

# **Die physikalischen Eigenschaften der Plattengrenze offshore Costa Rica aus seismischen Messungen.**

Dissertation  
zur Erlangung des Doktorgrades  
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät  
der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel

vorgelegt von

Michael Schnabel

Kiel

2005

Referent: Prof. Dr. E. R. Flüh  
Korreferent: Prof. Dr. T. Reston  
Tag der mündlichen Prüfung: 12. Juli 2005  
Zum Druck genehmigt: Kiel, 29. August 2005

Der Dekan

# Inhaltsverzeichnis

<b>Zusammenfassung</b>	<b>iii</b>
<b>summary</b>	<b>v</b>
<b>1 Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>2 Geologie der Region</b>	<b>3</b>
2.1 Tektonischer Überblick über Mittelamerika . . . . .	3
2.2 Der Bereich des Forearcs . . . . .	6
2.3 Die ozeanische Platte . . . . .	8
2.4 Das Décollement . . . . .	12
2.5 Hydrologie des Kontinentalrandes . . . . .	18
<b>3 Datenakquisition</b>	<b>21</b>
3.1 SO 81 . . . . .	21
3.2 SO 163 . . . . .	25
3.3 M 54 . . . . .	32
3.4 SO 173 . . . . .	35
<b>4 Bearbeitung der Daten</b>	<b>39</b>
4.1 Geschwindigkeitsanalyse . . . . .	39
4.2 Geometrie des Sedimentkeils . . . . .	42
4.3 Berechnung der Laufwege . . . . .	43
4.4 Amplitudenbearbeitung . . . . .	45
4.5 Modellierung der Amplituden . . . . .	52
4.6 Diskussion der Messfehler . . . . .	60
<b>5 Auswertung der Ergebnisse</b>	<b>65</b>
5.1 Theoretische Betrachtungen . . . . .	65
5.2 Praktische Untersuchungen . . . . .	67
<b>6 Diskussion und Schlussfolgerungen</b>	<b>73</b>
6.1 Vergleich zu anderen Kontinentalrändern . . . . .	73
6.2 Diskussion . . . . .	77
6.3 Schlussfolgerungen . . . . .	79

*Inhaltsverzeichnis*

<b>7 Ausblick</b>	<b>81</b>
<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>83</b>
<b>Danksagung</b>	<b>95</b>
<b>Lebenslauf</b>	<b>97</b>
<b>Eidstattliche Erklärung</b>	<b>99</b>



# Zusammenfassung

Ziel der vorliegenden Arbeit war es, mit Hilfe von seismischer Amplitudenanalyse die Fluidverteilung im Bereich der frontalen Subduktionszone vor der Küste Costa Ricas zu erfassen. In diesem Bereich werden 100 % des ozeanischen Sediments subduziert. Dieses Sedimentpaket wird an der Oberkante von einem hoch-reflektiven Décollement begrenzt. Dieses ist sehr impermeabel und verhindert dadurch das Entweichen der Porenfluide in Richtung des Meeresbodens. Das Untersuchungsgebiet ist somit ein ideales, natürliches Labor, um die Effekte der Subduktion auf die Kompaktion und die Diagenese des subduzierenden Sediments zu untersuchen.

Der Hauptteil der Arbeit konzentriert sich auf ein ca. 2 km langes Profil, daß parallel zur Richtung des Mittelamerikanischen Graben verläuft. Hier wurde eine schnelle Variation der zero-offset-Reflektivität in der Größenordnung von 200–300 % festgestellt. Um diese Variation besser zu beschreiben, wurde dieses Profil mit eng positionierten Ozean-Boden-Hydrophonen vermessen. Dies erlaubte die Aufzeichnung von Reflexionen unter besonders großen Winkeln ( $> 50^\circ$ ), und bildete somit die Grundlage für eine detaillierte AVA (amplitude variation with offset)-Analyse.

Die Amplitudenanalyse lieferte eine Geschwindigkeitsverteilung – sowohl für  $v_p$  als auch für  $v_s$  – im Bereich des subduzierten Sediments. Es zeigt sich, daß die P-Geschwindigkeit in einem Bereich von 1800 bis 1950 m/s variiert. Die absolute Variation in der S-Geschwindigkeit ist jedoch wesentlich größer: hier liegen die Geschwindigkeiten zwischen 350 und 700 m/s. Der einzige Mechanismus, der Variationen dieser Größenordnung hervorrufen kann, ist eine Variation der Effektivspannungen bzw. der Porenfluidrücke. Ein Vergleich der Geschwindigkeiten mit druckabhängigen Labormessungen für unkon-solidierte Sedimente zeigt, daß die Geschwindigkeitsvariationen einer Variation des normalisierten Porenfluidrucks  $\lambda^*$  zwischen 0,02 und 0,90 entspricht.

In einer abschließenden Diskussion wird gezeigt, daß der Grund für den variierenden Porenfluiddruck eine lokal eng begrenzte diagenetische Umwandlung von Smectit ist. Bei dieser Transformation zum Tonmineral Illit wird ca. 0,8 % des im Sediment gebundenen Wassers freigesetzt. Diese Reaktion verringert weiterhin die Permeabilität des Sediments, so daß das zusätzliche Fluid nicht entweichen kann. Es bilden sich lokale Zellen erhöhten Porendrucks.

Die Arbeit zeigte ebenfalls den Vorteil der Verwendung von Weitwinkelreflexionen.

## *Zusammenfassung*

Dadurch werden auch Informationen über die S-Geschwindigkeiten im Untergrund gewonnen. Diese zeigen eine wesentlich stärkere Abhängigkeit von der Effektivspannung als die P-Geschwindigkeiten und sind somit ein wesentlich besseres Mittel zur Bestimmung von Anomalien in den Porendruckverhältnissen.

# summary

This work aimed to map the fluid distribution in the area of the frontal subduction zone offshore Costa Rica by using the method of seismic amplitude analysis. In this area, the oceanic sediment is fully subducted. The upper boundary of this sediment column is the highly reflective décollement. It is impermeable and prevents the upward escape of fluids. This area is therefore an ideal laboratory to investigate the effects of subduction onto compaction and diagenesis of the subducting sediment.

The main part of this work is concentrated on a 2 km long profile, which runs parallel to the Middle America Trench. Along this profile, the zero offset reflectivity of the décollement varies in an order of 2 magnitudes. To enable a better description of these variations, we measured this profile with densely spaced ocean bottom hydrophones. This allowed the registration of reflection angles up to  $50^\circ$ , which was the basis for a detailed AVA (amplitude variation with offset) analysis.

The analysis of the amplitudes led to the distribution of seismic velocities within the subducted sediment. The p-wave velocity varies within a range between 1800 and 1950 m/s. The variation within the s-wave velocity is much higher. This parameter varies between 350 and 700 m/s. Only a variation in the pore pressure can explain velocity variations of this magnitude. A comparison to laboratory measurements of seismic velocities showed that these variations correspond to a variation in the normalized pore pressure ratio  $\lambda^*$  between 0,02 to 0,90.

A concluding discussion shows that the reason for this varying pore pressure is a local bounded dehydration of smectite. During this transformation to illite, 0,8 % of bound water is released. At the same time, the permeability is reduced. These processes result in the build-up of local pressure cells.

Further on, this work showed the advantages of using wide angle reflections as a mean to obtain seismic velocities. This method provides information about the s-wave velocities. These are much more sensitive to the effective pressure and are therefore a better tool to describe the pore pressure.

*summary*

# Abbildungsverzeichnis

2.1	<i>Morphologische Karte Costa Ricas (aus Weyl (1980)).</i>	5
2.2	<i>Schematische Darstellung des costaricanischen Kontinentalrandes (aus Flueh et al. (2000)).</i>	7
2.3	<i>Blick auf den Mittelamerikanischen Graben. Die Bathymetrie läßt die einzelnen Bereiche der Cocos-Platte klar erkennen. Während der Ozeanboden im nord-westlichen Bereich durch Normalstörungen geprägt ist (links), finden sich weiter süd-östlich Seamounts (mitte) und der Cocos-Rücken (rechts).</i>	10
2.4	<i>Alters-Struktur der Cocos-Platte, Angaben in m.y. (aus Barckhausen et al. (2001)). Die unterschiedlichen Orientierungen der magnetischen Anomalien weisen auf die unterschiedlichen Spreizungsachsen hin.</i>	11
2.5	<i>Überblick über die Ergebnisse der ODP-Bohrung 170. Site 1043 und site 1040 zeigen das Décollement als Grenzfläche zwischen dem überliegenden terrigenen Material und dem subduzierenden hemipelagischen Sediment.</i>	13
2.6	<i>Ergebnisse der ODP170-Bohrung. Blau: site 1039, rot: site 1043, grün: site 1040. Mit zunehmender Subduktion zeigt sich eine Dichtezunahme bzw. eine Porositätsabnahme.</i>	15
2.7	<i>Abhängigkeit der elastischen Module <math>\kappa</math> und <math>\mu</math> von der Porosität. Es werden jeweils lateral äquivalente, hemipelagische Sedimentproben verglichen. Aus Gettemy und Tobin (2003).</i>	17
2.8	<i>Porosität und Dichte im Bereich des Décollements (ODP 205, site 1254). Die schwarze Linie bei 361 mbsf markiert die lithologische Grenze zum hemipelagischen Sediment.</i>	18
3.1	<i>Lageplan SO 81. Gezeigt ist das Profil SO81-P5.</i>	21
3.2	<i>Zeitmigration von SO81-P5. Das Décollement zeigt sich als klare Reflexion negativer Polarität, deren Struktur nicht von der Verteilung der Normalstörungen in der ozeanischen Kruste beeinflußt wird.</i>	23
3.3	<i>Ergebnisse der AVO-Analyse von SO81-P5. Der Interceptwert <math>A</math> zeigt ein starkes Maximum im Bereich von 2500 bis 3000 m. Die Werte für den Gradienten <math>B</math> zeigen eine leichte Abnahme mit zunehmender Subduktion.</i>	24
3.4	<i>Verhalten des Poisson-Verhältnisses am Décollement.</i>	25
3.5	<i>Lageplan SO163. Rot:OBS. Grün:OBH.</i>	26
3.6	<i>Profil SO163-P30, OBH133. Die Décollement-Reflexion ist markiert.</i>	27

3.7	Zeitmigration des Profils SO183-P30. Im Bereich von 10 bis 16 km ist das Décollement bei 4,4 s TWT klar zu erkennen. . . . .	28
3.8	Zeitmigration des Profils SO163-P31. Im Bereich von 2 bis 8 km ist das Décollement bei 4,2 s TWT klar zu erkennen. Weiter süd-östlich wird das Décollement von einer Normalstörung in der ozeanischen Kruste gekreuzt, und die Reflexion wird dadurch beeinträchtigt. . . . .	29
3.9	Reflektivität des Profils SO163-P30. Der Ausschnitt entspricht dem Bereich zw. 12 und 14 km in Abb. 3.7. Bemerkenswert ist die schnelle Variation in der Décollement-Reflektivität bei 4,4 s TWT. . . . .	30
3.10	Profil P27. Reflexionsstärke (oben), momentane Phase (mitte), momentane Frequenz (unten). . . . .	31
3.11	Lageplan M54. Rot:OBS. Grün:OBH. . . . .	32
3.12	Profil M54-P182, OBS5. Die Décollement-Reflexion ist markiert. . . . .	33
3.13	Ergebnis der Wellenfeldfortsetzung für OBS7 (Profil M54-P181). Die Plattengrenze zeigt sich als klare Reflexion bei 0,6 s zero-offset-TWT. Die Reflexion unterhalb 1,4 s TWT ist eine Normalstörung der ozeanischen Kruste. . . . .	34
3.14	Temperaturen an der Plattengrenze. Für das Profil SO81-P5 (unten), und für ein Nachbarprofil (oben). . . . .	35
3.15	Lageplan SO173. Rot:OBS. Grün:OBH. . . . .	36
3.16	Profil P33, OBS15. Die Décollement-Reflexion ist rot markiert. Grüne Pfeile zeigen die Störung in der ozeanischen Kruste. . . . .	37
3.17	Frequenzspektren der direkten Welle. Oben: P33 (BOLT gun), unten: P34 (G.Gun). Die G.Gun regt deutlich höhere Frequenzen an. . . . .	38
3.18	Profil P34, Tiefenmigration. In 3,3 km Tiefe liegt das Décollement . . . . .	38
4.1	Tiefenabhängigkeit der Wassergeschwindigkeit. Schwarz: CTD 15, blau: CTD 16, grün: CTD 17, rot: CTD 18. . . . .	39
4.2	Linedrawing des Profils SO81-P5. Die eingezeichneten Werte sind Effektivgeschwindigkeiten zwischen den einzelnen Reflektoren. . . . .	41
4.3	Beispielhafte Überdeckung eines Untergrundpunktes durch drei OBH. Durch die räumliche Trennung von Quelle und Empfänger kann ein Untergrundpunkt unter mehreren Reflexionswinkeln beobachtet werden. . . . .	43
4.4	Schematische Skizze zur Winkel- und Laufwegberechnung. In rot ist der Strahlenverlauf dargestellt. Ist die Geschwindigkeits-Tiefen-Verteilung bekannt, kann aus dem offset an der Oberfläche die Position des Reflektionspunktes und auch der Reflexionswinkel $\gamma$ berechnet werden. . . . .	44
4.5	Geometrische Korrektur der direkten Welle. Dünne Linie: gemessene Amplitude. Kreise: Mit Gln. 4.6 bzw. 4.7 korrigierte Amplituden. . . . .	47
4.6	Gemessene Daten für Profil P33. . . . .	48
4.7	Gemessene Daten für Profil P34. Bedingt durch die engen Abstände der OBH wurden im zentralen Bereich des Profils für den gesamten Winkelbereich Amplituden registriert. . . . .	48
4.8	Interpolierte Daten für Profil P33. . . . .	49

4.9	<i>Interpolierte Daten für Profil P34. Beide Abbildungen zeigen starke Ähnlichkeiten: Für den gesamten Winkel-Bereich ist die Reflektivität zwischen 1500 und 1700 m und zwischen 2000 und 2200 m höher als auf dem Rest des Profils.</i>	49
4.10	<i>Ergebnisse der linearen Regression für P33.</i>	50
4.11	<i>Ergebnisse der linearen Regression für P34. Beide Profile liefern identische Ergebnisse für die zero-offset-Reflektivität A.</i>	50
4.12	<i>Korrelationskoeffizient <math>r</math> für die Ergebnisse der linearen Regression. Rot: P33. Grün: P34.</i>	51
4.13	<i>Ergebnisse der Zoeppritz-Modellierung (1200 bis 1450 m).</i>	54
4.14	<i>Ergebnisse der Zoeppritz-Modellierung (1480 bis 1740 m).</i>	55
4.15	<i>Ergebnisse der Zoeppritz-Modellierung (1740 bis 1950 m).</i>	56
4.16	<i>Ergebnisse der Zoeppritz-Modellierung (1960 bis 2200 m).</i>	57
4.17	<i>Ergebnisse der Zoeppritz-Modellierung (2200 bis 2270 m).</i>	58
4.18	<i>Ergebnisse der Zoeppritz-Modellierung (komplettes Profil). Es zeigt sich, daß an Punkten mit einem geringen <math>v_p</math> ein besonders hohes <math>v_p/v_s</math>-Verhältnis vorliegt. Die Variationen in der Dichte sind nur sehr gering.</i>	58
4.19	<i>Vergleich des Reflexionskoeffizienten als Ergebnis der linearen Regression (Linie) und der Modellierung (Punkte). Es zeigt sich eine sehr gute Übereinstimmung zwischen der statischen Analyse und der manuellen Modellierung.</i>	60
4.20	<i>Auswirkungen von Variationen im überliegenden Sediment. Eine Variation von <math>v_{s1}</math> hat zwar Effekte auf <math>v_{s2}</math>, die absolute Differenz zwischen beiden Punkten bleibt jedoch mit 0,2 m/s nahezu konstant. Das gleiche gilt für eine Variation in <math>\rho_1</math>.</i>	61
4.21	<i>Auswirkungen von Variationen in <math>\rho_2</math>. Eine Verringerung von <math>\rho_2</math> ist mit den Messwerten nicht in Einklang zu bringen (grüne Kurve). Eine Erhöhung von <math>\rho_2</math> ist möglich (rote Kurve), aufgrund der Altersstruktur der Sedimente jedoch wenig wahrscheinlich.</i>	62
4.22	<i>Auswirkungen von absoluten Variationen im subduzierten Sediment. Die Geschwindigkeiten können mit einer Genauigkeit von unter 50 m/s bestimmt werden. Die Genauigkeit bei der Bestimmung der Dichte liegt bei 3%.</i>	63
4.23	<i>Auswirkungen von Fehlern bei der Amplitudenskalierung. Eine Änderung von 20 % in den Reflexionsamplituden verändert zwar die Ergebnisse für die Parameter des subduzierten Sediments, die relativen Variationen zwischen beiden Punkten bleiben jedoch erhalten.</i>	64
5.1	<i>Modellierte Geschwindigkeiten. Die Linie im oberen Diagramm ist eine theoretische Kurve, die aus den Werten für <math>v_p</math> berechnet wurde. Es zeigt sich, daß die Bereiche mit einer geringen P-Geschwindigkeit durch eine besonders geringe S-Geschwindigkeit gekennzeichnet sind. Die farblich markierten Bereiche entsprechen den Linien in Abb 5.2.</i>	68

5.2	<p><i>Seismische Geschwindigkeiten in Abhängigkeit der Effektivspannungen. Der Vergleich von den hier gemessenen Werten mit Ergebnissen von Laboruntersuchungen läßt darauf schließen, daß die Effektivspannung entlang des Profils stark variiert. Während Bereiche mit einer geringen Geschwindigkeit (türkis und grün) eine Effektivspannung von ca. 1 MPa aufweisen, herrscht in den Bereichen mit hohen Geschwindigkeiten (rot und blau) ein Druck von <math>P_{eff} &gt; 5</math> MPa. Die Druckabhängigkeit der Geschwindigkeit ist bei <math>v_s</math> wesentlich ausgeprägter als bei <math>v_p</math>.</i> . . . . .</p>	69
5.3	<p><i>Tiefenmigration des Profils SO173-P34. Die untere Kurve zeigt die effektive Spannung <math>P_{eff}</math> bzw. das normalisierte Porendruckverhältnis <math>\lambda^*</math> entlang des Profils. Die Variationen in <math>P_{eff}</math> sind nicht auf strukturelle Eigenschaften der Subduktionszone zurückzuführen.</i> . . . . .</p>	71
6.1	<p><i>Ergebnisse einer Amplituden-Analyse in der Barbados-Subduktionszone (aus Shipley (2002)). Die untere Abbildung zeigt die Reflexionsamplitude des Décollements. Zwischen Bereichen mit Reflexionen positiver Polarität gibt es einen ca. 1 km breiten Korridor, der schräg zur Subduktion verläuft und eine Reflexion negativer Polarität zeigt.</i> . . . . .</p>	74
6.2	<p><i>Ergebnisse einer Amplituden-Analyse in der Nankai-Subduktionszone (aus Bangs et al. (2004)). Der untere Teil zeigt die Amplitude der Décollement-Reflexion. In Richtung des Streichens zeigt die Amplitude eine Variation von 200 % auf einem Bereich von wenigen hundert Metern.</i> . . . . .</p>	76



# 1 Einleitung

Die Untersuchung von Subduktionszonen ist ein zentrales Problem der modernen geowissenschaftlichen Forschung. Dies hat mehrere Gründe: einerseits stellen sie durch ihre Dynamik eine außerordentlich große Gefahr für die Menschheit dar. So liegen die Ausgangspunkte für Tsunamis hauptsächlich an Subduktionszonen (Satake und Tanioka, 1999). Andererseits bieten Kontinentalränder einen der besten Einblicke in das System Erde.

Der Schwerpunkt des SFB 574 an der Universität Kiel liegt auf der Untersuchung des Recyclings von Fluiden und Volatilen in Subduktionszonen. Die Verteilung der Fluide bestimmt viele Bereiche der Subduktion. Am Meeresboden austretende Fluide bilden die Lebensgrundlage für einige benthische Organismen (Kulm *et al.*, 1986). Methamorphe Mineralentwässerung im tieferen Bereich der Subduktionszone bestimmt die Verteilung von Erdbeben (Hacker *et al.*, 2003). Weiterhin bestimmen Fluide, die in den ozeanischen Sedimenten subduziert werden, die Isotopenverteilung der vulkanischen Produkte (Plank und Langmuir, 1993).

In der ersten Phase des SFB (2001 bis 2004) wurde der Vulkanbogen Mittelamerikas (von Mexiko bis nach Panama) mit geophysikalischen, geologischen, geochemischen, petrologischen und ozeanographischen Methoden untersucht. Die Arbeiten konzentrierten sich dabei auf das Gebiet zwischen Nicaragua und Costa Rica. In diesem Gebiet ändern sich der Winkel der Subduktion, die Struktur der subduzierten Platte als auch die magmatische Komposition der Vulkane. Es sollten die Auswirkungen dieser Änderungen auf die Subduktionzone zu untersuchen.

Strukturell war der SFB in drei Themen-Bereiche gegliedert. Die vorliegende Arbeit gehörte zum Thema A: Materialeintrag und tektonische Deformation während der Subduktion. Ziel der Arbeit war es, mittels aktiver Seismik die Sedimenteigenschaften im Bereich des flachen Décollements zu bestimmen.

