die Gesteinsmatrix besteht ausschließlich aus sekundären Kalzitmineralen und weist keine Fossilreste mehr auf (Tafel 1, Seite 95). Offensichtlich

werden durch die Kompaktion dieser Kalzitkristalle im Bereich 800 bis 1400 Meter (ca. 60 - 135 my) die elastischen Parameter des Sedimentes stark beeinflußt (siehe unten), so daß V_p größere Gradienten aufweist als Φ und ρ .

Tabelle 3.1: Änderungen physikalischer Sedimentparameter für die einzelnen Stadien der Karbonatdiagenese.

Stadium	Diagenetischer Vorgang	Gradienten der physikalischen Sedimentparameter [$\Delta/100\text{m}$]				Teufe [m]	Zeitraum [m.y]
		V_p [km/s]	ρ [g/ccm]	Φ [%]	I [g/ccm *km/s]		
I	Kompaktion der biogenen Kalkschlämme	0,16	0,22	- 5	0,63	0 - 70	0 - 5
II	Aufbrechen und Lösung von Foraminiferenschalen	0,05	0,01	- 3	0,11	70 - 200	5 - 13
III	Entstehung von Kreidestein durch Calcitausfällung	0,14	0,10	- 10	0,52	200 - 400	13 - 23
IV	Fortschreitende Zementierung	0,14	0,04	- 2	0,29	400 - 800	23 - 60
V	Kompaktion der Kalzitkristalle im Kalkstein	0,21	0,04	- 2	0,62	800 - 1400	60 - 135

In isotropen Medien kann die Kompressionswellengeschwindigkeit (V_p) in Abhängigkeit von der Feuchtdichte (ρ) und den elastischen Parametern Inkompessibilität (k) und Schermodul (μ) durch die Formel

$$V_p = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (3.1.1)$$

beschrieben werden, wobei der Zähler $k + \frac{4}{3}\mu$ das elastische Modul L (Boyce, 1976a) beschreibt. Eine Zunahme der Schallgeschwindigkeit im Sediment bedeutet also, daß die elastischen Parameter k und μ stärker ansteigen als die Feuchtdichte.

Die Gleichungen 3.1.1 und 3.1.2 erlauben es, aus den gemessenen Feuchtraumgewichten und Kompressionswellengeschwindigkeiten die akustische Impedanz I und das elastische Modul L zu berechnen. Die Akustische Impedanz (I) ist definiert als das Produkt aus Geschwindigkeit und Dichte

$$I = V_p \cdot \rho \quad (3.1.2).$$

Seismische Reflektoren werden durch Unstetigkeiten der akustischen Impedanz hervorgerufen, wobei der Reflexionskoeffizient (c) eines Horizontes für den senkrechten Einfall durch die Formel

$$c = \frac{I_2 - I_1}{I_2 + I_1} \quad (3.1.3)$$

beschrieben wird. I_1 und I_2 repräsentieren die akustischen Impedanzen der Medien über bzw. unter dem Reflektor. Die Größen I und L zeigen einen ähnlichen Verlauf gegen die Versenkungstiefe und lassen durch ihre variierenden Gradienten eine starke Korrelation mit den diagenetischen Stadien I-V erkennen (Abbildung 3.2). So weisen z.B. akustische Impedanz und elastisches Modul in Stadium V einen starken positiven Gradienten auf, während sie in Stadium II nahezu konstant bleiben.

Geht man von der Tiefenfunktion der Impedanz aus, die durch die linearen Regressionsgeraden gebildet wird (Abbildung 3.2), so kann aus diesem Modell nicht die Entstehung von starken seismischen Reflektoren an den diagenetischen Grenzen abgeleitet werden, da sich keine großen Impedanzkontraste ergeben. Kleine Reflexionskoeffizienten ($< 0,05$) errechnen sich auch nach Formel 3.1.3 für Teufen $< 800\text{m}$, wenn man die mittleren Impedanzen einem Schichtmodell zuordnet. Lediglich in tiefer versenkten Kalksteinen ergeben sich größere Koeffizienten (0,07-0,1).

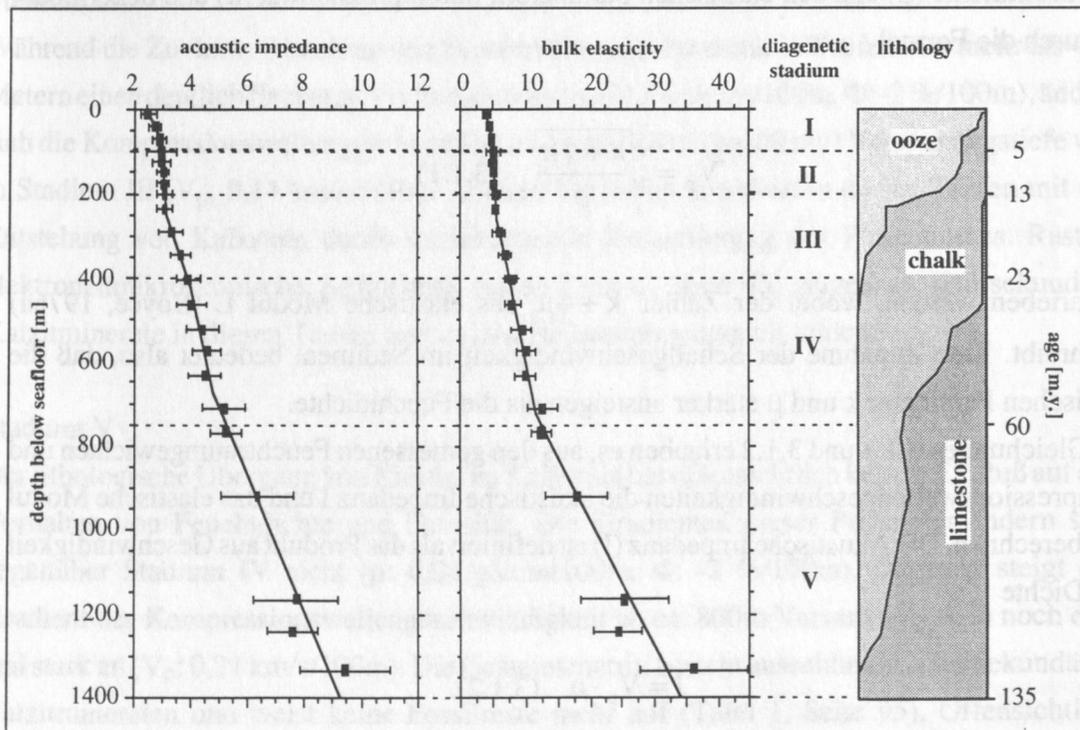


Abbildung 3.2: Darstellung der akustischen Impedanz und des elastischen Moduls L von Karbonatsedimenten gegen Versenkungstiefe und Alter sowie Korrelation mit den diagenetischen Stadien I-V und dem relativen Anteil der Lithologien Kalkschlamm, Kreide- und Kalkstein.

In Abbildung 3.3 ist die Impedanz gegen die P-Wellengeschwindigkeit und die Feuchtdichte aufgetragen. Die starke lineare Abhängigkeit zwischen der Impedanz und der Geschwindigkeit impliziert, daß Impedanzänderungen in Karbonaten durch Geschwindigkeitsmessungen vorhersagbar sind. Eine Betrachtung der Stärke von Dichte- und Geschwindigkeitsänderungen mit der Tiefe liefert weiteren Aufschluß über die Ursache der Impedanzänderungen: Die

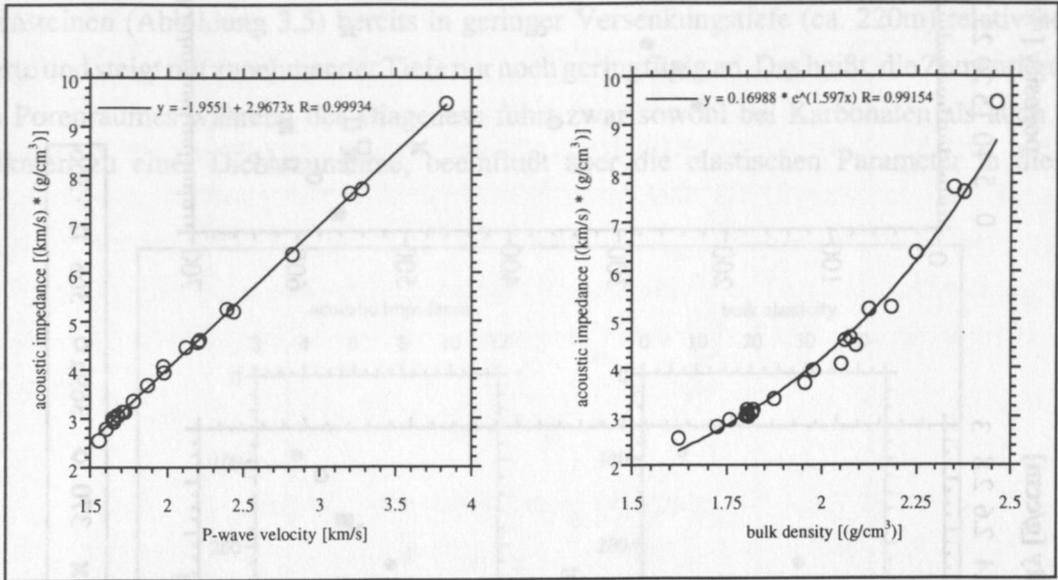


Abbildung 3.3: Die akustische Impedanz in Karbonatsedimenten zeigt eine lineare Abhängigkeit von der P-Wellengeschwindigkeit (links), während die Impedanz-Feuchtdichte-Beziehung (rechts) eher durch eine Exponentialfunktion approximiert werden kann.

Variation der Geschwindigkeitswerte von 1,56 bis 3,84 km/s (siehe Anhang F) beträgt 84% bezogen auf den Mittelwert von 2,7 km/s. Dagegen zeigt die Feuchtdichte mit Werten von 1,63 bis 2,46 g/cm³ lediglich Schwankungen von 41% gegenüber dem Mittelwert (2,04 g/cm³). Hieraus läßt sich schließen, daß die Änderungen der akustischen Impedanz in diagenetischen Karbonaten primär durch die stärkeren Geschwindigkeitsvariationen hervorgerufen wird.

Hornsteine

Die begrenzte Anzahl sedimentphysikalischer Messungen an Hornsteinen gestattet es nicht ähnlich detaillierte Untersuchungen wie für die Karbonatsedimente durchzuführen. Jedoch ist es anhand von DSDP/ODP-Daten möglich eine eozäne Hornsteinlage sedimentphysikalisch zu charakterisieren (Abbildung 3.4). Dabei variiert die Teufenlage der Hornsteine von 100 - 700m. Während die Porositäten und Geschwindigkeiten unterhalb von 200m relativ konstant bleiben, zeigt die Feuchtdichte einen deutlichen Anstieg in tiefer versenkten Kieselsteinen. Nach Gleichung 3.1.2 (Seite 33) läßt sich hieraus folgern, daß die Veränderungen der akustischen Impedanz in Teufen >200m von der Dichtezunahme gesteuert werden.

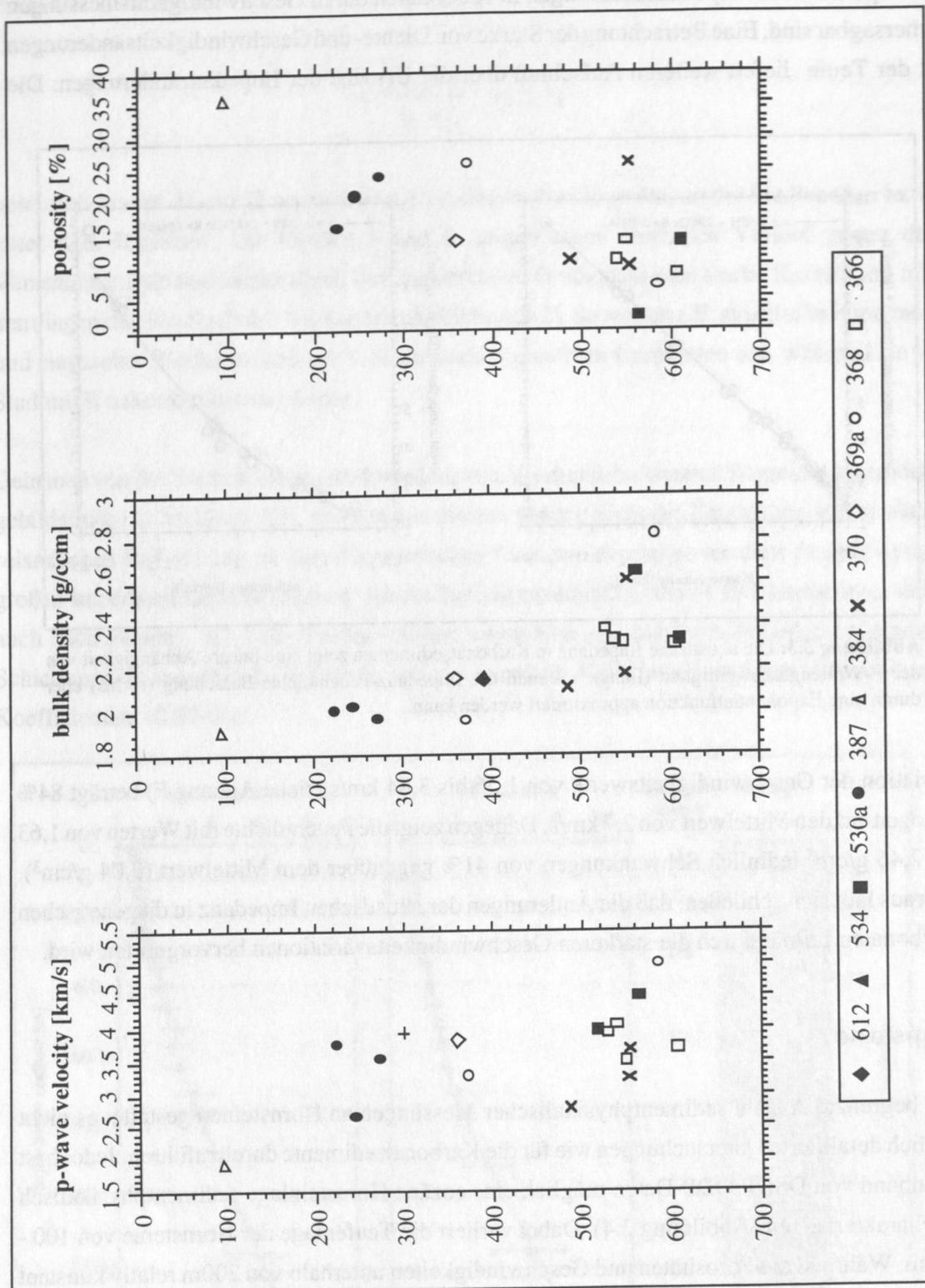


Abbildung 3.4: Sedimentphysikalische Parameter von eozänen Hornsteinen in Abhängigkeit von der Versenkungstiefe. Die Symbole entsprechen den jeweiligen Bohrlokalationen (Abb. 2.3, Seite 11, 12).

Der elastische Modul (L) und die Impedanz (I) der eozänen Hornsteine sind in Abbildung 3.5 gegen die Versenkungstiefe dargestellt. Während also in Karbonaten die akustische Impedanz durch die Variationen der Kompressionswellengeschwindigkeit moduliert wird, zeigt sich in Hornsteinen eher eine Abhängigkeit von den Feuchtdichteschwankungen.

Im Gegensatz zu den Kreide- und Kalksteinen (Abbildung 3.2) erreicht der Parameter L von Hornsteinen (Abbildung 3.5) bereits in geringer Versenkungstiefe (ca. 220m) relativ hohe Werte und steigt mit zunehmender Tiefe nur noch geringfügig an. Das heißt, die Zementierung des Porenraumes während der Diagenese führt zwar sowohl bei Karbonaten als auch bei Silikaten zu einer Dichtezunahme, beeinflusst aber die elastischen Parameter in diesen

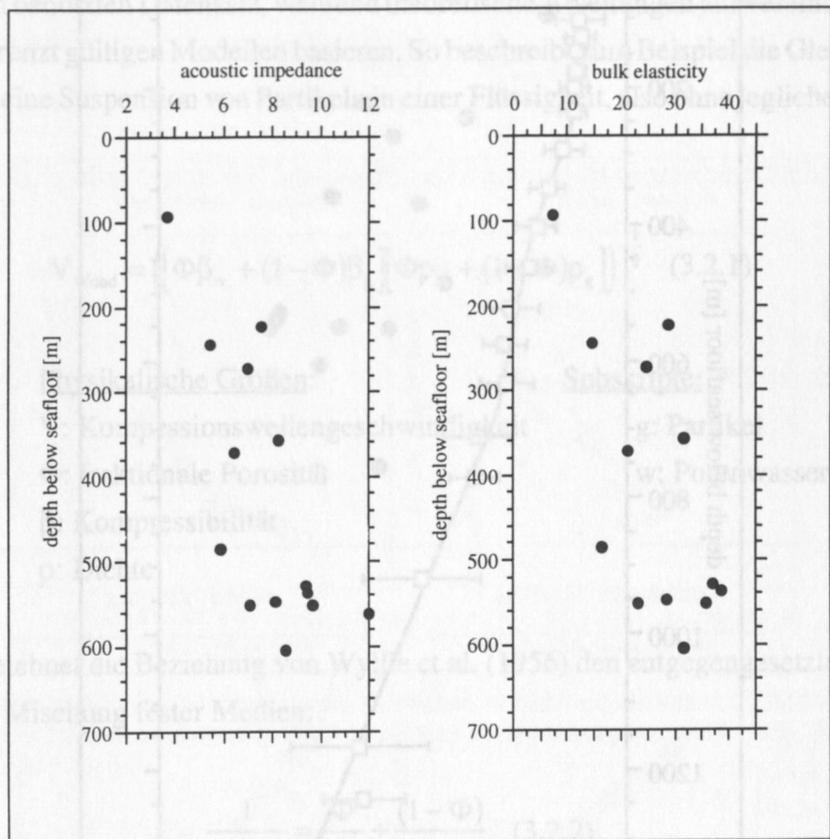


Abbildung 3.5: Darstellung der akustischen Impedanz und des elastischen Moduls L von Hornsteinen des Eozän im Atlantischen Ozean.

Bildungen in unterschiedlicher Weise. Während die Silikate bereits in einem intermediären Diagenesestadium (Opal-CT) hohe Kompressions- und Schermodule ausbilden, die sich bei weiterer Diagenese kaum noch ändern, steigen diese Größen in Karbonaten selbst im Diagenesestadium V noch stark an (Tabelle 3.1, Seite 33).

Ein Vergleich der akustischen Impedanzen von Karbonaten und Silikaten (Abbildung 3.6) zeigt außerdem, daß die Werte der Silikate gegenüber den Karbonaten deutlich erhöht sind, so daß das Auftreten der eozänen Hornsteine in allen Teufenbereichen zur Entstehung von markanten Reflektoren führen kann.

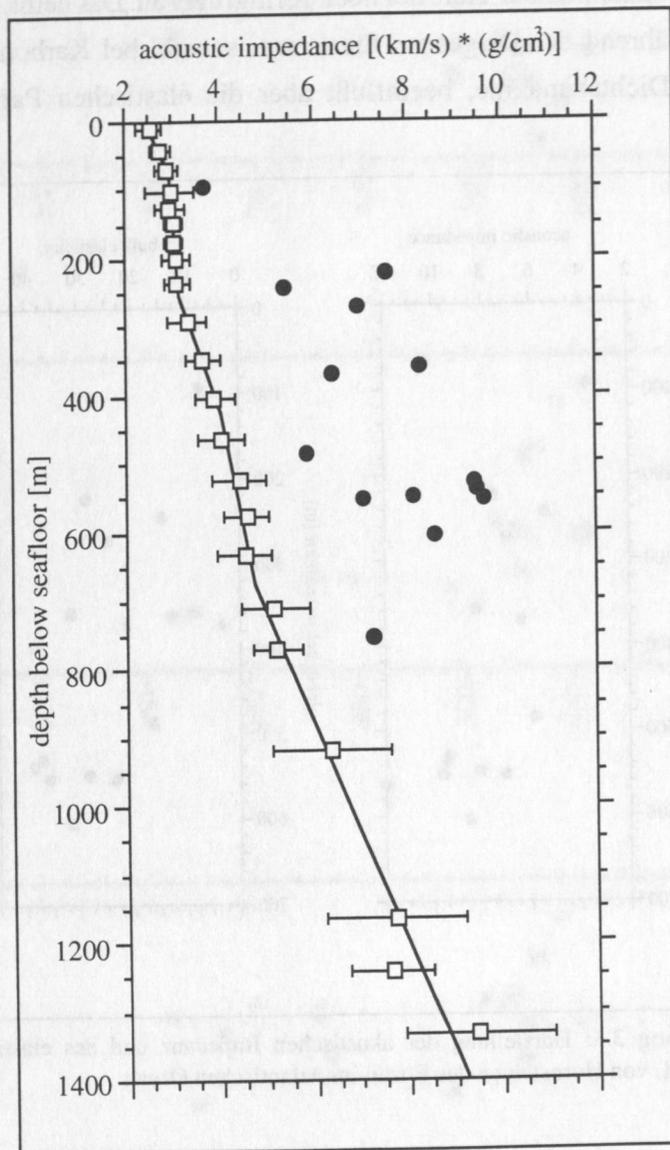


Abbildung 3.6: Vergleich der akustischen Impedanzen von Karbonaten (offene Quadrate) und Silikaten (Kreise) im Atlantik.

3.2 Beziehungen zwischen Feuchtdichte, Porosität und P-Wellengeschwindigkeit in Diagenesefronten

Neben der beschriebenen Abhängigkeit sedimentphysikalischer Parameter von der Versenkungstiefe ermöglichen auch Korrelationen zwischen Feuchtdichte, Porosität und P-Wellengeschwindigkeit eine Charakterisierung von Diagenesefronten. Diese Beziehungen werden zum einen von der Lithologie und zum anderen vom Grad der diagenetischen Umbildung (Kompaktion und Zementation) gesteuert (Nobes et al., 1991). Theoretische (Wyllie et al., 1956) und empirische Arbeiten (Hamilton, 1971) befaßten sich mit der Korrelation von Porositäten (Φ) und Schallgeschwindigkeiten (V) (bzw. Dichten (ρ)) in verschiedenen lithologischen Einheiten. Dabei erscheinen die empirischen Modelle sehr abhängig vom benutzten Datensatz, während theoretische Ableitungen auf vereinfachten und somit nur begrenzt gültigen Modellen basieren. So beschreibt zum Beispiel die Gleichung von Wood (1941) eine Suspension von Partikeln in einer Flüssigkeit, also ohne jegliche kristalline Bindung:

$$V_{\text{Wood}} = \left(\left[\Phi \beta_w + (1 - \Phi) \beta_g \right] \left[\Phi \rho_w + (1 - \Phi) \rho_g \right] \right)^{-\frac{1}{2}} \quad (3.2.1)$$

Physikalische Größen:

V: Kompressionswellengeschwindigkeit

Φ : fraktionale Porosität

β : Kompressibilität

ρ : Dichte

Subskripte:

g: Partikel

w: Porenwasser

Dagegen bezeichnet die Beziehung von Wyllie et al. (1956) den entgegengesetzten Extremzustand einer Mischung fester Medien:

$$\frac{1}{V_{\text{Wyllie}}} = \frac{\Phi}{V_w} + \frac{(1 - \Phi)}{V_g} \quad (3.2.2)$$

Nobes (1989) entwickelte eine simple Beziehung, die das Sediment als eine Mixtur dieser Extremzustände beschreibt:

$$\frac{1}{V_{\text{Nobes}}} = \frac{\Phi}{V_{\text{Wood}}} + \frac{(1 - \Phi)}{V_{\text{Wyllie}}} \quad (3.2.3).$$

Er testete dieses Modell an verschiedenen Datensätzen (u.a. ODP-Leg 114, Nobes et al., 1991). Der hier vorliegende, umfangreiche Datensatz bietet die Möglichkeit, Korrelationen zwischen den sedimentphysikalischen Parametern für atlantische Karbonate und Silikate empirisch zu bestimmen und mit theoretischen Modellen zu vergleichen. Hierbei werden wiederum arithmetische Mittelwerte für kalkige bzw. Einzelmessungen für kieselige Sedimente verwendet.

Feuchtdichte/Porositäts - Beziehung

Abbildung 3.7 zeigt die Abhängigkeit der Feuchtdichte von der Porosität für Hornstein und Karbonat. Während die Karbonate in sehr guter Näherung ($r=0,99$) eine lineare Abhängigkeit

$$\rho = 2,69 - 1,63 \cdot \Phi \quad (3.2.4)$$

aufzeigen, ist die Beziehung in Hornsteinen nichtlinear und läßt sich eher durch die Gleichung

$$\rho = 1,63 \cdot \Phi^{-0,16} \quad (3.2.5)$$

approximieren ($r=0,84$).

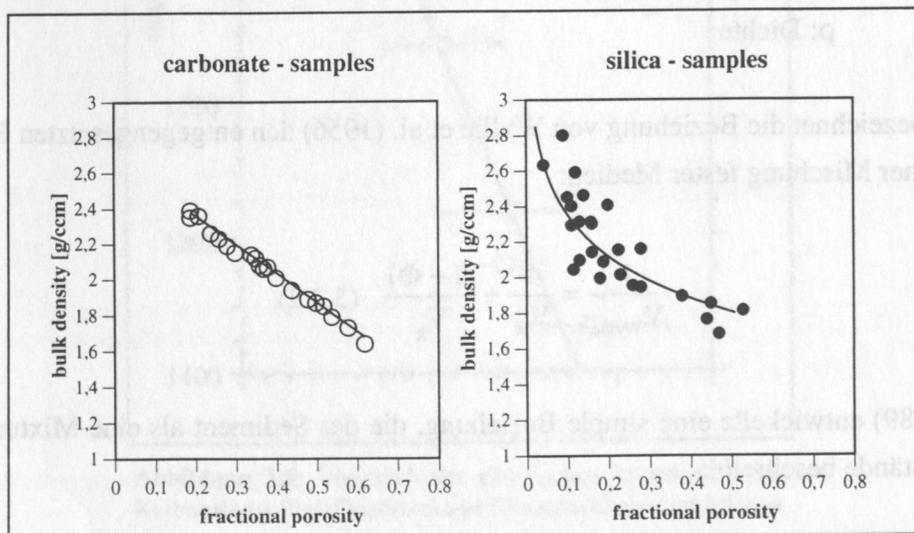


Abbildung 3.7: Die Feuchtdichte in Abhängigkeit von der Porosität für atlantische Karbonat (Datenpunkte repräsentieren je ca. 50 Messungen) - und Silikatsedimente (Einzelmessungen).

Geschwindigkeits/Porositäts - Beziehung

Eine Darstellung der Kompressionswellengeschwindigkeit gegen die Porosität (Abbildung 3.8) zeigt, daß sowohl für Karbonate mit

$$V = 0,83 - 1,50 \cdot \ln \Phi \quad r=0,95 \quad (3.2.6)$$

als auch für Hornsteine mit

$$V = 1,70 - 1,02 \cdot \ln \Phi \quad r=0,78 \quad (3.2.7)$$

jeweils eine logarithmische Funktion die Beziehungen beschreibt.

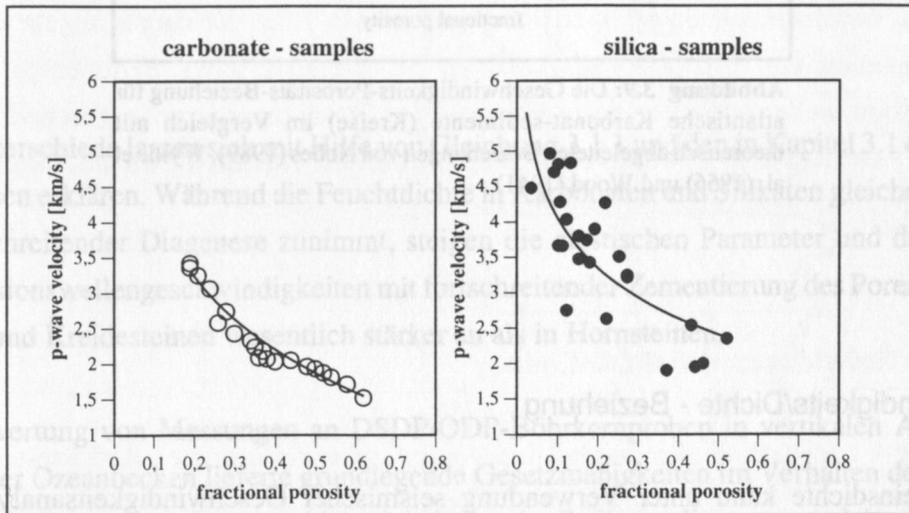


Abbildung 3.8: Die Schallwellengeschwindigkeit in Abhängigkeit von der Porosität für atlantische Karbonat (Datenpunkte repräsentieren je ca. 50 Messungen)- und Silikatsedimente (Einzelmessungen).

Während die Beziehungen von Wood (1941) und Wyllie et al. (1956) den Datensatz nur für sehr hohe bzw. für sehr niedrige Porositäten approximieren, liefert Gleichung 3.2.3 (Nobes, 1989) eine wesentlich bessere Annäherung (Abbildung 3.9). Die Beziehung zwischen Schallgeschwindigkeiten und Porositäten ist für das Bestimmen der Gesteinsporositäten aus seismischen Geschwindigkeitsanalysen von zentraler Bedeutung. Sie ermöglicht nämlich eine Berechnung von lateralen sedimentphysikalischen Änderungen anhand seismischer Profile (Kapitel 4).