Entlang des Décollements fließen Fluide aus größeren Tiefen (ODP Leg 110 Scientific Party, 1987). Diese Fluide und Volatile können dabei aus folgenden drei Quellen stammen (Moore und Vrolijk, 1992): Konsolidierung der Sedimente, Mineralentwässerung oder aus organischer Methan- und Kohlendioxidgeneration. Diese Fluide können sowohl temporäre als auch laterale Variationen auf den Porenfluiddruck bewirken, was die spätere tektonische Deformation der Sedimente (Ujiie *et al.*, 2003) sowie die Struktur

## 1 Einleitung

der seismogenen Zone (von Huene *et al.*, 2004) bestimmt.

Zu Bestimmung der Sedimenteigenschaften wurde die Methode der AVO-Analyse (amplitude variation with offset) gewählt. Diese Methode ist besonders in der marinen Seismik sehr ergebnisreich. Da an der Wasseroberfläche keine Scherwellen angeregt werden können, ist die direkte Bestimmung von S-Wellen-Geschwindigkeiten nicht möglich. Die AVO-Analyse liefert jedoch – allein durch die Amplitudenanalyse von reflektierten P-Wellen – Informationen über die S-Geschwindigkeit. Die kombinierte Interpretation von  $v_p$  und  $v_s$  ist in vielen Fällen der alleinigen Verwendung von  $v_p$  überlegen (z.B. Pickett (1963), Gregory (1976), Domenico (1977)).

# 2 Geologie der Region

## 2.1 Tektonischer Überblick über Mittelamerika

Der kontinentale Bereich Zentralamerikas kann allgemein in zwei Bereiche geteilt werden. Im nördlichen Bereich (von Mexiko über Guatemala bis ins nördliche Nicaragua) befindet sich kontinentale Kruste aus dem Paläozoikum mit Anatexiten und Plutoniten. Sie wird überlagert von paläozänen, mesozoischen und tertiären Sedimenten, welche nach dem Mittleren Perm und am Übergang von der Kreidezeit ins Tertiär tektonisch deformiert wurden. Das nördliche Zentralamerika wurde im Tertiär von einem heftigen Vulkanismus erfaßt, der für einen großen Ausstoß an Ignimbriten sorgte. Im südlichen Bereich (vom südlichen Nicaragua über Costa Rica bis nach Panama) finden wir eine eher ozeanische Kruste aus der Kreidezeit. Sie ist überlagert von mächtigen tertiären Sedimenten, die stark von Eruptiv- und Tiefengesteinen durchdrungen sind. Diese Gesteine zeigen einen schrittweisen Wandel von einem basischen ozeanischen Vulkanismus hin zu einem intermediären bis sauren Inselbogen-Magmatismus. Da das Basement weder rein kontinental noch rein ozeanisch ist, prägte MacDonald (1972) den Begriff „tektonische Kruste“.

### Morphologie Costa Ricas

Costa Rica kann morphologisch in drei Regionen eingeteilt werden (Abb. 2.1): die zentrale Gebirgskette (in nordwest-südöstliche Richtung), das nordöstliche atlantisch-karibische Tiefland, sowie die pazifische Küste mit ihren Halbinseln und Buchten. Es ergeben sich folgende, strukturell unterschiedliche Gebiete (Weyl, 1980):

- Die Bereiche des *Nicoya Komplexes* an der Pazifikküste. Dieser Komplex wurde über eine lange Zeit hinweg sehr diskontinuierlich gebildet (Schmidt-Effing, 1979). Kuijpers (1980) beschreibt den Nicoya Komplex als ozeanische Kruste, die durch die Öffnung des Atlantiks deckenartig verdoppelt wurde. Neuere Arbeiten weisen darauf hin, daß der Nicoya Komplex durch pulsierenden Vulkanismus in der frühen Geschichte des Galápagos-hotspots entstanden ist (Hoernle *et al.*, 2004).
- Die nordwestlich gelegene *Cordillera de Tilarán*. Ein Gebirgszug aus tertiären Vulkaniten und Plutoniten, der nordöstlich und südwestlich durch Störungszonen begrenzt ist („Falla de Arenal“ und „Falla de las Junas“).

## 2 Geologie der Region

- Die Vulkanketten der *Cordillera Volcánica de Guanacaste* (CVG) und der *Cordillera Volcánica Central* (CVC) mit den Vulkanen Poás (2722m) und Irazú (3423m) aus dem Quartär. Während im Bereich der CVG ein starkes Signal der subduzierten Cocos-Platte meßbar ist, zeigen die Vulkane der CVC die Signatur von Inselbasalten (Herrstrom *et al.*, 1995).
- Die südliche Grenze der Vulkankette bildet das *Valle Central*. Dieses wurde durch eine nordost-gerichtete Migration der vulkanischen Front im Quartär geformt (Mars-hall *et al.*, 2003).
- Weiter im Süden liegt die *Cordillera de Talamanca*, die höchste Bergkette Costa Ricas. Im westlichen Teil dominieren tertiäre Sedimente mit vulkanischen Gesteinen. Weiter im Osten sind eher Plutonite zu finden.
- Strukturell sehr ähnlich ist die weiter im Süden liegende *Fila Costeña*. Sie ist gekennzeichnet durch eine Reihe von parallel zur Küste verlaufender Aufschiebungen. Diese repräsentieren eine neogene Verkürzung von 4 bis 10 m/kyr (Fisher *et al.*, 2004).
- Zwischen den Gebirgsketten befinden sich die Becken des *Río General* und des *Río Coto Brus*. Sie sind gefüllt mit Sedimenten aus dem Pliozän und mit alluvialem Material aus dem Quartär.
- An der karibischen Küste befindet sich das *Limón Becken*. In dessen süd-östlichem Bereich herrschen aufgrund der flachen Kollision des Cocos-Rückens Kompressi-onsspannungen vor, die zu einer Verkürzung der Kruste führen (Suárez *et al.*, 1995).

### Vulkanische Aktivität

Costa Rica ist seit der Oberen Kreidezeit bis heute praktisch ununterbrochen Schauplatz eines heftigen Vulkanismus. Dieser ist gekennzeichnet durch einen stetigen Anstieg des Kieselsäuregehaltes der vulkanischen Produkte. Die ersten Dokumente des Magmatismus stammen aus der Kreidezeit und dem frühen Tertiär. Im Bereich des Nicoya Komplexes wurde diese Entwicklung dominiert von Basalten, ergänzt mit Kissen-Laven. Der älteste Teil des Nicoya Komplexes ist das Peridotit-Serpentinit-Massiv der Santa Elena Halbinsel (de Boer, 1979). Bellon und Tournon (1978) bestimmen mit radiometrischen Messungen ein Alter von  $88,8 \pm 4,5$  m.y.. Vulkanite des frühen bis mittleren Tertiärs sind in großen Teilen der marinen Sedimente Costa Ricas zu finden. Die im westlichen Bereich der Cordillera de Talamanca aufgeschlossenen Vulkangesteine unterscheiden sich auf Grund ihres SiO<sub>2</sub>-Gehaltes klar von den Basalten des Nicoya Komplexes. Plutonite aus dem Miozän sind strukturbestimmend für die Cordillera de Talamanca, wurden aber auch in der Cordillera de Tilarán gefunden. Man kann eine vertikale Differentiation von Graniten im oberen Teil bis hin zu Gabbro-Gesteinen im unteren Teil erkennen. Die Ergebnisse dieses Plutonismus spiegeln ein Fortschreiten der Transformation von



## Entstehungsgeschichte

Zu der Entstehung der karibischen Lithosphäre gibt es zwei verschiedene Modelle, die bereits seit längerer Zeit kontrovers diskutiert werden. Beide sollen hier kurz vorgestellt werden:

Das erste Modell wurde bereits von Ball *et al.* (1969) beschrieben und geht von einer Bildung der karibischen Lithosphäre zwischen Nord- und Südamerika aus. Weiterhin schließen Meschede und Frisch (1998) an Hand von paleomagnetischen Daten auf eine äquatornahe Bildung der Ophiolithe Costa Ricas. Sie unterstützen eine Position zwischen den beiden amerikanischen Kontinenten und geben als Zeitraum Jura bis frühe Kreide an. Gegen diese Theorie sprechen jedoch die Ergebnisse einer  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ -Datierung: Sinton *et al.* (1997) bestimmen das Alter für den kompletten Nicoya Komplex auf  $\sim 88$  Ma. Eine Analyse der Sr-Nd-Pb-Isotope (Hauff *et al.*, 1997) liefert als Bildungszeitraum des Nicoya-Komplexes ebenfalls die mittlere Kreidezeit ( $\sim 90$  Ma).

Dazu konkurriert das „pazifische“ Modell (Wilson, 1965). Dieses Modell geht von einer spät-mesozoischen Bildung des karibischen Plateaus im Bereich des Pazifiks aus. Als Auslöser wird der Mantel-plume gesehen, der später für die Bildung des Galápagos-hotspots verantwortlich war (Hill, 1993). Die Verteilung der Hafnium-Isotope innerhalb der Caribbean Large Igneous Province (CLIP) weist darauf hin, daß das Plateau während der head-Phase des Plumes gebildet wurde (Geldmacher *et al.*, 2003). Das so entstandene Plateau driftete dann in nord-östliche Richtung in seine heutige Position (Pindell und Dewey, 1982). Diese Version steht auch im Einklang mit einer multidisziplinären Studie geophysikalischer Daten (Sallarès *et al.*, 2001). Die Analyse von Bleiisotopen der vulkanischen Laven bestätigt diese Theorie ebenfalls (Feigenson *et al.*, 2004).

## 2.2 Der Bereich des Forearcs

Der Kontinentalrand Costa Ricas wird seit mehreren Jahrzehnten geophysikalisch erforscht. Während zu Beginn dieser Arbeiten eine akkretionäre Struktur angenommen wurde, weisen neuere Arbeiten auf eine stattfindende Subduktionserosion hin (Flueh *et al.*, 2000). Einen ersten Anstoß zu diesem Meinungswechsel bildete das Deep Sea Drilling Project (DSDP) leg 84 vor der Küste Guatemalas. Dabei wurden im Kontinentalhang tektonisch deformierte Ophiolithe aus der Kreide und dem Paleozän gefunden (Aubouin *et al.*, 1982). Bourgois *et al.* (1984) entwickelt darauf aufbauend die Idee des seewärts fortgesetzten Nicoya-Ophiolith-Komplexes. Weiterhin wurde aufgrund der fehlenden Akkretion seit dem Eozän und der gefundenen Extensionsstrukturen im Kontinentalhang ein neuer Typ von Kontinentalrand definiert: der „convergent-extensional active margin“ (Aubouin *et al.*, 1984).

Die Idee des fortgesetzten Nicoya-Komplexes wurde durch mehrere geophysikalische Verfahren belegt. Die Modellierung des Schwerfeldes weist auf das Vorhandensein von festen Gesteinen im oberen Kontinentalhang hin (von Huene und Flueh, 1994). Barck-

hausen *et al.* (1998) finden Magnetisierungen des Keils von bis zu 1,2 A/m, was nicht mit Sedimenten vereinbar ist. Seismische Weitwinkelexperimente finden einen seewärtigen Gradienten im Geschwindigkeitsverhalten des Keils (Ye *et al.*, 1996; Christeson *et al.*, 1999). Während im Landbereich des Nicoya-Komplexes Werte von 5,5 km/s gemessen werden, nimmt dieser Wert kontinuierlich auf bis zu 3,5 km/s in der Nähe des Tiefseegrabens ab. Dieser für Ophiolithe geringe Wert wird mit einer Zunahme von Störungszonen, einer fortschreitenden Serpentinisierung oder durch Vermengung mit Sedimenten erklärt. Dies wird auch durch eine Modellierung der Q-Werte bestätigt (Christeson *et al.*, 2000), die ebenfalls in Richtung des Grabens abnehmen. Hinz *et al.* (1996) zeigen, daß der Ophiolith-Komplex im ganzen Forearc-Bereich Costa Ricas zu finden ist, und nur die ersten 5–10 km landwärts des Grabens aus einem Sediment-Prisma bestehen. Der obere Bereich des Kontinentalhanges ist von Normalstörungen geprägt (McIntosh *et al.*, 1993), während im unteren Bereich Aufschiebungen zu finden sind. Eine schematische Darstellung des costaricanischen Kontinentalrandes ist in Abb. 2.2 dargestellt.

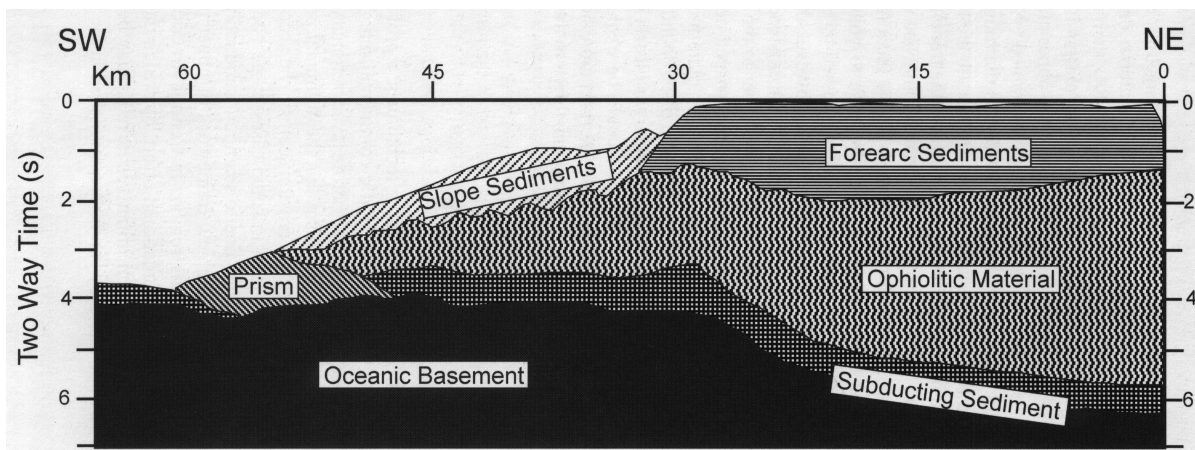


Abbildung 2.2: Schematische Darstellung des costaricanischen Kontinentalrandes (aus Flueh *et al.* (2000)).

ODP 170 hat gezeigt, daß das Sediment dieses Prismas strukturell den Ablagerungen des Kontinentalhanges ähnelt, jedoch nicht den Sedimenten der subduzierten Cocos-Platte (Kimura *et al.*, 1997). Silver *et al.* (1997) schließen daraus auf eine Bildung des Keils durch Hangrutschungen.  $^{10}\text{Be}$ -Tiefen-Profile zeigen, daß die Sedimente des Prismas mindestens 3–4 Ma alt sind (Morris *et al.*, 2002). Eine aktive Akkretion während der letzten 3 m.y. kann also ausgeschlossen werden.

Der südöstliche Kontinentalrand ist geprägt von der Subduktion ozeanischer Seamounts. Die Kollision der Seamounts sorgt für tiefe Einkerbungen im frontalen Prisma (z.B. dem Jaco Scarp). Diese werden jedoch schnell wieder mit Sedimenten des mittleren und oberen Hanges gefüllt (von Huene *et al.*, 2000). Neben dieser frontalen Erosion sorgen subduzierte Seamounts auch für eine basale Erosion an der Unterseite der oberen

Platte (Ranero und von Huene, 2000).

Eine Bohrung 7 km landwärts des Grabens (ODP 170, site 1042) zeigte, daß der Ophiolithkomplex von litoralen Sedimenten überlagert wird. Daraus folgt eine Subsidenz des Kontinentalrandes seit mindestens dem späten Paläogen (Vannucchi *et al.*, 2001). Die damit einhergehende landwärtige Verschiebung des Tiefseegrabens erfolgte mit einer mittleren Geschwindigkeit von 50–60 km während der letzten 16–17 m.y.. Dies entspricht in etwa 3 % der aktuellen Konvergenzrate. Eine Analyse der benthischen Foraminiferen in der erbohrten Sedimentsäule zeigte eine sehr wechselhafte Geschwindigkeit der Subsidenz (Vannucchi *et al.*, 2003). Während der Kontinentalrand im frühen und mittleren Miozän nur sehr langsam abgesenkt wurde, erfolgte die Absenkung zwischen spätem Miozän und frühen Pliozän (5–6,5 Ma) sowie an der Pliozän-Pleistozän-Grenze (2,5 Ma) sehr schnell.

### 2.3 Die ozeanische Platte

Unter die Mittelamerikanische Landbrücke wird die Cocos-Platte mit einer Konvergenzgeschwindigkeit von 85–88 mm pro Jahr (DeMets *et al.*, 1990) subduziert. Vor der Küste Costa Ricas lassen sich drei Bereiche der ozeanischen Platte unterteilen (von Huene *et al.*, 2000):

- Süd-westlich der Halbinsel Osa liegt der Bereich des Cocos-Rückens. Die ozeanische Kruste hat hier eine Mächtigkeit von ca. 12 km (Stavenhagen *et al.*, 1998). Der Rücken hat eine u-förmige Wurzel und erreicht Tiefen von bis zu 20 km (Trummer *et al.*, 2002). Im Zentrum des Rückens findet die Verdickung der Kruste hauptsächlich im Bereich der Unterkruste statt, während an der nordwestlichen Flanke (im Bereich des Quepos-Plateaus) die Oberkruste eine anormale Dicke aufweist (Walther, 2003). Die flachsten Stellen des Rückens liegen nur 1000 m unter dem Meeresspiegel. Ältere Arbeiten datieren das Auftreffen des Cocos-Rückens auf die Mittelamerikanische Landbrücke auf 1 Ma (Lonsdale und Klitgord, 1978). Corrigan *et al.* (1990) schlußfolgern daraus eine Subsidenz des südlichen Costa Ricas während des Pliozäns. Neuere Arbeiten gehen von einer Subduktion des Cocos-Rückens seit ca. 2–3 m.y. (MacMillan *et al.*, 2004) bzw. seit ca. 4–5 m.y. aus (Gräfe *et al.*, 2002). Daraus folgt eine ständige Hebung der Halbinsel Osa seit dem Pliozän (Meschede *et al.*, 1999). Untersuchungen der Sedimentfolgen auf Osa zeigen sich abwechselnde Auf- und Abwärtsbewegungen, die auf Unterschiede in der Morphologie des Cocos-Rückens zurückgeführt werden (Sak *et al.*, 2004). Vulkanologische und geochemische Daten zeigen, daß der Cocos-Rücken vor 13–14,5 m.y. am Galápagos hotspot geformt wurde (Werner *et al.*, 1999). Die seismischen Geschwindigkeiten nahe der Cocos-Inseln lassen darauf schließen, daß der Rücken in der Nähe der Plattengrenze geformt wurde (Walther, 2002).
- Nord-westlich des Cocos-Rückens ist die ozeanische Platte zu 40 % mit seamounts



bedeckt. Geochemische Untersuchungen zeigen, daß auch die seamounts am Galápagos hotspot gebildet wurden (Werner *et al.*, 1999). Anhand von Magnetik-Daten belegen Barckhausen *et al.* (1998), daß die seamounts auch noch lange nach der Subduktion nachweisbar sind. Husen *et al.* (2002) zeigen durch seismische Tomographie, daß ein subduzierter seamount der Grund für das Erdbeben am 25. März 1990 im Golf von Nicoya war. Weiterhin läßt sich ein allgemeiner Zusammenhang zwischen der Beschaffenheit der subduzierten ozeanischen Kruste und der Erdbebenverteilung zeigen (Bilek *et al.*, 2003). Im Bereich des fore arcs beeinflussen die subduzierten seamounts die Kinematik von Störungszonen (Fisher *et al.*, 1998) und sorgen für eine Rotation von tektonischen Blöcken (Gardner *et al.*, 2001).

- Süd-westlich der Halbinsel Nicoya ist die Bathymetrie der ozeanischen Platte sehr eben. Die Kruste hat hier eine Mächtigkeit von 7–8 km (Christeson *et al.*, 1999; Ye *et al.*, 1996). Sie ist gekennzeichnet von Normalstörungen, deren Versatz weniger als die Sedimentmächtigkeit beträgt. Im Nordwesten, vor der Küste Nicaraguas, können diese Störungen bis weit unter die Mohorovičić-Diskontinuität verfolgt werden (Ranero *et al.*, 2003). Die Kruste vor der Küste Nicoyas entstammt zwei verschiedenen Spreizungsachsen: während die Kruste vor dem nördlichen Bereich der Nicoya-Halbinsel am East Pacific Rise (EPR) geformt wurde, stammt der südliche Teil vom Cocos-Nazca Spreading Center (CNS). Der nördliche Bereich ist gekennzeichnet durch einen außerordentlich geringen Wärmefluß von  $14 \text{ mW/m}^2$  (Langseth und Silver, 1996), und liegt somit 70 % unter den Werten, die für konduktive Abkühlung zu erwarten sind. Diese Diskrepanz wird durch zusätzliche Abkühlung, verursacht durch hydrothermale Zirkulation entlang der Normalstörungen begründet (Langseth und Silver, 1996). Weiter südlich, im Bereich der CNS-Kruste, entsprechen die gemessenen Wärmefluß-Werte den Erwartungen für konduktive Abkühlung. Der Übergang zwischen beiden Bereichen findet auf einem engen Korridor von 2–5 km Breite statt (Fisher *et al.*, 2003). Newman *et al.* (2002) dokumentieren an der gleichen Stelle eine Variation des updip-limits der seismogenen Zone: während im Bereich der CNS-Kruste die flachsten Erdbeben schon in 10 km Tiefe auftreten, liegt das updip-limit der EPR-Kruste erst in 20 km Tiefe. DeShon *et al.* (2003a) korrigieren diese Werte auf 8 km für die CNS-Kruste bzw. 12,5 km für die EPR-Kruste. Während die Temperaturen am Décollement im Bereich der CNS-Kruste bereits 40 km landwärts des Grabens  $150^\circ \text{ C}$  erreichen, liegt dieser Punkt bei der EPR-Kruste bei 48–60 km (Harris und Wang, 2002). GPS-Messungen weisen auf eine sich ändernde Kopplung zwischen subduzierender und überfahrender Platte in diesem Bereich hin: diese ist unter der nördlichen Hälfte Nicoyas etwas geringer als unter der südlichen Hälfte (Lundgren *et al.*, 1999). In der Seismizität werden ebenfalls Unterschiede sichtbar: während die südliche Hälfte Nicoyas zu den seismisch aktivsten Gebieten Costa Ricas gehört, wurden im nördlichen Bereich während der letzten 100 Jahre fast keine Erdbeben mit  $M_s > 3,9$  aufgezeichnet (Nishenko, 1991). Spinelli und Saffer (2004) modellieren die temperaturabhängige Verteilung der diagenetischen Fluidproduktion. Nach ihren Ergebnissen liegt der Bereich des Smectit-Illit-Übergangs

## 2 Geologie der Region

für beide Teile der Cocos-Platte jeweils 15–20 km seewärts der seismogenen Zone. Die diagenetische Sediment-Entwässerung sorgt für ein Ansteigen des Porendrucks (z.B. Moore und Vrolijk (1992)). Weiter landwärts läßt die Intensität der Fluidproduktion nach, was zu einer steigenden Effektivspannung führt (z.B. Moore und Saffer (2001)) und somit ein Grund für die beginnende Seismizität ist (z.B. Scholz (1998)).

Abbildung 2.3 zeigt einen Blick auf den Mittelamerikanischen Graben. Die drei Bereiche der Cocos-Platte sind gut zu erkennen. Der Tiefseeegraben wird in südöstlicher Richtung flacher. Dieser Trend ist auch in einem Abflachen der Wadati-Benioff-Zone von Nicaragua nach Costa Rica hin zu erkennen (Protti *et al.*, 1994). Neuere Ergebnisse seismischer Tomographie zeigen, daß die Dreiteilung der ozeanischen Platte auch in großen Tiefen zu beobachten ist (Husen *et al.*, 2003). Die sich verändernde Subduktionsgeometrie wirkt sich auch auf die Geochemie der Vulkane aus (Patino *et al.*, 2000).

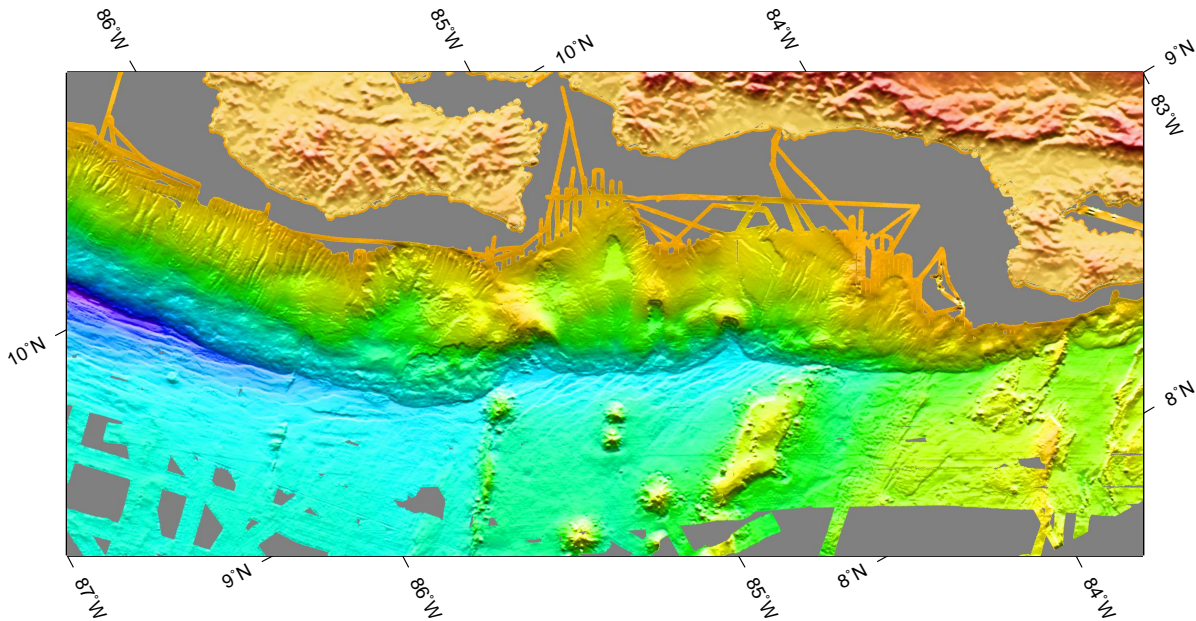


Abbildung 2.3: Blick auf den Mittelamerikanischen Graben. Die Bathymetrie läßt die einzelnen Bereiche der Cocos-Platte klar erkennen. Während der Ozeanboden im nord-westlichen Bereich durch Normalstörungen geprägt ist (links), finden sich weiter süd-östlich Seamounts (mitte) und der Cocos-Rücken (rechts).

In Abbildung 2.4 ist die Altersstruktur der ozeanischen Platte, wie sie aus Magnetik-Daten abgeleitet wurde, zu sehen (Barckhausen *et al.*, 2001). Es lassen sich drei verschiedene Orientierungen der magnetischen Anomalien erkennen:

- Vor Nicaragua und dem nördlichen Nicoya verlaufen die Isochronen parallel zum Mittelamerikanischen Graben.

- Vor dem südlichen Nicoya liegen die Isochronen der ozeanischen Kruste senkrecht zum Graben. Die Grenze zwischen beiden Bereichen spiegelt die unterschiedlichen Bildungsräume der Kruste wider: einerseits den East Pacific Rise und andererseits das Cocos-Nazca Spreading Center. Das Alter dieses Teilstücks der Kruste liegt zwischen 21,4 Ma und 22,7 Ma.
- Vor dem südlichen Costa Rica treffen die magnetischen Anomalien schräg auf den Tiefseegraben auf. Das größte Alter dieses Plattenteils beträgt 19,5 Ma. Seewwärts des Fisher seamounts (FS) befindet sich ein Versatz von  $\sim 35$  km in der Altersstruktur der Platte.

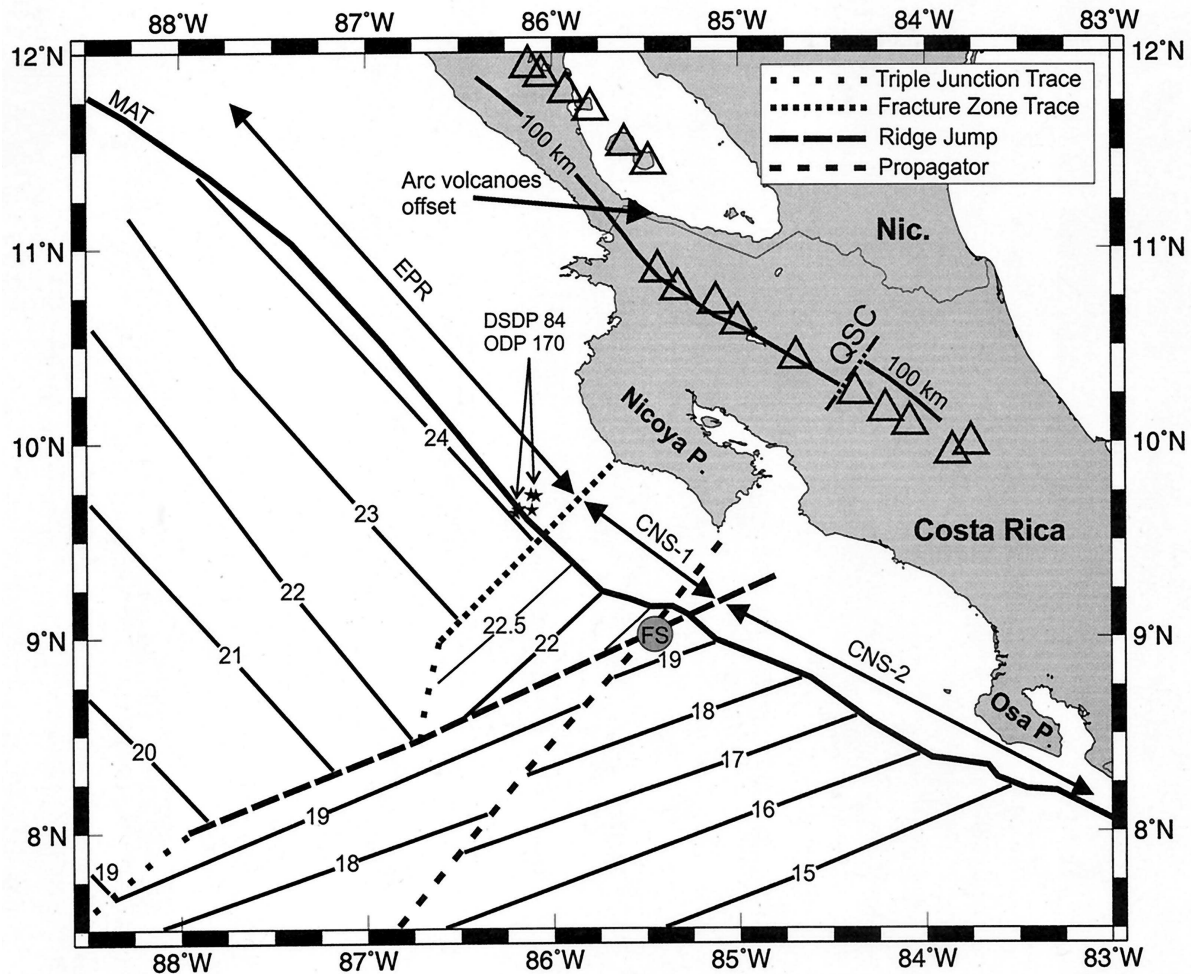


Abbildung 2.4: Alters-Struktur der Cocos-Platte, Angaben in m.y. (aus Barckhausen et al. (2001)). Die unterschiedlichen Orientierungen der magnetischen Anomalien weisen auf die unterschiedlichen Spreizungsachsen hin.

Meschede und Barckhausen (2000) beschreiben die Entstehung der heutigen Cocos-Platte durch eine paläogeographische Analyse. Im späten Oligozän zerbrach die Farallon-Platte auf Grund einer globalen Neuordnung der Platten-Grenzen (Silver et al., 1998).

Dadurch kam es zur Neuentstehung der Cocos-Platte, deren ältesten Teile zur magnetischen Anomalie 6B gehören und somit 22,8 m.y. alt sind (Cande und Kent, 1995). Die Platte wurde an drei verschiedenen Spreizungsachsen geformt: Von  $\sim 23$  Ma bis 19,5 Ma war das erste Cocos-Nazca Spreading Center (CNS-1) aktiv. Danach wechselte die Orientierung der Achse von nordwest-südost auf ost-nordost-west-südwest. Dieses zweite Spreizungssystem war aktiv bis 14,7 Ma. Der Übergang zum dritten Spreizungssystem erfolgte abrupt, was an den scharfen und diskordanten Grenzen der magnetischen Anomalien zu erkennen ist (Barckhausen *et al.*, 1998). CNS-3 ist bis heute aktiv und ist ost-westlich orientiert. Diese Spreizungsachse wandert in nördliche Richtung und entfernt sich somit vom Galápagos hotspot. Dadurch steht weniger Material zur Bildung des Cocos-Rückens zur Verfügung und dieser wird mit der Zeit dünner (Meschede und Barckhausen, 2000).

### 2.4 Das Décollement

Unter dem Begriff Décollement verstehen wir die direkte Grenzfläche zwischen subduzierter und überfahrender Platte. Bei akkretionären Plattengrenzen entwickelt sich das Décollement an der schwächsten Stelle innerhalb des einfahrenden Sedimentstapels. Im Falle eines erosiven Kontinentalrandes kann das Décollement an der Oberkante des Sedimentstapels oder darüber liegen. Beim Décollement vor der Küste Costa Ricas haben Shipley und Moore (1986) eine hohe seismische Reflektivität identifiziert. Sie interpretieren daraus einen starken Wasserfluß entlang der Plattengrenze, durch den sowohl die Dichte, als auch die seismische Geschwindigkeit verringert wird.

Die erste detaillierte Studie des Décollements wurde von Shipley *et al.* (1990) veröffentlicht. Ihr seismisches Profil zeigt vor der Deformationsfront eine positive Polarität der Décollement-Reflexion (d.h. die gleiche Polarität wie der Meeresboden). Auf den nächsten 300 Metern verschwindet die Amplitude der Reflexion fast. Ab 500 Metern landwärts des Grabens hat die Reflexion dann eine negative Polarität. Shipley *et al.* (1990) erklären diesen Effekt durch die geringe seismische Geschwindigkeit und Dichte des subduzierten Sediments als auch durch höhere horizontale Geschwindigkeits- und Dichte-Gradienten im überliegenden Keil. 4 km landeinwärts des Grabens verringern sich die Amplituden der Décollement-Reflexion deutlich, was auf eine schnelle Verringerung des Impedanzkontrastes (durch Kompaktion der unterschobenen Sedimente) schließen läßt.

1996 wurde während des ODP-Legs 170 vor der Küste Nicoyas das Décollement an zwei Stellen durchbohrt (Kimura *et al.*, 1997). Ein seismisches Profil mit den verschiedenen Bohrungen ist in Abb. 2.5 gezeigt. Zusätzlich wurde eine undeformierte Referenzsektion auf der ozeanischen Platte erbohrt. Dabei wurden drei Sediment-Einheiten sowie eine Intrusion identifiziert. Bei dem obersten Sedimentpaket (0–5,5 Meter unter dem Meeresboden, mbsf) handelt es sich dabei um dunkle, olivgrüne Diatomeenschlämme mit Asche-Lagen. Diese Schicht ist jünger als 0,1 Ma und wird als Turbidit interpretiert.

In der darunter liegenden Sektion (bis 84 mbsf, frühes bis spätes Pleistozän) gibt es fast keine gut sortierten Sandschichten mehr. Dieser Bereich zeigt starke Bioturbation. Das zweite Sedimentpaket (85–152 mbsf) ist gekennzeichnet durch sehr geringe biogene Sedimente. Die Ablagerungen stammen aus dem frühen Pliozän bis frühen Pleistozän und werden von dunklen, olivgrünen Silliten beherrscht. Asche-Lagen treten recht häufig auf. Der Übergang zum dritten Sediment-Paket ist durch einen raschen Anstieg in den biogenen Sedimenten gekennzeichnet. Es herrschen elfenbein-farbige Nannofossil-Schlämme (mittleres Miozän bis frühes Pliozän) vor. Asche-Lagen sind nur selten zu finden. In Tiefen von 378 bis 423 mbsf wurde eine gabbroische Intrusion gefunden, deren Alter auf unter 16,5 Ma bestimmt wurde.

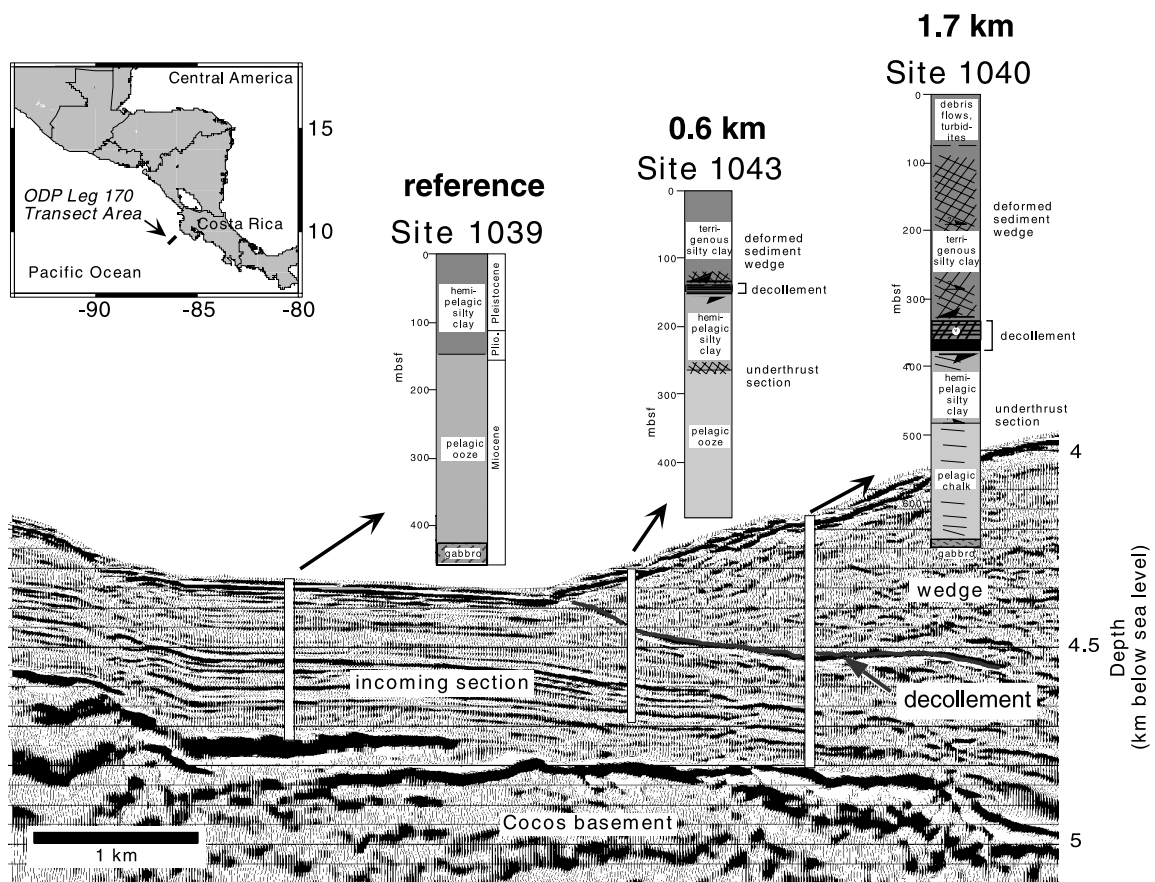


Abbildung 2.5: Überblick über die Ergebnisse der ODP-Bohrung 170. Site 1043 und site 1040 zeigen das Décollement als Grenzfläche zwischen dem überliegenden terrigenen Material und dem subduzierenden hemipelagischen Sediment.

Die chemische Zusammensetzung der gefundenen Asche über 300 mbsf läßt auf eine Herkunft vom vulkanischen Inselbogen her schließen, während tiefer liegende Schichten wohl vom Galápagos Hotspot her rühren. Bemerkenswert ist die Abnahme der Porosität

und die Zunahme der Dichte bei 180 mbsf. Ab hier werden die Sedimente von kalkhaltigen Schlämmen dominiert.

Die erste Bohrlokation landwärts der Subduktionszone (site 1043) befindet sich 400 m hinter dem Tiefseeegraben. Der über der Plattengrenze liegende Sedimentkeil ist 150 m mächtig und wird auf das Plio- und Pleistozän datiert. Er besteht hauptsächlich aus Ton, sowie einigen dünnen Brekzienintervallen, die Spuren von kreidezeitlichen Schuttrutschungen zeigen. In 125 bis 130 mbsf wurde eine Altersinversion gefunden, die auf eine Aufschiebung schließen läßt. Die oberen 140 m des Keils zeigen nur wenig Deformation, wohingegen die unteren 10 m (der Bereich des Décollements) stark deformiert ist. Dieser Bereich zeigt starke Gradienten in den physikalischen Eigenschaften, die auf eine durch Scherung hervorgerufene Kompaktion schließen lassen. Unter dem Décollement befindet sich das subduzierte ozeanische Sediment. Hier werden alle drei Einheiten der Referenzbohrung (site 1039) wieder erkannt. Nur die oberen 5 m Diatomeenschlämme wurden durch die Subduktionsbewegung abgeschabt. Eine weitere Erklärung für das Fehlen dieser Schicht ist die Erosion dieses Materials durch Strömungen am Meeresboden (Silver und die Leg 170 Scientific Party, 1997). Die oberen 40 m (150–190 mbsf) zeigen eine deutliche Entwässerung, während im Bereich zwischen 190 und 250 mbsf eine Umkehrung des Konsolidierungstrends beobachtet wird.

Die zweite Bohrung, die das Décollement durchquert, befindet sich 1,6 km landeinwärts des Grabens. Der Wedge kann hier in zwei Zonen gegliedert werden: in den obersten 75 m sind olivgrüne Tone und Sande, gemischt mit sedimentären Brekzien, zu finden. Diese lassen auf einen hangabwärtsgerichteten Massentransport (gravitatives Gleiten) schließen. Die Lithifikation ist hier wesentlich fortgeschrittener als in der Referenzbohrung auf der ozeanischen Platte. Der untere Teil des Keils (75–371 mbsf) besteht aus Tonstein und feinem Sandstein. Im unteren Bereich des Keils befindet sich das Décollement. Das Gefüge des 40 m mächtigen Bereiches ist durch starke Deformation gekennzeichnet. Der obere Teil des subduzierten ozeanischen Elements (371–422 mbsf, mittleres bis spätes Pleistozän) besteht aus lithifizierten, tonhaltigen Diatomeenschlämmen mit Sand- bzw. Aschenlagen. Das mittlere Sedimentpaket (422–480 mbsf, spätes Miozän bis mittleres Pleistozän) beinhaltet Ton- und Kalksteine. Die untere Sedimentlage (480–654 mbsf, mittleres bis spätes Miozän) wird beherrscht von Nannofossilien und Kalken. Im untersten Teil der Bohrung (~660 mbsf) befindet sich eine gabbroische Intrusion.