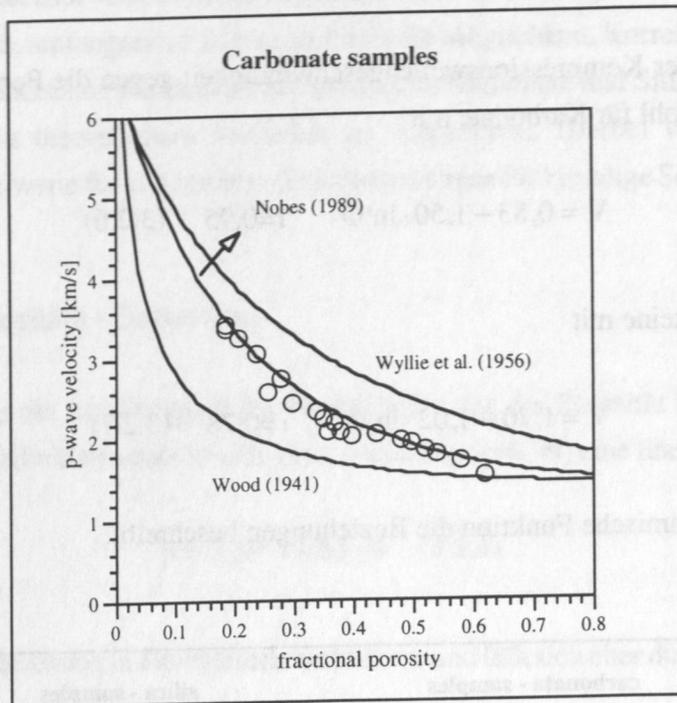


Abbildung 3.9: Die Geschwindigkeits-Porositäts-Beziehung für atlantische Karbonat-sedimente (Kreise) im Vergleich mit theoretisch abgeleiteten Beziehungen von Nobes (1989), Wyllie et al. (1956) und Wood (1941).

Geschwindigkeits/Dichte - Beziehung

Die Gesteinsdichte kann unter Verwendung seismischer Geschwindigkeitsanalysen zur sedimentphysikalischen Charakterisierung seismischer Horizonte verwendet werden. Diese Beziehung wurde ebenfalls für atlantische Karbonat- und Silikatsedimente abgeleitet und ist in Abbildung 3.10 dargestellt.

Dabei liefert die exponentielle Gleichung

$$V = 0,28 \cdot e^{1,02 \cdot \rho} \quad (3.2.8)$$

mit einem Regressionkoeffizienten von $r=0,93$ eine sehr gute Annäherung für die kalkige Sedimentfazies, während die stärker streuenden Werte für die Hornsteine ($r=0,81$) am besten durch eine Gerade approximiert werden.

$$V = -2,10 + 2,59 \cdot \rho \quad (3.2.9)$$

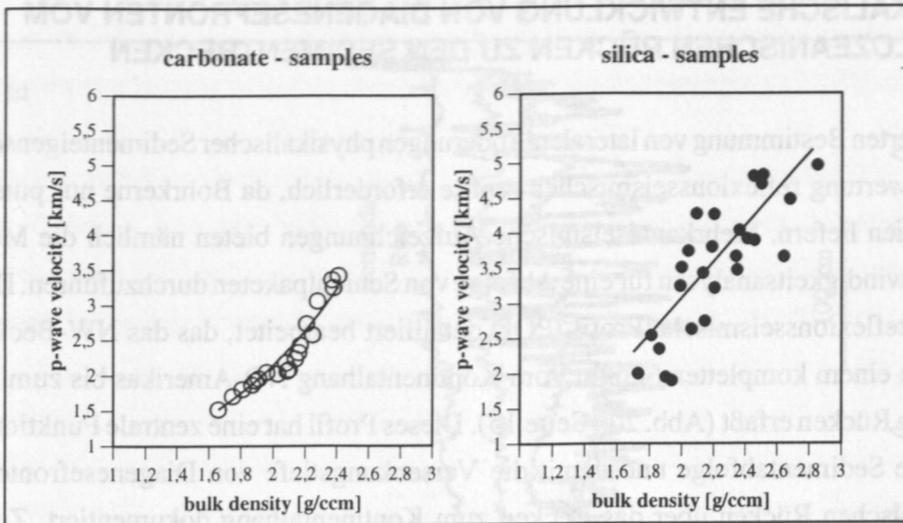


Abbildung 3.10: Die Feuchtdichte in Abhängigkeit von der P-Wellengeschwindigkeit für atlantische Karbonat (Datenpunkte repräsentieren je ca. 50 Messungen)- und Silikatsedimente (Einzelmessungen).

Diese Unterschiede lassen sich mit Hilfe von Gleichung 3.1.1 und den in Kapitel 3.1 erzielten Ergebnissen erklären. Während die Feuchtdichte in Karbonaten und Silikaten gleichermaßen mit fortschreitender Diagenese zunimmt, steigen die elastischen Parameter und damit die Kompressionswellengeschwindigkeiten mit fortschreitender Zementierung des Porenraumes in Kalk- und Kreidesteinen wesentlich stärker an als in Hornsteinen.

Die Auswertung von Messungen an DSDP/ODP-Bohrkernproben in vertikalen Abfolgen atlantischer Ozeanbecken lieferte grundlegende Gesetzmäßigkeiten im Verhalten der physikalischen Sedimentparameter in Abhängigkeit von der Sedimentdiagenese und den Komponenten Silikat und Karbonat. Hierzu werden im folgenden auch die lateralen sedimentphysikalischen Änderungen anhand eines seismischen Profils vom mittelozeanischen Rücken zum nordamerikanischen Kontinentalhang untersucht.

4 PHYSIKALISCHE ENTWICKLUNG VON DIAGENESEFRONTEN VOM MITTELOZEANISCHEN RÜCKEN ZU DEN SEDIMENTBECKEN

Zur detaillierten Bestimmung von lateralen Änderungen physikalischer Sedimenteigenschaften ist die Auswertung reflexionsseismischer Profile erforderlich, da Bohrkerne nur punktuelle Informationen liefern. Mehrkanalseismische Aufzeichnungen bieten nämlich die Möglichkeit, Geschwindigkeitsanalysen für eine Abfolge von Schichtpaketen durchzuführen. Deshalb wurde das reflexionsseismische Profil IPOD detailliert bearbeitet, das das NW-Becken des Atlantiks in einem kompletten Schnitt vom Kontinentalhang NO-Amerikas bis zum Mittelatlantischen Rücken erfaßt (Abb. 2.4, Seite 15). Dieses Profil hat eine zentrale Funktion, da es die gesamte Sedimentabfolge und damit die Versenkungstiefe von Diagenesefronten vom mittelozeanischen Rücken über das Becken zum Kontinentalhang dokumentiert. Zunächst wurden die seismischen Reflektoren mit der Lithologie aus nahegelegenen Bohrungen korreliert und entlang des Profiles verfolgt. Für einzelne Profilabschnitte wurden dann engständig Geschwindigkeitsanalysen durchgeführt. Mit Hilfe der daraus abgeleiteten Geschwindigkeiten und Beziehungen zwischen den physikalischen Sedimentparametern (Kompressionswellengeschwindigkeit-Feuchtdichte, Kompressionswellengeschwindigkeit-Porosität, siehe Kapitel 3.2) war es dann möglich, laterale Variationen der Feuchtdichte und der Porosität in den Diagenesefronten zu bestimmen.

4.1 Die Reflektoren der IPOD-Linie

Abbildung 4.1 zeigt zusammenfassend den Verlauf der prominentesten Reflektoren entlang des Profiles IPOD vom Kontinentalhang zum Becken (Grow & Markl, 1977; Mountain, 1981; Klitgord & Grow, 1980). Das Alter der ozeanischen Kruste variiert in diesem West-Ost-Schnitt vom frühen Jura am Kontinentalhang bis zur Oberkreide am Bermuda Rise. Eine Identifizierung der verschiedenen Horizonte wurde erstmals von Grow und Markl (1977) durchgeführt, wobei die im westlichen Atlantik verbreiteten Reflektoren A^u , A^c , A^* , β und J_1 - J_3 sich deutlich im Profil westlich des Bermuda Rise erkennen lassen. A^u und A^c gehören dabei zu einer Gruppe von Reflektoren, die als Horizont-A-Komplex bezeichnet werden (Tucholke, 1979). Dieser Komplex besteht aus vier Reflektoren, von denen zwei (A^t und A^v) jedoch auf die unmittelbare Umgebung des Bermuda Rise beschränkt bleiben. Dagegen sind der Reflektor A^u , der einen Erosionshorizont des Oligozäns markiert, und der Horizont A^c , der die Oberfläche einer Hornsteinfazies in eozänen Sedimenten widerspiegelt, im gesamten westlichen Nordatlantik stratigraphische Leithorizonte. Neben dem Reflektor A^c bestehen auch die seismischen Horizonte A^* und β aus diagenetisch umgebildeten Gesteinen, wobei A^* mit Kreide- und Kalksteinen des oberen Maastricht korreliert, während der Horizont β aus neokomen Kalksteinen aufgebaut ist (Tucholke, 1979). Im westlichen Teil des Profils erkennt man zusätzlich die Reflektoren J_1 - J_3 , wobei J_1 mit der Oberfläche einer Sequenz aus pelagischen

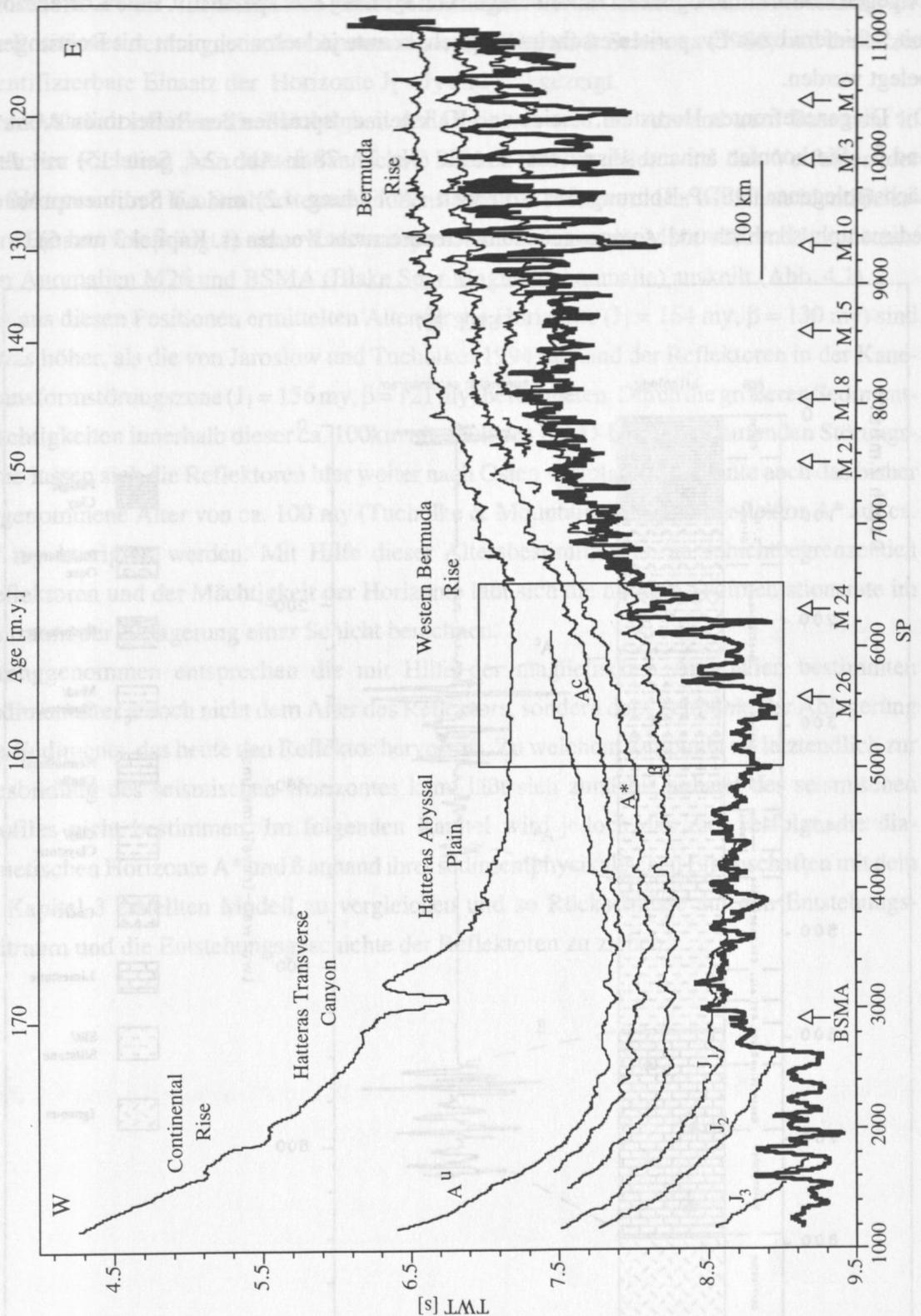


Abbildung 4.1: Digitalisierte Tiefenlage (ca. 100fach überhöht) der seismischen Horizonte des IPOD-Profiles (in Zweiweglaufzeit) vom Kontinentalabhang bis zum Bermuda Rise unter Hinzuziehung der Arbeiten von Grow und Markl (1977), Klitgord und Grow (1980) und Mountain (1981). Das Alter der ozeanischen Kruste wurde anhand der magnetischen Anomalien BSMA bis M0 (Pfeile) bestimmt (Klitgord und Schouten, 1986). Das Rechteck enthält in Abb. 4.3 die detaillierten Geschwindigkeitsanalysen.

Kalksteinen und kalkigen Turbiditen des oberen Jura übereinstimmt (Klitgord & Grow, 1980). Dagegen sind die lithologischen Einordnungen von J_2 und J_3 eher spekulativ. Eine Korrelation mit Schiefen bzw. Evaporiten erscheint möglich, konnte jedoch noch nicht mit Bohrungen belegt werden.

Die Diagenesefronten Hornstein, Kreide und Kalkstein entsprechen den Reflektoren A^c , A^* und β . Sie konnten anhand seismischer Profile (Nr. 77, 78 in Abb. 2.4, Seite 15) mit der nächstgelegenen DSDP-Bohrung 387 korreliert (Abbildung 4.2) und an Sedimentproben sedimentphysikalisch und isotopengeochemisch untersucht werden (s. Kapitel 3 und 6).

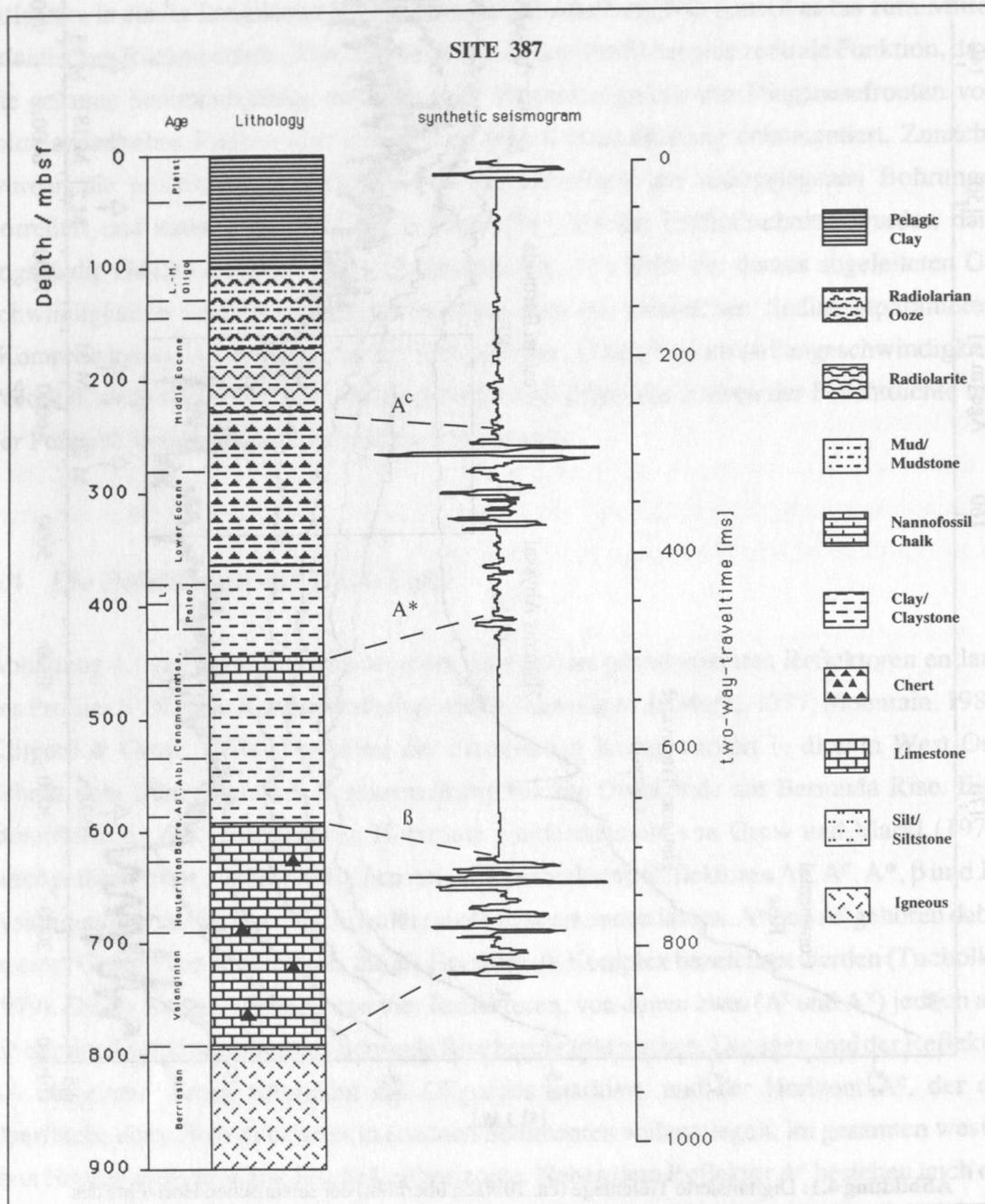


Abbildung 4.2: Die seismischen Horizonte A^c , A^* und β korrelieren mit den Diagenesefronten Hornstein, Kalkstein und Kreide der DSDP/ODP-Bohrung 387. Das synthetische Seismogramm wurde mit den auf *in situ*-Bedingungen korrigierten Bohrkernmessungen der Feuchtdichte und P-Wellengeschwindigkeit errechnet.

Das Alter der einzelnen Reflektoren kann durch die Bestimmung des Alters der ozeanischen Kruste am Ort des Auskeilens des Reflektors ermittelt werden. Hierzu sind in Abbildung 4.1 die Positionen der magnetischen Anomalien nach Klitgord & Schouten (1986) und der letzte identifizierbare Einsatz der Horizonte $J_1 - J_3$ und β angezeigt.

Grundsätzlich nehmen die Mächtigkeit der Horizonte und ihr Abstand zum Basement in östlicher Richtung zum mittelatlantischen Rücken hin ab. Hier wird das Verfolgen der Reflektoren durch Krustenhorste und Grabenstrukturen erschwert. Der östlichste identifizierbare Einsatz von β liegt in einer Krustendepression bei Anomalie M10, während J_1 zwischen den Anomalien M26 und BSMA (Blake Spur Magnetic Anomalie) auskeilt (Abb. 4.1).

Die aus diesen Positionen ermittelten Alter für die Horizonte ($J_1 = 164$ my, $\beta = 130$ my) sind etwas höher, als die von Jaroslow und Tucholke (1994) anhand der Reflektoren in der Kane-Transformstörungszone ($J_1 = 156$ my, $\beta = 121$ my) berechneten. Durch die größeren Sedimentmächtigkeiten innerhalb dieser ca. 100km nördlich des IPOD-Profiles verlaufenden Störungszone lassen sich die Reflektoren hier weiter nach Osten verfolgen. So konnte auch das bisher angenommene Alter von ca. 100 my (Tucholke & Mountain, 1979) für Reflektor A* auf ca. 87 my korrigiert werden. Mit Hilfe dieser Altersbestimmungen an schichtbegrenzenden Reflektoren und der Mächtigkeit der Horizonte läßt sich die mittlere Sedimentationsrate im Zeitraum der Ablagerung einer Schicht berechnen.

Strenggenommen entsprechen die mit Hilfe der magnetischen Anomalien bestimmten Sedimentalter jedoch nicht dem Alter des Reflektors, sondern dem Zeitpunkt der Ablagerung des Sediments, das heute den Reflektor hervorruft. Zu welchem Zeitpunkt es letztendlich zur Ausbildung des seismischen Horizontes kam, läßt sich zunächst anhand des seismischen Profils nicht bestimmen. Im folgenden Kapitel wird jedoch das Ziel verfolgt, die diagenetischen Horizonte A* und β anhand ihrer sedimentphysikalischen Eigenschaften mit dem in Kapitel 3 erstellten Modell zu vergleichen und so Rückschlüsse auf den Entstehungszeitraum und die Entstehungsgeschichte der Reflektoren zu ziehen.

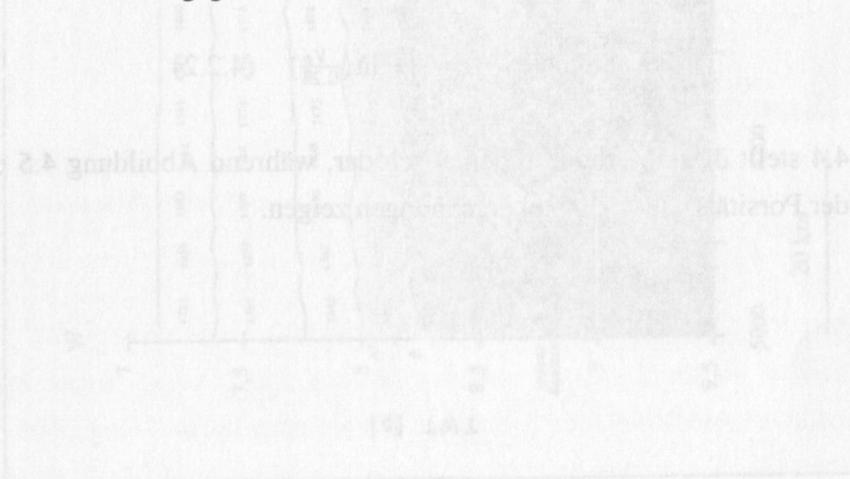


Abbildung 4.1: Darstellung der Ergebnisse der seismischen und geochronologischen Untersuchungen des IPOD-Profiles (ca. 2000 km östlich des mittelozeanischen Rückens). Die Diagenesehorizonte A* und B, die von den Reflektoren A* und B her durch die Sedimente verlaufen, sind durch die gestrichelten Linien angedeutet. Die seismischen Horizonte J₁, J₂, J₃ und β sind durch die durchgezogenen Linien angedeutet. Die Diagenesehorizonte A* und B sind durch die durchgezogenen Linien angedeutet. Die seismischen Horizonte J₁, J₂, J₃ und β sind durch die durchgezogenen Linien angedeutet. Die Diagenesehorizonte A* und B sind durch die durchgezogenen Linien angedeutet.

4.2 Laterale Veränderungen der sedimentphysikalischen Eigenschaften von Diagenesefronten entlang des IPOD-Profiles

Reflektoren der Horizonte A^C, A* und β entsprechen den Oberflächen von Diagenesefronten. Dabei bilden die Karbonatsedimente unterhalb von A* und β (Abb. 4.1) Schichtpakete mit Mächtigkeiten bis 1000m, die ein Berechnen von Intervallgeschwindigkeiten aus seismischen Daten für Diagenesefronten erlauben. Dagegen wird A^C durch eine oder mehrere relativ dünne Lagen (< 1m) von Hornsteinen gebildet (Abb. 4.2), die sich durch ihren hohen Impedanzkontrast als markanter Reflektor in verschiedenen Faziesbereichen abzeichnen. Somit spiegeln die abgeleiteten seismischen Geschwindigkeiten für das Intervall A*-A^C nicht die Geschwindigkeiten der Hornsteine, jedoch variierende Lithologien entlang des Profiles wider. Die Untersuchungen zur lateralen Veränderlichkeit physikalischer Parameter in Diagenesefronten konzentrieren sich daher auf die Kreide- und Kalkstein - Intervalle A*-β und β-B (akustisches Basement) (Abb. 4.1).

Ein ca. 150km langer Abschnitt des Profiles (siehe Rechteck in Abbildung 4.1) wurde reprozessiert und engständig (5km-Intervall) auf seismische Geschwindigkeiten hin analysiert. Abbildung 4.3 zeigt die in diesem Bereich ermittelten Geschwindigkeiten (Ungenauigkeit < 5%) für die untersuchten Intervalle Meeresboden-A^U (bzw. Meeresboden A^C), A^U-A^C, A^C-A*, A*-β, und β-B. Die Diagenesefronten A*-β und β-B sind durch Graustufen markiert. Durch Umformung der in Kapitel 3.2 abgeleiteten Beziehungen 3.2.6 und 3.2.8, die die Veränderungen der Kompressionswellengeschwindigkeit in Abhängigkeit von Porosität und Feuchtdichte des Gesteins beschreiben, lassen sich nun Variationen dieser Parameter innerhalb der Diagenesefronten abschätzen:

$$\text{Porosität: } \Phi = e^{\frac{0.83-V}{1.5}} \quad (4.2.1)$$

$$\text{Feuchtdichte: } \rho = \frac{1}{1.02} \ln\left(\frac{V}{0.28}\right) \quad (4.2.2)$$

Abbildung 4.4 stellt diese Methode schematisch dar, während Abbildung 4.5 und 4.6 die Ergebnisse der Porositäts- bzw. Dichteberechnungen zeigen.

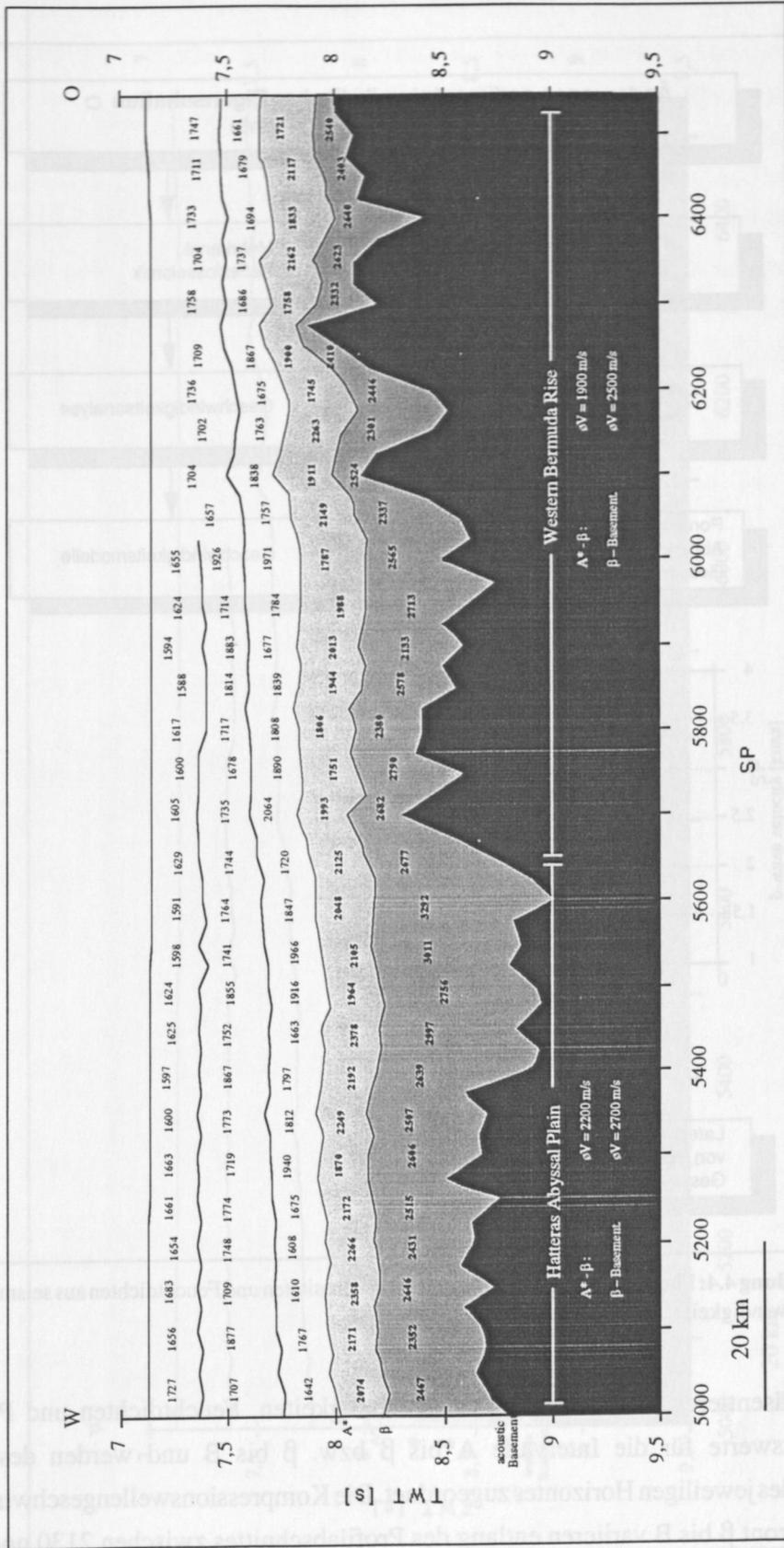


Abbildung 4.3: Darstellung der Ergebnisse detaillierter Geschwindigkeitsanalysen des IPOD-Profiles (ca. 20fach überhöht). Die Diagenesefronten Kreide- und Kalkstein, die von den Reflektoren A* und beta, bzw. beta und Basement begrenzt werden sind durch Graustufen markiert (dunkel = beta-Basement, hell = A*-beta). Für Diagenesefronten wurden Mittelwerte der Kompressionswellengeschwindigkeit in den Bereichen der Hatteras Tiefsee-Ebene und des westlichen Bermuda Rise berechnet.

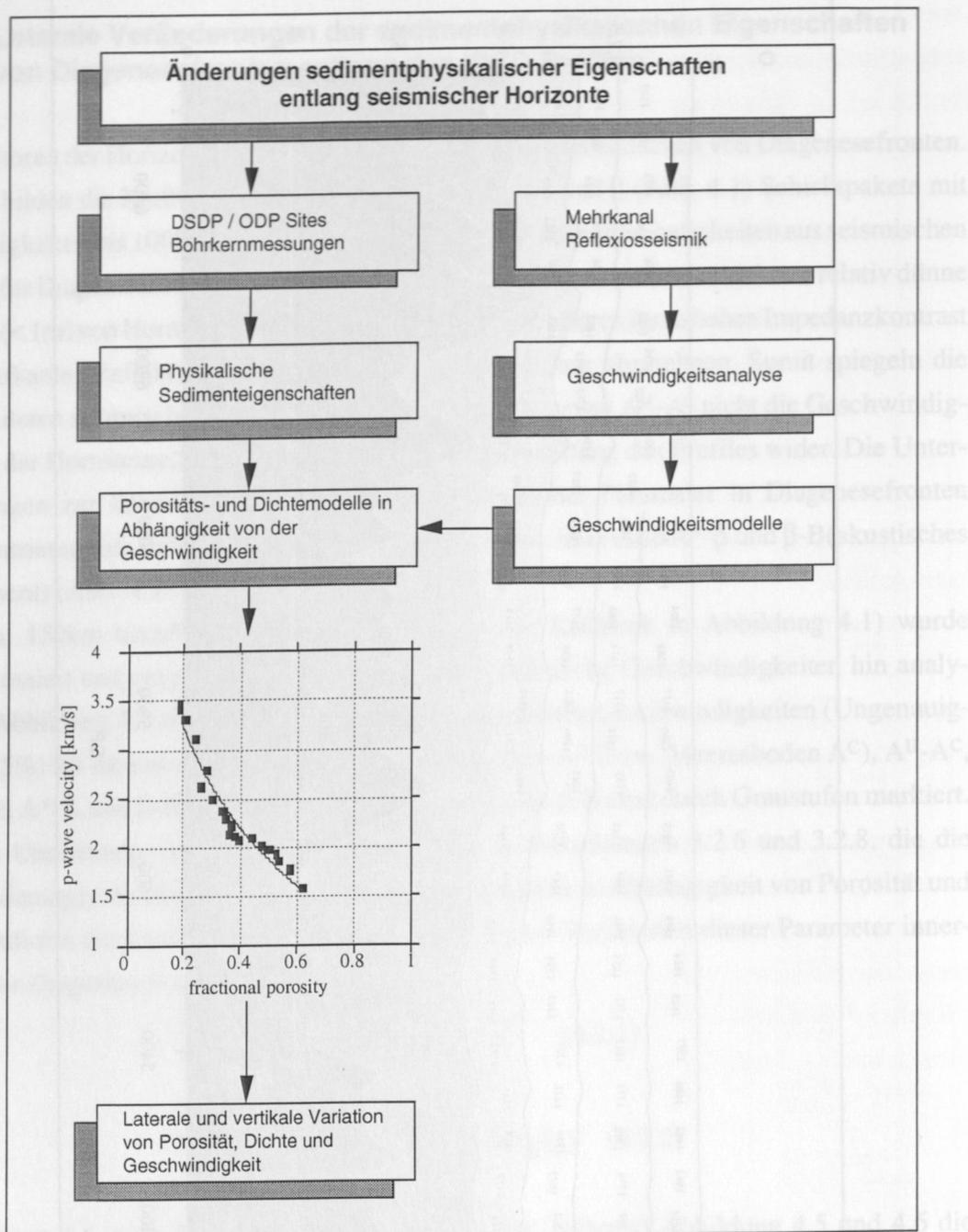


Abbildung 4.4: Flußdiagramm zur Berechnung von Porositäten und Feuchtdichten aus seismischen Geschwindigkeiten.

Hierbei repräsentieren die ermittelten Geschwindigkeiten, Feuchtdichten und Porositäten Durchschnittswerte für die Intervalle A* bis β bzw. β bis B und werden deshalb dem Mittelpunkt des jeweiligen Horizontes zugeordnet. Die Kompressionswellengeschwindigkeiten für den Horizont β bis B variieren entlang des Profilabschnittes zwischen 2130 und 3300 m/s, wobei die Maximalwerte oberhalb der Krustenvertiefungen unmittelbar westlich des Bermuda Rise (SP 5600) erzielt werden. Die physikalischen Sedimentparameter im Bereich der Hatteras Tiefsee-Ebene ($\rho V=2700\text{m/s}$, $\rho\rho=2.1\text{g/cm}^3$, $\rho\Phi=29\%$) unterscheiden sich deutlich von den Werten für den westlichen Bermuda Rise ($\rho V=2500\text{m/s}$, $\rho\rho=2.2\text{g/cm}^3$, $\rho\Phi=33\%$),

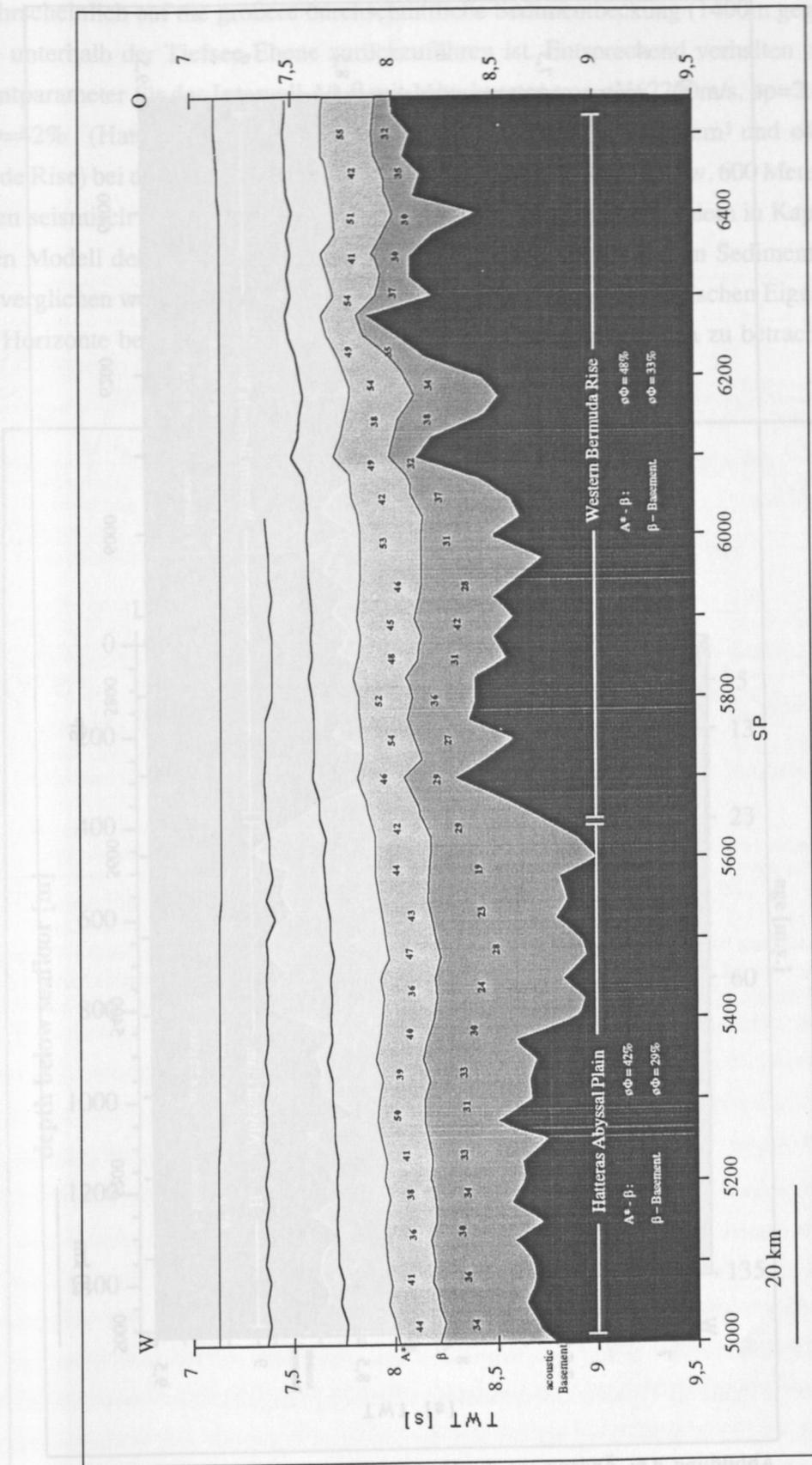


Abbildung 4.5: Änderungen der Gesteinsporosität innerhalb der diagenetischen Horizonte Kreide- (hellgrau) und Kalkstein (dunkelgrau), die aus seismischen Geschwindigkeitsanalysen und sedimentphysikalischen Untersuchungen von DSDP/ODP-Borungen berechnet wurden. Mittelwerte der Porosität sind für die Bereiche der Hatteras Tiefsee-Ebene und des westlichen Bermuda Rise angegeben. Die Darstellung ist ca. 20fach überhöht.

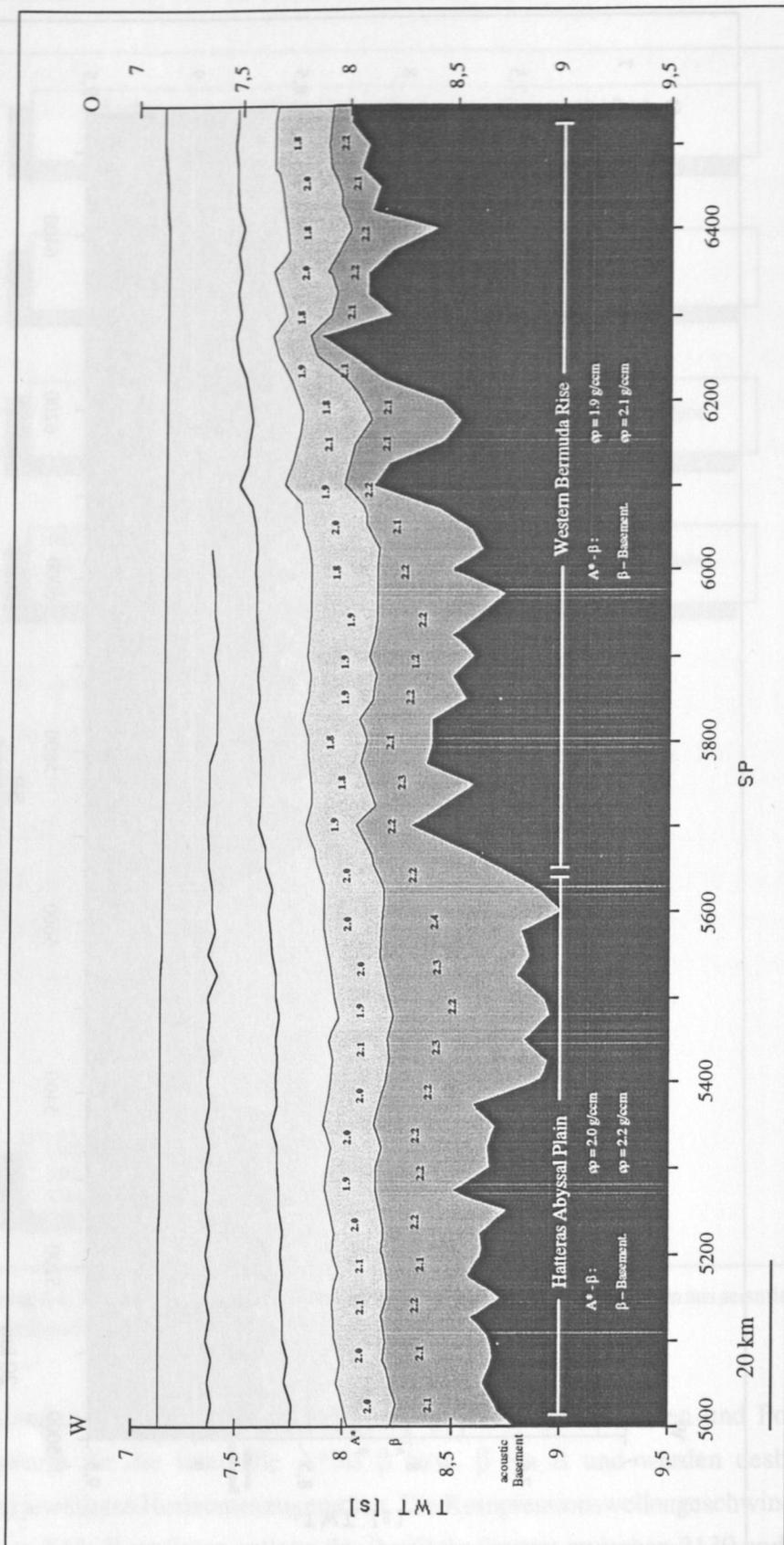


Abbildung 4.6: Änderungen der Gesteinsdichte innerhalb der diagenetischen Horizonte Kreide- (hellgrau) und Kalkstein (dunkelgrau), die aus seismischen Geschwindigkeitsanalysen und sedimentphysikalischen Untersuchungen von DSDP/ODP-Bohrungen berechnet wurden. Diese Ergebnisse wurden dazu benutzt, Mittelwerte der Feuchtdichte für die Bereiche der Hatteras Tiefsee-Ebene und des westlichen Bermuda Rise zu berechnen. Die Darstellung ist ca. 20fach überhöht.

was wahrscheinlich auf die größere durchschnittliche Sedimentbedeckung (1400m gegenüber 1100m) unterhalb der Tiefsee-Ebene zurückzuführen ist. Entsprechend verhalten sich die Sedimentparameter für das Intervall A*- β mit Mittelwerten von $\phi V=2200\text{m/s}$, $\phi\rho=2.0\text{g/cm}^3$ und $\phi\Phi=42\%$ (Hatteras Tiefsee-Ebene) sowie $\phi V=1900\text{m/s}$, $\phi\rho=1.9\text{g/cm}^3$ und $\phi\Phi=48\%$ (Bermude Rise) bei durchschnittlichen Sedimentbedeckungen von 800 bzw. 600 Metern. Die einzelnen seismisch ermittelten Geschwindigkeitswerte können nun mit dem in Kapitel 3.1 erstellten Modell der Karbonatdiagenese, das auf direkten Messungen an Sedimentproben beruht, verglichen werden (Abbildung 4.7). Neben den sedimentphysikalischen Eigenschaften der Horizonte benötigt man hierzu die Sedimentbedeckung über den zu betrachtenden

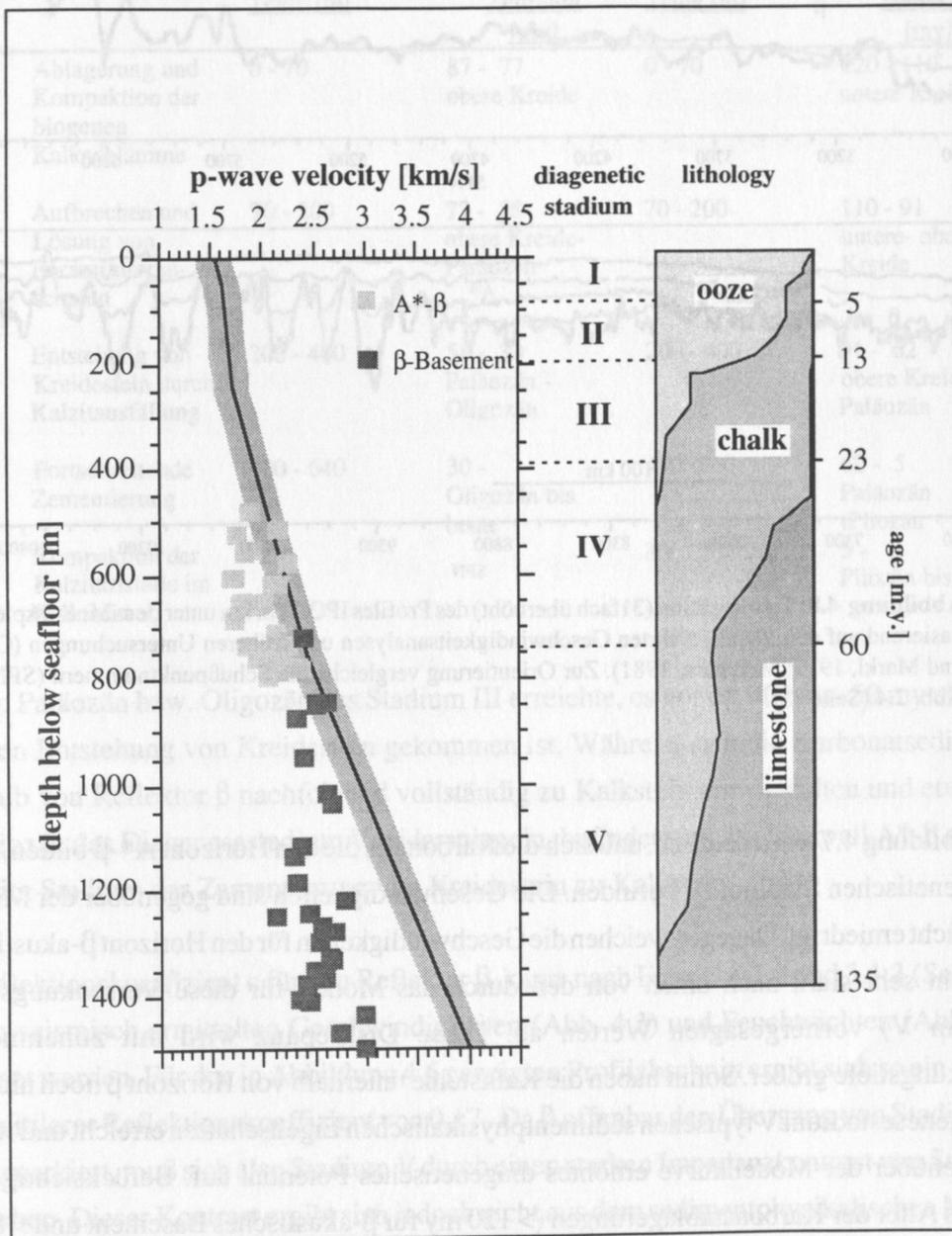


Abbildung 4.7: Vergleich der seismischen Geschwindigkeiten für die Horizonte A* bis β und β bis Basement mit der Modellkurve für atlantische Karbonatsedimente (durchgezogene Linie), die aus direkten Messungen an DSDP/ODP-Bohrkernproben abgeleitet wurde (Kapitel 3.1).

Horizonten und die Mächtigkeiten der Schichten. Deshalb wurden auf der Basis der in dieser Arbeit durchgeführten Geschwindigkeitsanalysen und früherer Untersuchungen (Grow & Markl, 1977; Mountain, 1981) aus den seismischen Laufzeiten eine Tiefensektion des Profiles IPOD für den Bereich westlich des Bermuda Rise (SP 2700 - 11000) erstellt (Abbildung 4.8).

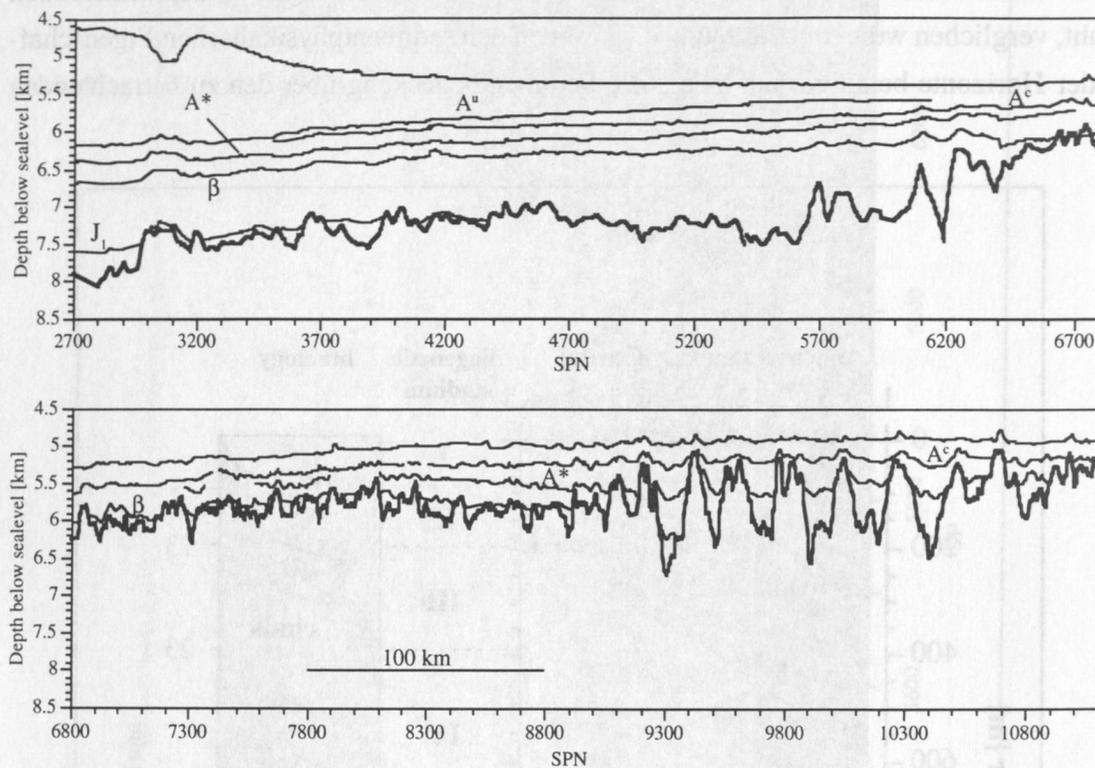


Abbildung 4.8: Tiefensektion (31-fach überhöht) des Profils IPOD (in km unter dem Meeresspiegel) basierend auf den durchgeführten Geschwindigkeitsanalysen und früheren Untersuchungen (Grow und Markl, 1977; Mountain, 1981). Zur Orientierung vergleiche die Schußpunktnummern (SPN) in Abb. 2.4 (Seite 15).

Aus Abbildung 4.7 wird deutlich, daß sich die Karbonate, die den Horizont A*-β bilden, heute im diagenetischen Stadium IV befinden. Die Geschwindigkeiten sind gegenüber der Modellkurve leicht erniedrigt. Dagegen weichen die Geschwindigkeiten für den Horizont β-akustisches Basement sehr stark nach unten von den durch das Modell für diese Versenkungstiefen (Stadium V) vorhergesagten Werten ab. Diese Diskrepanz wird mit zunehmender Versenkungstiefe größer. Somit haben die Kalksteine unterhalb von Horizont β noch nicht die für Diagenesestadium V typischen sedimentphysikalischen Eigenschaften erreicht und weisen ein gegenüber der Modellkurve erhöhtes diagenetisches Potential auf. Berücksichtigt man dazu das Alter der Karbonatablagerungen (> 120 my für β-akustisches Basement und > 87 my für A*-β), so kann man feststellen, daß die Diagenese in diesen Bildungen demnach zeitlich verzögert abläuft.

Aufgrund dieser Ergebnisse läßt sich die Entwicklungsgeschichte der Diagenesefronten ausgehend vom Zeitpunkt der Sedimentablagerung mit Hilfe des in Kapitel 3.1 abgeleiteten Modells (Tab. 3.1, Seite 33) rekonstruieren. Hierbei werden insbesondere die Reflektoren β und A* im Bereich der Hatteras Tiefsee-Ebene betrachtet (Tabelle 4.1). Es läßt sich ersehen, daß die Diagenese der in der frühen (β) und späten (A*) Kreide abgelagerten Kalkschlämme

Tabelle 4.1: Zeitliche Rekonstruktion diagenetischer Veränderungen anhand der Reflektoren A* und β .

Stadium	Diagenetischer Vorgang	A*		β	
		Teufe [m]	Zeitraum [my]	Teufe [m]	Zeitraum [my]
I	Ablagerung und Kompaktion der biogenen Kalkschlämme	0 - 70	87 - 77 obere Kreide	0 - 70	120 - 110 untere Kreide
II	Aufbrechen und Lösung von Foraminiferenschalen	70 - 200	77 - 58 obere Kreide-Paläozän	70 - 200	110 - 91 untere- obere Kreide
III	Entstehung von Kreidestein durch Kalzitausfällung	200 - 400	58 - 30 Paläozän - Oligozän	200 - 400	91 - 62 obere Kreide-Paläozän
IV	Fortschreitende Zementierung	400 - 640	30 - Oligozän bis heute	400 - 800	62 - 5 Paläozän - Pliozän
V	Kompaktion der Kalzitkristalle im Kalkstein			800 - 870	5 - Pliozän bis heute

etwa im Paläozän bzw. Oligozän das Stadium III erreichte, es vor ca. 80 bzw. 50 my also zur massiven Entstehung von Kreidestein gekommen ist. Während sich die Karbonatsedimente unterhalb von Reflektor β nachfolgend vollständig zu Kalkstein umwandelten und etwa seit dem Pliozän das Diagenesestadium V widerspiegeln, befindet sich das Intervall A* - β seit ca. 30 my im Stadium der Zementierung von Kreidestein zu Kalkstein.

Der Reflektionskoeffizient c für den Reflektor β kann nach Formel 3.1.2 und 3.1.3 (Seite 34) aus den seismisch ermittelten Geschwindigkeiten (Abb. 4.3) und Feuchtdichten (Abb. 4.6) berechnet werden. Für den in Abbildung 4.6 gezeigten Profilabschnitt ergibt sich so ein relativ hoher mittlerer Reflektionskoeffizient von 0,17. Da β offenbar den Übergang von Stadium IV nach V markiert, muß sich also Stadium V durch einen starken Impedanzkontrast von Stadium IV abheben. Dieser Kontrast ergibt sich jedoch nicht aus dem sedimentphysikalischen Modell der Karbonatdiagenese (siehe Seite 34).

5 SEDIMENTMÄCHTIGKEIT, BASEMENTSTRUKTUR UND DIAGENESEFRONTEN IM ÖSTLICHEN NORDATLANTIK

Die Analyse der reflexionsseismischen Linie IPOD (Kapitel 4) hat u.a. gezeigt, daß Diagenesefronten in diesem Profil durch ihren Reflexionscharakter sehr gut identifiziert werden können. Allein aus der akustostratigraphischen Position von Reflektoren kann aber a priori keine lithologische Korrelation mit diagenetischen Horizonten abgeleitet werden. Eine großräumige Bestimmung von Diagenesefronten anhand seismischer Profile kann daher nur unter folgenden Voraussetzungen stattfinden:

1. Die Diagenesefronten müssen sich durch starke Impedanzkontraste als Reflektor abbilden.
2. Die Reflektoren müssen mit Hilfe von Bohrungen lithologisch geeicht sein.
3. Die lithologische Zuordnung muß für das seismische Netz konsistent sein.

Diese Voraussetzungen sind am besten im Becken des NW-Atlantiks erfüllt, wo die stärksten intra-Sedimentreflektoren sich durch bemerkenswert konsistente lithologische und isochrone Korrelationen auszeichnen (Tucholke, 1979). In vielen anderen untersuchten Gebieten des Atlantiks sind diese Zuordnungen weniger überzeugend, was sich auch in unterschiedlichen Nomenklaturen für die Reflektoren in den publizierten Datensätzen zeigt (z.B. Lancelot et al., 1978; Hinz et al., 1984).

Ziel der Untersuchungen war es, trotz dieser Schwierigkeiten eine flächenhafte Erfassung von Diagenesefronten in Teilbereichen des gesamten Nordatlantiks vorzunehmen. In Zusammenarbeit mit Dr. Tucholke (Woods Hole Oceanographic Institution) war es nämlich möglich, die Krustenstruktur und die Sedimentmächtigkeit großräumig zu kartieren. Diese beiden Größen sind für die räumliche Bestimmung von Diagenesefronten von entscheidender Bedeutung, denn die Position eines Horizontes in der Sedimentsäule wird sowohl durch seine Tiefe unterhalb des Meeresbodens (bzw. der Meeresoberfläche) als auch durch seine Höhe über der Kruste festgelegt.

5.1 Basementstruktur im östlichen Nordatlantik

Die Basementstrukturkarte (Abb. 5.1a,b) zeigt das Gebiet des östlichen Nordatlantiks vom mittelozeanischen Rücken im Westen mit einem ausgeprägtem Zentralgraben und starken Reliefunterschieden ($> 1\text{ km}$) über die angrenzenden Riftflanken zum Kontinent im Osten. Das Gebiet erstreckt sich von 5 bis 45°N und von 0 bis 40°W . Auffallendstes Merkmal ist ein Zusammentreffen (Triple Junction) von nordamerikanischer, eurasischer und afrikanischer Platte im Bereich der Azoren (38.5°N , 28°W), das eine dreieckförmige Horststruktur im Inneren des ca. 100 km breiten Grabens kennzeichnet.

Ein weiteres Merkmal der ozeanischen Kruste sind langgestreckte Transformstörungen, die insbesondere dem Basement von 6 bis 37°N ein streifenförmiges Aussehen geben. Diese Streifen sind zwischen den großen, gut ausgebildeten Hauptstörungen ca. 50 bis 100 km breit und lassen sich vom mittelatlantischen Rücken bis ca. 200 km vor den afrikanischen Kontinentalabhang gut verfolgen. Die blockartige Struktur der Kruste mit den langgestreckten Gräben der Transformverwerfungen und kurzen, senkrecht dazu verlaufenden Horststrukturen wird besonders anschaulich anhand der Kane-Transformstörung (22.5°N) und der benachbarten "Northern Fracture Zone" (23.5°N), die aufgrund bereits vorliegender Ergebnisse (Tucholke & Schouten, 1988) detailliert untersucht werden konnten und damit in Abbildung 5.2 deutlich hervortreten. Im Bereich jüngerer Kruste ($< 80\text{ my}$) beträgt die durchschnittliche Tiefe der Kane-Störungszone gegenüber der benachbarten Kruste mehr ca. $1,2\text{ km}$. Dieser Wert sinkt bis auf $0,5\text{ km}$ für ältere Kruste (105 - 110 my) ab, so daß sich die Störungszone von 29 bis 31°W in Abbildung 5.1b nicht abzeichnet. Weiter östlich (23 - 29°W , 131 my) tritt sie dagegen wieder deutlich hervor, da hier die Reliefunterschiede stellenweise wieder mehr als 1 km betragen.