Abb. 2.6 zeigt die während des Bohrens gemessenen Dichten und Porositäten sowie die später im Labor gemessenen P-Wellen-Geschwindigkeiten. Die Tiefe ist dabei auf die Oberkante des ozeanischen Sediments normiert – entspricht also dem Meeresboden bei site 1039 und dem Décollement bei site 1043 und 1040. Die Dichte im ozeanischen Sediment steigt kontinuierlich mit zunehmender Kompaktion. Diese Zunahme ist im hemipelagischen Sediment (von 0 bis 200 m Tiefe) stärker als im tieferen pelagischen Sediment. Das Décollement ist als deutlicher Kontrast in der Dichte zu erkennen. Im Sedimentprisma nimmt die Dichte mit steigender Entfernung zum Graben zu. Nahe des

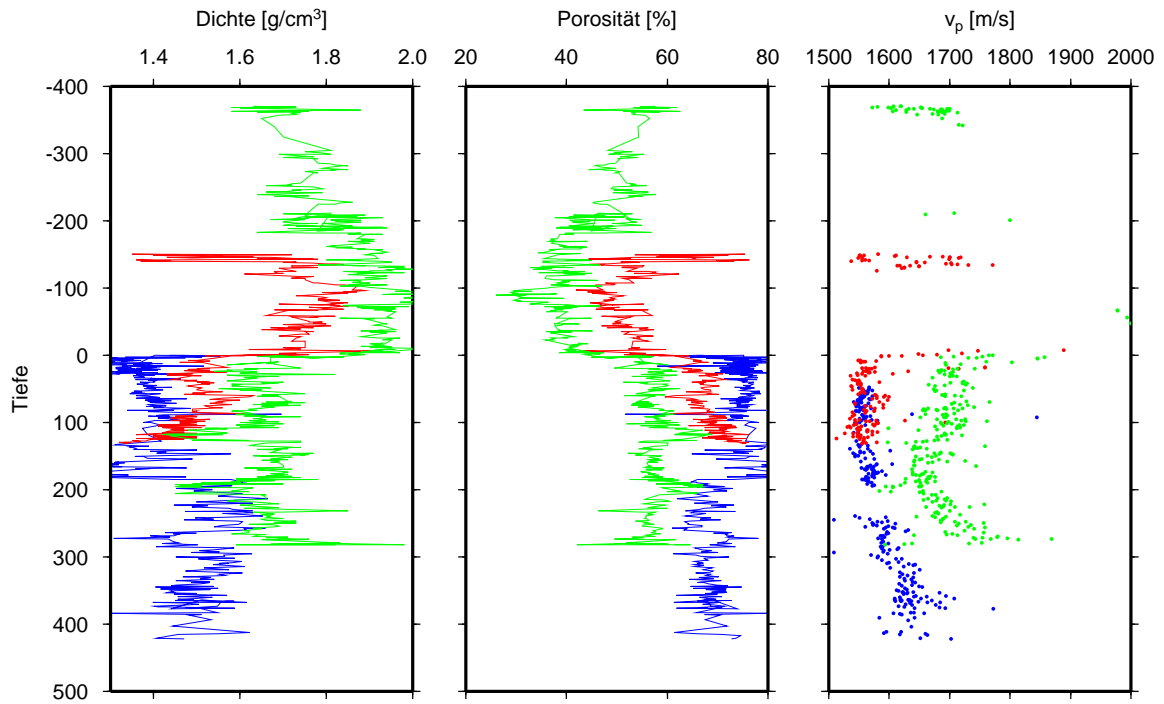


Abbildung 2.6: Ergebnisse der ODP170-Bohrung. Blau: site 1039, rot: site 1043, grün: site 1040. Mit zunehmender Subduktion zeigt sich eine Dichtezunahme bzw. eine Porositätsabnahme.

Meeresbodens streuen die Meßwerte stark. Die Porosität zeigt ein ähnliches Verhalten wie die Dichte. Etwas anders verhält sich die P-Wellen-Geschwindigkeit. Obwohl das hemipelagische Sediment an site 1043 schon vom ca. 150 m mächtigen Sedimentkeil überlagert wird und Anzeichen für vertikale Kompaktion zeigt (vgl. Abb. 2.5), werden die gleichen Geschwindigkeiten wie bei site 1039 gemessen. Erst die ca. 1,2 km weiter landwärts liegende Bohrlokation zeigt eine deutlich erhöhte seismische Geschwindigkeit.

Die durch ODP 170 gewonnenen Daten wurden von vielen Arbeitsgruppen weitergehend interpretiert. McIntosh und Sen (2000) benutzen eine nicht lineare Inversionstechnik, um aus den Dichtelogs Geschwindigkeits-Tiefen-Profile zu berechnen. Mit diesen werden mehrere parallele, senkrecht zum Trench verlaufende seismische Profile tiefenmigriert. McIntosh und Sen (2000) entdecken auf diesen Profilen eine lateral unterschiedliche Mächtigkeit des hemipelagischen Sediments. Diese unterschiedliche Entwässerung scheint mit der Verteilung der Normalstörungen in der Cocos-Platte zusammenzuhängen. Bei einer schnellen Entwässerung des hemipelagischen Sediments gewinnt dieses gegenüber dem unterliegenden, pelagischen Sediment relativ an Stärke, und es kann zu einer Verlagerung des Décollements auf ein stratigraphisch tieferes Niveau kommen (Moore und Byrne, 1987). Dieses kann zu einem teilweisen „underplating“ des hemipelagischen Sediments führen, was auch mit der fehlenden  $^{10}\text{Be}$ -Anomalie bei den costaricanischen Vulkanen (Morris *et al.*, 1990) im Einklang steht. Valentine *et al.* (1997) vergleichen

die  $^{10}\text{Be}$ -Konzentrationen zwischen den ozeanischen Sedimenten und den vulkanischen Produkten und finden, daß 40 % des ozeanischen Sediments nicht subduziert wird. Eine alternative Erklärung für das schwache  $^{10}\text{Be}$ -Signal bietet jedoch auch die Möglichkeit der Subduktionserosion: die Verdünnung des jungen, subduzierten Sediments mit altem erodierten Material verringert die  $^{10}\text{Be}$ -Konzentration (Vannucchi *et al.*, 2003).

Mit Hilfe eines neuronalen Netzwerks haben Moritz *et al.* (2000) nachgewiesen, daß alle Sedimentlagen der Referenzbohrung auch an den Lokationen 1040 und 1043 wiederzufinden sind – es findet also zumindest momentan keine Akkretion statt. Weiterhin finden Moritz *et al.* (2000), daß eine signifikante Entwässerung des subduzierten Sediments schon in geringen Tiefen stattfindet und hauptsächlich auf die obersten 140 m des Sedimentstapels begrenzt ist. Die unteren 180 m des Sediments zeigen im Gegensatz dazu kaum Kompaktion.

Eine strukturgeologische Analyse der ODP-Daten wurde von Tobin *et al.* (2001) veröffentlicht. Sie unterteilen den Bereich des Décollements in zwei Bereiche: einen oberen, spröden (brüchigen) Bereich und einen unteren, duktilen Bereich. Der spröde Bereich ist durch einen aktiven, aufwärtsgerichteten Fluidfluß gekennzeichnet. Dieser ist jedoch durch den nicht-permeablen unteren Bereich des Décollements vom Fluidfluß in den unterschobenen hemipelagischen Sedimenten hydrogeologisch getrennt. Diese Anisotropie der Permeabilität wird von Tobin *et al.* (2001) an Hand der unterschiedlichen Richtungen der größten Hauptnormalspannung erklärt. Der überliegende Sedimentkeil wird durch horizontale Kontraktion ( $\sigma_1$  fast horizontal) deformiert, während im subduzierten Sediment vertikale Kompaktion vorherrscht ( $\sigma_1$  senkrecht).

Diese unterschiedlichen Richtungen der Hauptnormalspannungen zeigen sich auch in der Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität der Sedimente (Housen und Kanamatsu, 2003). Weiterhin finden diese Autoren im subduzierten Sediment eine steigende Inklination der minimalen Suszeptibilität mit der Tiefe: während der untere Teil des Sediments nur durch vertikale Kompaktion deformiert wird, findet im oberen Bereich des hemipelagischen Sediments auch eine Volumenverringering durch Scherung statt. Dies spiegelt auch die unterschiedliche Kompaktion zwischen site 1039 und 1040 wider: während die Mächtigkeit des oberen hemipelagischen Sediments um 34,7 % verringert wird, beträgt diese Änderung im unteren hemipelagischen Sediment nur 14,7 % (Kimura *et al.*, 1997). An der Grenze zwischen den beiden unterschiedlich deformierten Bereichen kann eine neue Störungsfläche entstehen und somit zu „underplating“ führen (McIntosh und Sen, 2000).

Vannucchi und Tobin (2000) untersuchen das Bohrgut mikroskopisch. Sie finden im Bereich der Décollementzone eine hohe Heterogenität der Deformationsarten. Tonbänder mit enger Textur liegen direkt neben hydraulischen Brekkzien. Die Autoren schließen daraus auf eine zeitliche und räumliche Variation der Porendrücke. Sie schreiben der Übergangszone vom spröden zum duktilen Bereich des Décollements eine hohe Fähigkeit zu, Fluide zu leiten. Dieses ist auch in Übereinstimmung mit Anomalien in der



Geochemie des Porenwassers (Kimura *et al.*, 1997). Dieser Fluidfluß ist auch nötig, um die Chemie der authigenen Minerale im unteren Bereich des Décollements zu erklären. Deren Zusammensetzung ist nicht kompatibel mit den lokal vorhandenen Sedimenten.

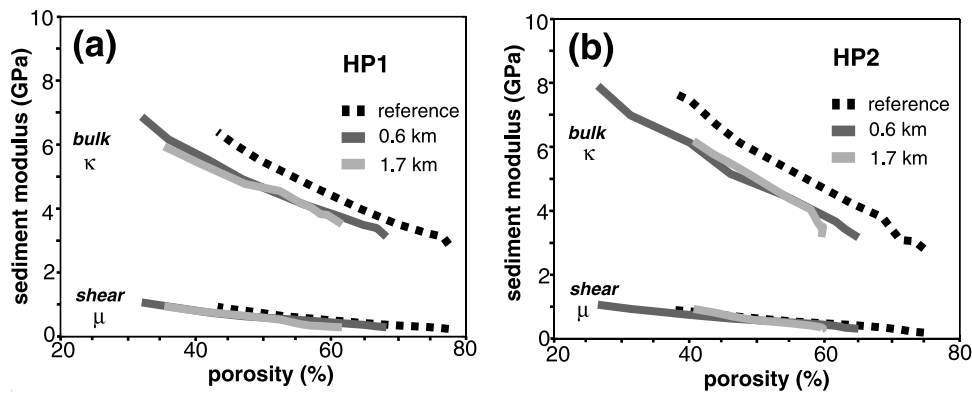


Abbildung 2.7: Abhängigkeit der elastischen Module  $\kappa$  und  $\mu$  von der Porosität. Es werden jeweils lateral äquivalente, hemipelagische Sedimentproben verglichen. Aus Gettemy und Tobin (2003).

In der Arbeit von Gettemy und Tobin (2003) wird ein Geschwindigkeits-Porositätsmodell entwickelt, daß mit den logging-while-drilling-Daten konsistent ist. Es zeigt sich allgemein, daß die Sedimente des Keils stärker konsolidiert sind als die subduzierten Sedimente. Das Kompressionsmodul  $\kappa$  als Funktion der Porosität  $\phi$  ist für das nicht-subduzierte ozeanische Sediment (site 1039) generell größer als für das Sediment nach der Subduktion (site 1043 und site 1040), was auf einen Prozess der mechanischen Schwächung durch die Unterschiebung schließen lässt. Zwischen den Positionen 1043 und 1040 zeigt das subduzierte Sediment jedoch das gleiche  $\kappa$ - $\phi$ -Verhalten (s. Abb. 2.7) – der Prozess der mechanischen Schwächung findet also nur im vordersten Bereich der Subduktionszone statt.

Die Sedimente, die in die Subduktionszone eingetragen werden, können wie folgt beschrieben werden (Spinelli und Underwood, 2004): die obere Sedimentschicht besteht zu 60 % aus Smectit und zu 10 % aus Opal. 96 % des Wassers des Sediments befindet sich in den Porenräumen.

2002 wurde im Rahmen von ODP leg 205 erneut der costaricanische Kontinentalrand untersucht (Morris *et al.*, 2003). Site 1254 lag dabei in unmittelbarer Nähe von site 1040. Der Schwerpunkt der Untersuchungen lag auf dem Bereich des Décollement. Außerdem sollten Fluidflüsse sowie Druck- und Temperaturverhältnisse bestimmt werden. Das Décollement erstreckt sich an dieser Bohrlokation auf einen Bereich von 25,7 m. Die direkte Plattengrenze zum subduzierten, hemipelagischen Sediment (bei 360,6 mbsf) ist dabei als 10 cm mächtige, besonders stark gescherte Tonschicht zu erkennen. Im Gegensatz zu site 1040 erstreckt sich der Bereich des Décollements nicht nur auf die

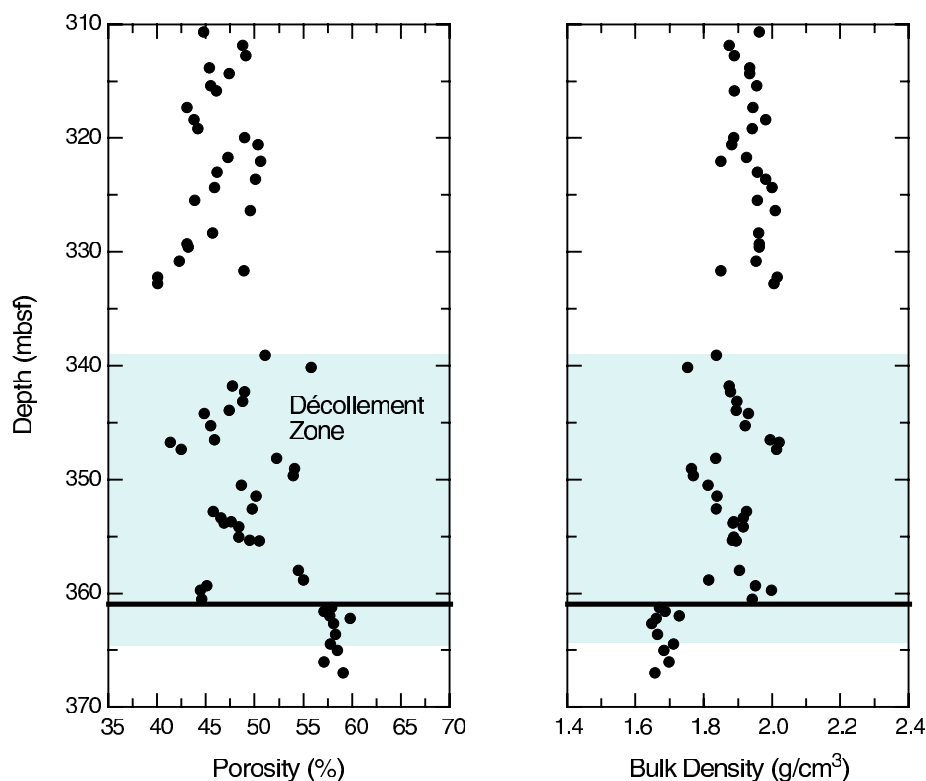


Abbildung 2.8: Porosität und Dichte im Bereich des Décollements (ODP 205, site 1254). Die schwarze Linie bei 361 mbsf markiert die lithologische Grenze zum hemipelagischen Sediment.

obere Platte, sondern es werden auch die oberen 4,2 m des hemipelagischen Sediments stark deformiert. Während die Schichten über und unter dem Décollement eine hohe Porosität aufweisen (55 bis 60 %), zeigt der Bereich der direkten Plattengrenze eine geringe Porosität (42 bis 44 % im Bereich von 358 bis 361 mbsf). Die Dichte zeigt an der Plattengrenze einen scharfen Sprung von 2,0 auf 1,7 g/cm<sup>3</sup> (s. Abb. 2.8). Während die Smectit-Konzentration direkt unter dem Décollement geringer ist als im überliegenden Prisma, ist dieser Wert für Koalinit (~20 %) und Illit (~4 %) größer.

## 2.5 Hydrologie des Kontinentalrandes

Die Kollisionsbewegung der Subduktion verursacht eine Deformation der Sedimente. Die damit einhergehene Fluidproduktion kann in vier Bereiche unterteilt werden (Kopf *et al.*, 2000):

- Die Sedimente des abyssalen Bereichs sowie die Sedimente im Kontinentalhang werden durch Kompaktion entwässert.
- Tektonische Deformation sorgt für Entwässerung im frontalen Sedimentprisma.

- Die Dissoziation von Gas-Hydraten im Kontinentalhang ist eine weitere Fluidquelle.
- Aus dem subduzierten Sediment werden Fluide freigesetzt, die mit Bor angereichert sind.

Die Entwässerung im frontalen Sedimentprisma erfolgt diffus. In den ersten 2 bis 3 km landwärts des Grabens finden sich keine Anzeichen für einen fokussierten Fluidaustritt am Meeresboden (Kahn *et al.*, 1996). Weiter landwärts zeugen „seep communities“ an Aufschiebungen im Sedimentprisma von aktiver Entwässerung (McAadoo *et al.*, 1996). Im Bereich des mittleren Kontinentalhangs findet die Entwässerung an Schlammvulkanen und Normalstörungen statt. Diese Phänomene können im gesamten Bereich des costaricanischen Kontinentalrandes gefunden werden (Bohrmann *et al.*, 2002). Wärmestrommessungen am Schlammdiapir „Mound Culebra“ zeigen eine Erhöhung des Wärmeflusses um 10–20 mW/m<sup>2</sup> (Grevemeyer *et al.*, 2004). Dies lässt auf eine tiefe Quelle der austretenden Fluide schließen. Die chemische Zusammensetzung der austretenden Fluide zeichnet sich durch einen hohen CH<sub>4</sub>- und H<sub>2</sub>S-Gehalt aus. Das Verhältnis der δ<sup>18</sup>O- und δD-Konzentrationen ist ein Anzeichen dafür, daß die Fluide bei der Entwässerung von Ton-Mineralen entstanden sind (Hensen *et al.*, 2004).

Die Fluidflüsse finden in mehreren getrennten Bereichen statt. Direkt unter dem Décollement findet sich eine sehr hohe Bor-Konzentration (Kopf *et al.*, 2000). Daraus lässt sich schließen, daß die aus größerer Tiefe kommenden Fluide entlang des oberen Bereiches des subduzierten Sediments fließen. Der untere Bereich des überliegenden Sedimentprismas ist durch tektonische Scherung stark beansprucht und somit nahezu impermeabel. Dadurch wird ein vertikaler Fluidfluß verhindert. Diese Impermeabilität muß jedoch nicht überall vorhanden sein. Eine Analyse der Porendruckverhältnisse (Saffer, 2003) zeigt, daß die Entwässerung des subduzierten Sediments bei ODP Leg 170 site 1043 effektiver ist als bei site 1040. Diese ist ein Hinweis auf eine lateral variable vertikale Permeabilität. Im unteren Bereich des subduzierten Sediments zeigt die Geochemie des Porenwassers wieder starke Ähnlichkeit mit Seewasser. Dies läßt auf einen entkoppelten Fluidfluß in der darunter liegenden ozeanischen Kruste schließen (Silver *et al.*, 2000).

Die Impermeabilität des Décollements sorgt also für ein Anstauen der durch die Subduktion entstehenden Fluide an dieser Grenzfläche. Dies bewirkt Änderungen im Porenfluiddruck des Sediments und hat auch Einfluß auf die seismischen Geschwindigkeiten. Dieser geologische Zusammenhang wird in dieser Arbeit ausgenutzt, um Aussagen über die Fluidverteilung im Sediment zu treffen.