Drittens bildet neben dem Kings-Trog (43.5°N , 22°W), der parallel zu den Azoren streicht, der große, vulkanische Komplex der Atlantis-Meteor Seamountkette (29 - 35°N , 25 - 32°W) eine positive Tiefenanomalie zur umgebenden ozeanischen Kruste, deren Alter hier 48 - 84 my (magnetische Anomalien 21 bis 34) beträgt, was nach der Alters-Tiefenkurve von Parsons und Sclater (1977) einer Krustentiefe von 5 - 6 km entspricht. Tatsächlich liegt dieser Bereich aber mit 3 - 4 km Tiefe wesentlich flacher, so daß ein Alter von 11 - 16 my rekonstruiert werden kann (Verhoef, 1985). Weitere solcher Tiefenanomalien beobachten wir entlang des iberischen und afrikanischen Kontinentalrandes, wo sich von Norden nach Süden die Hebungsgebiete der Galizia Bank (43°N , 12°W), des Madeira-Tore Rückens (35°N , 15°W) und der Kanarischen Inseln (28.5°N , 16°W) sowie des Kap Verde Plateaus (16°N , 24°W) und der Sierra Leone Schwelle (7°N , 22°W) durch eine sehr geringe Tiefe der Kruste unter dem Meeresspiegel ($< 1\text{ km}$) abzeichnen. Diese Gebiete erheben sich aus einer Krustentiefe von ca. 5 bis $5,5\text{ km}$ und sind durch die Becken der großen Tiefsee-Ebenen mit Tiefen von 6 bis $6,5\text{ km}$ voneinander getrennt.

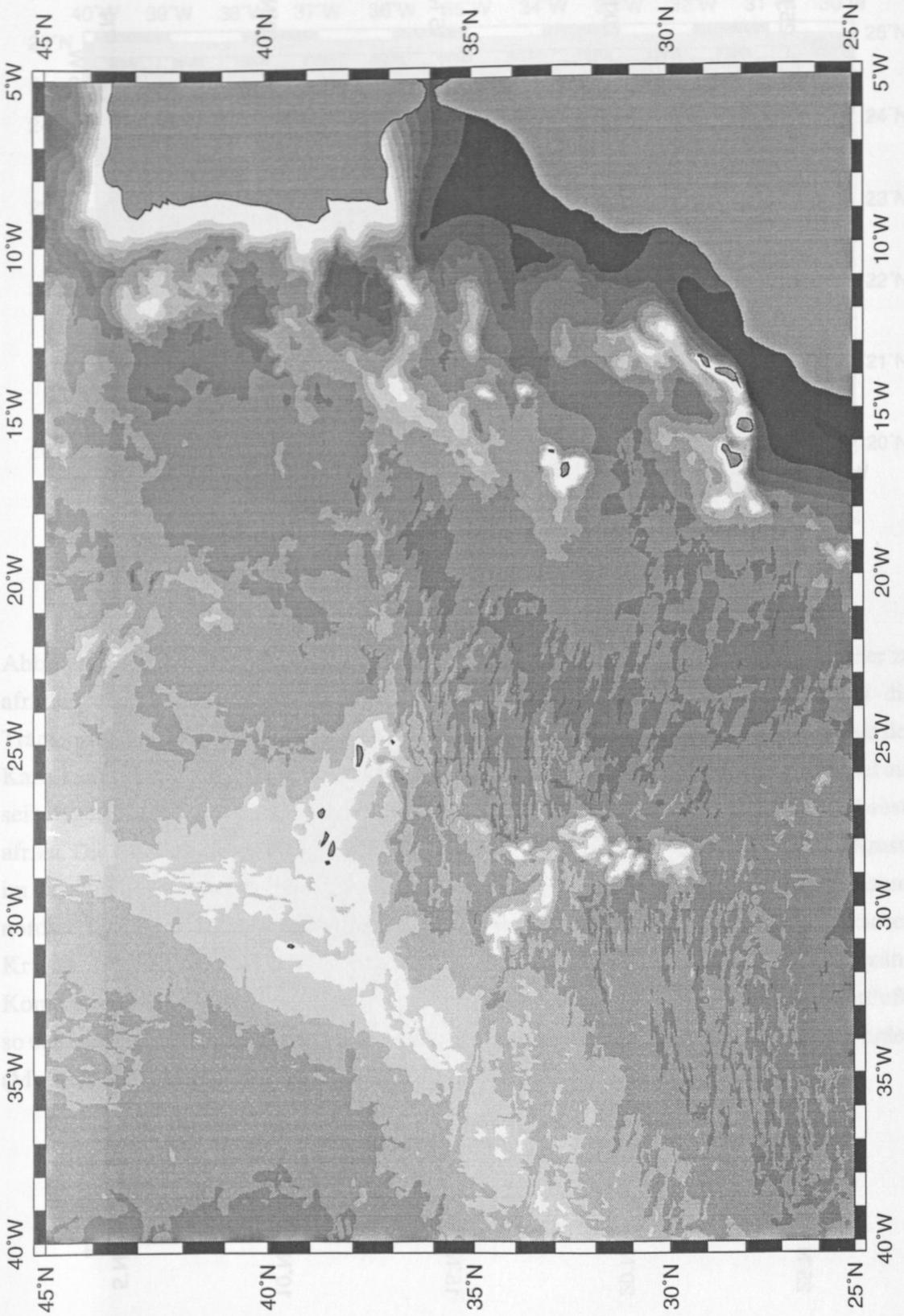


Abbildung 5.1a: Darstellung der Krustenstruktur im östlichen Nordatlantik von 25 bis 45°N und von 5 bis 40°W (Grauwerte-Skala siehe Abb. 5.1b).

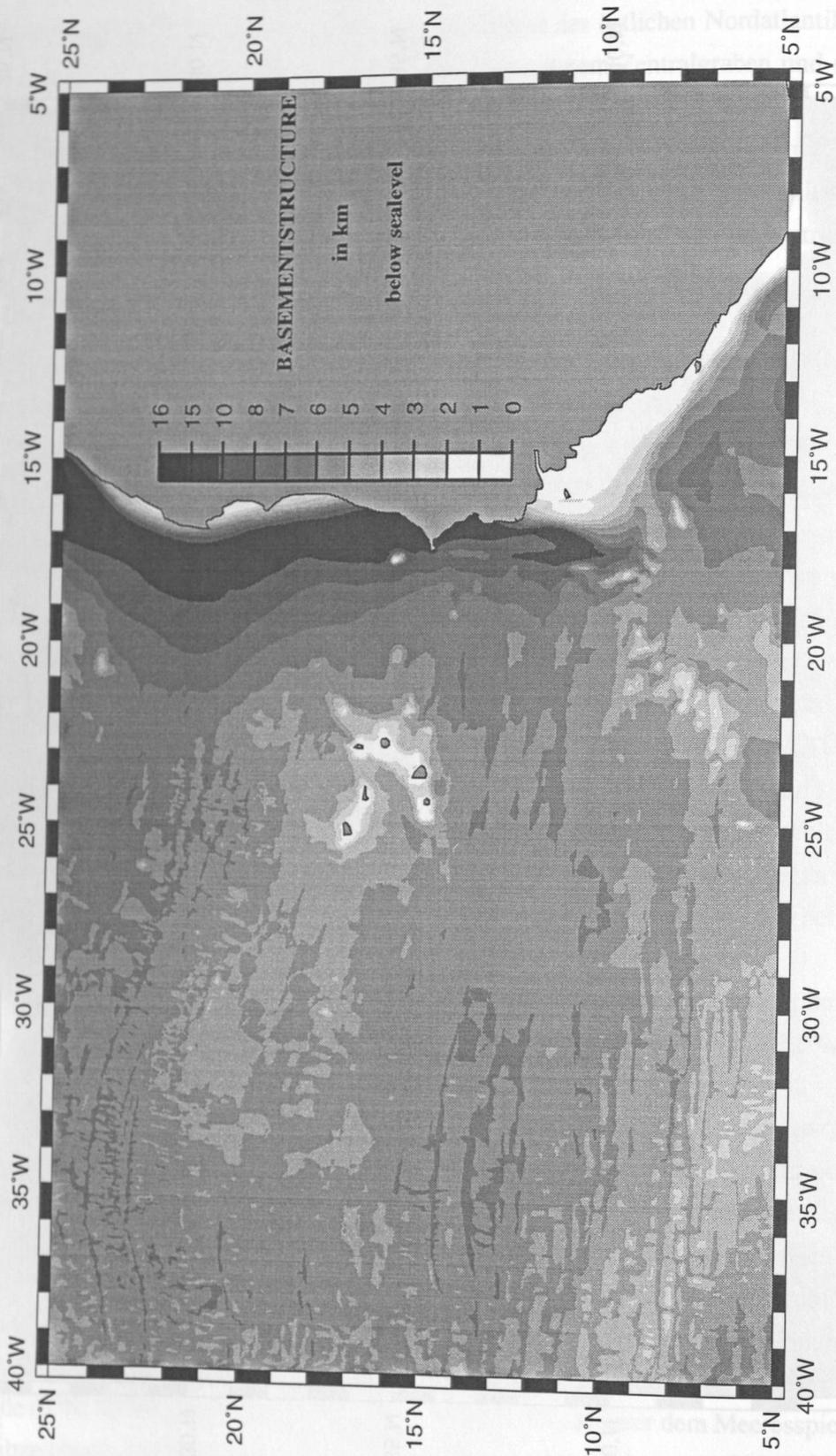


Abbildung 5.1b: Darstellung der Krustenstruktur im östlichen Nordatlantik von 5 bis 25°N und von 5 bis 40°W.

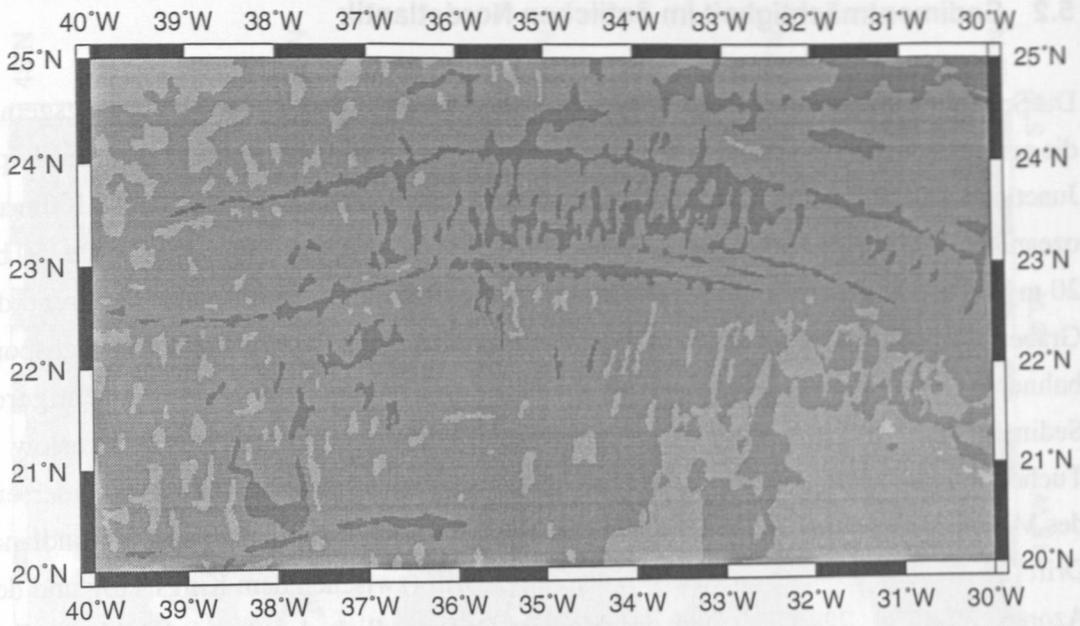


Abbildung 5.2: Basementstruktur der Kane-Transformstörung (Skalierung siehe Abbildung 5.1b).

Abbildung 5.1(a,b) macht auch die Unterschiede in der Krustenstruktur von eurasischer zu afrikanischer Platte deutlich. Auffallend ist zum einen, daß nördlich von 38°N die Transformstörungen in ihrer Morphologie weniger stark ausgeprägt sind, so daß sie sich in der Karte kaum abzeichnen. Zum anderen bildet der Kontinentalrand der iberischen Halbinsel mit seinen geringen Krustentiefen einen Kontrast zu den tiefen Becken (> 15km) vor Nordwestafrika. Die Bildung dieser Becken wurde durch rasche Subsidenz (80 - 140 m/my) der Kruste im Jura und in der frühen Kreide verstärkt (Hinz et al., 1982). Die Ozeanbodenspreizung nordwestlich der iberischen Halbinsel begann vor ca 125 m.a. Die Extension der ozeanischen Kruste wurde in diesem Gebiet jedoch durch frühtertiäre und miozäne Kompressionsbewegungen von iberischer, europäischer und afrikanischer Platte beeinflusst, so daß ozeanische (Galizia Bank) und kontinentale (Pyrenäen) Gebiete herausgehoben wurden (Murillas et al., 1990).

5.2 Sedimentmächtigkeit im östlichen Nordatlantik

Die Sedimentmächtigkeiten im östlichen Nordatlantik (Abb. 5.3a,b) zeigen erwartungsgemäß die geringsten Werte (<200m) entlang des Mittelatlantischen Rückens und des "Azoren Triple Junctions" (38.5°N, 28°W). Generell erreicht die Sedimentmächtigkeit Werte von <100m auf ozeanischer Kruste, die jünger ist als 5 my und <200m auf bis zu 10 my alter Kruste. 10 bis 20 my Jahre alte Kruste ist in der Regel mit 200 bis 500m Sediment bedeckt, während die Gräben und lokalen Tröge zwischen den Transformstörungen als zentrale Sediment-Transportbahnen fungieren, die häufig durch Turbidite und Rutschmassen mit mächtigeren Sedimentablagerungen verfüllt sind. Sie erreichen Werte von bis zu 1,2 km (Jaroslow & Tucholke, 1994). Auffällig sind im nördlichen Bereich (25 - 45°N) die Driftkörper beiderseits des Mittelatlantischen Rückens. Diese strömungsverfrachteten Sedimente der Neufundland-Drift (im Westen, 39-45°N, 33-35°W), der Kings-Drift (zwischen dem Kings Trog und den Azoren, 39-45°N, 22-26°W) und der Madeira-Drift (südlich der Azoren) bilden lokale Maxima bis zu 0,7km Sedimentmächtigkeit. Westlich bzw. östlich dieser Gebiete folgt die Sedimentbedeckung wieder dem generellen Trend (s.o), so daß ein nahezu rückenparalleles Streifenmuster der Sedimentmächtigkeit entsteht (Abb. 5.3a).

Minimale Sedimentbedeckungen zeigen dagegen die jungen Hebunggebiete, wie die Kanarischen Inseln (28.5°N, 16°W), Madeira (33°N, 17°W) oder das Cap Verde Plateau (16°N, 24°W). Entlang des iberischen Kontinentalrandes kontrastieren einige nahezu sedimentfreie Bereiche (<0,1km) wie die Galizia Bank (43°N, 12°W), wo die ozeanische Kruste stellenweise sogar ansteht (Murillas et al., 1990), mit den mächtigeren Sedimentbedeckungen (>1km) der angrenzenden iberischen Tiefsee-Ebene. Südwestlich von 30°N erstreckt sich ein Areal mit ebenfalls geringer Sedimentmächtigkeit (<200m). Hier liegt ein Bereich des nordatlantischen Strömungssystemes, der seit dem spätem Jura durch sehr unproduktive Oberflächenwässer gekennzeichnet ist (Tucholke et al., 1982). Die Sedimentationsraten liegen hier bei ca. 1mm/1000 Jahre, was mit Werten aus den biologischen Wüsten des zentralen Pazifiks vergleichbar ist.

Maximale Mächtigkeiten von 15km und mehr kennzeichnen die vielleicht tiefsten Sedimentbecken der Erde entlang des afrikanischen Kontinentalrandes. Nördlich der Kanaren verläuft eine NNE-SSW streichende Zone mit spätriassischen Salzdiapiren, die eine seismische Erfassung von ozeanischer und kontinentaler Kruste in diesem Gebiet bisher verhindert hat (Hinz et al., 1982).

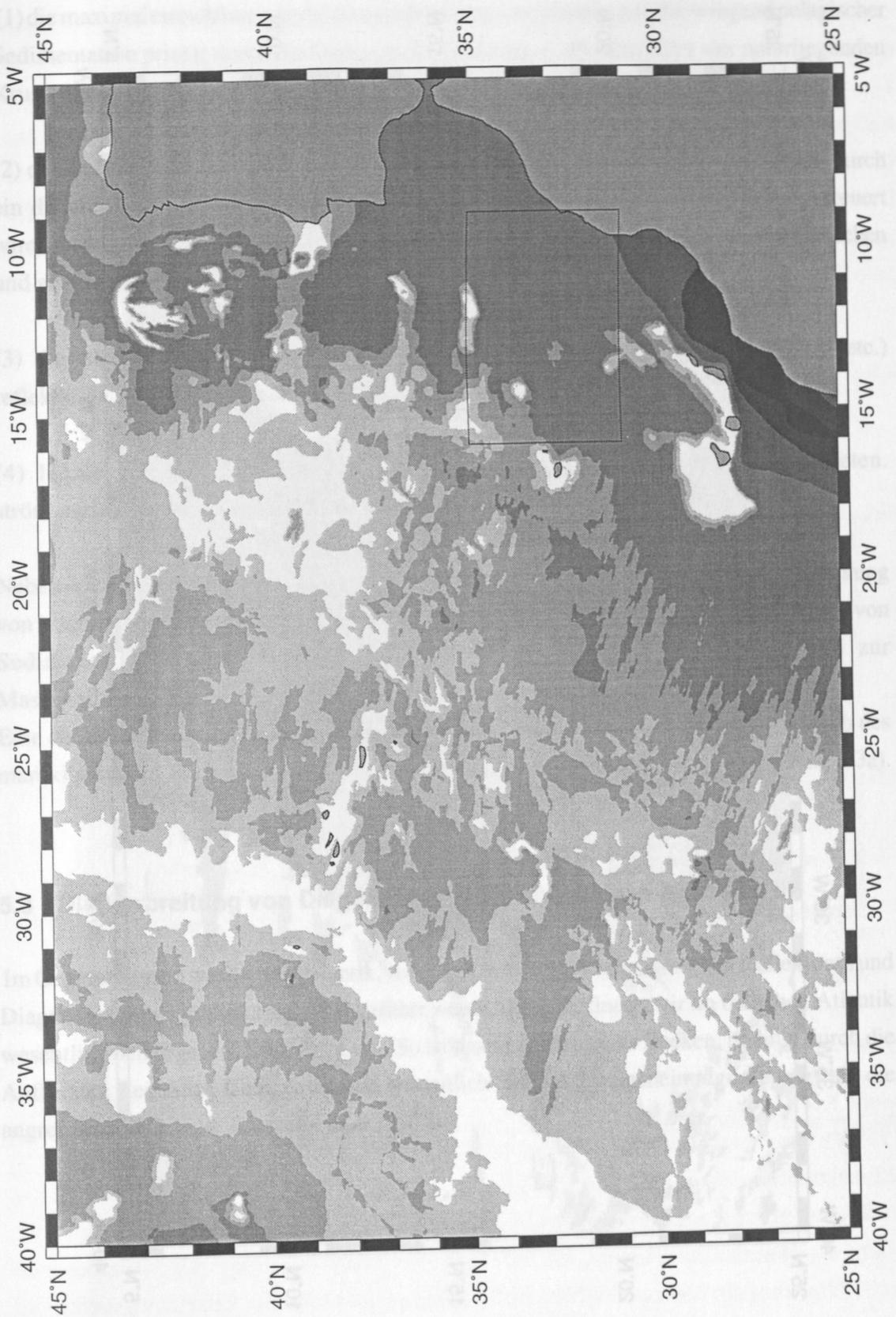


Abbildung 5.3a: Darstellung der Sedimentmächtigkeit im östlichen Nordatlantik von 25 bis 45°N und von 5 bis 40°W (Grauwerte Skala siehe Abb. 5.3b). Das Rechteck markiert das Arbeitsgebiet zur detaillierten Bestimmung diagenetischer Horizonte in Kapitel 5.3 (siehe Abb. 5.5).

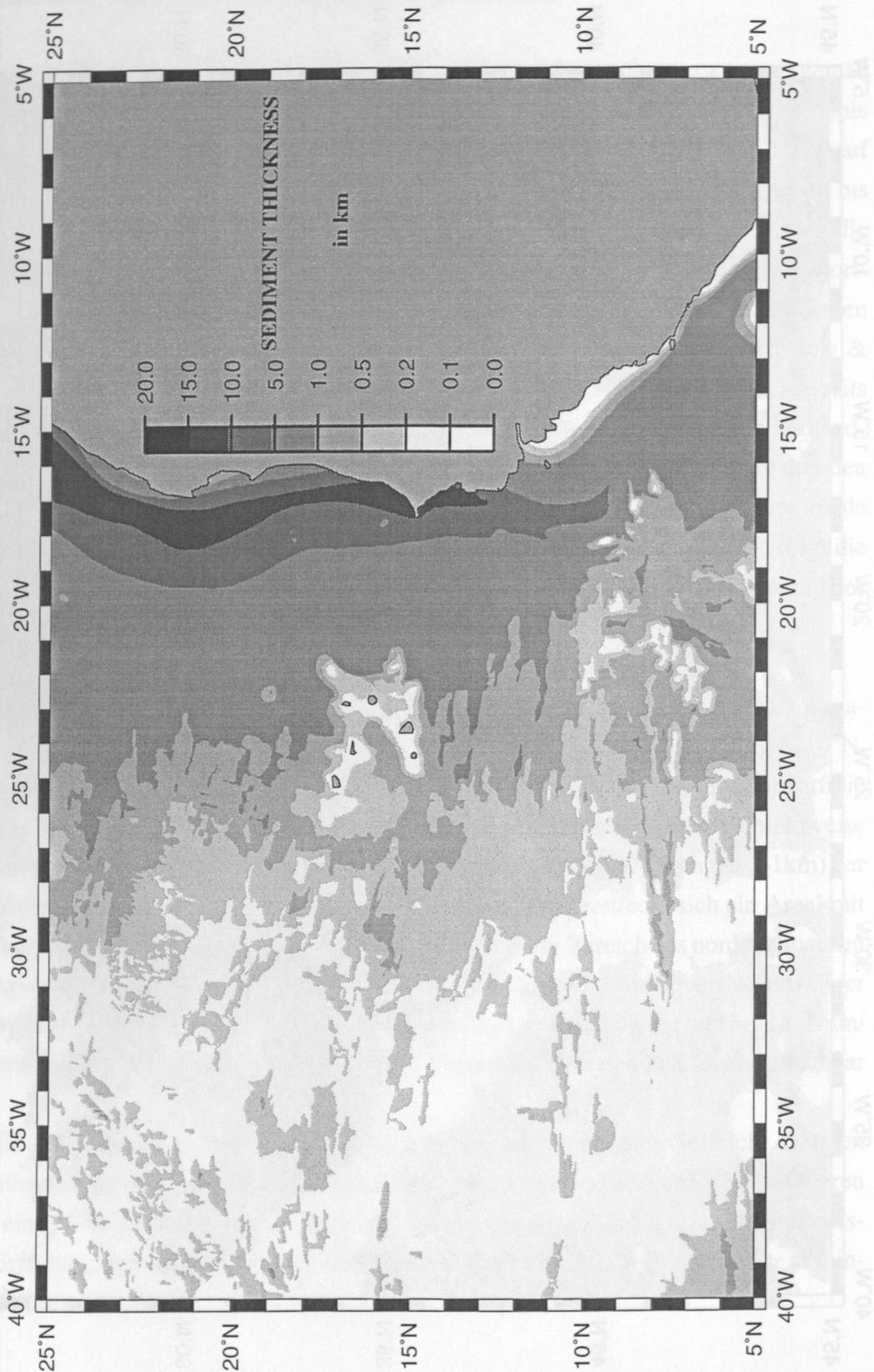


Abbildung 5.3b: Darstellung der Sedimentmächtigkeit im östlichen Nordatlantik von 5 bis 25°N und von 5 bis 40°W.

Die obige Auswertung der Isopachenkarte (Abbildung 5.3a,b) hat gezeigt, daß

- (1) die maximal erreichbaren Sedimentmächtigkeiten in Gebieten mit überwiegend pelagischer Sedimentation primär durch die Dauer der Sedimentation, dh. dem Alter der unterliegenden Kruste bestimmt werden.
- (2) die Sedimentakkumulation entlang der Kontinentalränder durch die Tektonik, d.h. durch ein differentielles Heben und Senken der ozeanischen und kontinentalen Kruste gesteuert wird. Dies wird besonders deutlich in den markanten Unterschieden zwischen den iberischen und afrikanischen Sedimentbecken.
- (3) die Sedimentmächtigkeiten die Topographie der ozeanischen Kruste (Gräben etc.) reflektieren, da die sedimentären Prozesse den Meeresboden glätten.
- (4) lokale Maxima der Sedimentbedeckung vor allem in Akkumulationsgebieten. strömungsverfrachteter Sedimente entstehen.

Neben der absoluten Sedimentmächtigkeit ist auch die Berechnung der Sedimentbedeckung von isochronen seismischen Horizonten von Bedeutung, da diese Werte zur Bestimmung von Sedimentations- und Akkumulationsraten für vorgegebene Zeitscheiben und zur Massenbilanzierung genutzt werden können.

Eine detaillierte Kartierung eines diagenetischen Kalksteinhorizontes wurde im Bereich des marokkanischen Beckens und der Seine Tiefsee-Ebene erreicht (Kasten in Abbildung 5.3a).

5.3 Die Verbreitung von Diagenesefronten im östlichen Nordatlantik

Im Gegensatz zum westlichen Atlantik, wo eine Korrelation von seismischen Reflektoren und Diagenesefronten großräumig durchgeführt werden konnte, finden wir im östlichen Atlantik wesentlich heterogenere Strukturen vor. So ist das marokkanische Becken, bedingt durch die Auffaltung des Atlas Gebirges durch wesentlich höhere Terrigeneinträge geprägt als die angrenzenden Gebiete (Lancelot et al., 1978).

Basierend auf den seismostratigraphischen Arbeiten an den Bohrlokationen 416/370 (Hinz et al., 1984) wurde von Block und Goncalves (in Wefer et al., 1992) eine Zuordnung von seismischen Reflektoren und stratigraphischen Sequenzen vorgenommen. Hier zeigt sich, daß der in den Meteor Profilen mit "Blue" bezeichnete Reflektor offenbar die Oberfläche von karbonatreichen Turbiditen und pelagischen Kalksteinen des oberen Jura anzeigt. Dieser Reflektor entspricht dem seismischen Horizont C im Profil VEMA 30-13. Zur flächenhaften Erfassung dieses diagenetischen Horizontes haben wurde deshalb die Laufzeit zum Reflektor Blue (C) digital aus seismischen Linien (Abb. 5.4) erfaßt und mit Hilfe der in Kapitel 2.3 beschriebenen Methodik die Teufe der Diagenesefront in km unter dem Meeresboden rekonstruiert (Abbildung 5.5).

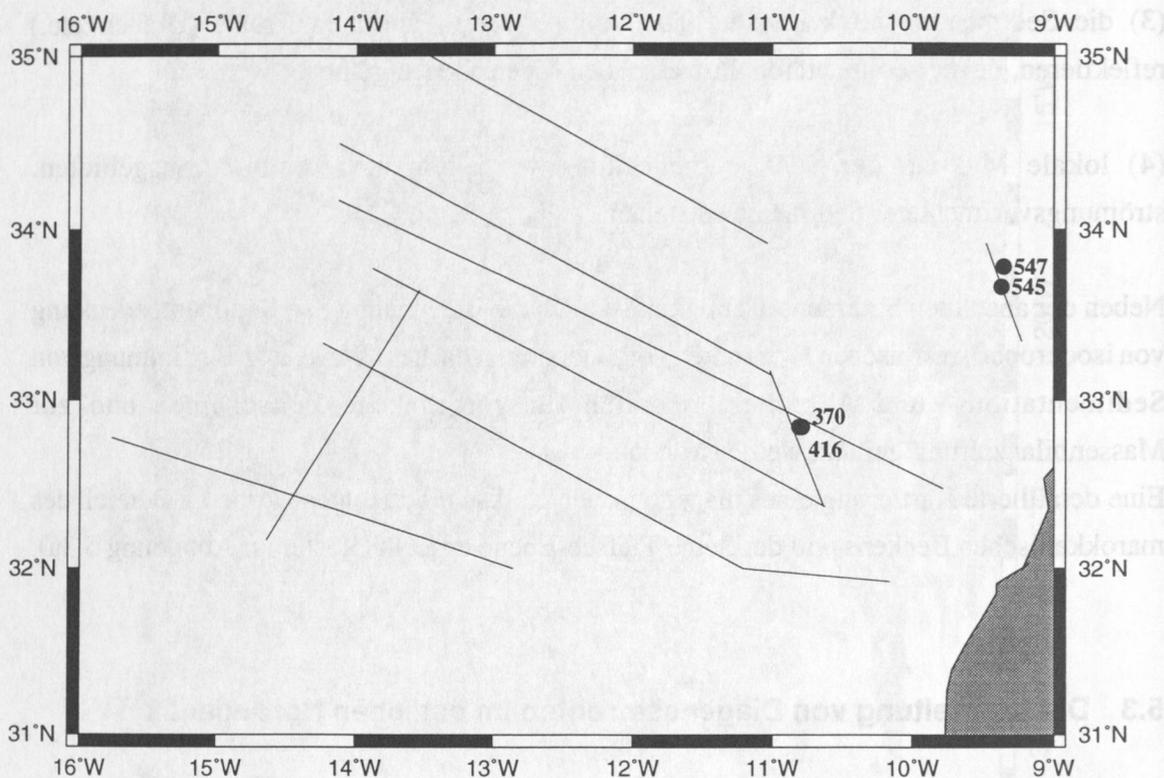


Abbildung 5.4: Lokationen seismischer Linien und DSDP-Bohrungen zur Untersuchung von Diagenesefronten im marokkanischen Becken und der Seine Tiefsee-Ebene.