# 3 Datenakquisition

## 3.1 SO 81

Einen detaillierten Einblick in die Struktur des costaricanischen Kontinentalrandes lieferten die Ergebnisse der Forschungsfahrten „PACOMAR“, die 1992 stattfanden (Flueh *et al.*, 1992; Hinz *et al.*, 1992). Dabei wurden vor der gesamten Küste Costa Ricas seismische Profile vermessen, die von der ozeanischen Platte bis zum kontinentalen Hang reichen. Trotz der lateralen Variabilität des Kontinentalrandes (die schon in Kapitel 2.3 beschrieben wurde), lassen sich auf den seismischen Profilen einige Gemeinsamkeiten erkennen (Hinz *et al.*, 1996). Unter dem mittleren und oberen Kontinentalhang befindet sich eine keilförmige Formation, die die gleiche Struktur und seismische Geschwindigkeit wie der weiter landwärts vorhandene Nicoya Komplex aufweist. Da auch keine geologische Grenze zwischen beiden zu erkennen ist, wird der Keil als Fortsetzung des ophiolitischen Materials gedeutet. Seewärts dieses Keils (in den ersten 5 bis 10 km landwärts des Grabens) befindet sich ein Sedimentprisma. Dieses ist sowohl an der Oberseite (Grenze zum Ophiolit-Komplex) als auch an der Unterseite (Grenze zur subduzierten Platte, also das Décollement) durch teilweise starke Reflexionen gekennzeichnet. Innerhalb des Prismas ist jedoch keine Struktur zu erkennen. Während auf einigen Linien das Décollement der Struktur des ozeanischen Basements folgt oder nur schwach zu erkennen ist, bildet

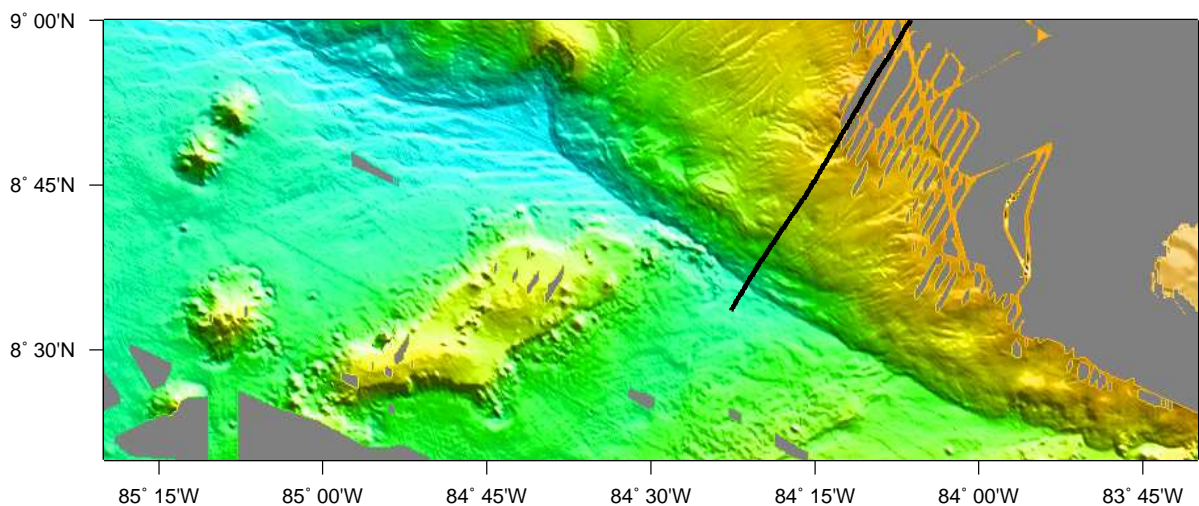


Abbildung 3.1: Lageplan SO 81. Gezeigt ist das Profil SO81-P5.

das Profil 5 eine Ausnahme: hier verläuft das Décollement unbeirrt von den umliegenden Strukturen und zeigt eine starke Reflexion. Dieser Sonderfall soll näher untersucht werden.

Das ausgewählte Profil verläuft zwischen dem Quepos-Plateau und dem Cocos-Rücken (s. Abb. 3.1). Während die Cocos-Platte nord-westlich des Quepos-Plateaus durch Normalstörungen geprägt ist, ist sie süd-östlich des Plateaus eben. Die Struktur des unteren Kontinentalhanges verläuft parallel zum Graben und ist nicht durch subduzierte Seamounts gestört. Eine Analyse der seismogenen Zone in diesem Bereich zeigt, daß die Cocos-Platte mit einem Winkel von  $19^\circ$  unter den Panama-Block subduziert wird (DeShon *et al.*, 2003b).

Das Profil wurde mit einem 2400 m langen Streamer auf 48 Kanälen aufgezeichnet. Als seismische Quelle dienten zwei Airgun-arrays mit je zehn Kanonen und einem Gesamtvolumen von 51,2 l. Das Schußintervall betrug 50 m (18s). Nach dem Editieren der Spuren und der Interpolation eines toten Kanals wurde eine Geschwindigkeitsanalyse durchgeführt. Für die Dekonvolution wurde eine Vorhersagelänge von 24 ms und eine Operatorenlänge von 128 ms gewählt. Die Amplituden wurden um die sphärische Divergenz korrigiert. Das Ergebnis einer Zeitmigration dieser Daten ist in Abb. 3.2 zu sehen.

Das Décollement wird in den ersten 4 km landwärts des Grabens deutlich abgebildet. Die Polarität der Reflexion ist – im Vergleich zum Meeresboden – negativ. Die Reflexionsstärke scheint im tieferen Bereich des Décollements (zwischen 4,2 und 4,3 s TWT-Zeit) deutlich größer zu sein, als in der Nähe des Grabens. In der ozeanischen Kruste ist eine Horst- und Graben-Struktur mit land- und seewärts fallenden Normalstörungen zu sehen. Der vertikale Versatz an diesen Störungen beträgt ca. 150 m. Dies hat jedoch keinen Einfluß auf den Verlauf des Décollements.

Das Relief der Horst- und Grabenstruktur ist landwärts des Grabens wesentlich ausgeprägter als seewärts. Dieses Phänomen wird auch an anderen erosiven Kontinentalrändern beobachtet (von Huene und Ranero, 2003). Eine Erklärung dafür findet sich in dem mit der Subduktion zunehmenden Porenfluiddruck, der die Reibung zwischen den Normalstörungen verringert. Dieses erleichtert eine Aktivierung der Störungsflächen während der Subduktion (von Huene *et al.*, 2004).

Um die Eigenschaften, die zur Reflexion an der Plattengrenze führen, besser beschreiben zu können, wurde mit den Streamer-Daten eine klassische AVA-Analyse durchgeführt. Dabei wird die Amplitude der Reflexion in Abhängigkeit vom Reflexionswinkel analysiert. Dieses Verfahren liefert unter anderem Rückschlüsse auf die S-Wellen-Reflektivität (Castagna, 1993). Dies ist von besonderer Bedeutung in der marinen Seismik, da Scherwellen an der Wasseroberfläche nicht angeregt werden können.

Seismische Daten werden typischerweise mit einem konstanten Offset aufgezeichnet. Für eine AVA-Analyse ist es jedoch notwendig, die seismische Antwort in Abhängigkeit

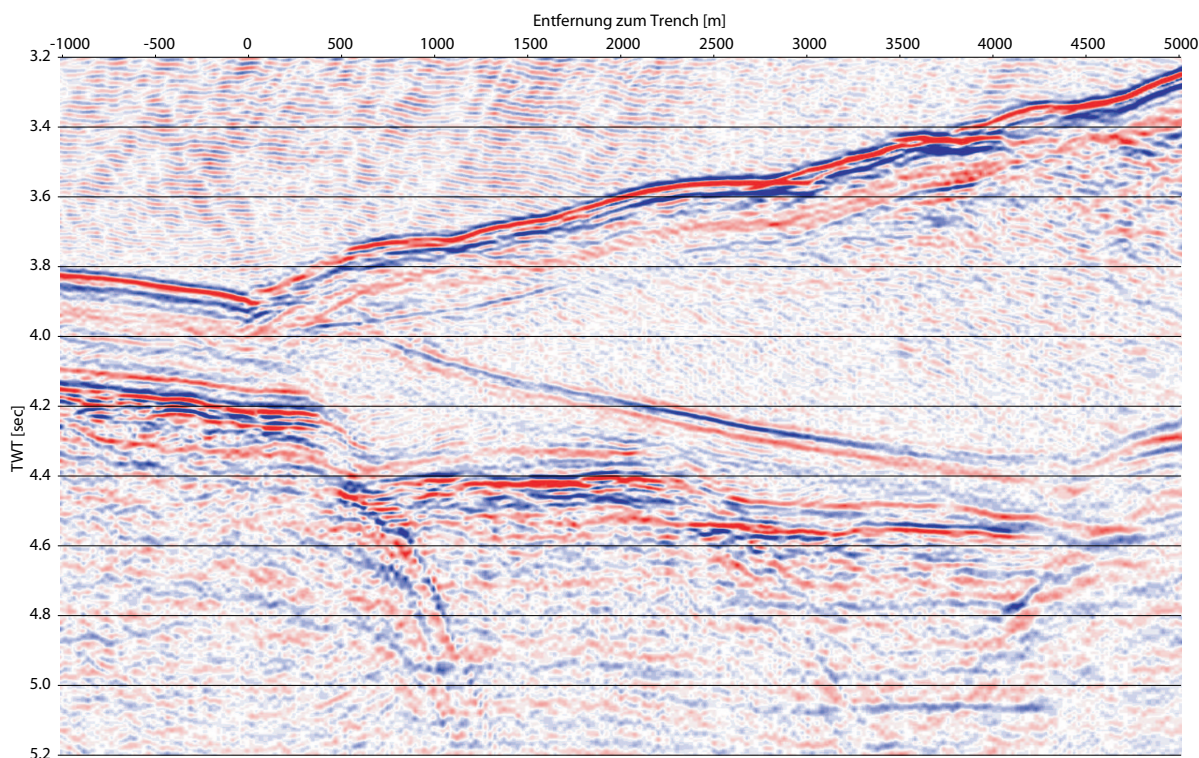


Abbildung 3.2: Zeitmigration von SO81-P5. Das Décollement zeigt sich als klare Reflexion negativer Polarität, deren Struktur nicht von der Verteilung der Normalstörungen in der ozeanischen Kruste beeinflusst wird.

des Reflexionswinkels zu kennen. Für diese Konversion von offsetabhängigen Daten hin zu winkelabhängigen Daten werden die aufgezeichneten Spuren in einzelne Zeitfenster zerlegt, für die der Reflexionswinkel  $\theta$  im Untergrund konstant ist. Dieser Winkel wird mit einer offset-, zeit- und geschwindigkeitsabhängigen Formel (Walden, 1991) ausgerechnet. Für einzelne Winkelbereiche werden diese Spuren dann aufgestapelt, und das Ergebnis ist eine sogenannte „Common Reflection Angle Trace“. Diese Spuren werden dann in Abhängigkeit ihres Winkels zu „Common Reflection Angle Gather“ zusammengefasst.

Um das Amplitudenverhalten in diesen Gittern näher zu beschreiben, wird folgende Näherung der Zoeppritz-Gleichungen angewendet (Shuey, 1985):

$$R(\theta) = A + B \sin^2(\theta) \quad (3.1)$$

In Gleichung 3.1 steht der Intercept-Wert  $A$  dabei für P-Wellen-Reflektivität bei senkrechtem Einfall der Welle ( $R_p(\theta = 0)$ ), während  $B$  der Gradient der winkelabhängigen Reflexionsstärke ist. Da die Amplituden linear von  $\sin^2(\theta)$  abhängen, können die Werte für  $A$  und  $B$  mittels einer linearen Regression ermittelt werden.

### 3 Datenakquisition

Für diese Analyse wurden die aufgezeichneten Amplituden in wahre Reflexionskoeffizienten umgerechnet. Dafür wurde der Intercept-Wert der Meeresbodenreflexion bestimmt und mit dem davon unabhängig bestimmten Reflexionskoeffizienten des Meeresbodens  $R_M$  verglichen. Dabei kamen folgende Methoden zum Einsatz:

- Durch den Vergleich der Amplituden der Meeresbodenreflexion und deren Multiplen kann  $R_M$  bestimmt werden (Warner, 1990). Dieses Verfahren liefert  $R_M = 0,20 \pm 0,02$ .
- Die Tiefenmigration von OBH-Daten (s. Kap. 3.4) liefert als Wert für die P-Geschwindigkeit am Meeresboden  $v_p = 1550$  m/s. Mit folgender Gleichung (Hamilton, 1978)

$$\rho = 1,135v_p - 190 \quad (3.2)$$

kann die Dichte direkt am Meeresboden berechnet werden. Für die untere Wasserschicht sind  $\rho$  und  $v_p$  aus einer CTD-Messung (s. Kap. 4.1) bekannt. Daraus folgt  $R_M = 0,218$ .

Diese Werte sind etwas höher als die Ergebnisse anderer Autoren. Eine 3-D-Untersuchung vor der Küste Nicoyas lieferte  $R_M = 0,16$  (Shipley *et al.*, 1992), während eine neuere Untersuchung der BGR Hannover einen Mittelwert von  $R_M = 0,175$  für den Bereich Costa Ricas angibt (Buttkus *et al.*, 2003).

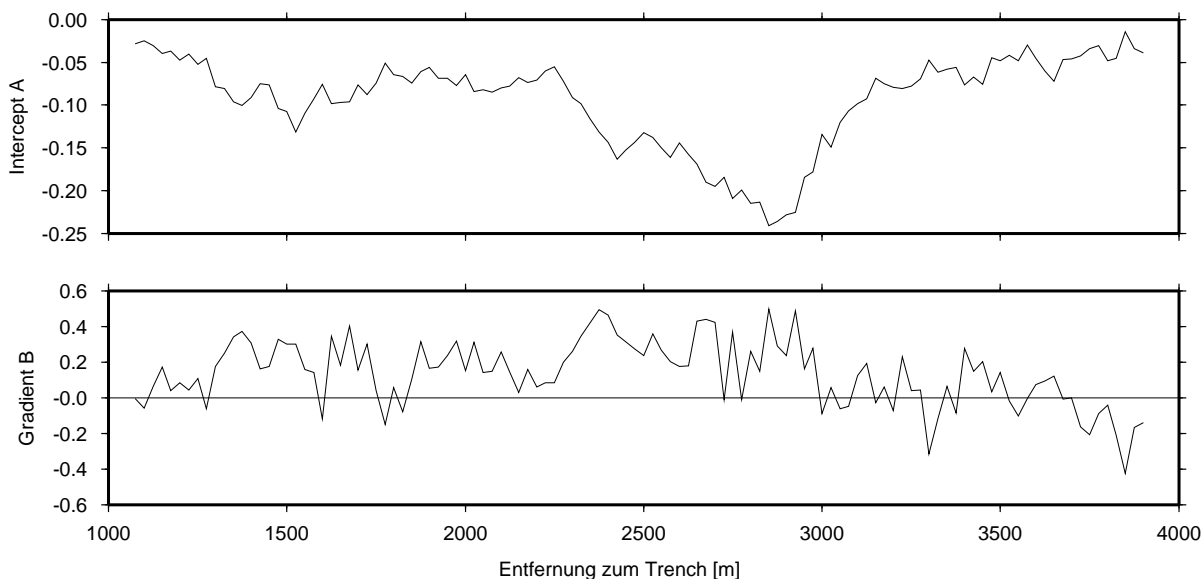


Abbildung 3.3: Ergebnisse der AVO-Analyse von SO81-P5. Der Interceptwert  $A$  zeigt ein starkes Maximum im Bereich von 2500 bis 3000 m. Die Werte für den Gradienten  $B$  zeigen eine leichte Abnahme mit zunehmender Subduktion.

Abb. 3.3 zeigt die Ergebnisse der AVO-Analyse. Die obere Kurve zeigt den Interceptwert  $A$ . Die Reflektivität zeigt ein starkes Maximum zwischen 2300 und 3000 m landwärts des Grabens. Diese Amplitudenzunahme bei 2300 m erfolgt sprunghaft. Auffallend



ist, daß die darunterliegende ozeanische Platte an dieser Stelle eine Normalstörung zeigt.

Der untere Teil von Abb. 3.3 zeigt den Gradienten des Reflexionskoeffizienten. Dieser ist für die ersten 3000 m des Profils positiv, was eine Abnahme des Betrages von  $R_p$  mit dem Winkel bedeutet (da  $R_p$  ja negativ ist).

Die Ergebnisse der AVO-Analyse lassen sich noch weiter interpretieren. Für die „pseudo-Poisson's ration reflectivity“ (Smith und Gidlow, 1987) gilt folgende Beziehung (Verm und Hilterman, 1995):

$$\frac{\Delta\sigma}{\langle\sigma\rangle} \approx 2(R_p - R_s) \quad (3.3)$$

Dabei steht  $\Delta\sigma$  für die Änderung der Poisson-Zahl an der Grenzfläche und  $\langle\sigma\rangle$  für den Mittelwert. Für die Scherwellenreflektivität wird folgender Wert angenommen (Wiggins *et al.*, 1983):

$$R_s = \frac{1}{2}(A - B) \quad (3.4)$$

Das Ergebnis ist in Abb. 3.4 zu sehen. Es zeigt sich, daß die Poisson-Zahl in den ersten 3000 m landwärts des Grabens für das subduzierte Sediment deutlich größer ist als für die Sedimente des Keils ( $\Delta\sigma > 0$ ). Das frisch subduzierte Sediment ist also weniger stark kompaktiert als der darüber liegende Keil. Weiter landwärts wird  $\Delta\sigma$  negativ. Dies ist ein Anzeichen für eine Zunahme der Kompaktion.

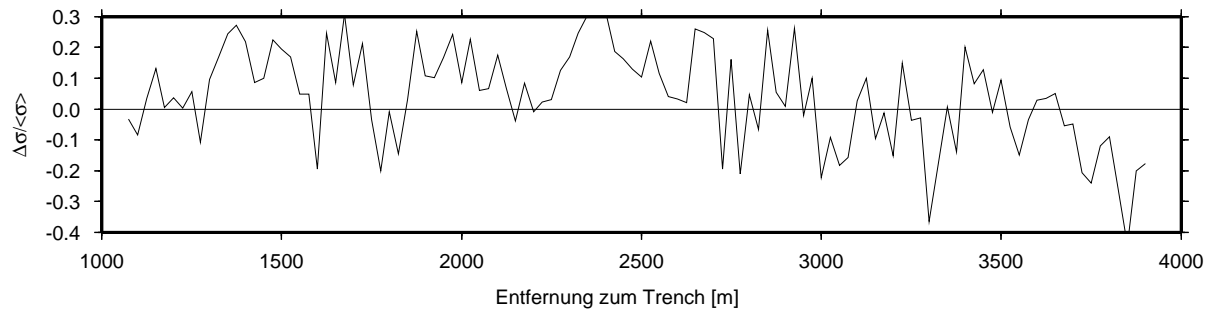


Abbildung 3.4: Verhalten des Poisson-Verhältnisses am Décollement.

## 3.2 SO 163

Die erste vom SFB 574 organisierte Forschungsfahrt SUBDUCTION (Weinrebe und Flueh, 2002) fand von März bis Mai 2002 statt. Sie wurde dazu genutzt, um im in Kapitel 3.1 vorgestellten Arbeitsgebiet seismische Daten zu gewinnen, die das Décollement besser beschreiben. Bei der Akquisition der Daten kamen folgende neue Instrumente zum Einsatz:

- Als seismische Quelle wurden zwei G.Gun Parallel Cluster der Firma Sodera (Frankreich) verwendet. Ein Cluster bestand aus zwei baugleichen Airguns, die fest auf

### 3 Datenakquisition

einen Rahmen montiert wurden. Durch diese Konstruktion wird eine Konsistenz des Quellsignals von Schuß zu Schuß erreicht. Während ein Cluster aus 6-Liter-Kanonen bestand, umfaßte das Andere Kanonen mit 8,5 l Volumen.

- Zur Aufzeichnung an der Meeresoberfläche wurde ein Streamer der Firma SIG (Service et Instruments de Géophysique, Frankreich) benutzt. Dieser bestand aus vier aktiven Sektionen von je 50 m Länge mit jeweils 20 Hydrophonen. Der erste Kanal des Streamers wurde 150 m hinter dem Schiff geschleppt.

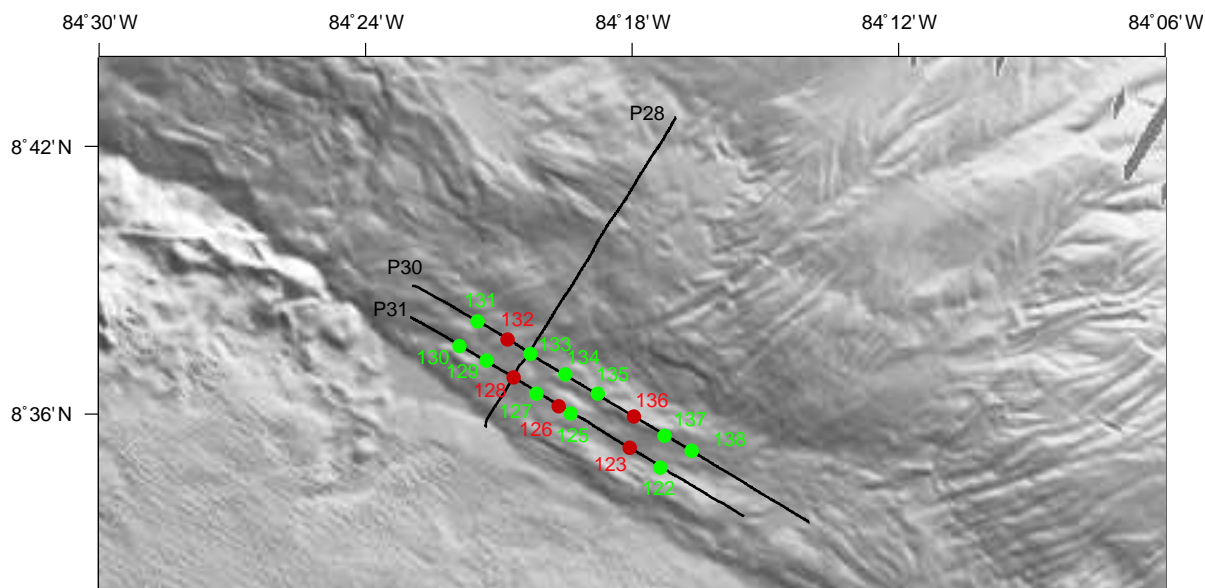


Abbildung 3.5: Lageplan SO163. Rot:OBS. Grün:OBH.

Zusätzlich zu dem Profil senkrecht zum Graben (P 27 mit 10 s Schußabstand und P 28 mit 20 s) wurden zwei Streich-Profile gemessen: P 31 lag 2,0 km landwärts des Grabens und P 30 3,2 km. Bei der Positionierung der Profile wurden die Ergebnisse von SO 81 berücksichtigt: ein Profil sollte landwärts und eins seewärts der markanten Änderung in der Décollement-Reflektivität bei 2,5 km (s. Abb. 3.3) liegen.

Als Beispiel für die aufgezeichneten Daten ist in Abb. 3.6 die Sektion von OBH 133 dargestellt. In 0,8 s hinter der direkten Welle folgt die Décollement-Reflexion, die bis zu 4 km offset verfolgt werden kann. 0,2 s dahinter folgt der Einsatz der ozeanischen Kruste. Refraktierte Wellen wurden sowohl aus dem Sedimentprisma als auch aus der ozeanischen Kruste aufgezeichnet.

In Abb. 3.7 und 3.8 sind die zeitmigrierten Streichprofile zu sehen. Da es bei der Aufzeichnung der letzten beiden Kanäle Probleme mit der Verstärkung gab, wurde nur der erste Kanal für die Bearbeitung verwendet. Das Prozessing beinhaltet folgende, wichtige Schritte: eine zeitabhängige Vorhersage-Dekonvolution mit einer Operatorenlänge

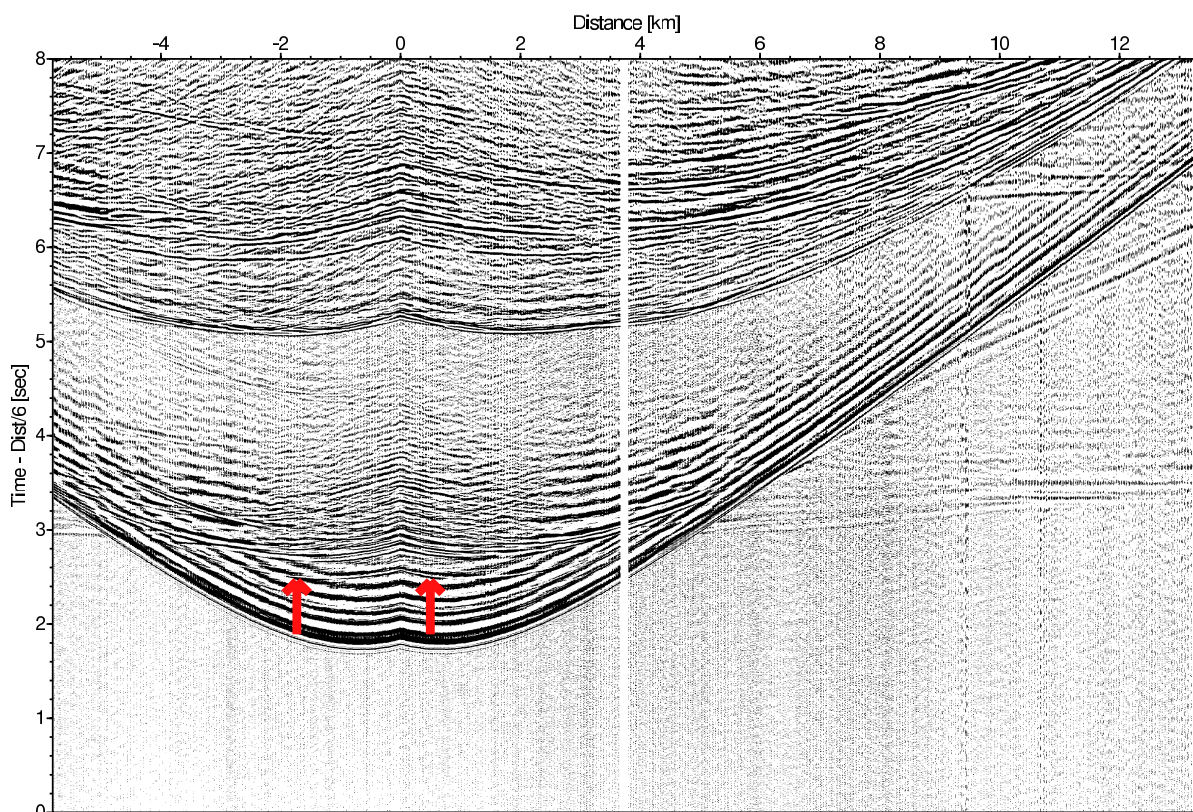


Abbildung 3.6: Profil SO163-P30, OBH133. Die Décollement-Reflexion ist markiert.

von 240 ms und einer Vorhersagelänge von 40 ms, einen zeit- und offset-abhängigen Ormsby-Frequenzfilter, sowie eine Zeitmigration mit Wassergeschwindigkeit.

Profil 30 (Abb. 3.7) wird bei ca. 13,5 km vom Profil SO81-P5 gekreuzt. Hier ist das Décollement als klare Reflexion negativer Polarität bei 4,3 s TWT zu sehen. Aber nur 2,5 km nord-westlich oder süd-östlich verschwinden die Amplituden dieser Reflexion. An dieser Stelle (bei 8 km) hat das ozeanische Basement eine Stufe von ca. 200 m Höhenunterschied. Diese wird hervorgerufen durch eine Normalstörung innerhalb der ozeanischen Platte, die bis in 6 s TWT zu verfolgen ist. Diese Normalstörung scheint also eine unmittelbare Auswirkung auf die Reflektivität des Décollements zu haben. Am südlichen Ende des Profils erscheint das Décollement wieder als starker Reflektor. Er folgt allgemein in etwa dem Verlauf des Meeresbodens, das überliegende Sediment hat also entlang des Profils eine konstante Mächtigkeit.

Profil 31 (Abb. 3.8, 1200 m seewärts von P30) zeigt ein ähnliches Bild. Auch hier ist im Bereich des Kreuzungspunktes mit Profil SO81-P5 (bei 5 km) eine starke Décollement-Reflexion zu erkennen. Bei 8 km bewirkt eine Diskontinuität im ozeanischen Basement erneut ein Abschwächen der Décollement-Reflexion. Diese ist im südlichen Bereich des Profils nur noch schwer zu verfolgen, scheint jedoch näher an der Oberkante der ozea-

### 3 Datenakquisition

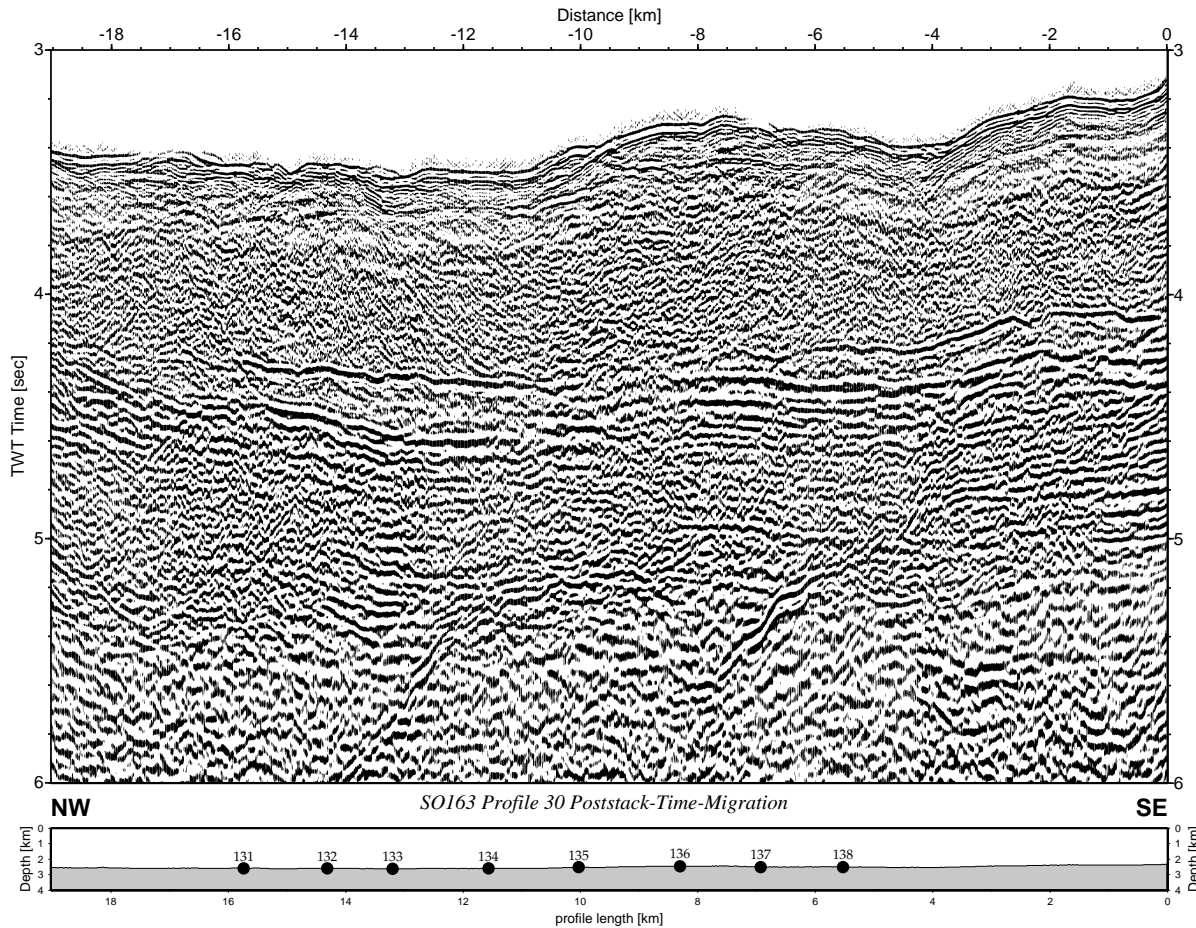


Abbildung 3.7: Zeitmigration des Profils SO183-P30. Im Bereich von 10 bis 16 km ist das Décollement bei 4,4 s TWT klar zu erkennen.

nischen Kruste zu verlaufen. Ein ähnliches Verhalten wurde auch schon im Bereich der Nicoya-Halbinsel gefunden und durch ein teilweises „underplating“ der hemipelagischen Sedimente erklärt (McIntosh und Sen, 2000).

Abb. 3.9 zeigt den quadrierten Betrag der Amplituden entlang des Profils 30, die am 1. Kanal des Streamers aufgezeichnet wurden. Dies entspricht in etwa der zero-offset Reflexion. Es ist nur der Bereich zwischen 13 und 15 km des Profils (vgl. Abb. 3.7) dargestellt. Die Tiefenmigration zeigt in diesem Bereich eine durchgängige, nicht gestörte Reflexion des Décollement. Die Reflexionsstärke zeigt jedoch starke Variationen und scheint in einigen Bereichen ganz zu verschwinden. Diese räumlich sehr stark begrenzte Amplitudenvariation ist sehr ungewöhnlich und war der Auslöser, um dieses Gebiet auf der ein Jahr später folgenden Fahrt SO 173 (vgl. Kap. 3.4) durch einen gezielten Einsatz von Ozean-Boden-Hydrophonen genauer zu untersuchen.

Mit den Aufzeichnungen des Streamers wird eine komplexe Spuranalyse durchgeführt (Taner *et al.*, 1979). Dabei wird die seismische Spur  $f(t)$  als Realteil einer komplexen

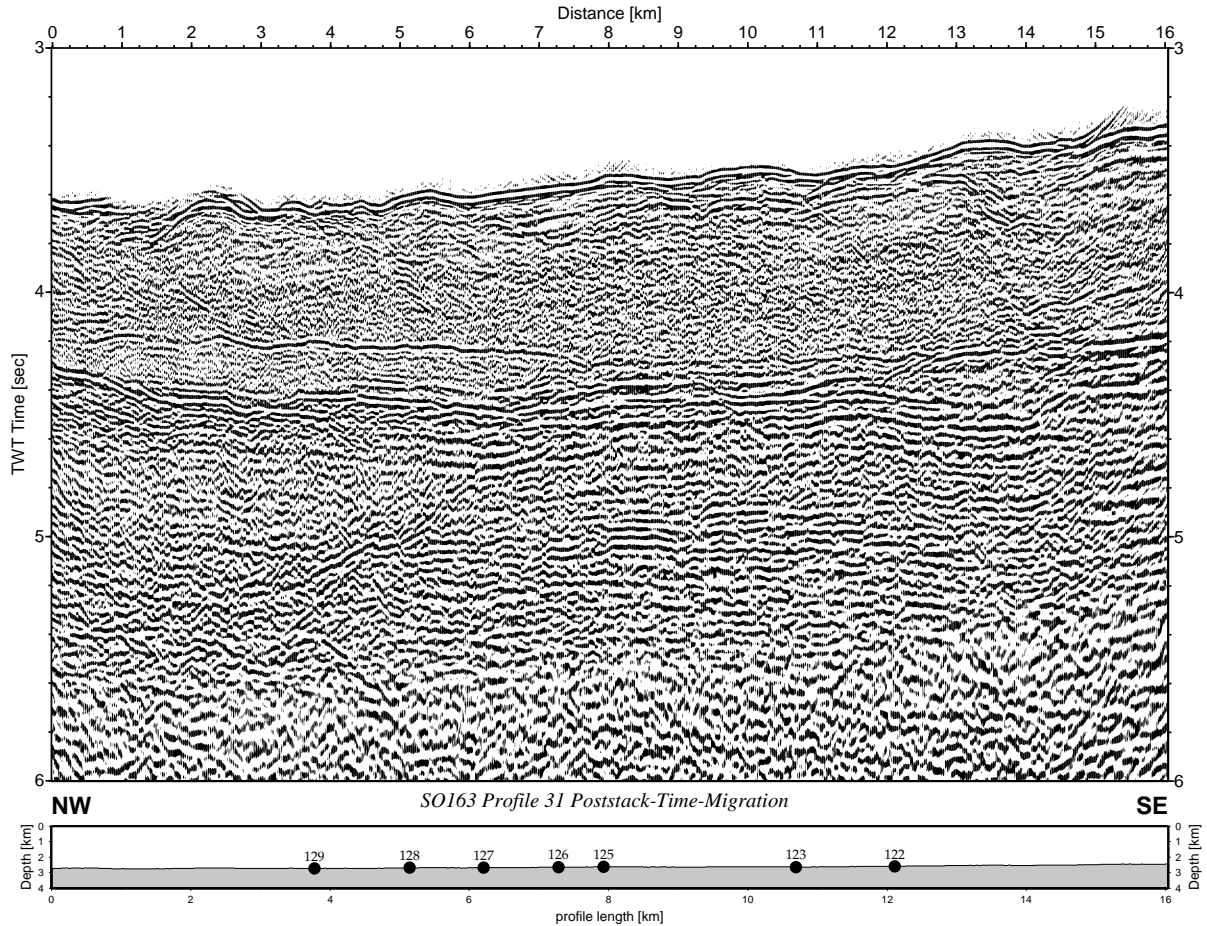


Abbildung 3.8: Zeitmigration des Profils SO163-P31. Im Bereich von 2 bis 8 km ist das Décollement bei 4,2 s TWT klar zu erkennen. Weiter süd-östlich wird das Décollement von einer Normalstörung in der ozeanischen Kruste gekreuzt, und die Reflexion wird dadurch beeinträchtigt.

Spur betrachtet, die zusammen mit dem Imaginärteil  $f^*(t)$  ein analytisches Signal ergibt:

$$F(t) = f(t) + j f^*(t) \quad (3.5)$$

Aus dieser komplexen Spur lassen sich folgende Attribute ableiten:

- Die *Reflexionsstärke*  $A(t)$  entspricht dem Betrag der komplexen Spur:

$$A(t) = \sqrt{f^2(t) + f^{*2}(t)} \quad (3.6)$$

Die Reflexionsstärke ist phasenunabhängig. Sie kann ihre Maxima auch an anderen Stellen als die reale Spur haben, insbesondere dann, wenn sich mehrere Reflexionen überlagern.

- Die *momentane Phase*:

$$\phi(t) = \tan^{-1} \frac{f^*(t)}{f(t)} \quad (3.7)$$



### 3 Datenakquisition

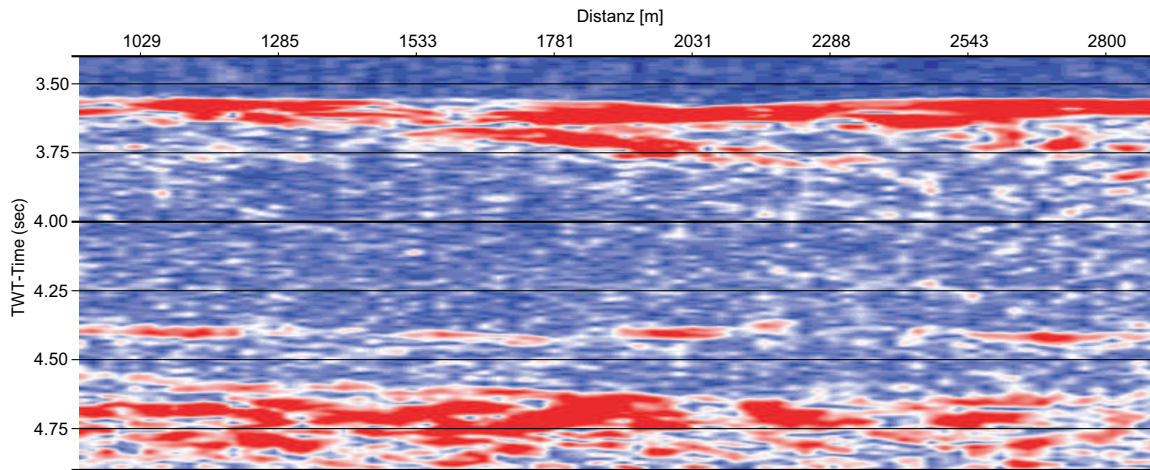


Abbildung 3.9: Reflektivität des Profils SO163-P30. Der Ausschnitt entspricht dem Bereich zw. 12 und 14 km in Abb. 3.7. Bemerkenswert ist die schnelle Variation in der Décollement-Reflektivität bei 4,4 s TWT.

Die momentane Phase betont die Kontinuität von seismischen Reflektoren. Sie ist unabhängig von der Reflexionsstärke, so daß auch schwache Ereignisse gut sichtbar werden.

- Die *momentane Frequenz* ist die zeitliche Ableitung der momentanen Phase:

$$\omega(t) = \frac{d\phi(t)}{dt} \quad (3.8)$$

Ist ein seismisches Ereignis aus mehreren eng beieinander liegenden Reflexionen zusammengesetzt, so beeinflusst dies die momentane Frequenz. Ändert sich der Abstand der Reflektoren, so ändert sich auch  $\omega(t)$ .

Die Ergebnisse dieser Analyse für Profil 27 sind in Abb. 3.10 dargestellt. Die Reflexionsstärke zeigt qualitativ den gleichen Verlauf wie die Ergebnisse von SO81-P5, nämlich eine besonders starke Reflexion zwischen 2,5 und 4 km landwärts des Grabens. Die momentane Phase zeigt ebenfalls eine deutliche Änderung bei 2,5 km: während im seewärtigen Bereich die Décollement-Reflexion aus mehreren Einsätzen gleicher Phase aufgebaut ist, ist seewärts nur noch ein Einsatz zu erkennen. Dieses spiegelt sich auch in der momentanen Frequenz wider, die an diesem Punkt schlagartig abnimmt. Eine Erklärung für die besonders hohe momentane Frequenz im Bereich von 1,5 und 2,5 km könnte eine dünne Schicht geringer Impedanz sein, deren Mächtigkeit weniger als 1/4 der seismischen Wellenlänge beträgt (Robertson und Nogami, 1984).



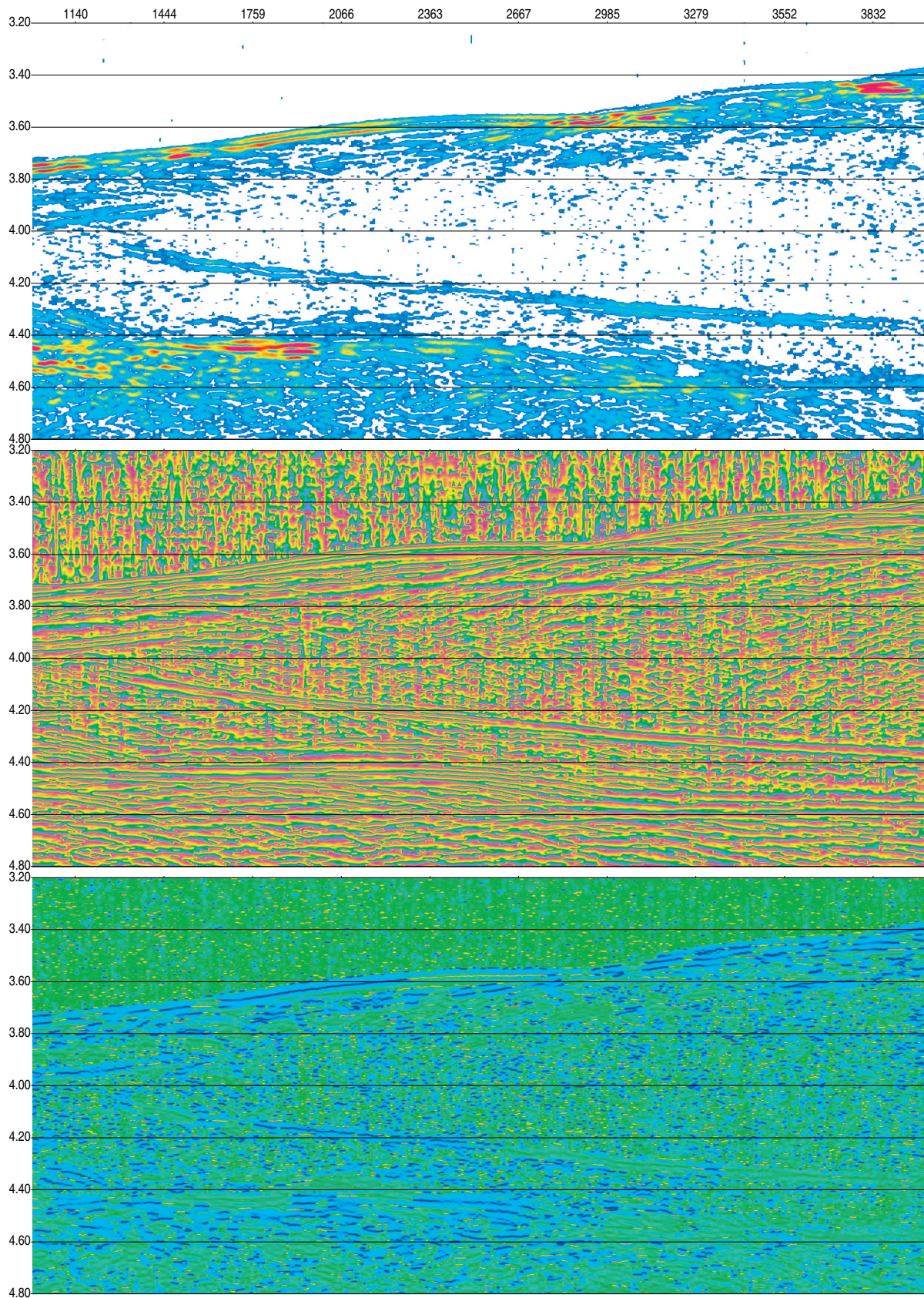


Abbildung 3.10: Profil P27. Reflexionsstärke (oben), momentane Phase (mitte), momentane Frequenz (unten).