Deutlich zeigt sich, daß die Teufenlage der Diagenesefront im bearbeiteten Gebiet (31-35°N, 9-16°W) weitgehend durch die Morphologie der ozeanischen Kruste (Abb. 5.1a) und die Sedimentmächtigkeit geprägt ist (Abb. 5.3a). Im Bereich der Tiefsee-Ebene (Nordosten) mit relativ ausgeglichener Basementstruktur ist eine weitgehend einheitliche Tiefenlage (ca. 2.0km) des Horizontes erkennbar, was auf eine lateral wenig variierende Sedimentationsrate nach Ablagerung der Karbonate schließen läßt. Vereinzelt werden hier Versenkungstiefen von 2.5km erreicht. Maximale Werte von ca. 3km beobachten wir im Marokko-Becken, wo rasche Subsidenz der Kruste und terrigener Eintrag zu erhöhten Sedimentationsraten führten (Hinz et al., 1982). Geringere Tiefen von 1.2 bis 1.5km weisen die Kalksteine dagegen im Bereich

von Krustenhorsten wie der Dacia Bank (32°N, 14°W) auf. Hier ist es vermutlich durch vulkanische Aktivität zu Aufwölbungen der Kruste und der diagenetischen Horizonte gekommen (Wissmann in Wefer et al., 1992). Parallel zur marokkanischen Küste verläuft ein Gebiet, das ebenfalls eine Heraushebung der Sedimentstrukturen aufweist und daher durch geringe Teufen (1.5km) der Diagenesefronten gekennzeichnet ist. Hier haben wir es jedoch nicht mit vulkanischen, sondern mit halokinetisch gebildeten Horststrukturen zu tun.

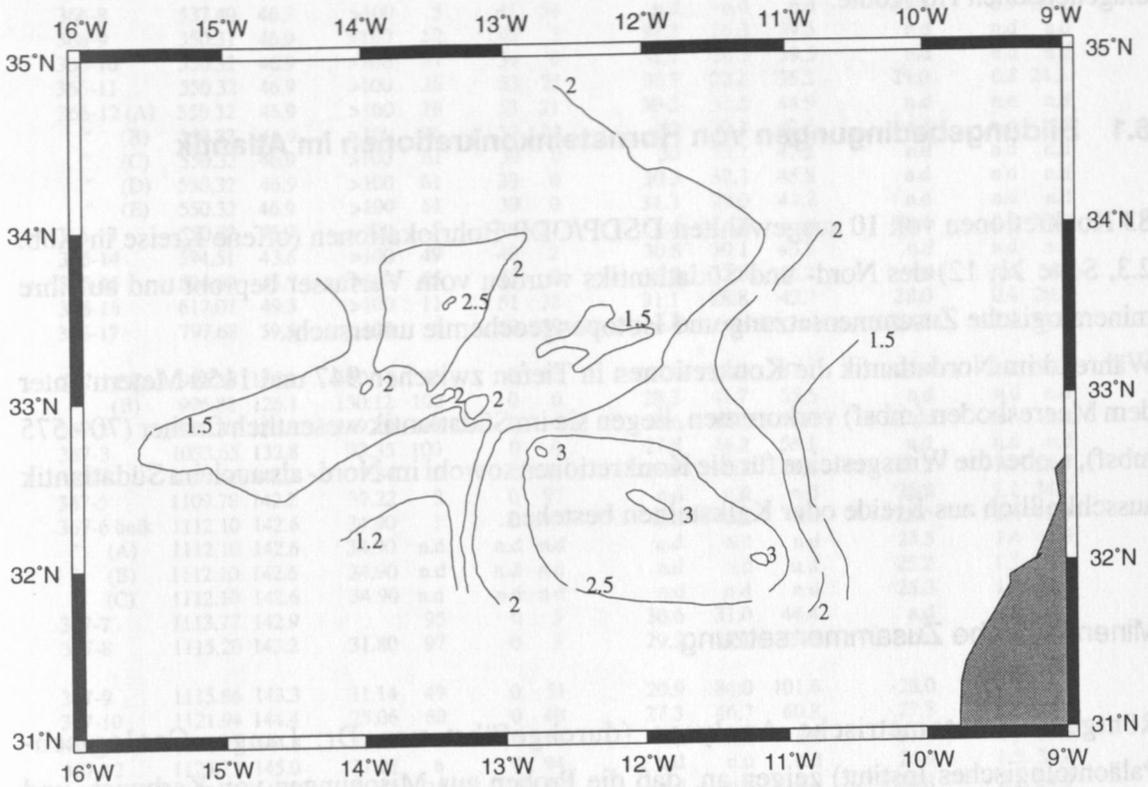


Abbildung 5.5: Teufenlage (in km unter dem Meeresboden) von diagenetischen Kalksteinen im marokkanischen Becken.

Die detaillierten Auswertearbeiten seismischer Profile im Ostatlantik konnten großräumig den Einfluß von Sedimentmächtigkeiten und Krustenstrukturen auf die Bildung und Verbreitung von Diagenesefronten verdeutlichen. Es muß jedoch festgestellt werden, daß die Erfassung von diagenetischen Horizonten im Ostatlantik lokal begrenzt bleibt, da eine beckenübergreifende Korrelation von diagenetischen Horizonten in diesem Gebiet wohl nicht wie im westlichen Atlantik möglich ist.

6 GEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN VON DIAGENESEFRONTEN ANHAND STABILER ISOTOPE ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$)

Während mit den geophysikalischen Untersuchungen (Kapitel 3-5) empirische Ableitungen sedimentphysikalischer Modelle und regionale Charakterisierungen diagenetischer Horizonte erreicht wurden, gaben Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenmessungen an karbonatischen und silikatischen Konkretionen Hinweise auf die Bildungstemperaturen der untersuchten diagenetischen Horizonte.

6.1 Bildungsbedingungen von Hornsteinkonkretionen im Atlantik

83 Konkretionen von 10 ausgewählten DSDP/ODP-Bohrlokalationen (offene Kreise in Abb. 2.3, Seite 11, 12) des Nord- und Südatlantiks wurden vom Verfasser beprobt und auf ihre mineralogische Zusammensetzung und Isotopengeochemie untersucht.

Während im Nordatlantik die Konkretionen in Tiefen zwischen 947 und 1150 Metern unter dem Meeresboden (mbsf) vorkommen, liegen sie im Südatlantik wesentlich flacher (70 - 575 mbsf), wobei die Wirtsgesteine für die Konkretionen sowohl im Nord- als auch im Südatlantik ausschließlich aus Kreide oder Kalksteinen bestehen.

Mineralogische Zusammensetzung

Röntgendiffraktometrische Analysen (durchgeführt von Dr. Lange, Geologisch-Paläontologisches Institut) zeigen an, daß die Proben aus Mischungen von Karbonat- und Silikatmineralien bestehen (Tabelle 6.1). Während Kalzit die einzige Mineralphase der Karbonatfraktion bildet, sind die Silikate nicht immer monomineralisch und bestehen aus Gemengen von Opal-A, Opal-CT und Quarz. Aus Tabelle 6.1 ist ersichtlich, daß unterhalb von 800m Versenkungstiefe Quarz die einzige Silikatphase darstellt

Tabelle 6.1a: Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenmessungen an Calcit (Ca)- und Hornsteinkonkretionen (Si) aus dem Nordatlantik mit den daraus abgeleiteten Bildungstemperaturen (n.d. steht für "nicht gemessen").

Sample	Depth [mbsf]	Age [m.y.]	Dist.Base [m]	Qz [%]	Op-CT [%]	Ca [%]	$\delta^{18}\text{O-Si}$ [‰] rel. SMOW	T1-Si [°C]	T2-Si [°C]	$\delta^{18}\text{O-Ca}$ [‰] rel. SMOW	$\delta^{13}\text{C-Ca}$ [‰] rel. PDB	T-Ca [°C]
366-1	480.41	43.5	>100	1	46	53	35.6	11.1	23.7	29.0	1.2	23.9
366-2	498.79	44.4	>100	9	49	42	33.7	18.2	31.1	29.4	1.4	22.5
366-3	499.59	44.4	>100	11	56	33	34.2	16.3	29.1	28.8	1.6	24.9
366-4	500.21	44.5	>100	13	55	32	33.3	19.8	32.7	29.1	1.2	23.6
366-5	510.79	45.0	>100	10	44	46	33.6	18.6	31.5	28.7	1.3	25.5
366-6	520.37	45.4	>100	59	41	0	31.8	25.9	39.0	n.d.	n.d.	n.d.
366-7	521.69	45.5	>100	12	54	34	33.3	19.8	32.7	29.1	1.4	23.5
366-8	537.40	46.3	>100	5	41	54	n.d.	n.d.	n.d.	28.1	0.9	28.2
366-9	550.31	46.9	>100	52	45	3	31.7	26.3	39.5	n.d.	n.d.	n.d.
366-10	550.32	46.9	>100	61	39	0	31.7	26.3	39.5	n.d.	n.d.	n.d.
366-11	550.32	46.9	>100	26	53	21	32.7	22.2	35.2	29.0	0.8	24.3
366-12 (A)	550.32	46.9	>100	26	53	21	30.5	31.5	44.9	n.d.	n.d.	n.d.
" (B)	550.32	46.9	>100	26	53	21	31	29.3	42.6	n.d.	n.d.	n.d.
" (C)	550.32	46.9	>100	61	39	0	30	33.7	47.2	n.d.	n.d.	n.d.
" (D)	550.32	46.9	>100	61	39	0	30.3	32.3	45.8	n.d.	n.d.	n.d.
" (E)	550.32	46.9	>100	61	39	0	31.3	28.0	41.2	n.d.	n.d.	n.d.
366-13	550.32	46.9	>100	5	38	57	n.d.	n.d.	n.d.	28.4	0.8	27.0
366-14	594.51	43.6	>100	49	49	2	30.8	30.1	43.5	n.d.	n.d.	n.d.
366-15	594.60	43.7	>100	65	35	0	30.2	32.8	46.2	n.d.	n.d.	n.d.
366-16	617.07	49.5	>100	11	51	38	31.1	28.8	42.1	28.0	0.4	28.8
366-17	797.68	59.5	>100	5	23	72	n.d.	n.d.	n.d.	25.6	1.1	41.0
367-1 (A)	996.88	126.1	150.12	45	0	55	28.00	43.2	57.1	24.0	2.2	50.3
" (B)	996.88	126.1	150.12	100	0	0	28.3	41.7	55.5	n.d.	n.d.	n.d.
367-2	997.80	126.3	149.20	100	0	0	28.6	40.2	54.0	n.d.	n.d.	n.d.
367-3	1053.65	132.8	93.35	100	0	0	27.8	44.2	58.1	n.d.	n.d.	n.d.
367-4	1109.66	142.2	37.34	70	0	30	23.9	65.8	80.6	29.2	1.4	23.0
367-5	1109.78	142.2	37.22	3	0	97	n.d.	n.d.	n.d.	26.8	1.1	34.7
367-6 bulk	1112.10	142.6	34.90	1	0	99	n.d.	n.d.	n.d.	25.6	1.4	41.0
" (A)	1112.10	142.6	34.90	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	25.5	1.4	41.5
" (B)	1112.10	142.6	34.90	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	25.2	1.3	43.4
" (C)	1112.10	142.6	34.90	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	25.3	1.2	42.5
367-7	1113.77	142.9		95	0	5	30.6	31.0	44.4	n.d.	n.d.	n.d.
367-8	1115.20	143.2	31.80	97	0	3	29.9	34.1	47.7	n.d.	n.d.	n.d.
367-9	1115.86	143.3	31.14	49	0	51	20.9	86.0	101.6	28.0	1.5	28.9
367-10	1121.94	144.4	25.06	60	0	40	27.3	46.7	60.8	27.8	1.9	29.7
367-11	1124.61	144.8	22.39	7	0	93	n.d.	n.d.	n.d.	27.7	1.7	30.2
367-12	1125.73	145.0	21.27	6	0	94	n.d.	n.d.	n.d.	26.9	1.5	34.4
367-13	1135.47	146.8	11.53	12	0	88	n.d.	n.d.	n.d.	26.8	2.3	34.9
gray												
" (A)	1135.47	146.8	11.53	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	26.9	2.3	34.4
" (B)	1135.47	146.8	11.53	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	26.9	2.3	34.4
367-14 red	1135.47	146.8	11.53	20	0	80	21.3	83.1	98.6	28.0	2.4	28.9
" (A)	1135.47	146.8	11.53	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	27.7	2.2	30.2
" (B)	1135.47	146.8	11.53	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	27.8	2.2	29.7
" (C)	1135.47	146.8	11.53	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	27.9	2.3	28.4
367-15	1149.19	149.0	-2.19	100	0	0	24.8	60.4	75.0	n.d.	n.d.	n.d.
384-1	93.97	51.6	231.03	n.d.	n.d.	25	n.d.	n.d.	n.d.	29.4	1.5	22.3
384-2	94.00	51.6	231.00	n.d.	n.d.	25	n.d.	n.d.	n.d.	29.2	1.6	23.4
387-1	244.31	48.2	547.69	36	61	3	32.9	21.3	34.3	n.d.	n.d.	n.d.
387-2	642.01	114.5	149.99	100	0	0	28.1	42.6	56.4	n.d.	n.d.	n.d.
387-3	651.09	116.1	140.91	100	0	0	30.1	33.2	46.7	n.d.	n.d.	n.d.
387-4	680.16	119.7	111.84	100	0	0	29.9	34.1	47.7	n.d.	n.d.	n.d.
387-5	699.48	122.4	92.52	100	0	0	29.3	36.9	50.5	n.d.	n.d.	n.d.
387-6	727.29	126.2	64.71	100	0	0	29.7	35.0	48.6	n.d.	n.d.	n.d.
387-7	728.27	126.3	63.73	100	0	0	29.4	36.4	50.1	n.d.	n.d.	n.d.
387-8	746.04	128.7	45.96	100	0	0	28.7	39.7	53.5	n.d.	n.d.	n.d.
387-9 (A)	765.09	131.3	26.91	100	0	0	29.3	36.9	50.5	n.d.	n.d.	n.d.
" (B)	765.09	131.3	26.91	100	0	0	27.6	45.2	59.2	n.d.	n.d.	n.d.
" (C)	765.09	131.3	26.91	100	0	0	27.6	45.2	59.2	n.d.	n.d.	n.d.
387-10	784.03	133.9	7.97	100	0	0	29.1	37.8	51.5	n.d.	n.d.	n.d.
387-11	784.88	134.0	7.12	70	0	30	27.6	45.2	59.2	n.d.	n.d.	n.d.
417D-1	337.31	111.7	5.69	100	0	0	29.6	35.5	49.0	n.d.	n.d.	n.d.
418B-1	301.05	110.8	18.95	100	0	0	31.4	27.5	40.8	n.d.	n.d.	n.d.
418B-2	311.02	112.0	8.98	100	0	0	30.4	31.9	45.3	n.d.	n.d.	n.d.

Tabelle 6.1b: Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenmessungen an Calcit-Konkretionen aus dem Südatlantik mit den daraus abgeleiteten Bildungstemperaturen.

Sample	Depth [mbsf]	Age [m.y.]	Dist. Base. [m]	Qz [%]	Op-(A+CT) [%]	Ca [%]	$\delta^{18}\text{O-Ca}$ [‰] SMOW	$\delta^{13}\text{C-Ca}$ [‰] PDB	T-Ca [°C]
357-1	332.10	44.8	> 500	3	52	46	29.1	0.4	23.5
357-2	339.68	45.1	> 500	1	44	56	30.6	1.2	17.2
357-3 (A)	351.49	45.5	> 500	0	40	60	30.4	0.7	18.0
" (B)	351.49	45.5	> 500	6	58	35	30.5	0.6	17.6
357-4	352.69	45.6	> 500	0	45	55	30.4	0.7	18.0
357-5	355.61	45.7	> 500	0	27	73	30.4	0.8	18.0
525A-1	392.63	58.5	181.37	0	31	69	28.9	0.9	24.9
525A-2 (A)	399.20	59.4	174.80	0	25	75	30.3	2.8	18.4
" (B)	399.20	59.4	174.80	0	25	75	29.9	2.5	20.0
525A-3	409.63	60.8	164.37	30	53	17	29.5	2.6	22.0
698A-1	70.56	57.2	131.82	22	69	9	30.6	0.9	17.2
698A-2	80.18	59.2	129.82	0	25	75	31.1	2.9	14.9
698A-3 (A)	99.82	61.0	110.18	1	30	69	30.9	1.8	15.9
" (B)	99.82	61.0	110.18	12	70	18	30.6	1.4	17.2
698A-4	108.53	61.7	101.47	6	53	41	30.6	1.7	17.2
698A-5 (A)	129.10	68.8	80.90	0	19	81	31.1	2.0	14.9
" (B)	129.10	68.8	80.90	10	56	34	30.4	1.6	18.0
698A-6 (A)	137.44	70.6	72.56	1	34	65	30.8	2.3	16.2
" (B)	137.44	70.6	72.56	11	67	22	30.6	1.8	17.3
698A-7 (A)	139.04	70.9	70.96	21	70	9	30.7	1.9	16.2
" (B)	139.04	70.9	70.96	0	30	70	31.1	2.0	14.9
698A-8 (A)	148.35	74.8	61.65	37	56	7	30.8	1.3	16.2
" (B)	148.35	74.8	61.65	3	51	46	31.1	1.5	15.1
698A-9	176.14	80.9	33.86	11	43	46	31.1	1.2	15.1
698A-10	181.73	82.0	28.27	10	44	46	30.6	1.3	17.2
698A-11	182.70	82.3	27.30	11	28	61	30.6	1.7	17.2
698A-12	200.00	84.0	10.00	9	55	36	30.8	1.2	16.2
700B-1	238.73	58.2	301.27	0	12	88	30.4	2.9	18.0
700B-2 (A)	326.40	65.4	213.60	12	84	4	28.9	1.9	24.6
" (B)	326.40	65.4	213.60	0	39	61	29.8	2.4	20.3
700B-3	338.01	67.9	201.99	0	29	71	29.9	2.5	20.0
700B-4	366.72	71.5	173.28	1	33	66	30.9	2.0	16.0
700B-5	399.01	72.7	140.99	2	45	53	28.4	1.8	26.9
700B-6	414.78	73.8	125.22	8	47	45	28.6	2.0	26.1
700B-7 (A)	416.72	73.8	123.28	2	47	51	29.1	2.2	23.9
" (B)	416.72	73.8	123.28	12	72	16	29.1	2.1	23.9
700B-8	418.24	73.9	121.76	15	62	23	29.0	2.0	23.9
700B-9 (A)	419.80	74.0	120.20	12	72	16	28.8	1.9	24.9
" (B)	419.80	74.0	120.20	1	41	58	28.6	2.0	25.9
700B-10	424.98	74.1	115.02	15	63	22	28.3	1.5	27.5
700B-11	426.01	74.1	113.99	1	19	80	28.6	1.9	26.1
700B-12	427.40	74.2	112.60	15	61	24	28.8	1.7	20.3
700B-13	429.18	74.2	110.82	2	32	66	28.5	2.0	26.6
700B-14	438.54	79.3	101.46	8	50	42	28.1	2.0	28.2
700B-15	442.87	82.2	97.13	15	63	22	28.8	2.0	20.3

Karbonatbildung

In Abbildung 6.1 sind $\delta^{13}\text{C}$ - gegen $\delta^{18}\text{O}$ -Meßwerte für alle Karbonatproben aus den Konkretionen dargestellt. Alle gemessenen $\delta^{13}\text{C}$ - Werte sind positiv im Bereich von 0,2 bis 2,9 ‰, so daß von einer Karbonatbildung aus "normal marinem" Bikarbonat mit einer Isotopenzusammensetzung nahe 0 ‰ ausgegangen werden kann. Offensichtlich trug kein biogenes CO_2 zur Formation der Karbonate bei, wie es bei Sedimenten mit hohem Organogen-Anteil beobachtet wurde (Gautier, 1982). Unter Berücksichtigung des einheitlichen Charakters der Wirtsgesteine (Kreide und Kalkstein) kann aus diesen Daten die Lösung und Wiederausfällung primärer mariner Karbonate als diagenetischer Prozeß zur Bildung der Konkretionen identifiziert werden.

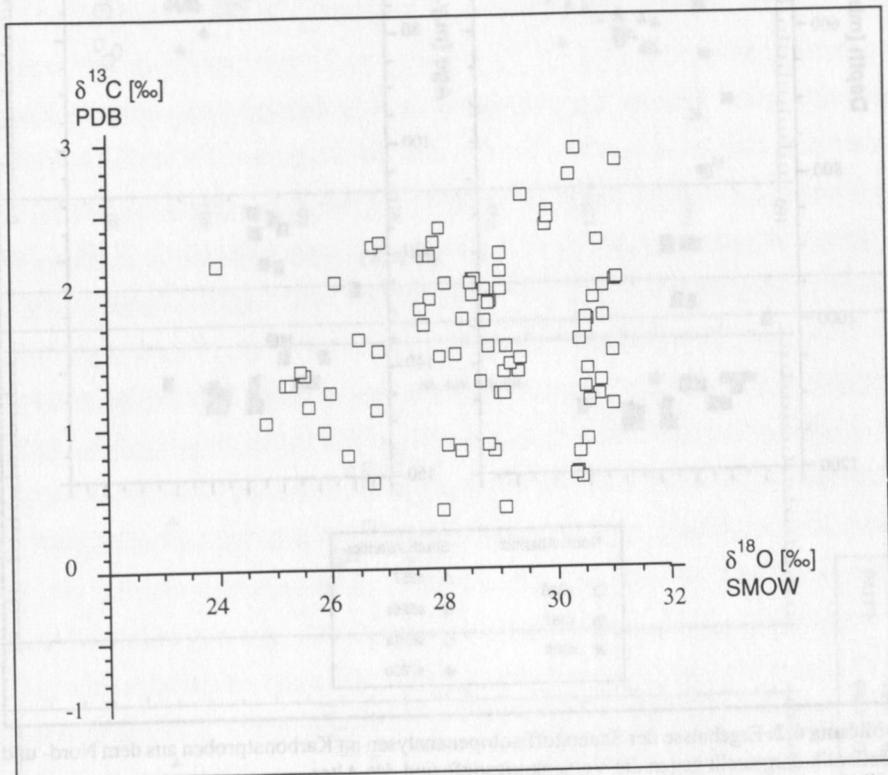


Abbildung 6.1: Darstellung des Sauerstoffisotopenverhältnisses aufgetragen gegen die Kohlenstoffisotopenzusammensetzung für alle aus den Konkretionen entnommenen Karbonatproben. Alle gemessenen $\delta^{13}\text{C}$ - Werte sind positiv im Bereich von 0,2 bis 2,9 ‰, so daß von einer Karbonatbildung aus normal-marinem Bikarbonat mit einer Isotopenzusammensetzung nahe 0 ‰ ausgegangen werden kann.

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der konkretionären Karbonate variieren zwischen 31,1 und 24 ‰. Die Sauerstoffisotopenwerte nehmen kontinuierlich mit der Versenkungstiefe ab (Abb.6.2). Wahrscheinlich geht dies auf die abnehmende Karbonat/Wasser-Isotopenfraktionierung aufgrund von steigenden Temperaturen zurück.

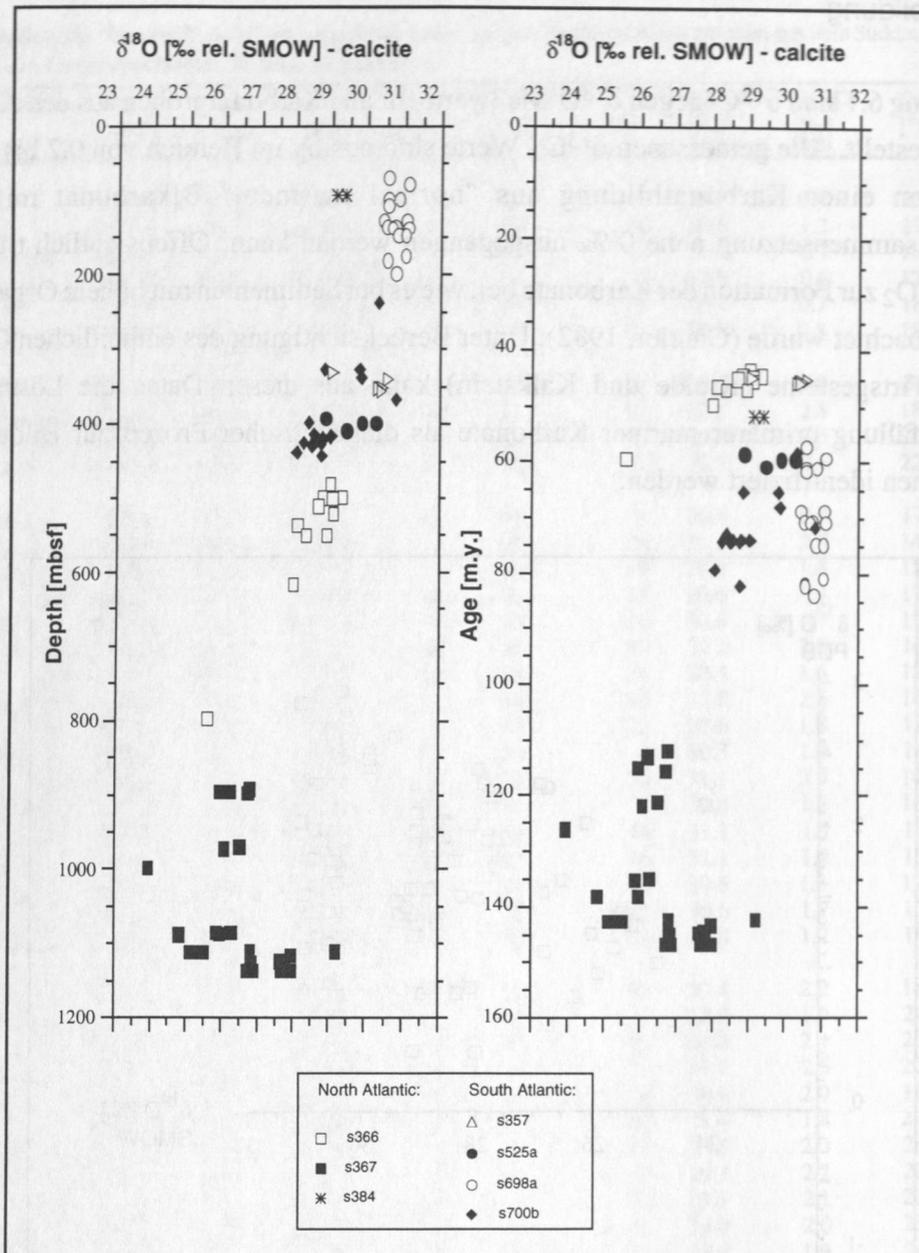
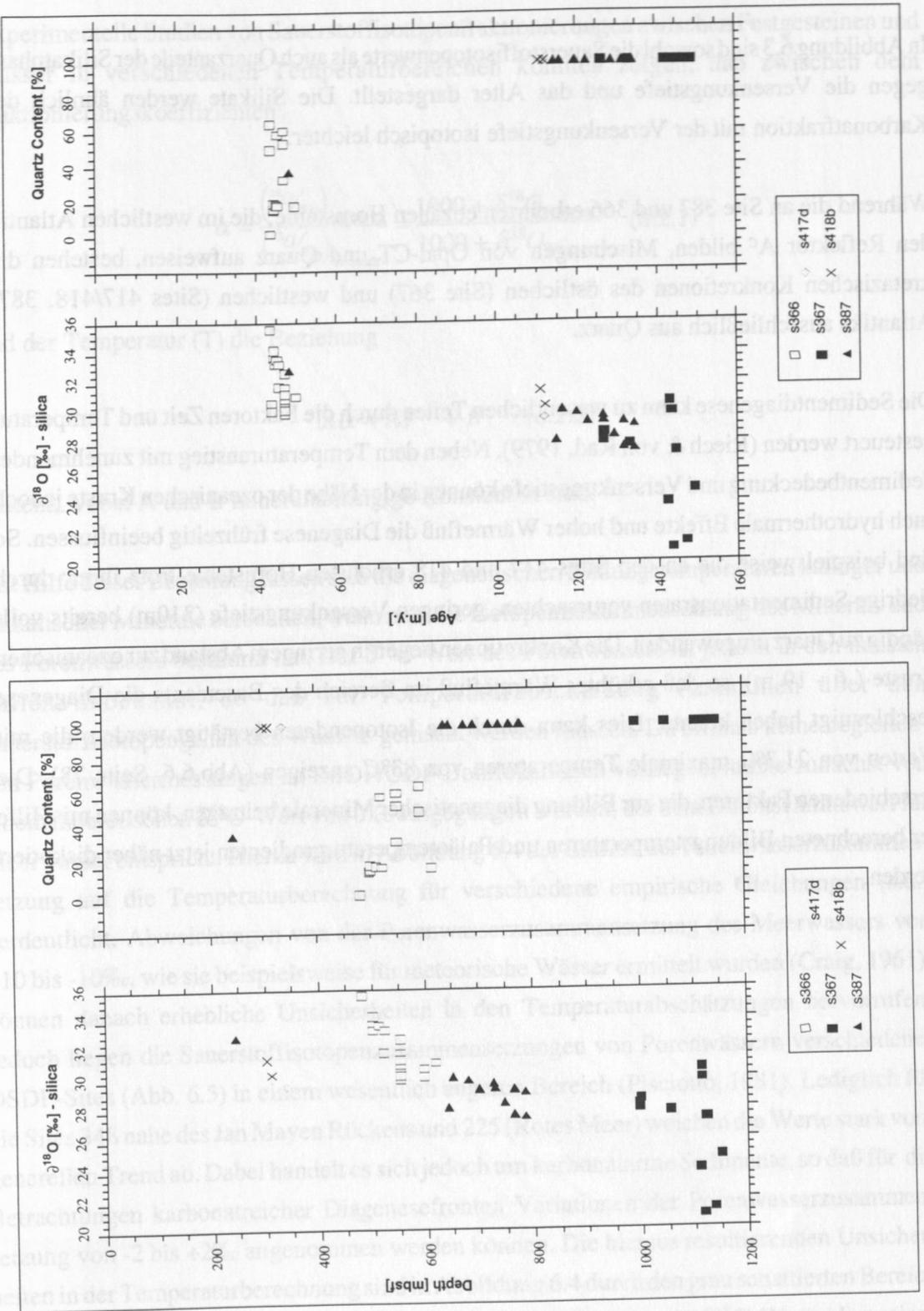


Abbildung 6.2: Ergebnisse der Sauerstoffisotopenanalysen an Karbonatproben aus dem Nord- und Südatlantik dargestellt gegen die Versenkungstiefe und das Alter.