### 3.3 M 54

Die zweite SFB-Expedition M 54 mit der FS Meteor wurde im Juli/August 2002 dazu genutzt, die Struktur des Sedimentprismas besser zu erfassen. Dazu wurden hauptsächlich mehrere graben-parallele OBH-Profile vermessen (s. Abb. 3.11). Als seismische Quelle wurde eine 4,1 l Gi-Gun, die von der Arbeitsgruppe Meerestechnik/Umweltforschung der Universität Bremen betrieben wurde, verwendet.

Ziel dieser Messung war es, die Variation des Décollements mit zunehmendem Abstand zum Tiefseegraben zu erfassen. Dazu wurden fünf parallel zum Graben verlaufende Profile vermessen, die jeweils einen Abstand von 600 m hatten (Profil 178 bis 182). Die Datenaufzeichnung erfolgte mit jeweils einem OBH/S in der Mitte des Profils.

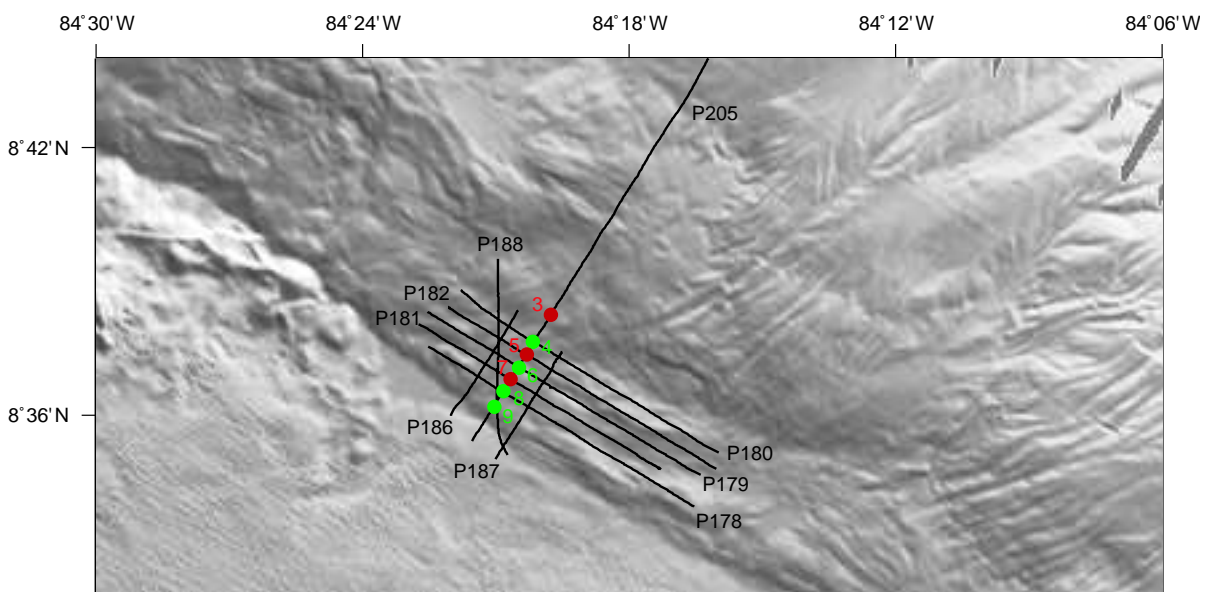


Abbildung 3.11: Lageplan M54. Rot:OBS. Grün:OBH.

Abb. 3.12 zeigt die Daten des Profils 182 auf OBS 5. Die Position entspricht OBH 133 (s. Abb. 3.6). Die Reflexion des Décollements ist bei 0,8 s hinter der direkten Welle als scharfer Einsatz zu erkennen. Die Reflexion der ozeanischen Kruste wird ebenfalls gut aufgezeichnet. Refraktierte Wellen werden, im Gegensatz zur G.Gun, jedoch nicht angeregt.

Aufgrund der einfachen Geometrie der Streichprofile (die Wassertiefe ändert sich entlang des Profils kaum), wurde eine besondere Methode der seismischen Datenbearbeitung angewandt: das Verfahren der Wellenfeldfortsetzung (Berryhill, 1979). Dabei sollen die seismischen Quellen auf den Meeresboden (also auf das Niveau der OBH/S) abgesenkt werden. Die Daten müssen dafür in einem common receiver gather (also einer normalen OBH-Sektion) vorliegen. Die Wellenfeldfortsetzung wird dann mittels einer Kirchhoff-



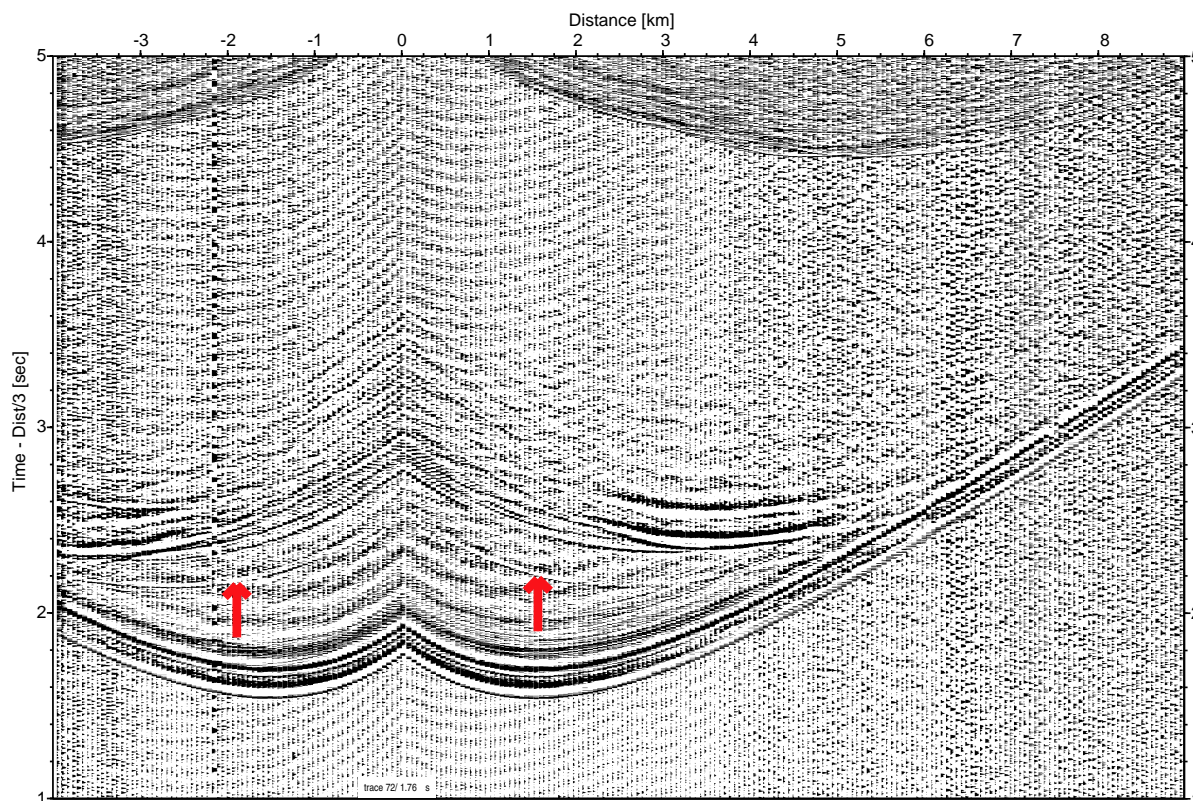


Abbildung 3.12: Profil M54-P182, OBS5. Die Décollement-Reflexion ist markiert.

Migration durchgeführt. Das Verfahren läßt sich wie folgt veranschaulichen (Berryhill, 1979): Jeder Empfänger wird durch einen Lautsprecher ersetzt, der das zuvor aufgezeichnete Signal rückwärts abspielt. Werden alle „Lautsprecher“ simultan angeschaltet, so entspricht die Überlagerung dieser „Töne“ dem Ergebnis der Feldfortsetzung. Zur Berechnung des fortgesetzten Wellenfeldes wird die asymptotische Approximation des Kirchhoff-Integrals benutzt (Shtivelman und Canning, 1988).

Ein Beispiel für diese Datentransformation ist mit den Daten von OBS 7 in Abb. 3.13 gezeigt. Bei 0,6 s TWT ist das Décollement zu sehen, bei 0,8 s die ozeanische Kruste. Die Reflexion bei 1,5 s ist eine Störung in der ozeanischen Kruste – der gleiche Reflektor wird auf Profil SO163-P31 bei 5 km offset und 5,0 s TWT abgebildet (vgl. Abb. 3.8). Der Vorteil dieser Datendarstellung ist, daß sich Quelle und Empfänger auf dem gleichen Höhenniveau befinden – aus dem Moveout der Reflektionshyperbel kann direkt die Intervallgeschwindigkeit berechnet werden (s. Kap. 4.1).

Die Temperatur-Tiefen-Verteilung in einer Subduktionszone hat entscheidenden Einfluß auf die Fluidproduktion. Um die Auswirkungen der Temperatur bei der Interpretation der seismischen Geschwindigkeiten (s. Kap. 6.2) berücksichtigen zu können, werden hier kurz Ergebnisse von Wärmestrommessungen im Untersuchungsgebiet vorgestellt (Grevemeyer *et al.*, 2003).

### 3 Datenakquisition

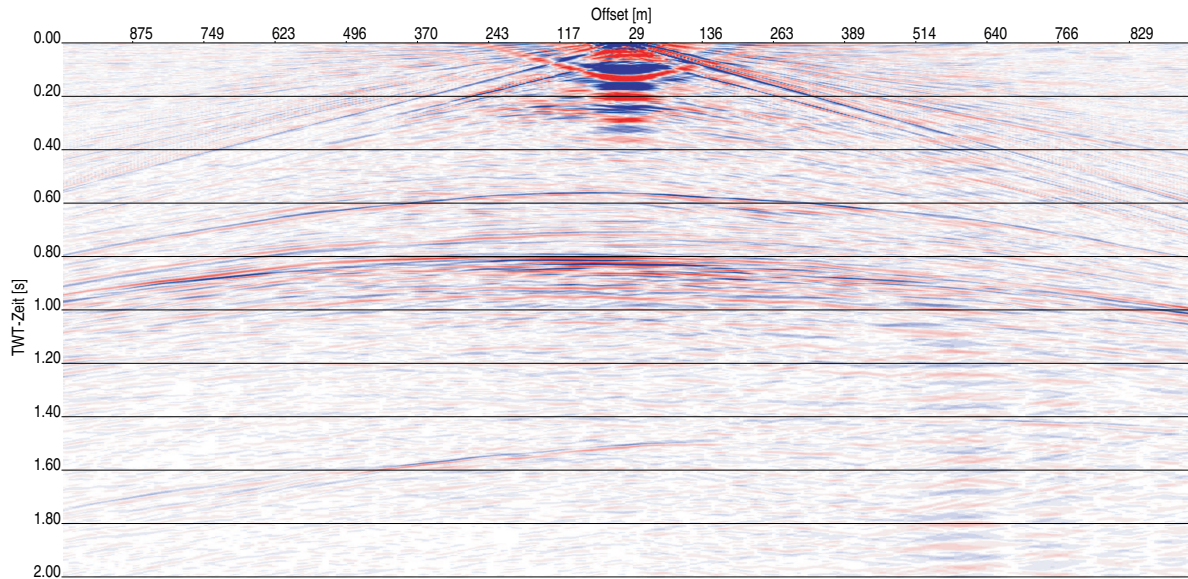


Abbildung 3.13: *Ergebnis der Wellenfeldfortsetzung für OBS7 (Profil M54-P181). Die Plattengrenze zeigt sich als klare Reflexion bei 0,6 s zero-offset-TWT. Die Reflexion unterhalb 1,4 s TWT ist eine Normalstörung der ozeanischen Kruste.*

Der Wärmestrom läßt sich mit folgender Gleichung beschreiben:

$$Q = -k \frac{\partial T}{\partial z} \quad (3.9)$$

Die Wärmemenge, die durch den Meeresboden nach oben fließt hängt also ab von der thermischen Leitfähigkeit  $k$  der Sedimente und dem geothermischen Gradienten  $\partial T/\partial z$ .

Für die in-situ-Messung kamen Geräte des Lister-Typs zum Einsatz (Lister, 1979; Hyndman *et al.*, 1979). Diese Geräte sind 3 bzw. 6 Meter lang und enthalten 11 bzw. 22 Thermistoren. Diese werden im Meeresboden versenkt. Es wird ein Wärmepuls ausgelöst und die Thermistoren messen die darauffolgende Abkühlung des Sediments. Daraus läßt sich  $k$  ableiten. Eine Interpolation der Abkühlung auf den Gleichgewichtszustand liefert den geothermischen Gradienten.

Parallel dazu wurden die thermischen Leitfähigkeiten auch an Sedimentproben direkt gemessen (von Herzen und Maxwell, 1959). Dazu werden im Labor dünne Nadeln in den Sedimentkern eingeführt. Nach einem Wärmepuls (von 5 s Dauer) wird die Abkühlung des Sediments (200 s) gemessen. Da die Form des Bohrkerns bekannt ist, kann aus der zeitabhängigen Abkühlung die thermische Leitfähigkeit  $k$  bestimmt werden. Beide Methoden lieferten eine mittlere Leitfähigkeit von  $k = 0,82 \text{ W/mK}$ .

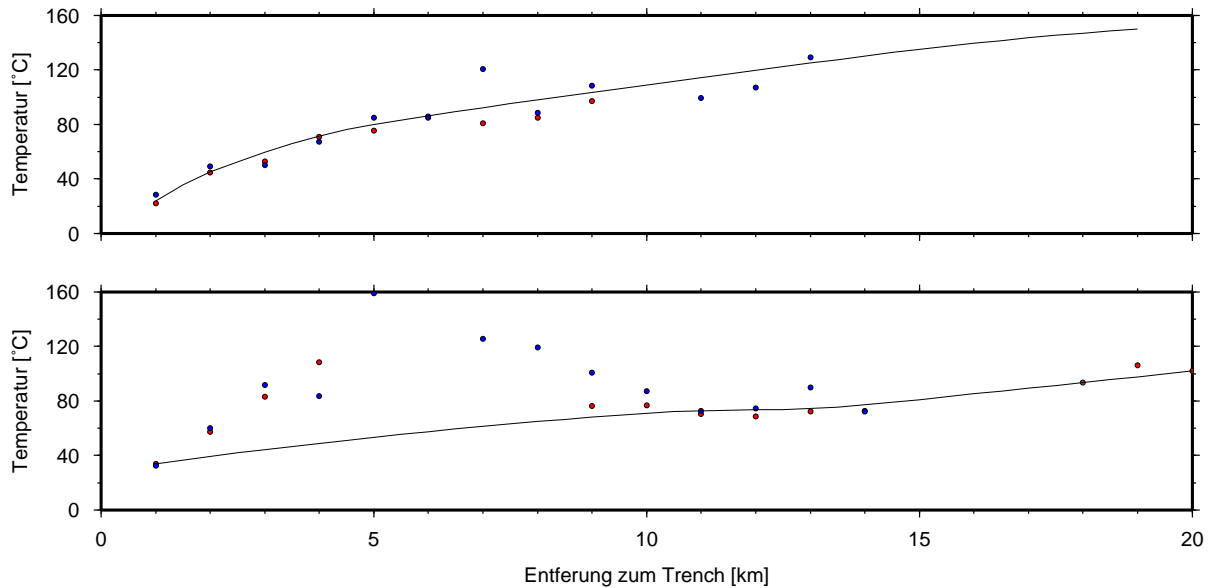


Abbildung 3.14: Temperaturen an der Plattengrenze. Für das Profil SO81-P5 (unten), und für ein Nachbarprofil (oben).

Die so gemessenen Wärmeflüsse zeigten deutliche Unterschiede zwischen dem nördlichen und dem südlichen Bereich Costa Ricas. Während auf dem nördlichen Teil der Cocos-Platte (dem Bereich, der am East Pacific Rise geformt wurde) Wärmeflüsse von unter  $25 \text{ mW/m}^2$  gemessen wurden, werden im südlichen Bereich des Cocos-Rückens Werte von  $200 \text{ mW/m}^2$  gefunden.

Durch Modellrechnungen können die am Meeresboden gemessenen Wärmeflüsse in Temperaturen für bestimmte Tiefen umgerechnet werden. In Abb. 3.14 ist als Ergebnis dieser Rechnung die Temperatur an der Plattengrenze gezeigt. Außer den gemessenen Wärmefläßen wurde dabei auch die Tiefenverteilung des BSR (die ja auch temperaturabhängig ist) berücksichtigt. Die untere Kurve zeigt dabei Temperaturen für das Profil SO81-P5, die obere Kurve ist ein Vergleichsprofil, das ca. 25 km weiter süd-östlich verläuft. Für das in Kapitel 4 näher untersuchte Profil, das ja 3,2 km landwärts des Grabens liegt, kann also eine Temperatur von 60 bis  $80 \text{ }^\circ\text{C}$  am Décollement angenommen werden.

### 3.4 SO 173

Um die laterale Variabilität des Décollements besser beschreiben zu können, wurden auf der SFB-Expedition SO 173 im Juli 2003 erneut seismische Daten im ausgewählten Meßgebiet aufgezeichnet (Flueh *et al.*, 2004). Die Ozean-Boden-Hydrophone wurden dabei in einem Abstand von jeweils 0,1 nautischen Meilen positioniert. Durch diese engen Abstände war es möglich, die Untergrundpunkte des Décollements unter mehreren Reflexionswinkeln zu vermessen.

### 3 Datenakquisition

Die Arbeiten konzentrierten sich auf den Bereich des Profils SO163-P30, der die stärkste Variation in der Reflektivität des Décollements zeigte. Dabei wurden zwei verschiedene Airguns als seismische Quellen verwendet. Für das Profil 33 kam eine 800 CT BOLT Airgun mit einem Volumen von 32 l zum Einsatz. Für die restlichen Profile wurde eine Gi-Gun der Firma Sodera verwendet. Diese hatte ein Volumen von 1,7 l. Abb. 3.15 zeigt einen Lageplan der Profile. Die Positionen der OBH/OBS wurden durch eine 3-D-Relokalisierung bestimmt. Die Entfernung der Geräte zum Profil (entstanden durch Drift der Geräte während des Versenkens) beträgt maximal 30 m.

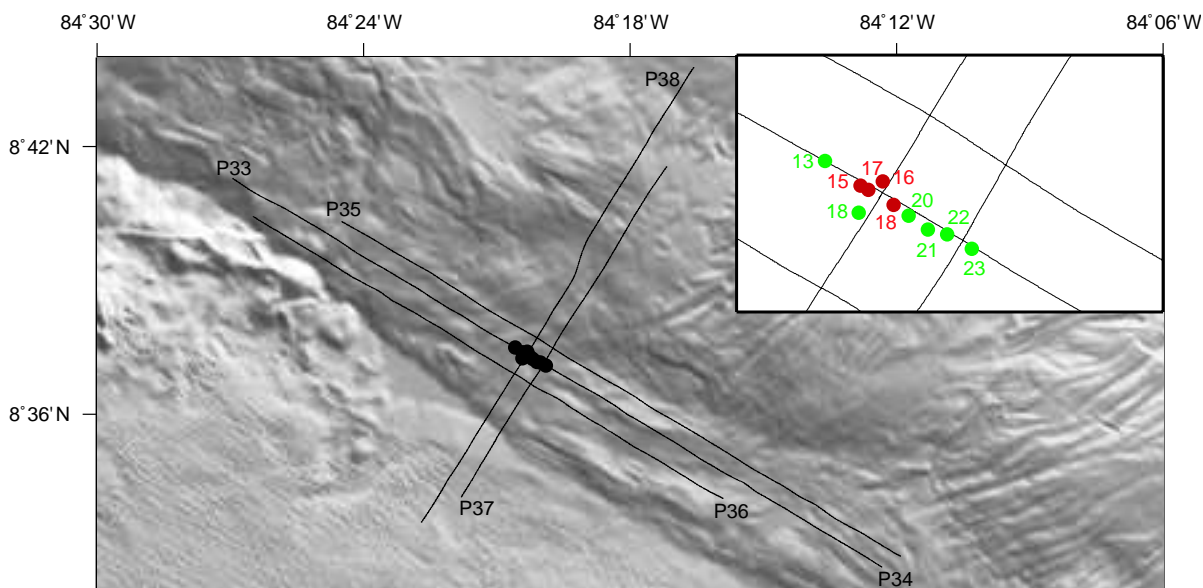


Abbildung 3.15: Lageplan SO173. Rot:OBS. Grün:OBH.