Silikatbildung

In den untersuchten Konkretionen existieren die drei Silikatphasen Opal-A, Opal-CT und Quarz, wobei die Mengenverhältnisse mit der Versenkungstiefe variieren. Nur die Silikatfraktionen der flach gelegenen Konkretionen aus dem Südatlantik enthalten Anteile vom primärem Opal-A in Mischung mit frühdiagenetisch gebildetem Opal-CT und geringen Mengen von Quarz. Die Sauerstoffisotopenmessungen solcher Mischungen aus primären und diagenetischen Mineralen sind nur schwer zu interpretieren, da der absolute Anteil der

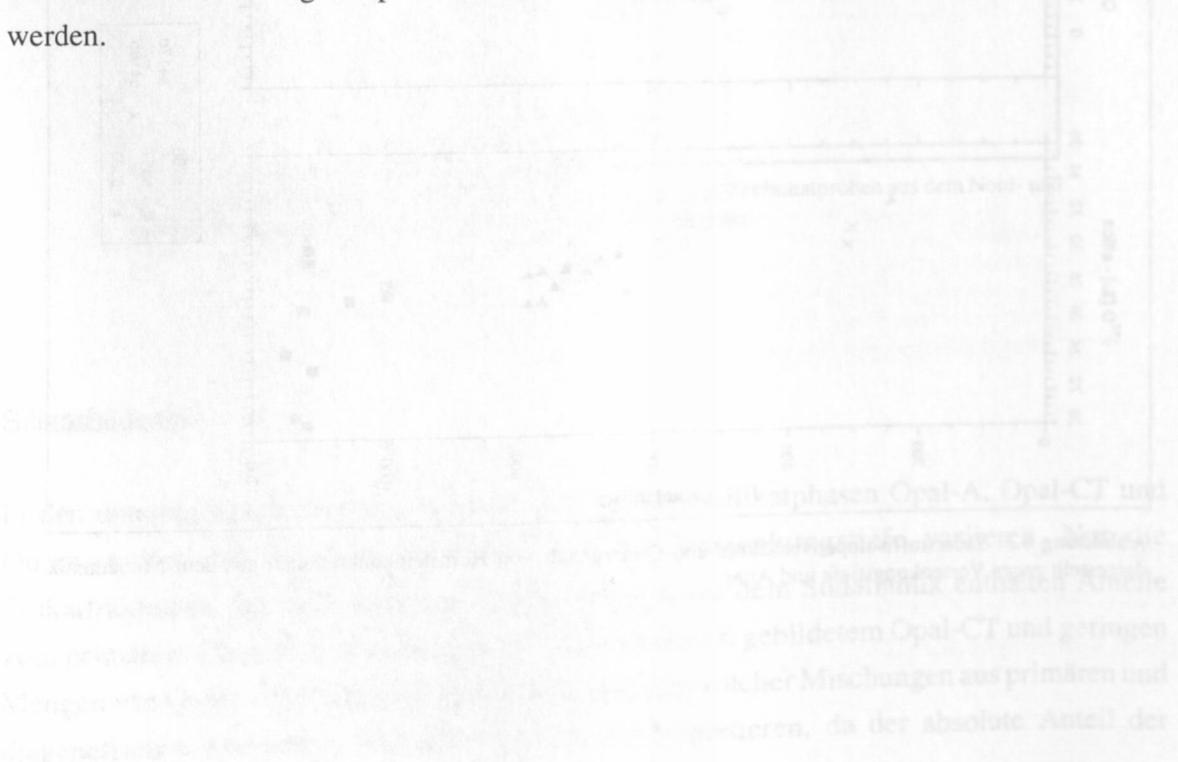


verschiedenen Fraktionen unbekannt ist. Deshalb sind keine Isotopendaten der Konkretionen aus dem Südatlantik bei der Interpretation mit berücksichtigt worden.

In Abbildung 6.3 sind sowohl die Sauerstoffisotopenwerte als auch Quarzanteile der Silikatphase gegen die Versenkungstiefe und das Alter dargestellt. Die Silikate werden ähnlich der Karbonatfraktion mit der Versenkungstiefe isotopisch leichter.

Während die an Site 387 und 366 erbohrten eozänen Hornsteine, die im westlichen Atlantik den Reflektor A^c bilden, Mischungen von Opal-CT und Quarz aufweisen, bestehen die kretazischen Konkretionen des östlichen (Site 367) und westlichen (Sites 417/418, 387) Atlantiks ausschließlich aus Quarz.

Die Sedimentdiagenese kann zu wesentlichen Teilen durch die Faktoren Zeit und Temperatur gesteuert werden (Riech & von Rad, 1979). Neben dem Temperaturanstieg mit zunehmender Sedimentbedeckung und Versenkungstiefe können in der Nähe der ozeanischen Kruste jedoch auch hydrothermale Effekte und hoher Wärmefluß die Diagenese frühzeitig beeinflussen. So sind beispielsweise die an den Sites 417 und 418 erbohrten Hornsteine trotz ihrer, durch niedrige Sedimentationsraten verursachten, geringen Versenkungstiefe (310m) bereits vollständig zu Quarz umgewandelt. Die Konkretionen liegen in geringem Abstand zur ozeanischen Kruste (6 - 19 m), so daß erhöhter Wärmefluß im Bereich des Basements die Diagenese beschleunigt haben könnte. Dies kann durch die Isotopendaten bestätigt werden, die mit Werten von 21,3‰ maximale Temperaturen von 83°C anzeigen (Abb.6.6, Seite 78). Die verschiedenen Faktoren, die zur Bildung diagenetischer Minerale beitragen, können mit Hilfe der berechneten Bildungstemperaturen und Paläotemperaturgradienten jetzt näher diskutiert werden.



6.2 Bildungstemperaturen und Temperaturgradienten

Experimentelle Studien von Sauerstoffisotopenfraktionierungen zwischen Festgesteinen und Wasser in verschiedenen Temperaturbereichen konnten zeigen, daß zwischen dem Fraktionierungskoeffizienten

$$\alpha = \frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{Mineral}}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{Wasser}}} = \frac{1000 + \delta^{18}\text{O}_{\text{Mineral}}}{1000 + \delta^{18}\text{O}_{\text{Wasser}}} \quad (6.2.1)$$

und der Temperatur (T) die Beziehung

$$\ln \alpha = AT^{-2} + B \quad (6.2.2)$$

besteht, wobei A und B mineralabhängige Konstanten sind.

Mit Hilfe dieser Beziehung lassen sich die diagenetischen Bildungstemperaturen kalkiger und silikatischer Minerale berechnen, wenn man die Isotopenzusammensetzung des Minerals und des Porenwassers bestimmt hat. Der $\delta^{18}\text{O}$ -Wert des Porenwassers ist jedoch in den meisten Fällen unbekannt, so daß zur Temperaturabschätzung Annahmen über den Sauerstoffisotopengehalt des Wassers gemacht werden müssen. Da oftmals keine begleitenden Porenwassermessungen an DSDP/ODP-Bohrlokationen vorliegen, mußte zunächst von einem theoretischen $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von 0‰ ausgegangen werden, der dem Durchschnittswert für Meerwasser entspricht. Hierzu wird in Abbildung 6.4 der Einfluß der Porenwasserzusammensetzung auf die Temperaturberechnung für verschiedene empirische Gleichungen (s.u.) verdeutlicht. Abweichungen von der Porenwasserzusammensetzung des Meerwassers von +10 bis -10‰, wie sie beispielsweise für meteorische Wässer ermittelt wurden (Craig, 1961), können danach erhebliche Unsicherheiten in den Temperaturabschätzungen hervorrufen. Jedoch liegen die Sauerstoffisotopenzusammensetzungen von Porenwässern verschiedener DSDP-Sites (Abb. 6.5) in einem wesentlich engeren Bereich (Pisciotta, 1981). Lediglich für die Sites 348 nahe des Jan Mayen Rückens und 225 (Rotes Meer) weichen die Werte stark vom generellen Trend ab. Dabei handelt es sich jedoch um karbonatarme Sedimente, so daß für die Betrachtungen karbonatreicher Diagenesefronten Variationen der Porenwasserzusammensetzung von -2 bis +2‰ angenommen werden können. Die hieraus resultierenden Unsicherheiten in der Temperaturberechnung sind in Abbildung 6.4 durch den grau schattierten Bereich angedeutet. Da die Kurvenschar (Abbildung 6.4) für abnehmende $\delta^{18}\text{O}$ -Werte divergiert, steigen die Unsicherheiten mit zunehmender Bildungstemperatur der Minerale an.

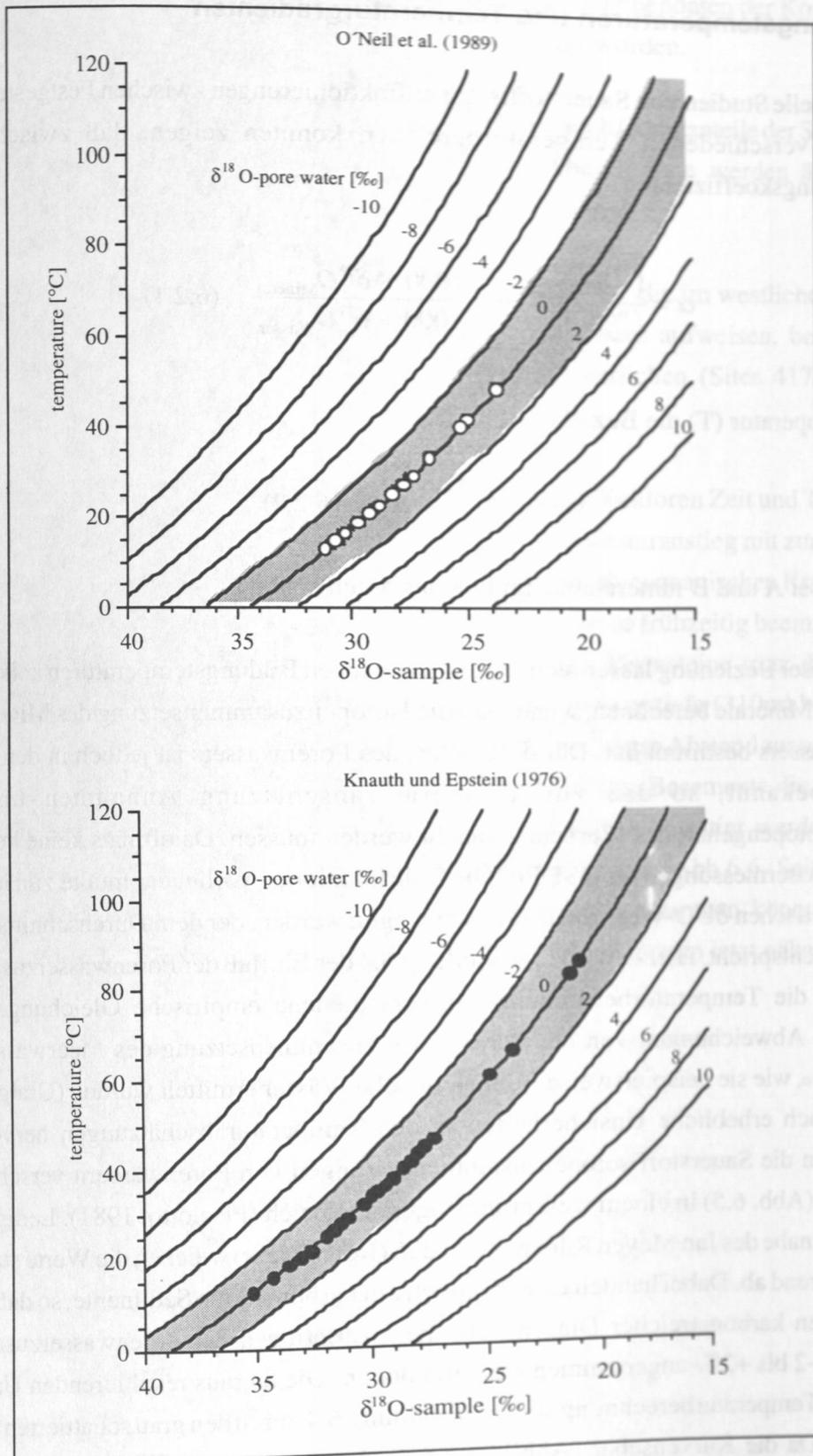


Abbildung 6.4: Beziehungen zwischen Mineralbildungstemperatur und Sauerstoffisotopenverhältnis für Kalzit (O'Neil et al., 1989) und Quarz (Knauth und Epstein, 1976) in Abhängigkeit von verschiedenen Porenwasserzusammensetzungen. Unsere Meßwerte sind durch offene (Karbonate) und geschlossene (Silikate) Kreise markiert. Der grau schattierte Bereich kennzeichnet den Bereich der plausiblen Porenwasserschwankungen für Tiefseesedimente (siehe Abb. 6.5).

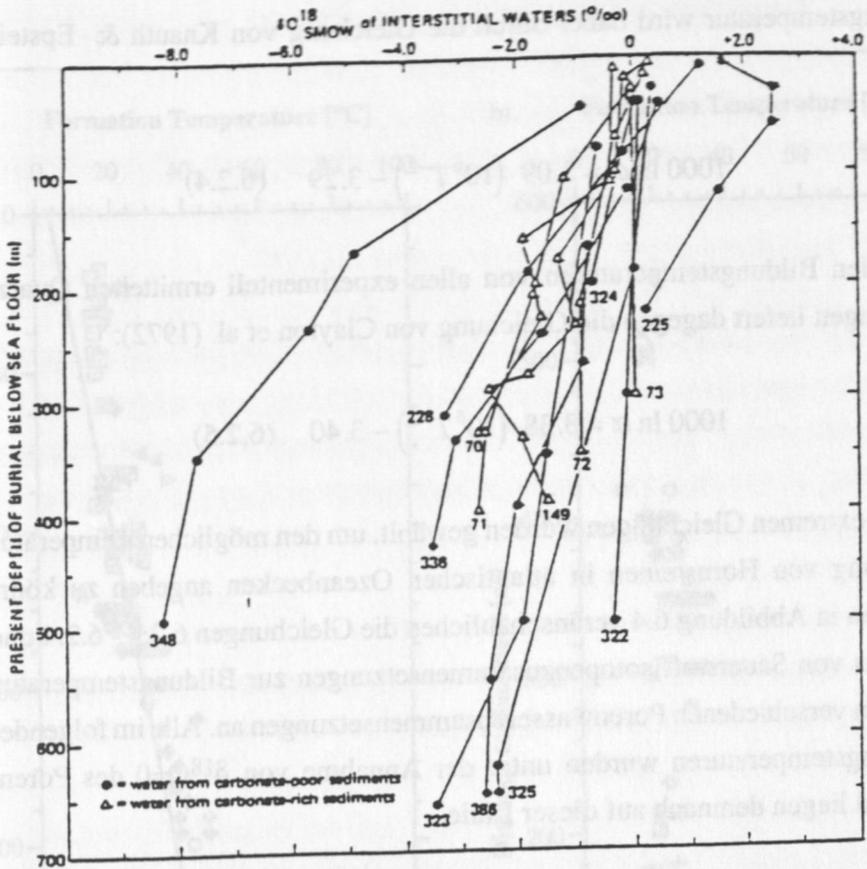
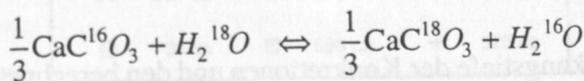


Abbildung 6.5: $\delta^{18}\text{O}$ -Profile von Porenwässern verschiedener DSDP/ODP-Sites (aus Pisciotta, 1981). Generell liegen die Schwankungen der Porenwasserzusammensetzungen im Bereich von +2 bis -2‰. Lediglich die Sites 348 (nahe des Jan Mayen Rückens) und 225 (Rotes Meer) weichen von diesem Trend ab. Dabei handelt es sich jedoch um karbonatarme Sedimente, so daß für die Betrachtung karbonatreicher Diagenesefronten ein relativ enger Bereich der Porenwasserzusammensetzung angenommen werden kann.

Die Temperaturabhängigkeit der Isotopenfraktionierung von Kalziumkarbonat und Wasser



wurde experimentell von O'Neil et al. (1989) bestimmt:

$$1000 \ln \alpha = 2.78 \cdot (10^6 T^{-2}) - 3.39 \quad (6.2.3)$$

Für die Isotopenfraktionierung von diagenetischem SiO_2 mit Wasser sind eine Reihe experimenteller und theoretischer Beziehungen veröffentlicht worden (Pisciotta, 1981). Die mini-

male Bildungstemperatur wird dabei durch die Gleichung von Knauth & Epstein (1975) gegeben:

$$1000 \ln \alpha = 3.09 \cdot (10^6 T^{-2}) - 3.29 \quad (6.2.4)$$

Die maximalen Bildungstemperaturen von allen experimentell ermittelten Quarz-Wasser Fraktionierungen liefert dagegen die Gleichung von Clayton et al. (1972):

$$1000 \ln \alpha = 3.38 \cdot (10^6 T^{-2}) - 3.40 \quad (6.2.5)$$

Diese beiden extremen Gleichungen wurden gewählt, um den möglichen Temperaturbereich für die Bildung von Hornsteinen in atlantischen Ozeanbecken angeben zu können. Die Kurvenscharen in Abbildung 6.4 veranschaulichen die Gleichungen 6.2.3 - 6.2.4 und zeigen das Verhältnis von Sauerstoffisotopenzusammensetzungen zur Bildungstemperatur in Abhängigkeit von verschiedenen Porenwasserzusammensetzungen an. Alle im folgenden diskutierten Bildungstemperaturen wurden unter der Annahme von $\delta^{18}\text{O}=0$ des Porenwassers berechnet, und liegen demnach auf dieser Linie.

Geht man davon aus, daß die Kalzite und Silikate in Konkretionen kogenetisch gebildet wurden, so kann man erwarten, daß die jeweiligen Sauerstoffisotopenwerte die gleiche Bildungstemperatur widerspiegeln. Die in dieser Studie untersuchten Konkretionen der Bohrlokationen 366 und 367 weisen eine koexistente Karbonat- und Silikatphase auf. Ein Vergleich der aus den Sauerstoffisotopenmessungen abgeleiteten Mineralbildungstemperaturen für Kalzite und Silikate dieser Sites (Tabelle 6.1) zeigt, daß die nach Gleichung 6.2.3 berechneten Temperaturen für die Karbonatfraktion in der Regel besser mit den nach Knauth & Epstein (1975) kalkulierten Silikatbildungstemperaturen übereinstimmen. Die folgende Diskussion der Ergebnisse für Silikate bezieht sich deshalb auf die nach Gleichung 6.2.4 berechneten Temperaturen, die im Bereich von 11 bis 86 °C (Tabelle 6.1, Abbildung 6.6) liegen.

Aus der heutigen Versenkungstiefe der Konkretionen und den berechneten Mineralbildungstemperaturen kann für jede Probe ein Paläotemperaturgradient bestimmt werden. Hierzu wird eine Temperatur von 4°C am Meeresboden angenommen. Abbildung 6.6 zeigt die Ergebnisse unserer Temperaturberechnungen gegen die Versenkungstiefe der Konkretionen (Abbildung 6.6a) und ihren Abstand von der ozeanischen Kruste (Abbildung 6.6b) an. Hierbei sind sowohl die an Karbonaten abgeleiteten Werte (offene Symbole) als auch die Silikatbildungstemperaturen (geschlossene Symbole) berücksichtigt. Die bei einem Temperaturgradienten von 4°C/100m zu erwartenden Temperaturen sind in Abbildung 6.6 durch eine Gerade dargestellt.

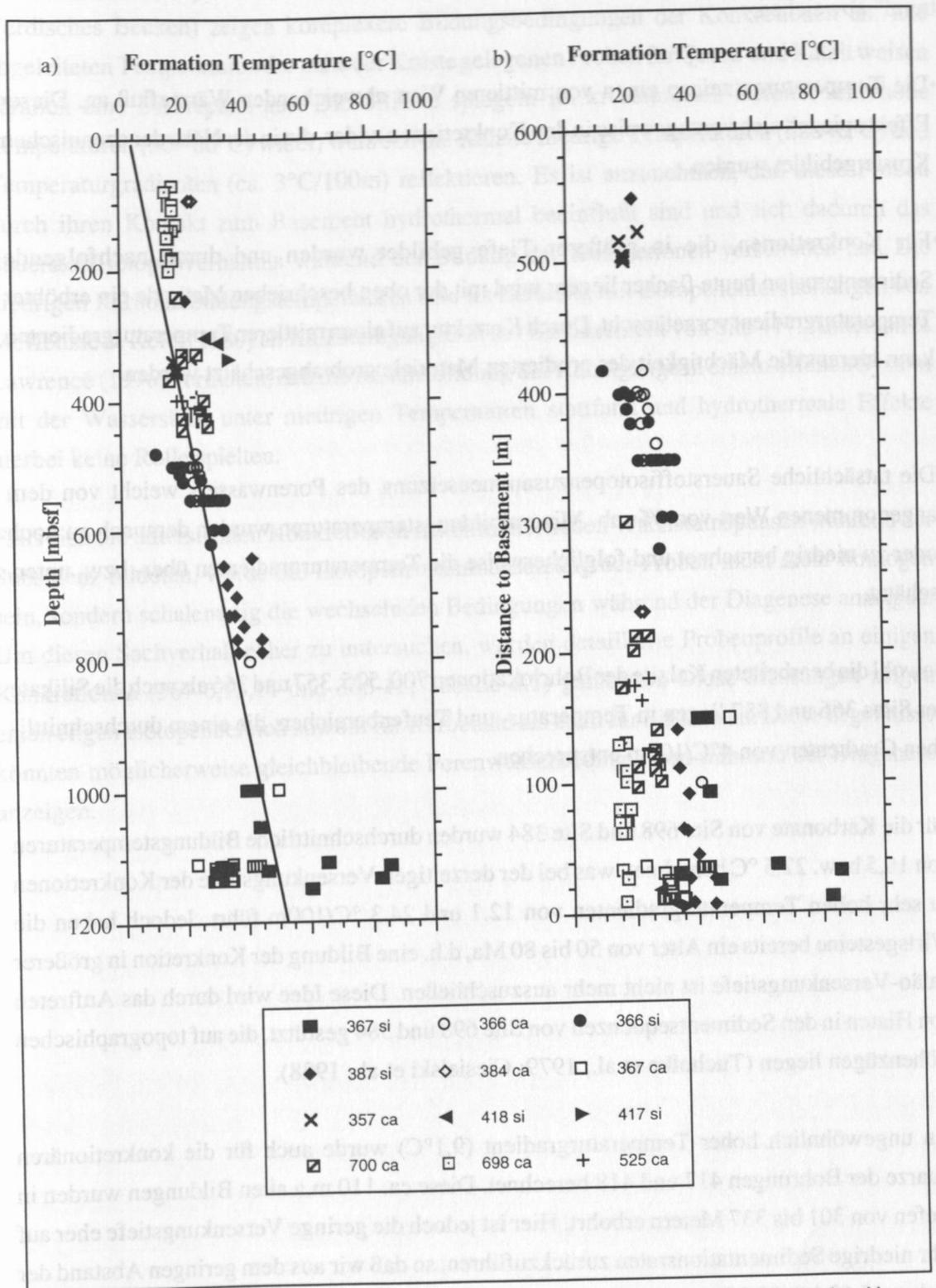


Abbildung 6.6: Die berechneten Mineralbildungstemperaturen für Karbonate (offene Symbole) und Silikate (geschlossene Symbole) der untersuchten Bohrlokationen sind gegen (a) die Versenkungstiefe und (b) den Abstand von der ozeanischen Kruste dargestellt. Zum Vergleich kennzeichnet die Gerade in Abb. 6.6a den Temperaturverlauf für einen konstanten Gradienten von $4^{\circ}\text{C}/100\text{m}$.

Die berechneten Temperaturen können aus folgenden Gründen von diesem "Durchschnittstrend" abweichen:

- Die Temperaturen zeigen einen von mittleren Wert abweichenden Wärmefluß an. Dieser Effekt spiegelt sich vorzugsweise in den Konkretionen wider, die in der Nähe der ozeanischen Kruste gebildet wurden.
- Für Konkretionen, die in größerer Tiefe gebildet wurden und durch nachfolgende Sedimenterosion heute flacher liegen, wird mit der oben beschriebenen Methode ein erhöhter Temperaturgradient vorgetäuscht. Durch Korrektur auf einen mittleren Temperaturgradienten kann hieraus die Mächtigkeit des erodierten Materials grob abgeschätzt werden.
- Die tatsächliche Sauerstoffisotopenzusammensetzung des Porenwassers weicht von dem angenommenen Wert von 0‰ ab. Mineralbildungstemperaturen wurden demnach zu hoch oder zu niedrig berechnet und folglicherweise die Temperaturgradienten über- bzw. unterschätzt.

Sowohl die bearbeiteten Kalzite der Bohrlokationen 700, 525, 357 und 366 als auch die Silikate der Sites 366 und 387 liegen in Temperatur- und Teufenbereichen, die einem durchschnittlichen Gradienten von 4°C/100m entsprechen.

Für die Karbonate von Site 698 und Site 384 wurden durchschnittliche Bildungstemperaturen von 16,5 bzw. 22,5 °C berechnet, was bei der derzeitigen Versenkungstiefe der Konkretionen zu sehr hohen Temperaturgradienten von 12.1 und 24.3 °C/100m führt. Jedoch haben die Wirtsgesteine bereits ein Alter von 50 bis 80 Ma, d.h. eine Bildung der Konkretion in größerer Paläo-Versenkungstiefe ist nicht mehr auszuschließen. Diese Idee wird durch das Auftreten von Hiaten in den Sedimentsequenzen von Site 698 und 384 gestützt, die auf topographischen Höhenzügen liegen (Tucholke et al., 1979; Ciesielski et al., 1988).

Ein ungewöhnlich hoher Temperaturgradient (9,1°C) wurde auch für die konkretionären Quarze der Bohrungen 417 und 418 berechnet. Diese ca. 110 m.a alten Bildungen wurden in Tiefen von 301 bis 337 Metern erbohrt. Hier ist jedoch die geringe Versenkungstiefe eher auf sehr niedrige Sedimentationsraten zurückzuführen, so daß wir aus dem geringen Abstand der Proben (5,69 bis 18,95m) zum "Basement" (Abbildung 6.6b) auf eine Silikatbildung unter erhöhtem Wärmefluß schließen dürfen. Die gleiche Argumentation kann auch auf die an Site 387 erbohrten Quarze angewandt werden.

Die Sauerstoffisotopenwerte für koexistente Karbonate und Silikate von Site 367 (Kap Verdisches Becken) zeigen komplexere Bildungsbedingungen der Konkretionen an. Die abgeleiteten Temperaturen der nahe der Kruste gelegenen Proben für Quarz und Kalzit weisen nämlich eine Diskrepanz auf. Die Silikate spiegeln im krustennahen Bereich sehr hohe Temperaturen (50 - 86°C) wider, während die Kalzite niedrige Temperaturen (28- 40°C) und Temperaturgradienten (ca. 3°C/100m) reflektieren. Es ist anzunehmen, daß diese Proben durch ihren Kontakt zum Basement hydrothermal beeinflusst sind und sich dadurch das Sauerstoffisotopenverhältnis während der Bildung der Konkretionen verschoben hat. Die niedrigen Karbonatbildungstemperaturen sind im Einklang mit Isotopenuntersuchungen von McKenzie & Kelts (1980) an Kalksteingängen in der Basaltschicht von Site 417. Anderson & Lawrence (1976) vermuten, daß die initiale Bildung der Kalzitgänge in einem offenen System mit der Wassersäule unter niedrigen Temperaturen stattfand und hydrothermale Effekte hierbei keine Rolle spielten.

Falls sich die untersuchten Konkretionen in kontinuierlichen Wachstumsphasen während der Subsidenz bildeten, würde die Isotopenzusammensetzung der Proben nicht mehr homogen sein, sondern schalenartig die wechselnden Bedingungen während der Diagenese anzeigen. Um diesen Sachverhalt näher zu untersuchen, wurden detaillierte Probenprofile an einigen Konkretionen (367-6,13,14 und 366-12, Tabelle 6.1) gemessen. Diese Messungen zeigen einen engen Isotopenbereich sowohl für Karbonate als auch für Silikate an. Diese Ergebnisse könnten möglicherweise gleichbleibende Porenwasserbedingungen während der Diagenese anzeigen.

7 SCHLUSSDISKUSSION

Die Entwicklungsgeschichte diagenetischer Horizonte kann nur hinreichend genau rekonstruiert werden, wenn es möglich ist, die Zeitdauer der vorangegangenen Stadien und das momentane diagenetische Stadium zu bestimmen.

Zentrales Ziel der vorliegenden Arbeit war es deshalb, ein sedimentphysikalisches Modell der Karbonatdiagenese für den Atlantischen Ozean abzuleiten (Tabelle 3.1, Seite 33). Im Gegensatz zu bisher publizierten Untersuchungen sollte dieses Modell nicht auf kontinuierlichen Abfolgen einzelner Bohrungen (u.a. Millholland et al., 1980, Urmos & Wilkens, 1993), sondern auf einer Integration aller bisherigen sedimentphysikalischen Daten von Diagenese-fronten in den atlantischen Ozeanbecken basieren.

Schlanger und Douglas (1974) identifizierten durch Untersuchungen zur Textur und Fossilhaltung von Karbonatsedimenten (DSDP-Site 167, Magellan Rise) die diagenetischen Stadien der Kompaktion, Lösung, Wiederausfällung und Zementation. Sie beschränkten sich jedoch wie später auch Millholland et al. (1980) in ihrem "geoakustischen" Modell auf die Mittelwertbildung physikalischer Sedimentparameter für Kalkschlamm, Kreide und Kalkstein. Diese Klassifizierung der Karbonatsedimente ist jedoch problematisch, da die Festlegung der diagenetischen Übergänge eher subjektiv ist (Urmos, 1994). Dagegen ermöglicht das umfangreiche Datenmaterial der vorliegenden Studie sowohl die engständige Bestimmung von Feuchtdichte, Porosität und Kompressionswellengeschwindigkeit mit der Tiefe (Anhang E), als auch die Berechnung der Gradienten dieser Parameter in fünf verschiedenen Stadien der Diagenese. Die durchschnittliche Zeitdauer dieser Stadien wurde durch die Erfassung von paläontologischen und paläomagnetischen Altersbestimmungen errechnet. Durch Interpolation der in den DSDP/ODP-Berichten publizierten Alters/Tiefen-Kurven konnte jedem Meßwert ein geologisches Alter zugeordnet werden. Problematisch ist jedoch, daß aufgrund veränderter biostratigraphischer Zonierungen Schwierigkeiten bei der Korrelation älterer und jüngerer Fahrtabschnitte auftreten, so daß die zugeordneten Alter biostratigraphischer Arten teilweise differieren. Thiede et al. (1993) konnten jedoch eine Revision der Biostratigraphien vornehmen und eine gemeinsame Zeitbasis für ca. 80 Bohrungen im Atlantik erstellen. Die hieraus errechneten neuen Zeitskalen weichen durchschnittlich etwa 1-3 my von den bisherigen Datierungen ab, wobei die Unsicherheiten mit der Tiefe zunehmen (persönl. Mitteilung Dr. Wolf). Diese Abweichungen liegen innerhalb der Fehlergrenzen für die Altersmittelwerte des Diagenesemodells (Anhang E). Größere Unsicherheiten können aber an Schichtlücken auftreten (10 - 15 my), so daß hier die neue Stratigraphie berücksichtigt wird.

Es hat sich gezeigt, daß die akustischen Parameter Feuchtdichte und Kompressionswellengeschwindigkeit - und damit ihr Produkt die akustische Impedanz - sehr

sensitiv auf diagenetische Veränderungen reagieren. Generell steigt die akustische Impedanz von etwa 2.5 in Kalkschlamm auf 7.7 (g/cm^3)*(km/s) in Kalkstein an; dabei werden Stadien der Kompaktion (I+V) und der frühen Zementation (III) von hohen Gradienten, die Prozesse der Lösung (II) und weiteren Zementation (IV) von niedrigen Gradienten der akustischen Impedanz gekennzeichnet (siehe Tabelle 3.1, Seite 33). Aufgrund dieser Beziehungen erscheint es plausibel, die akustische Impedanz zur Quantifizierung des von Schlanger und Douglas (1974) zunächst qualitativ eingeführten Begriffs des diagenetischen Potentials heranzuziehen. Dieser Begriff wird u.a. zur Erklärung von engständigen Reflektorabfolgen in Karbonatsedimenten verwandt, welche paläozeanographische Veränderungen widerspiegeln (Garrison, 1981; Mayer, 1980). Das diagenetische Potential kontrolliert nämlich den Grad der Lithifizierung, so daß Wechsellagerungen von Sedimenten mit unterschiedlichem diagenetischen Potential unterschiedlich rasch zementiert werden und sich Impedanzkontraste herausbilden. Mayer et al. (1986) weisen darauf hin, daß solche Reflektorabfolgen in den obersten Metern der Sedimentsäule oftmals paläozeanographische Ereignisse repräsentieren. In tiefer versenkten Gesteinen werden sie jedoch durch diagenetische Prozesse überprägt. Das diagenetische Potential nimmt mit zunehmender diagenetischer Veränderung der Sedimente ab, während die akustischen Impedanzen ansteigen. Betrachtet man die Modellkurve der akustischen Impedanz also als "inverse Normalkurve" des diagenetischen Potentials, so kann man Impedanzwerte, die weit unterhalb oder oberhalb dieser Kurve liegen, auf ein erhöhtes bzw. erniedrigtes diagenetisches Potential zurückführen.

Diagenetische Horizonte sind im gesamten Atlantik verbreitet, bleiben jedoch in ihrer Ausdehnung oft lokal auf einzelne Becken begrenzt (Kapitel 5). Die ausgedehntesten, zusammenhängenden Hornstein, Kreide- und Kalksteindecken treten im westlichen Nordatlantik auf, wo sie in seismischen Profilen identifiziert wurden (u.a. Tucholke, 1979; Ebinger & Tucholke, 1988, diese Arbeit). Punktuelle Bestimmungen der physikalischen Eigenschaften dieser Horizonte durch DSDP-Bohrungen zeigten, daß sich die diagenetischen Bildungen durch Impedanzkontraste vom umgebenden Gestein abheben und daher die Reflektoren A^c , A^* und β hervorrufen (Goldberg et al., 1986). Die Impedanzkontraste hängen jedoch nicht nur vom Grad der Diagenese sondern auch von der lithologischen Abfolge ab. Während Hornsteine in allen Teufenbereichen deutlich erhöhte Dichten und Geschwindigkeiten gegenüber Karbonaten aufweisen (diese Arbeit), zeigen sie beispielsweise an Site 386 keinen Impedanzkontrast innerhalb einer Sequenz von Turbiditen (Tucholke, 1979). Daher können die mit Diagenesefronten verbundenen Reflektoren in einigen Faziesräumen durch niedrigere Amplituden gekennzeichnet sein oder gänzlich verschwinden.

Laterale Bestimmungen von Geschwindigkeiten gehörten zwar zum Routineprocessing mehrkanalseismischer Daten aus dem Westatlantik (Grow & Markl, 1977; Mountain, 1981), wurden jedoch kaum spezifisch für diagenetische Horizonte durchgeführt. Mountain (1981) verwendete reflexionsseismisch ermittelte Geschwindigkeiten entlang der IPOD-Linie um

Durchschnittsgeschwindigkeiten für die gesamte Sedimentsäule zu bestimmen. Die hierzu aus den Stapelgeschwindigkeiten (Grow & Markl, 1977) abgeleiteten Geschwindigkeitsintervalle sind jedoch nicht detailliert genug, um einzelne diagenetische Horizonte zu charakterisieren. Diese Lücke wurde nun mit Hilfe genauerer Geschwindigkeitsbestimmungen am IPOD-Profil geschlossen. Die seismischen Geschwindigkeiten nehmen in den durch die Reflektoren A* und β begrenzten Kreide- und Kalksteinhorizonten vom Becken (Hatteras Abyssal Plain) zum Rücken hin ab, wobei die Mittelwerte in der Hatteras Tiefsee-Ebene in guter Übereinstimmung mit den direkten Geschwindigkeitsmessungen des nächstgelegenen ODP-Sites 387 (Tucholke et al. 1979) sind. Die Abnahme der Geschwindigkeit entlang des Profils wird offenbar durch die geringere Versenkungstiefe der Diageneseffronten oberhalb jüngerer ozeanischer Kruste im Bereich des Bermuda Rise hervorgerufen und läßt auf sinkende Feuchtdichtewerte sowie einem Anstieg der Porosität schließen. Die Änderungen dieser Parameter konnten hier erstmals für Diageneseffronten aus seismischen Analysen abgeleitet werden. Grundlage dieses vor allem aus der Exploration von Kohlenwasserstoffen bekannten Verfahrens (Tixier, 1959) sind empirischer Funktionen der Dichte und Porosität ("sonic porosity") in Abhängigkeit von der Kompressionswellengeschwindigkeit. Diese Funktionen konnten auf der Basis eines abgeleiteten Geschwindigkeit-Tiefen-Modelles (s.o) für atlantische Karbonatsedimente genau bestimmt werden.

Die Reflektoren A* und β wurden anhand ihrer sedimentphysikalischen Eigenschaften in das Diagenesemodell integriert und damit ihre Entwicklungsgeschichte in den Sedimentbecken rekonstruiert. Aufgrund der stark abnehmenden Versenkungstiefe der Horizonte vom Becken zum Rücken ist es möglich, daß in einem Horizont mehrere diagenetische Stadien ko-existent sind. Beispielsweise können Beckensedimente oberhalb älterer Kruste bereits Stadium V erreicht haben, während oberhalb wesentlich jüngerer Kruste noch Stadium IV vorliegt. Während die Diageneseffronten sich in den Becken und auch innerhalb von Transformstörungen, wie z.B. der "Kane-Fracture-Zone" (Jaroslow & Tucholke, 1994) weitgehend durch horizontale, parallele Reflektoren abzeichnen, ist ihre Teufenlage in Gebieten mit tektonischen Verformungen weniger homogen und mehr durch die Krustenmorphologie geprägt (Kapitel 5).

Der markante Reflektor A^c entspricht im westlichen und streckenweise auch im östlichen Nordatlantik einer oder mehrerer Lagen eozäner Hornsteine. Wegen der geringen Mächtigkeit dieser Lagen ließen sich die sedimentphysikalischen Eigenschaften der Hornsteine jedoch nicht aus seismischen Daten ableiten, so daß dieser Horizont nur mit DSDP/ODP-Bohrkern-daten bestimmt wurde. Anders als bei der Versenkungsdiagenese von Karbonatsedimenten zeigt sich hier, daß bereits in einem frühen diagenetischen Stadium bei relativ geringer Versenkungstiefe (> 200m) starke Veränderungen der physikalischen Sedimentparameter erfolgen, während spätere Stadien der Silikatdiagenese sich eher durch graduelle Änderungen auszeichnen. Eine rasche Abnahme der Porositäten von ca. 20-30% beim Übergang von Opal-

A zu Opal-CT wird auch von Tada & Iijima (1983) für neogene Silikate in Japan und von Wilkens et al. (1986) für eozäne Hornsteine des Baltimore Canyon Trough (DSDP-Bohrung 612) angegeben. Riech und von Rad (1979) konnten anhand von mineralogischen Untersuchungen die Stadien der Silikatdiagenese zeitlich eingrenzen: (1) Die Opal-CT Bildung beginnt ca. 10 my nach Ablagerung von Opal-A. (2) Nach ca. 40 bzw. 65 my sind ca. 50% respektive 100% aller silikatischen Sedimente vollständig zu Opal-CT umgewandelt. (3) Die spätdiagenetische Opal-CT/Quarz-Transformation findet im Zeitraum 50 - 140 my Jahre nach der Ablagerung statt. Diese Aussage kann durch die röntgendiffraktometrischen Analysen der vorliegenden Arbeit nur für den Nordatlantik bestätigt werden, wo die Silikate kretazischer Konkretionen ausschließlich aus Quarz und die eozänen Hornsteine aus Opal-CT/Quarz Gemischen bestehen. Dagegen weisen die bereits 60 bis 80 Millionen Jahre alten Konkretionen aus dem Südatlantik meist nur sehr geringe Mengen von Quarz (<15%) auf, enthalten dafür aber teilweise noch Anteile von Opal-A. Abweichungen von dem Ergebnis Riechs und von Rads haben auch Botz und Bohrmann (1991) an antarktischen Sedimenten festgestellt. Sie konnten zeigen, daß bereits in sehr kurzen Zeiträumen (< 4 my) bei geringen Temperaturen (0 - 4°C) Opal-CT entstehen kann.

Sauerstoffisotopenzusammensetzungen von Hornsteinkonkretionen in Karbonatsedimenten verschiedener DSDP/ODP-Bohrungen ermöglichten eine Berechnung der Mineralbildungstemperaturen diagenetischer Horizonte. Sowohl diagenetisch gebildete Silikate als auch Karbonate werden mit der Versenkungstiefe isotopisch leichter (^{16}O angereichert). Diese Beobachtung steht in Übereinstimmung mit vorangegangenen Studien (u.a. Mc Kenzie et al., 1978; Anderson & Lawrence, 1976). Kontrovers wird allerdings diskutiert, ob die gemessenen Sauerstoffisotopenwerte dieser Studien die ursprüngliche Sedimentzusammensetzung oder die diagenetischen Prozesse widerspiegeln. Intermediäre Stadien der Diagenese können sowohl Reste von Mikrofossilien, die mit ihrer Isotopenzusammensetzung eher das Ablagerungsmilieu charakterisieren, als auch neugebildete Minerale enthalten, die im isotopischen Gleichgewicht mit der Porenwasserzusammensetzung und Temperatur zum Zeitpunkt der Diagenese standen (Scholle, 1977). Die aus diesen Messungen abgeleiteten Mineralbildungstemperaturen zeigten somit keine rein diagenetischen Bedingungen an (Garrison, 1981). Dagegen wurden die in der vorliegenden Arbeit vorgestellten Messungen überwiegend an reinen Quarz- und Kalzit-Konkretionen durchgeführt, um solche Mischeffekte auszuschließen. Die abgeleiteten Bildungstemperaturen sollten trotzdem nur als Abschätzungen gewertet werden, da keine Isotopenbestimmungen an frischen Porenwässern der untersuchten Bohrlokationen vorliegen und somit Annahmen über die Isotopenzusammensetzung der Wässer notwendig waren (siehe Kapitel 6). Konkretionen, die weit oberhalb der ozeanischen Kruste liegen, zeigen im wesentlichen eine lineare Temperaturzunahme mit der Teufe, die in etwa einem thermischen Gradienten von $4^\circ\text{C}/100\text{m}$ entspricht. Die Horizonte A^c und β konnten anhand von Konkretionen der Sites 366, 384 und 387 isotopisch untersucht werden (Tabelle 6a) und zeigen an diesen Lokationen

Bildungstemperaturen von ca. 23° bzw. 37°C an. Im Bereich der Hatteras Tiefsee-Ebene konnten die Reflektoren A^c und β seismisch in mittleren Teufen von ca. 550 bzw. 850m erfaßt werden. Unter Annahme eines Gradienten von 4°C/100m errechnen sich hieraus Bildungstemperaturen von ca. 26 bzw. 38°C. Reflektor β markiert die Grenzfläche zwischen Kreide und Kalksteinen, was im Modell dem Übergang von Stadium IV nach V entspricht. Diesem Übergang kann also aus den Isotopenbestimmungen eine Temperatur von etwa 40°C zugeordnet werden. Temperaturen für die Stadien I bis III lassen sich aufgrund der oben beschriebenen Mischeffekte allerdings nicht direkt aus Isotopenmessungen ableiten. Legt man aber wiederum einen Gradienten von 4°C zu grunde, so können Temperaturen von ca. 5, 12 und 20°C für die Übergänge I-II, II-III bzw. III-IV als wahrscheinlich angenommen werden.

Die bis jetzt diskutierten Veränderungen diagenetischer Karbonat- und Silikathorizonte werden maßgeblich durch steigende Drucke und Temperaturen mit der Versenkungstiefe verursacht. Dagegen kann es dort, wo Sedimente unmittelbar auf junger ozeanischer Kruste aufliegen (Füchtbauer, 1988; Mienert, 1993) oder in Bereichen mit erhöhtem Wärmefluß (CRUST, 1982; Wilkens & Langseth, 1983) bereits zu frühdiagenetischen Umbildungen kommen. So zeigen Kalksteine verschiedener Bohrlokationen, die in unmittelbarem Kontakt zur Basaltschicht stehen, Anzeichen thermaler Alteration. Ein überraschendes Ergebnis war, daß Isotopenmessungen an Sedimenten mit thermaler Alteration häufig niedrige Temperaturen anzeigten. Im Atlantik wurde dieses Phänomen u.a. von Brenneke (1977) für Site 367 und McKenzie und Kelts (1980) für Site 417 beschrieben. Die in der vorliegenden Arbeit präsentierten Isotopendaten des Kalzit-Anteils der Hornsteinkonkretionen von Site 367, die in der Nähe der Kruste liegen, bestätigen diese Beobachtungen. Andererseits zeigen aber die Sauerstoffisotopenwerte des Quarzanteils sehr hohe Temperaturen (>80°C) an. Auch die reinen Quarze der Sites 387, 417 und 418 deuten in der Nähe der Basaltschicht auf Temperaturen hin, die gegenüber dem "normalen" Gradienten drastisch erhöht sind, so daß die frühdiagenetische Quarzbildung durch hydrothermale Effekte beeinflusst sein könnte. Eine Klärung dieser komplexen Zusammenhänge kann aus den hier vorgestellten Isotopendaten jedoch nicht abgeleitet werden.

Falls aber die erhöhten Temperaturen in der Nähe der Kruste von Site 367 die Diagenese beschleunigen haben, so sollten diese Bildungen ein relativ zu ihrer Versenkungstiefe niedriges diagenetisches Potential und damit erhöhte akustische Impedanzen aufweisen. Tatsächlich liegen die Impedanzen der krustennahen Kalksteine von Site 367 mit Werten von ca. 8.5 (g/cm)*(km/s) oberhalb der Modellkurve, die 7.7 (g/cm)*(km/s) für die Versenkungstiefe von 1100m angibt. Aufgrund der großen Teufe und dem hohen Sedimentalter (ca. 140 my), sind hier jedoch die aus den sedimentphysikalischen Daten abgeleiteten Aussagen über früh- und spätdiagenetische Effekte mit großen Unsicherheiten behaftet.

Zusammenfassend kann aber festgestellt werden, daß die Verbreitung und Abfolge diagenetische Prozesse sowohl in ihren physikalischen Eigenschaften, als auch in ihren zeitlichen Abläufen anhand von sedimentphysikalischen und seismischen Daten bestimmt werden kann. In Verbindung mit isotopengeochemischen Messungen konnten hieraus die Entwicklungsgeschichte, das diagenetische Potential sowie die Bildungstemperaturen der prominenten diagenetischen Horizonte atlantischer Sedimentbecken rekonstruiert werden. Darüber hinaus zeigten umfangreiche Kartierungen der Krustenstrukturen und Sedimentmächtigkeiten im Ostatlantik die heterogene Verbreitung von Diageneseffronten in tektonisch beanspruchten Gebieten an.

Aufbauend auf diesen Ergebnissen könnten in zukünftigen Arbeiten z.B. die Bedeutung der Diageneseffronten für die Freisetzung und Zirkulation von Fluiden systematisch untersucht werden. Hierbei sollte vor allem die regionale Erfassung der Diageneseffronten aus seismischen Profilen im Vordergrund stehen, die in dieser Studie nur exemplarisch für ein begrenztes Gebiet durchgeführt werden konnte.

LITERATUR

- Agena, W. F., D. R. Hutchinson, M. W. Lee, and H. L. Oliver (1993) Cape Hatteras to the Mid-Atlantic Ridge - demultiplexing and archiving a unique multichannel seismic reflection data set, Open-File Report 93-264, U.S. Geological Survey.
- Anderson, T. F., and J. R. Lawrence (1976) Stable isotope investigations of sediments, basalts, and authigenic phases from Leg 35 cores (Deep Sea Drilling Project Leg 35). In: Hollister, C.D., Craddock, C., et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Bd. 35, Washington (U.S. Govt. Printing Office), S. 497-505.
- Borthwick, J. and R.S. Harmon (1982) A note regarding ClF_3 as an alternative to BrF_3 for oxygen isotope analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Bd. 46, S.1665-1668.
- Botz, R., and G. Bohrmann (1991) Low temperature opal-CT precipitation in Antarctic deep-sea sediments: evidence from oxygen-isotops. *Earth and Planetary Science Letters*, Bd. 107, S. 612 - 617.
- Boyce, R. E. (1976a) Sound velocity-density parameters of sediment and rock from DSDP drill Sites 315-318 on the Line Island Chain, Manihiki Plateau and Tuamotu Ridge in the Pacific Ocean. In: Schlanger, S.O., Jackson, E.D., et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Bd. 33, Washington (U.S. Govt. Printing Office), S. 695-728.
- Boyce, R. E. (1976b) Definitions and laboratory techniques of compressional sound velocity parameters and wet-water content, wet bulk density, and porosity parameters by gravimetric and gamma ray attenuation techniques. In: Schlanger, S.O., Jackson, E.D., et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Bd. 33, Washington (U.S. Govt. Printing Office), S. 1115-1128.
- Boyce, R. E. (1980) Determination of the relationships of electrical resistivity, sound velocity, and density/porosity of sediment and rock by laboratory techniques and well logs from DSDP Sites 415 and 416 off the coast of Marocco. In: Lancelot, Y., Winterer, E.L., et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Bd. 50, Washington (U.S. Govt. Printing Office), S. 305-318.
- Brennecke, J.C. (1977) A comparison of the stable oxygen and carbon isotope composition of Early Cretaceous and Late Jurassic carbonates from DSDP Sites 105 and 367. In: Lancelot, Y., Seibold, E., et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Bd. 41, Washington (U.S. Govt. Printing Office), S.937-956.
- Christensen, N. I. (1965) Compressional wave velocities in metamorphic rocks at pressures to 10 kilobars. *Journal of Geophysical Research*, Bd. 70, S. 6147.
- Ciesielski, P.F., Kristoffersen, Y., et al. (1988) Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, Leg 114, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Clayton, R. N., and T. K. Mayeda (1963) The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Bd. 27, S. 43 - 52.

- Clayton, R. N., J. R. O'Neil, and T. K. Mayeda (1972) Oxygen isotope exchange between quartz and water. *Journal of Geophysical Research*, Bd. 77, S. 3057 - 3067.
- Cordier, J.R. (1985) *Velocities in reflection seismology*. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht.
- Craig, H. (1961) Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, Bd. 133, S. 1702-1703.
- CRUST (1982) Geothermal regimes of the Costa Rica Rift, east Pacific, investigated by drilling, DSDP-IPOD Legs 68,69 and 70. *Geological Society of America, Bulletin*, Bd. 93, S. 862-875
- Dix, C. H. (1955) Seismic velocities from surface measurements. *Geophysics*, Bd. 20, S. 68-86.
- Ebinger, C. J., and B. E. Tucholke (1988) Marine geology of Sohms Basin, Canadian Atlantic margin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Bd. 72, S. 1450 - 1468.
- Emery, K. O., and E. Uchupi (1984) *The geology of the Atlantic Ocean*. Springer-Verlag, New York, 1050 S.
- Ewing, M., G. Carpenter, C. Windisch, and J. Ewing (1973) Sediment distribution in the oceans: the Atlantic. *Geological Society of America, Bulletin*, Bd. 84, S.71-88.
- Füchtbauer, H. (1988) *Sedimente und Sedimentgesteine*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele und Obermiller), Stuttgart, 1141 S.
- Gardner, J. V., W. E. Dean, and L. Jansa (1977) Sediments recovered from the northwest African continental margin, Leg 41, Deep Sea Drilling Project. In: Lancelot, Y., Seibold, E., et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Bd. 41, Washington (U.S. Govt. Printing Office), S. 1121-1134.
- Garrison, R. E. (1981) Diagenesis of oceanic carbonate sediments: a review of the DSDP-perspective. In: Warme, J.E.; Douglas, R.G.; Winterer, E.L., eds., *The Deep Sea Drilling Project: a decade of progress*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication No. 32, S. 181 - 207.
- Gautier, D.L. (1982) Siderite concretions: indicators of early diagenesis in the Gammon Shale (Cretaceous). *Journal of Sedimentary Petrology*, Bd. 52, S. 859-871.
- GEBCO (1984) *General bathymetric chart of the oceans* (5th edition). Ottawa, Canadian Hydrographic Service (scale 1:10 million).
- Goldberg, D., R. H. Wilkens, and D. Moos (1986) Seismic modelling of diagenetic effects in Cenozoic marine sediments at Deep Sea Drilling Project Sites 612 and 613. In: Poag, C.W., Watts, A.B., et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Bd. 95, Washington (U.S. Govt. Printing Office), S. 589 - 599.

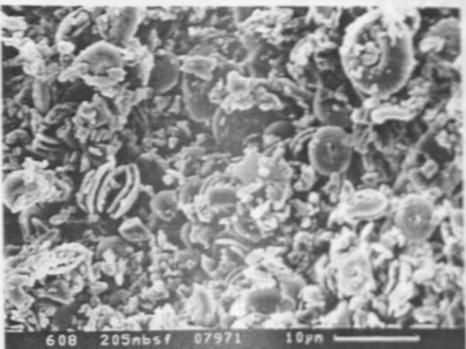
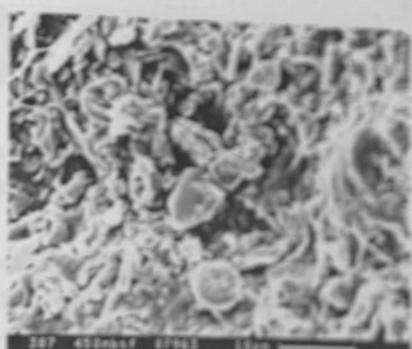
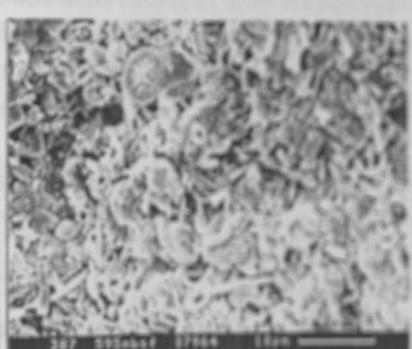
- Groupe Galice (1976) The continental margin off Galicia and Portugal: acoustical stratigraphy, dredge stratigraphy, and structural evolution. In: Luyendyk, B.P., Cann, J.R., et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Bd. 49 (Part 2), Washington (U.S. Govt. Printing Office), S. 633-662.
- Grow, J. A., and R. G. Markl (1977) IPOD-USGS multichannel seismic reflection profile from Cape Hatteras to the Mid-Atlantic Ridge. *Geology*, Bd. 5, S. 625 - 630.
- Hamilton, E. L. (1971) Prediction of in-situ acoustic and elastic properties of marine sediments. *Geophysics*, Bd. 36 (No. 2), S. 266 - 284.
- Hamilton, E. L. (1976) Variations of density and porosity with depth in deep-sea sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, Bd. 46 (No.2), S. 280 - 300.
- Hinz, K., H. Dostmann, and J. Fritsch (1982) The continental margin of Morocco: seismic sequences, structural elements and geological development. U. v. Rad, K. Hinz, M. Sarnthein and E. Seibold, eds., *Geology of the Northwest African Continental Margin*: Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, S. 34-60.
- Hinz, K., M. Block, J. Fritsch, A. Popovici, H.A. Roeser, and H. Schlüter (1984) Bericht über die METEOR-Fahrt Nr. 67. Reflexionsseismische, magnetische und gravimetrische Messungen in der Diapirzone und in der magnetisch ruhigen Zone vor Zentral - Marokko, BGR-Bericht, Archivnummer 96051, 89 S.
- Houtz, R. E. (1981) Comparison of sediment sound-velocity funktions from conjugate margins. *Geological Society of America Bulletin*, Part 1, Bd. 92, S. 262-267.
- Jaroslow, G. E., and B. E. Tucholke (1994) Mesozoic - Cenozoic sedimentation in the Kane Fracture Zone, western North Atlantic, and uplift history of the Bermuda Rise. *Geological Society of America. Bulletin*, Bd. 106 (3), S. 319-337.
- Jones, J. B., and E. R. Segnit (1971) The nature of opal. I. Nomenclature and constituent phases. *Journal of the Geological Society of Australia*, Bd. 18, S. 57 - 68.
- Keene, J. B. (1975) Cherts and porcellanites from the North Pacific, Deep Sea Drilling Project Leg 32. Larson, R.L., Moberly, R., et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Bd. 32, Washington (U.S. Govt. Printing Office), S. 429 - 507.
- Kim, D.-C., M. H. Manghnani, and S. O. Schlanger (1985) The role of diagenesis in the development of physical properties of deep- sea carbonate sediments. *Marine Geology*, Bd. 69, S. 69-91.
- Klitgord, K. D., and J. A. Grow (1980) Jurassic seismic stratigraphy and basement structure of Western North Atlantic magnetic quiet zone. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, Bd. 64 (10), S. 1658-1680.
- Klitgord, K. D., and H. Schouten (1986) Plate kinematics of the central Atlantic. In: P. R. Vogt and B. E. Tucholke, eds., *The Geology of North America: M, The Western North Atlantic Region*: Geological Society of America, S. 351-378.

- Knauth, L. P., and S. Epstein (1975) Hydrogen and oxygen isotope ratios in silica from the Joides Deep Sea Drilling Project. *Earth and Planetary Science Letters*, Bd. 25, S. 1 - 10.
- Lancelot, Y., Seibold, E., et al. (1978) Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Bd. 41, Washington (U.S. Govt. Printing Office).
- Mauffret, A., D. Mougenot, P. R. Miles, and J. A. Malod (1989) Results from multichannel reflection profiling of the Tagus abyssal plain (Portugal); comparison with the Canadian margin. In: A. J. Tankard and H. R. Balkwill, eds., *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*, American Association of Petroleum Geologists Memoir, 46, S. 379-393.
- Mayer, L. A. (1980) Deep sea carbonates: physical property relationships and the origin of high-frequency acoustic reflectors. *Marine Geology*, Bd. 38, S. 165 - 183.
- Mayer, L. A., T. H. Shipley, and E. I. Winterer (1986) Equatorial Pacific seismic reflectors as indicators of global oceanographic events. *Science*, Bd. 233, S. 761-764.
- McCrea, J. M. (1950) The isotope chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *Journal of Chemical Physics*, Bd. 18, S. 849 - 857.
- McKenzie, J., D. Bernoulli, and R. E. Garrison (1978) Lithification of pelagic-hemipelagic sediments at DSDP Site 372: oxygen isotope alteration with diagenesis. In: Hsu, K.J., Montadert, L., et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Bd. 42, Washington (U.S. Govt. Printing Office), S. 473-478.
- McKenzie, J. A., and K. R. Kelts (1980) A study of interpillow limestones from the M-Zero anomaly (Deep Sea Drilling Project Leg 51, Hole 417D). In: Donnelly, T., Francheteau, J., Bryan, W., Robinson, P., Flower, M., Salisbury, M., et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Bd. 51, Washington (U.S. Govt. Printing Office), S. 753-766.
- Meissner, R., and L. Stegena (1977) *Praxis der seismischen Feldmessung und Auswertung*. Gebrüder Bornträger, Berlin, 275 S.
- Mienert, J. (1983) The importance of carbonate content in the acoustic stratigraphy of Panama Basin. *Marine Geology*, Bd. 54, S. 237-247.
- Milholland, P., M. H. Manghnani, S. O. Schlanger, and G. H. Sutton (1980) Geoacoustic modelling of deep sea carbonate sediments. *Journal of the Acoustical Society of America*, Bd. 68 (No. 5), S. 1351 - 1360.
- Mountain, G. S. (1981) Stratigraphy of the Western North Atlantic based on the study of reflection profiles and DSDP results. Ph.D.-Thesis, Columbia University New York.
- Murillas, J., D. Mougenot, G. Boillot, M. C. Comas, E. Banda, and A. Mauffret (1990) Structure and evolution of the Galicia Interior Basin (Atlantic western Iberian continental margin). *Tectonophysics*, Bd. 184, S. 297-319.

- Nobes, D. C. (1989) A test of a simple model of the acoustic velocity in marine sediments. *Journal of the Acoustical Society of America*, Bd. 86, S. 290-294.
- Nobes, D. C., J. Mienert, and G. J. Dirksen (1991) Lithologic control of physical-property interrelationships. In: Ciesielski, P.F., Kristoffersen, Y., et al., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Bd. 114, College Station, TX (Ocean Drilling Program), S. 657 - 669.
- O'Neil, J.R., R. N. Clayton, and T. K. Mayeda (1989) Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *Journal of Chemical Physics*, Bd. 51 (12), S. 5547 - 5558.
- Parsons, B., and J. G. Sclater (1977) An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *Journal of Geophysical Research*, Bd. 82, S. 803-828.
- Pisciotta, K. A. (1981) Distribution, Thermal Histories, Isotopic Compositions and Reflection Characteristics of Siliceous Rocks Recovered by the Deep Sea Drilling Project. In: Warme, J.E.; Douglas, R.G.; Winterer, E.L., eds., *The Deep Sea Drilling Project: a decade of progress*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication No. 32, S. 129 - 147.
- Riech, V., and U. von Rad (1979) Silica diagenesis in the Atlantic Ocean, diagenetic potential and transformations. *Maurice- Ewing Series*, Bd. 3, S. 315 - 340.
- Schlanger, S. O., and R. G. Douglas (1974) The pelagic ooze-chalk-limestone transition and its implications for marine stratigraphy. In: Hsü, K.J.; Jenkyns, H.C.; eds.: *Pelagic sediments : On land and under the sea*, International Association of Sedimentologists, Special Publication No. 1, S. 117 - 148.
- Scholle, P. A. (1977) Chalk diagenesis and its relation to petroleum exploration: oil from chalks, a modern miracle? *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Bd. 61, S. 982 - 1009.
- Searle, R. (1980) Tectonic pattern of the Azores Spreading Centre and Triple Junction. *Earth and Planetary Science Letters*, Bd. 51, S. 415-434.
- Shackleton, N. J., and J. P. Kennett (1975) Late Cenozoic oxygen and carbon isotopic changes at Deep Sea Drilling Project Site 284: implications for glacial history of the northern hemisphere and Antarctica. In: Kennett, J.P., Houtz, R.E., et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Bd. 29, Washington (U.S. Govt. Printing Office), S. 801 - 807.
- Shipley, T. H. (1983) Physical properties, synthetic seismograms, and seismic reflection correlation at DSDP Site 534, Blake-Bahama Basin. In: Sheridan, R.E., Gradstein, F.M., et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Bd. 76, Washington (U.S. Govt. Printing Office), S. 653 - 665.
- Srivastava, S. P., D. Voppel, and B. E. Tucholke (1989) Geophysical atlas of the North Atlantic between 50° to 72° N and 0° to 65° W.

- Stein, C. L., and R. J. Kirkpatrick (1976) Experimental porcelanite recrystallization kinetics: A nucleation and growth model. *Journal of Sedimentary Petrology*, Bd. 46, S. 430-435.
- Tada, R. (1991) Compaction and cementation in siliceous rocks and their possible effect on bedding enhancement; In: Einsele, G.; Ricken, W.; Seilacher, A. (eds.); *Cycles and events in stratigraphy*; Springer, Berlin; Heidelberg. S. 464 - 479.
- Tada, R., and A. Iijima (1983) Petrology and diagenetic changes of Neogene siliceous rocks in northern Japan. *Journal of Sedimentary Petrology*, Bd. 53, S. 2295-2301.
- Tan, F. C. (1989) Stable carbon isotopes in dissolved inorganic carbon in marine and estuarine environments. In: P. Fritz and J. C. Fontes, eds., *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*: 3, Elsevier, S. 171-188.
- Taner, M. T., and F. Koehler (1969) Velocity spectra - digital computer derivation and applications of velocity functions. *Geophysics*, Bd. 34, S. 859-881.
- Thiede, J., W. Brenner, J. Mienert, and W. Brückmann (1993) *Sedimentäre Massenbilanzen/Atlantische Tiefsee*, DFG-SPP ODP/DSDP Abschlußbericht zu TH 200 / 6-1 bis 6-3
- Tixier, M. P., R. P. Alger, and C. A. Doh (1959) Sonic Logging. *Journal of Petroleum Technology*, Bd. 11 (5).
- Tucholke, B. E., Vogt, P.R., et al., (1979a) Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Bd. 43, Washington (U.S. Govt. Printing Office).
- Tucholke, B. E. (1979b) Relationships between acoustic stratigraphy and lithostratigraphy in the western North Atlantic Basin. In: Tucholke, B. E., Vogt, P.R., et al. Initial Reports of the DSDP, Bd. 43, Washington (U.S. Govt. Printing Office), S. 827 - 846.
- Tucholke, B. E., R. E. Houtz, and W. J. Ludwig (1982) Sediment thickness and depth to basement in western North Atlantic Ocean Basin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Bd. 66, S. 1384 - 1395.
- Tucholke, B. E., and V. A. Fry (1985) Basement structure and sediment distribution in Northwest Atlantic Ocean. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Bd. 69, S. 2077 - 2097.
- Tucholke, B. E., and H. Schouten (1988) Kane Fracture Zone. *Marine Geophysical Researches*, Bd. 10, S. 1 - 39.
- Urmos, J., and R. H. Wilkens (1993) In situ velocities in pelagic carbonates: new insights from Ocean Drilling Program Leg 130, Ontong Java Plateau. *Journal of Geophysical Research*, Bd. 98 (B5), S. 7903-7920.
- Urmos, J. (1994) Diagenetic and physical properties of pelagic carbonate sediments: ODP Leg 130, Ontong Java Plateau. Ph. D-Thesis, University of Hawaii.

- van der Lingen, G. J., and G. H. Packham (1975) Relationships between diagenesis and physical properties of biogenic sediments of the Ontong-Java Plateau (Sites 288 and 289, Deep Sea Drilling Project). In: Andrews, J.E., Packham, G., et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Bd. 30, Washington (U.S. Govt. Printing Office), S. 443-481.
- Verhoef, J. (1985) The sedimentation pattern around the Atlantis-Meteor seamount complex: a model study. *Earth and Planetary Science Letters*, Bd. 73, S. 117-128.
- Wefer, G., K. Hinz, and H. A. Roeser (1992) OSTATLANTIK 91/92-Expedition, Reise Nr. 20, M 20/3, 4. Februar - 13. März 1992. *Meteor - Berichte*, Bd. 93-3.
- Wilkins, R.H. and M.G. Langseth (1983) Physical properties of sediments of the Costa Rica Rift, Deep Sea Drilling Project Sites 504 and 505. In: J.R. Cann, M. Langseth et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Bd. 69, Washington (U.S. Govt. Printing Office), S. 659-673.
- Wilkins, R. H., B. C. Schreiber, L. Caruso, and G. Simmons (1986) The effects of diagenesis on the microstructure of eocene sediments bordering the Baltimore Canyon Trough. In: Poag, C.W., Watts, A.B., et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Bd. 95, Washington (U.S. Govt. Printing Office), S. 527-548.
- Wilson, W. D. (1960) Speed of sound in sea water as a function of temperature, pressure, and salinity. *J. Acoust. Soc. Am.*, Bd. 32 (6), S. 641-644.
- Wissmann, G. (1980) Offshore geophysikalische Karten von Senegal, Mauretaniien, Westsahara. BGR-Bericht, Archivnummer 86957, 30 Anlagen.
- Wood, A. B. (1941) A textbook of sound. Macmillan, New York.
- Wyllie, M. R. J., A. R. Gregory, and L. W. Gardner (1956) Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media. *Geophysics*, Bd. 21, S. 41-70.

1		5	
ooze		chalk	
d:205 a:10		d: 450 a: 67	
ϕ : 52 ρ : 1.8 v: 1.6		ϕ : 39 ρ : 2.1 v: 2.0	
2		6	
chalk		chalk	
d:255 a:13		d: 595 a: 108	
ϕ : 56 ρ : 1.8 v: 1.6		ϕ : 37 ρ : 2.1 v: 2.0	
3		7	
chalk		limest.	
d:302 a:16		d: 765 a: 131	
ϕ : 56 ρ : 1.8 v: 1.7		ϕ : 26 ρ : 2.3 v: 2.7	
4		8	
chalk		limest.	
d:409 a:21		d: 788 a: 135	
ϕ : 36 ρ : 1.9 v: 2.0		ϕ : 24 ρ : 2.3 v: 2.8	

Tafel 1:
 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen von Karbonatproben der Bohrlokalationen 608 (Bild 1-4) und 387 (Bild 5-8) dokumentieren die fortschreitende Diagenese von Kalkschlamm über Kreidestein zum Kalkstein. Deutlich erkennbar ist die zunehmende Lösung biogener Partikel und Porenraumzementierung mit der Tiefe. Die Porositäten (ϕ in %) Feuchtdichten (ρ in g/cm^3) und Kompressionswellengeschwindigkeiten (V in km/s) der Sedimente sind zusammen mit der Versenkungstiefe (d in mbsf) und dem Alter (a in my) angegeben.

DANKSAGUNG

Mein Betreuer Dr. Jürgen Mienert gab die Anregung zu dieser Arbeit. Sein großes Interesse an ihrem Fortgang und seine konstruktive Kritik waren mir stets Ansporn und Hilfe.

Prof. Dr. Rudolf Meissner und Prof. Dr. William W. Hay übernahmen freundlicherweise das Referat bzw. Korreferat und verbesserten das Manuskript durch hilfreiche Anregungen.

Dr. Brian E. Tucholke (Woods Hole Oceanographic Institution) betreute mich während dreier Arbeitsaufenthalte in Woods Hole und stellte umfangreiches Datenmaterial zur Kartierung von Krustenstrukturen und Sedimentmächtigkeiten zur Verfügung. Gerd Wissmann (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe) ergänzte freundlicherweise diesen Datensatz durch die Bereitstellung von unveröffentlichten Karten.

Dr. Rainer Botz (Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Kiel) führte Isotopenmessungen an Hornsteinkonkretionen durch und machte wertvolle Anmerkungen zum geochemischen Teil dieser Arbeit. Isotopenmessungen wurden außerdem von Prof. Dr. Samuel M. Savin (Case Western Reserve University, Cleveland, Ohio) durchgeführt. Dr. Heinz Lange (Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Kiel) fertigte röntgendiffraktometrische Analysen an.

Dirk Klaeschen machte mich mit dem Programm Geosys vertraut und leistete geduldig und kompetent Hilfestellungen in Fragen der seismischen Datenbearbeitung.

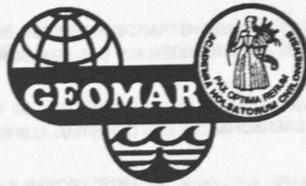
Dr. Deborah R. Hutchinson und Warren F. Agena vom United States Geological Survey, sowie Dr. John Mutter und Joyce M. Alsop vom Lamont Doherty Earth Observatory ermöglichten die unbürokratische Bereitstellung seismischer Daten für die Bearbeitung am GEOMAR.

Dr. Ulrich von Rad (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe) stellte Silikatproben für die Isotopenanalyse zur Verfügung.

Die Studenten Christian Berndt, Antje Buchholtz, Janine Fest, Rainer Heller, Thomas Pichler, Martin Rahlfs, Bernd Tietze, Anja Wersinski und Manon Wilken halfen mir durch ihre Tätigkeiten im Projekt Wärmefluß/Sedimentdiagenese, das von der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanziert wurde.

Ich danke allen genannten Personen herzlich für ihren Beitrag zum Gelingen dieser Arbeit.

Danken möchte ich auch Malene Grützner, Ewald Grützner und Silke Joppien.



GEOMAR REPORTS

- 1 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL
BERICHT FÜR DIE JAHRE 1987 UND 1988. 1989. 71 + 6 pp.
In German
- 2 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL
JAHRESBERICHT / ANNUAL REPORT 1989. 1990. 96 pp.
In German and English
- 3 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL
JAHRESBERICHT / ANNUAL REPORT 1990. 1991. 212 pp.
In German and English
- 4 ROBERT F. SPIELHAGEN
DIE EISDRIFT IN DER FRAMSTRASSE WÄHREND DER LETZTEN 200.000 JAHRE. 1991. 133 pp.
In German with English summary
- 5 THOMAS C. W. WOLF
PALÄO-OZEANOGRAPHISCH-KLIMATISCHE ENTWICKLUNG DES NÖRDLICHEN NORDATLANTIKS SEIT DEM SPÄTEN NEOGEN
(ODP LEGS 105 UND 104, DSDP LEG 81). 1991. 92 pp.
In German with English summary
- 6 SEISMIC STUDIES OF LATERALLY HETEROGENOUS STRUCTURES - INTERPRETATION AND MODELLING OF SEISMIC DATA.
Edited by ERNST R. FLUEH
Commission on Controlled Source Seismology (CCSS), Proceedings of the 8th Workshop Meeting, held at
Kiel - Fellhorst (Germany), August 27-31, 1990. 1991. 359 pp.
In English
- 7 JENS MATTHIESSEN
DINOFAGELLATEN-ZYSTEN IM SPÄTQUARTÄR DES EUROPÄISCHEN NORDMEERES: PALÖKOLOGIE UND PALÄO-OZEANOGRAPHIE. 1991. 104 pp.
In German with English summary
- 8 DIRK NÜRNBERG
HAUPT- UND SPURENELEMENTE IN FORAMINIFERENGEHÄUSEN - HINWEISE AUF KLIMATISCHE UND OZEANOGRAPHISCHE ÄNDERUNGEN
IM NÖRDLICHEN NORDATLANTIK WÄHREND DES SPÄTQUARTÄRS. 1991. 117 pp.
In German with English summary
- 9 KLAS S. LACKSCHEWITZ
SEDIMENTATIONSPROZESSE AM AKTIVEN MITTELOZEANISCHEN KOLBEINSEY RÜCKEN (NÖRDLICH VON ISLAND). 1991. 133 pp.
In German with English summary
- 10 UWE PAGELS
SEDIMENTOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN UND BESTIMMUNG DER KARBONATLÖSUNG IN SPÄTQUARTÄREN SEDIMENTEN DES ÖSTLICHEN
ARKTISCHEN OZEANS. 1991. 106 pp.
In German with English summary
- 11 FS POSEIDON - EXPEDITION 175 (9.10.-1.11.1990)
175/1: OSTGRÖNLÄNDISCHER KONTINENTALRAND (65° N)
175/2: SEDIMENTATION AM KOLBEINSEYRÜCKEN (NÖRDLICH VON ISLAND)
Hrsg. von J. MIENERT und H.-J. WALLRABE-ADAMS. 1992. 56 pp. + app.
In German with some English chapters
- 12 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL
JAHRESBERICHT / ANNUAL REPORT 1991. 1992. 152 pp.
In German and English
- 13 SABINE E. I. KÖHLER
SPÄTQUARTÄRE PALÄO-OZEANOGRAPHISCHE ENTWICKLUNG DES NORDPOLARMEERES UND EUROPÄISCHEN NORDMEERES ANHAND VON
SAUERSTOFF- UND KOHLENSTOFF-ISOTOPENVERHÄLTNISSEN DER PLANKTISCHEN FORAMINIFERE
Neoglobobulimina pachyderma (sin.). 1992. 104 pp.
In German with English summary
- 14 FS SONNE - FAHRTBERICHT SO 78 PERUVENT: BALBOA, PANAMA - BALBOA, PANAMA, 28.2.1992-16.4.1992
Hrsg. von ERWIN SUESS. 1992. 120 pp.
In German with some English chapters
- 15 FOURTH INTERNATIONAL CONFERENCE ON PALEOCEANOGRAPHY (ICP IV): SHORT- AND LONG-TERM GLOBAL CHANGE:
RECORDS AND MODELLING 21-25 SEPTEMBER 1992, KIEL/GERMANY
PROGRAM & ABSTRACTS. 1992. 351 pp.
In English
- 16 MICHAELA KUBISCH
DIE EISDRIFT IM ARKTISCHEN OZEAN WÄHREND DER LETZTEN 250.000 JAHRE. 1992. 100 pp.
In German with English summary
- 17 PERSISCHER GOLF: UMWELTGEFÄHRDUNG, SCHADENSERKENNUNG, SCHADENSBEWERTUNG AM BEISPIEL DES MEERESBODENS; ERKENNEN
EINER ÖKOSYSTEMVERÄNDERUNG NACH ÖLEINTRÄGEN. Schlußbericht zu den beiden BMFT-Forschungsvorhaben 03F0055 A+B. 1993. 108 pp.
In German with English summary
- 18 TEKTONISCHE ENTWÄSSERUNG AN KONVERGENTEN PLATTENRÄNDERN / DEWATERING AT CONTINENTAL MARGINS.
Hrsg. von / ed. by ERWIN SUESS. 1993. 106 + 32 + 68 + 16 + 22 + 38 + 4 + 19 pp.
Some chapters in English, some in German

- 19 THOMAS DICKMANN
DAS KONZEPT DER POLARISATIONSMETHODE UND SEINE ANWENDUNGEN AUF DAS SEISMISCHE VEKTORWELLENFELD
IM WEITWINKELBEREICH. 1993. 121 pp.
In German with English summary
- 20 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL
JAHRESBERICHT / ANNUAL REPORT 1992. 1993. 139 pp.
In German and English
- 21 KAI UWE SCHMIDT
PALYNO MORPHE IM NEOGENEN NORDATLANTIK - HINWEISE ZUR PALÄO-OZEANOGRAPHIE UND PALÄOKLIMATOLOGIE. 1993. 104 + 7 + 41 pp.
In German with English summary
- 22 UWE JÜRGEN GRÜTZMACHER
DIE VERÄNDERUNGEN DER PALÄO GEOGRAPHISCHEN VERBREITUNG VON *BOLBOFORMA* - EIN BEITRAG ZUR REKONSTRUKTION UND
DEFINITION VON WASSERMASSEN IM TERTIÄR. 1993. 104 pp.
In German with English summary
- 23 RV PROFESSOR LOGACHEV - Research Cruise 09 (August 30 - September 17, 1993): SEDIMENT DISTRIBUTION ON THE REYKJANES RIDGE NEAR 59°N
Edited by H.-J. WALLRABE-ADAMS & K.S. LACKSCHEWITZ. 1993. 66 + 30 pp.
In English
- 24 ANDREAS DETTMER
DIATOMEEN-TAPHOZÖNOSEN ALS ANZEIGER PALÄO-OZEANOGRAPHISCHER ENTWICKLUNGEN IM PLIOZÄNEN UND QUARTÄREN
NORDATLANTIK. 1993. 113 + 10 + 25 pp.
In German with English summary
- 25 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL
JAHRESBERICHT / ANNUAL REPORT 1993. 1994. 69 pp.
In German and English
- 26 JÖRG BIALAS
SEISMISCHE MESSUNGEN UND WEITERE GEOPHYSIKALISCHE UNTERSUCHUNGEN AM SÜD-SHETLAND TRENCH
UND IN DER BRANSFIELD STRASSE - ANTARKTISCHE HALBINSEL. 1994. 113 pp.
In German with English summary
- 27 JANET MARGARET SUMNER
THE TRANSPORT AND DEPOSITIONAL MECHANISM OF HIGH GRADE MIXED-MAGMA IGNIMBRITE TL, GRAN CANARIA:
THE MORPHOLOGY OF A LAVA-LIKE FLOW. 1994. 224 pp.
In English with German summary
- 28 GEOMAR LITHOTHEK. Edited by JÜRGEN MIENERT. 1994. 12 pp + app.
In English
- 29 FS SONNE - FAHRTBERICHT SO 97 KODIAK-VENT: KODIAK - DUTCH HARBOR - TOKYO - SINGAPUR, 27.7. - 19.9.1994
Hrsg. von ERWIN SUESS. 1994.
Some chapters in German, some in English
- 30 CRUISE REPORTS:
RV LIVONIA CRUISE 92, KIEL-KIEL, 21.8.-17.9.1992: GLORIA STUDIES OF THE EAST GREENLAND CONTINENTAL MARGIN BETWEEN 70° AND 80°N
RV POSEIDON PO200/10, LISBON-BREST-BREMERHAVEN, 7.-23.8.1993: EUROPEAN NORTH ATLANTIC MARGIN: SEDIMENT PATHWAYS,
PROCESSES AND FLUXES
RV AKADEMIK ALEKSANDR KARPINSKIY, KIEL-TROMSØ, 5.-25.7.1994: GAS HYDRATES ON THE NORTHERN EUROPEAN CONTINENTAL MARGIN
Edited by JÜRGEN MIENERT. 1994.
In English; report of RV AKADEMIK ALEKSANDR KARPINSKIY cruise in English and Russian
- 31 MARTIN WEINELT
BECKENENTWICKLUNG DES NÖRDLICHEN WIKING-GRABENS IM KÄNOZOIKUM - VERSENKUNGSGESCHICHTE, SEQUENZSTRATIGRAPHIE,
SEDIMENTZUSAMMENSETZUNG. 1994. 85 pp.
In German with English summary
- 32 GEORG A. HEISS
CORAL REEFS IN THE RED SEA: GROWTH, PRODUCTION AND STABLE ISOTOPES. 1994. 141 pp.
In English with German summary
- 33 JENS A. HÖLEMANN
AKKUMULATION VON AUTOCHTHONEM UND ALLOCHTHONEM ORGANISCHEM MATERIAL IN DEN KÄNOZOISCHEN SEDIMENTEN
DER NORWEGISCHEN SEE (ODP LEG 104). 1994. 78 pp.
In German with English summary
- 34 CHRISTIAN HASS
SEDIMENTOLOGISCHE UND MIKROPALÄONTOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN ZUR ENTWICKLUNG DES SKAGERRAKS (NE NORDSEE)
IM SPÄTHOLOZÄN. 1994.
In German with English summary
- 35 BRITTA JÜNGER
TIEFENWASSERERNEUERUNG IN DER GRÖNLANDSEE WÄHREND DER LETZTEN 340.000 JAHRE.
DEEP WATER RENEWAL IN THE GREENLAND SEA DURING THE PAST 340,000 YEARS. 1994. 6 + 109 pp.
In German with English summary
- 36 JÖRG KUNERT
UNTERSUCHUNGEN ZU MASSEN- UND FLUIDTRANSPORT ANHAND DER BEARBEITUNG REFLEXIONSSEISMISCHER DATEN AUS DER
KODIAK-SUBDUKTIONSZONE, ALASKA. 1995. 129 pp.
In German with English summary
- 37 CHARLOTTE M. KRAWCZYK
DETACHMENT TECTONICS DURING CONTINENTAL RIFTING OFF THE WEST IBERIA MARGIN: SEISMIC REFLECTION AND
DRILLING CONSTRAINTS. 1995. 133 pp.
In English with German summary
- 38 CHRISTINE CAROLINE NÜRNBERG
BARIUMFLUSS UND SEDIMENTATION IM SÜDLICHEN SÜDATLANTIK - HINWEISE AUF PRODUKTIVITÄTSÄNDERUNGEN IM QUARTÄR. 1995. 6 + 108pp.
In German with English summary
- 39 JÜRGEN FRÜHN
TEKTONIK UND ENTWÄSSERUNG DES AKTIVEN KONTINENTALRANDES SÜDÖSTLICH DER KENAI-HALBINSEL, ALASKA. 1995. 93 pp.
In German with English summary

- 40 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL
JAHRESBERICHT / ANNUAL REPORT 1994. 1995.
In German and English
- 41 FS SONNE - FAHRTBERICHT / CRUISE REPORT SO 103 CONDOR 1 B: VALPARAISO-VALPARAISO, 2.-21.7.1995.
Hrsg. von ERNST R. FLUEH. 1995. 140 pp.
Some chapters in German, some in English
- 42 R/V PROFESSOR BOGOROV CRUISE 37: CRUISE REPORT "POSETIV": Vladivostok - Vladivostok, September 23 - October 22, 1994.
Edited by CHRISTOPH GAEDICKE, BORIS BARANOV and EVGENIY LELIKOV. 1995. 48 + 33 pp.
In English
- 43 CHRISTOPH GAEDICKE
DEFORMATION VON SEDIMENTEN IM NANKAI-AKKRETIONSKEIL, JAPAN. BILANZIERUNG TEKTONISCHER VORGÄNGE ANHAND VON SEISMISCHEN
PROFILIEN UND ERGEBNISSEN DER ODP-BOHRUNG 806. II + 89 pp.
In German with English summary
- 44 MARTIN ANTONOW
SEDIMENTATIONSMUSTER UM DEN VESTERIS SEAMOUNT (ZENTRALE GRÖNLANDSEE) IN DEN LETZTEN 250.000 JAHREN. 1995.
In German with English summary
- 45 INTERNATIONAL CONGRESS: CORING FOR GLOBAL CHANGE - ICGC '95. KIEL, 28 - 30 June, 1995.
Edited by JÜRGEN MIENERT and GEROLD WEFER. 1996.
In English
- 46 JENS GRÜTZNER
ZUR PHYSIKALISCHEN ENTWICKLUNG VON DIAGENETISCHEN HORIZONTEN IN DEN SEDIMENTBECKEN DES ATLANTIKS. 1995. 96 pp.
In German with English summary
- 47 INGO A. PECHER
SEISMIC STUDIES OF BOTTOM SIMULATING REFLECTORS AT THE CONVERGENT MARGINS OFFSHORE PERU AND COSTA RICA. 1996.
In English with German summary
- 48 XIN SU
DEVELOPMENT OF LATE TERTIARY AND QUATERNARY COCCOLITH ASSEMBLAGES IN THE NORTHEAST ATLANTIC. 1996. 120 pp. + 7 pl.
In English with German summary
- 49 FS SONNE - FAHRTBERICHT / CRUISE REPORT SO 108 ORWELL: SAN FRANCISCO - ASTORIA, 14.4. - 23.5.1996
Edited by ERNST R. FLUEH and MICHAEL A. FISHER. 1996.



Das Signet von GEOMAR kennzeichnet:

- Das Tätigkeitsfeld: die Weltmeere
- Das Untersuchungsobjekt: den Meeresboden, Antrieb und Tagebuch der Erdgeschichte
- Die Einbindung von GEOMAR in die Christian-Albrechts-Universität zu Kiel

The GEOMAR seal portrays:

- The area of research: the world's oceans
- The object to be investigated: the seafloor, driving force and diary of the earth's history
- The connection of GEOMAR to the Christian Albrechts University in Kiel

GEOMAR

Forschungszentrum
für marine Geowissenschaften
D-24148 Kiel
Wischhofstr. 1-3
Telefon (0431) 7202-0
Telefax (0431) 725391, 7202293, 725650

GEOMAR

Research Center
for Marine Geosciences
D-24148 Kiel/Germany
Wischhofstr. 1-3
Telephone (49) 431 / 7202-0
Telefax (49) 431 / 725391, 7202293, 725650



Das Signet von GEOMAR kennzeichnet:

- Das Tätigkeitsfeld: die Weltmeere
- Das Untersuchungsobjekt: den Meeresboden, Antrieb und Tagebuch der Erdgeschichte
- Die Einbindung von GEOMAR in die Christian-Albrechts-Universität zu Kiel

The GEOMAR seal portrays:

- The area of research: the world's oceans
- The object to be investigated: the seafloor, driving force and diary of the earth's history
- The connection of GEOMAR to the Christian Albrechts University in Kiel

GEOMAR

Forschungszentrum
für marine Geowissenschaften
D-24148 Kiel
Wischhofstr. 1-3
Telefon (0431) 7202-0
Telefax (0431) 725391, 7202293, 725650

GEOMAR

Research Center
for Marine Geosciences
D-24148 Kiel/Germany
Wischhofstr. 1-3
Telephone (49) 431 / 7202-0
Telefax (49) 431 / 725391, 7202293, 725650