Abb. 3.16 zeigt erneut eine OBH-Aufzeichnung aus dem Zentrum des Untersuchungsgebietes. Die Décollement- und Krusten-Reflexion ist gut zu erkennen. Ebenfalls bei 4,4 s zero-offset-TWT wird die Normalstörung der ozeanischen Kruste abgebildet (siehe auch Abb. 3.7). Aufgrund des großen Volumens der BOLT-Gun sind die refraktierten Wellen wesentlich klarer zu erkennen.

Für die beiden verschiedenen seismischen Quellen wurde jeweils eine Frequenz-Analyse durchgeführt. Dazu wurde aus einer OBH-Sektion ein Zeitfenster, das die direkte Welle beinhaltet, herausgeschnitten und eine Fourier-Transformation durchgeführt. Das Ergebnis ist in Abb. 3.17 zu sehen. Während die BOLT-Gun hauptsächlich Energie im Bereich von 6 bis 10 Hz abstrahlt, regt die G.Gun Schwingungen mit bis zu 150 Hz an. Durch das geringe Abtast-Intervall von 2 ms hätten Frequenzen bis zu 250 Hz aufgezeichnet werden können (Nyquist-Theorem). Der unterschiedliche Frequenzgehalt der Kanonen hat entscheidenden Einfluß auf die Auflösungsfähigkeit von dünnen Strukturen.



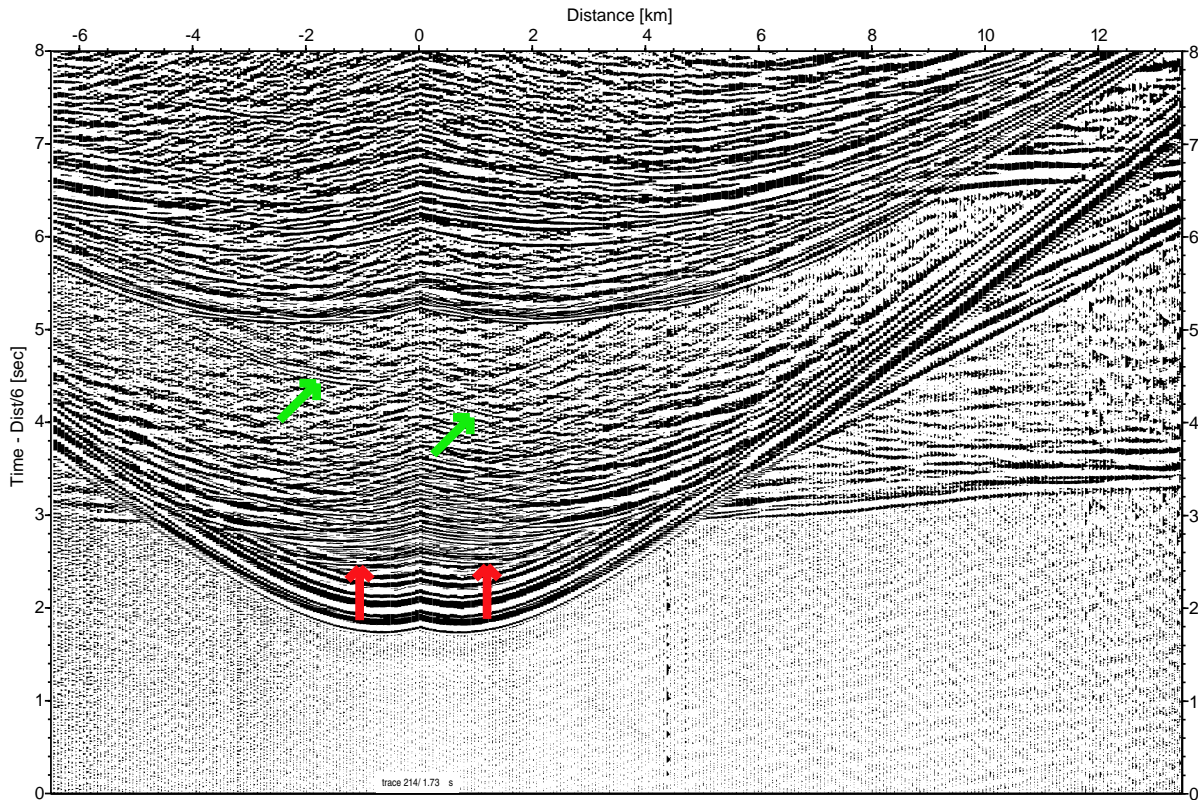


Abbildung 3.16: Profil P33, OBS15. Die Décollement-Reflexion ist rot markiert. Grüne Pfeile zeigen die Störung in der ozeanischen Kruste.

Für die OBH-Daten des Profils 34 wurde eine Tiefen-Migration durchgeführt. Ziel war es, nicht nur ein originalgetreues Abbild der Untergrundsstruktur zu gewinnen, sondern auch genauere Informationen über das Geschwindigkeits-Tiefen-Verhältnis. Dazu wurde für jedes OBH (also für jedes common-receiver-gather) eine 2,5 D Geschwindigkeits-Inversionsformel verwendet (Bleistein *et al.*, 1987). Durch iterative Variation des Geschwindigkeitsfeldes wurden die abgebildeten Reflektoren von jeweils benachbarten OBH zur Übereinstimmung gebracht. Ein weiteres Kriterium ist die Krümmung der Reflektoren. Das beste Migrations-Abbild für das gesamte Profil lieferte somit auch die richtige Geschwindigkeitstiefenverteilung. Im Sedimentprisma ergeben sich Geschwindigkeiten von 1550 m/s direkt am Meeresboden bis 2100 m/s über dem Décollement. Das subduzierte Sediment scheint eine mittlere Geschwindigkeit von 1850 m/s zu haben, was einer Mächtigkeit zwischen 240 und 260 m entspricht. Abb. 3.18 zeigt ein tiefengetreues Abbild des Untergrundes. Die Sprünge in den Reflektoren bei 1200 und 2200 m resultieren dabei aus den unterschiedlichen Positionen der Hydrophone relativ zum Profil. Die OBH 13, 22 und 23 sind beim Versenken weiter landwärts getrieben und sehen somit einen tieferen Bereich des Décollements.

### 3 Datenakquisition

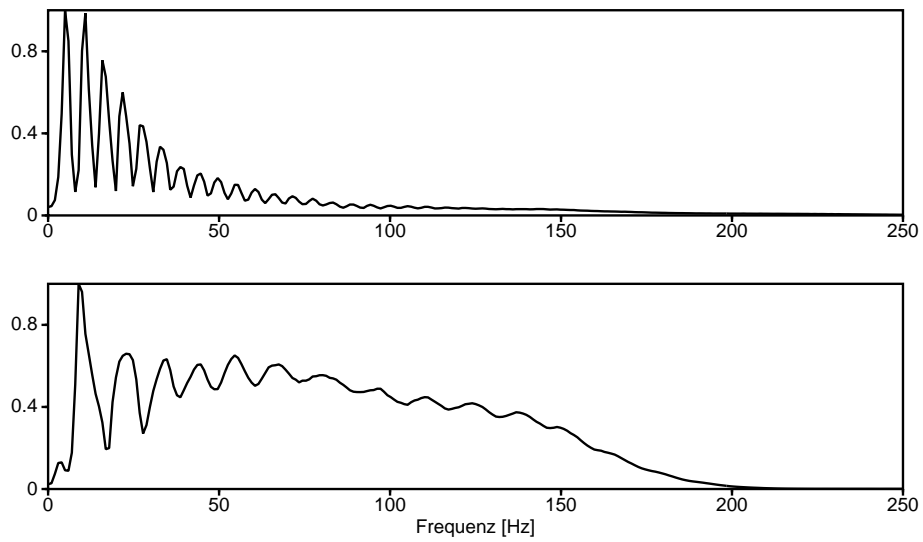


Abbildung 3.17: Frequenzspektren der direkten Welle. Oben: P33 (BOLT gun), unten: P34 (G.Gun). Die G.Gun regt deutlich höhere Frequenzen an.

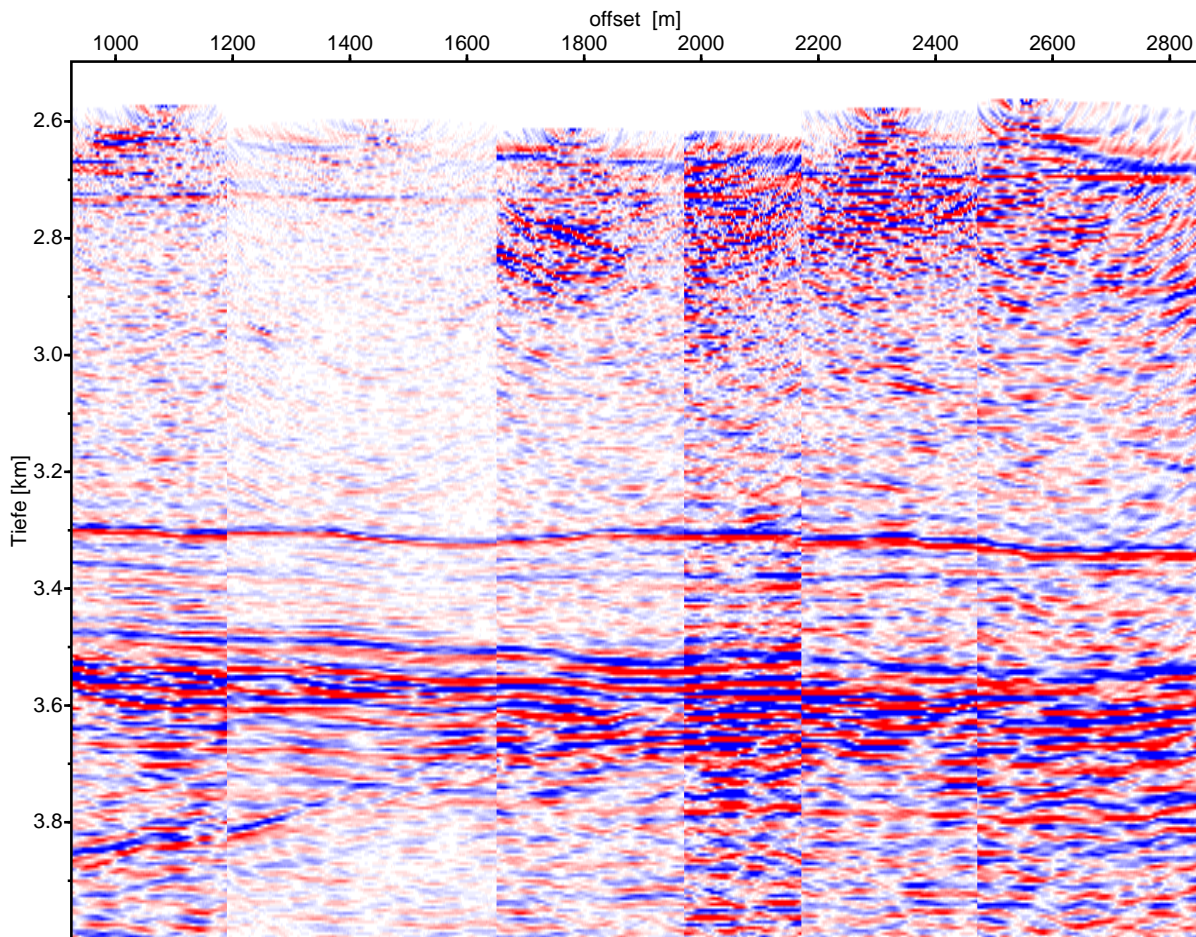


Abbildung 3.18: Profil P34, Tiefenmigration. In 3,3 km Tiefe liegt das Décollement

# 4 Bearbeitung der Daten

## 4.1 Geschwindigkeitsanalyse

### Analyse der Wasserschicht

Für die korrekte Bearbeitung von seismischen Daten, die am Meeresboden registriert werden, ist es von zentraler Bedeutung, die akustische Geschwindigkeit des überliegenden Wassers zu kennen. Ohne deren Kenntnis ist eine genaue Positionsbestimmung der OBH/OBS nur schwer möglich.

Für die Bestimmung der Wassergeschwindigkeit greifen wir auf Daten einer CTD-Messung zurück, die während SO163 gewonnen wurden (Rheder *et al.*, 2002). Während einer CTD-Messung registriert eine Sonde kontinuierlich Werte für die Temperatur, den Druck und für die Salinität (anhand der elektrischen Leitfähigkeit des Wassers). Aus diesen Daten wird mit Hilfe des UNESCO-1983-Polynoms die akustische Geschwindigkeit in Abhängigkeit der Tiefe ausgerechnet (Fofonoff und Millard, 1983).

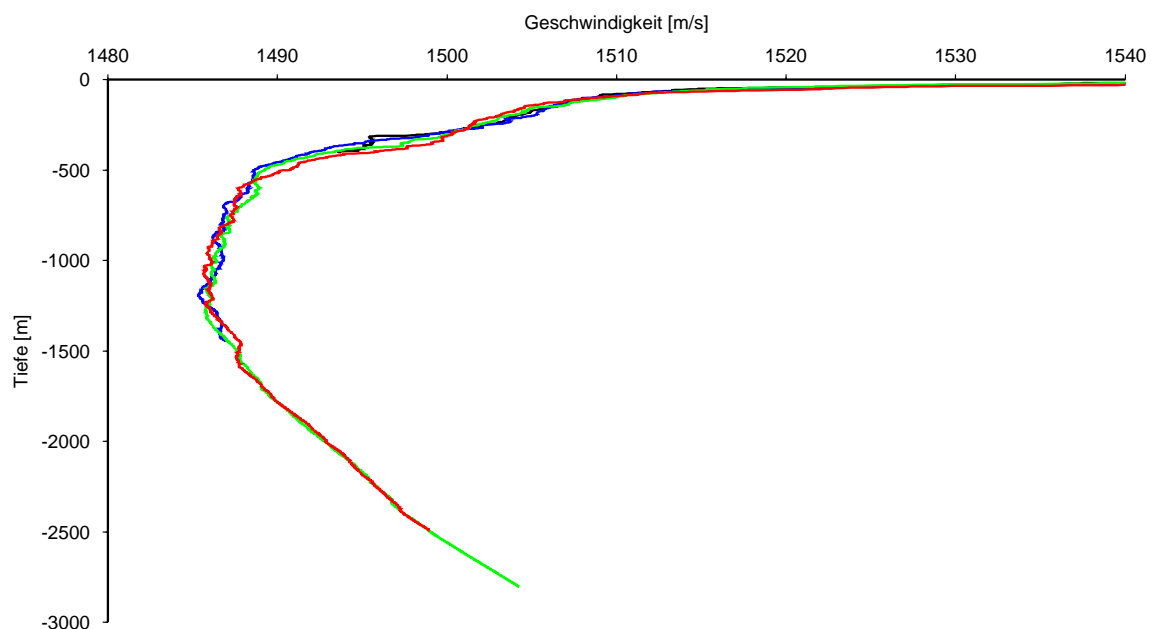


Abbildung 4.1: Tiefenabhängigkeit der Wassergeschwindigkeit. Schwarz: CTD 15, blau: CTD 16, grün: CTD 17, rot: CTD 18.

Für die vorliegende Arbeit wurden die CTD-Messpunkte 15 bis 18 ausgewertet. Diese Punkte liegen parallel des Profils 5 von SO81. Die Punkte 17 und 18 befinden sich seewärts des Grabens über der ozeanischen Platte, die Punkte 15 und 16 liegen landwärts des Grabens. Abb. 4.1 zeigt als Ergebnis die Geschwindigkeit als Funktion der Tiefe.

Es zeigt sich, daß die Wassergeschwindigkeit nur von der Tiefe abhängt, nicht aber von der Position der CTD-Messung. Für die Geräte des Profils SO173-P34, die bei einer ungefähren Wassertiefe von 2600 m stehen, ergibt sich damit eine mittlere Wassergeschwindigkeit von 1494 m/s. Direkt über dem Meeresboden beträgt diese 1500 m/s. Die Dichte steigt in den oberen 100 m des Wassers rapide von 1,021 g/cm<sup>3</sup> auf 1,026 g/cm<sup>3</sup>. Danach verlangsamt sich dieser Anstieg und es wird ein Wert von 1,040 g/cm<sup>3</sup> am Meeresboden erreicht.

## Geschwindigkeiten im Sediment

Für die Analyse der Sedimente werden für OBH-Daten der Streichprofile Feldfortsetzungen gerechnet, mit dem Ziel, die seismischen Quellen auf das Niveau der Empfänger zu bringen. Die so entstandenen Daten (ein Beispiel ist in Abb. 3.13 zu sehen) spiegeln eine besonders einfache Geometrie (horizontale Schichtung) wider.

Bei einem horizontalen Reflektor gilt für die Reflektionshyperbel folgende Gleichung:

$$t^2 = \frac{x^2}{v_{nmo}^2} + t_0^2 \quad (4.1)$$

Diese Gleichung ist die Grundlage der  $T^2 - X^2$ -Methode: wird die Laufzeit einer Reflektionshyperbel quadratisch in Abhängigkeit zum Quadrat des Offsets aufgetragen, erhalten wir eine Gerade mit der Steigung  $1/v_{nmo}^2$  und der Intercept-Zeit  $t_0^2$ . Aus der Form der Hyperbel kann also durch lineare Regression für jeden Reflektor die Moveout-Geschwindigkeit  $v_{nmo}$  und die Laufzeit  $t_0$  für die senkrechte Reflexion bestimmt werden. Für den Einschichtfall ist diese Moveout-Geschwindigkeit gleich der Effektivgeschwindigkeit der überliegenden Schicht.

Bei mehreren Schichten können die Effektivgeschwindigkeiten der einzelnen Lagen mit folgender Formel (Dix, 1955) bestimmt werden:

$$v_2^2 = \frac{v_{nmo_2}^2 t_{0_2} - v_{nmo_1}^2 t_{0_1}}{t_{0_2} - t_{0_1}} \quad (4.2)$$

Dabei ist  $v_2$  die Effektivgeschwindigkeit zwischen dem 1. und 2. Reflektor und  $v_{nmo_1}$  bzw.  $v_{nmo_2}$  die Moveout-Geschwindigkeit für den 1. bzw. 2. Reflektor.



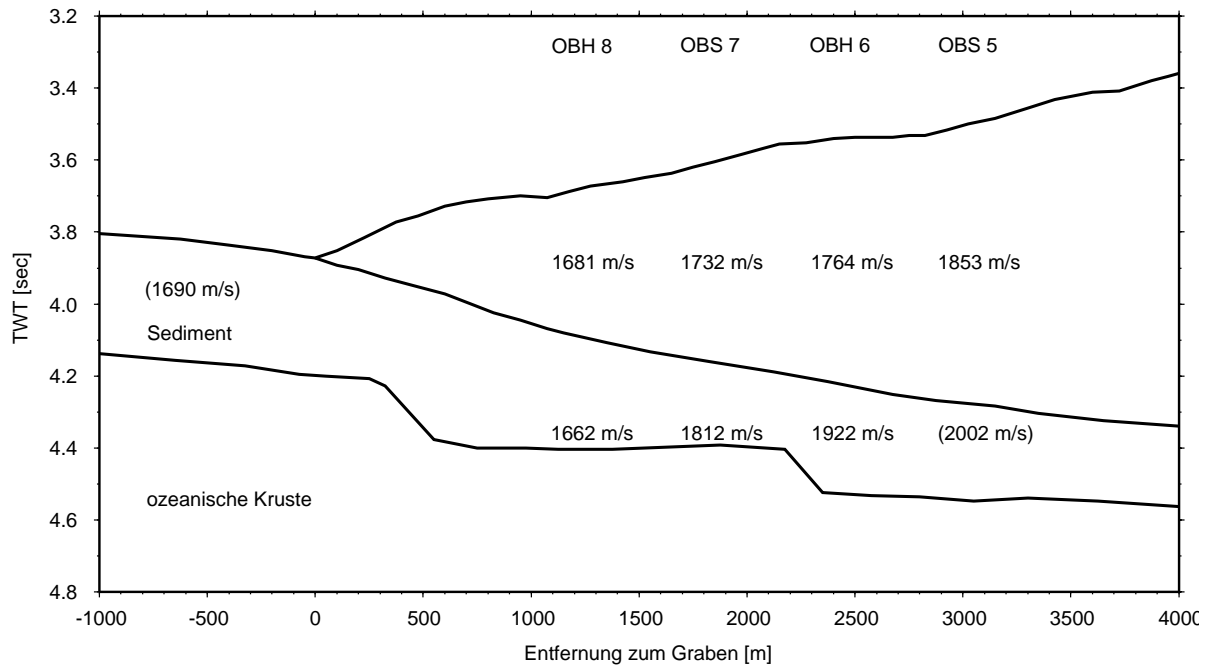


Abbildung 4.2: Linedrawing des Profils SO81-P5. Die eingezeichneten Werte sind Effektivgeschwindigkeiten zwischen den einzelnen Reflektoren.

Abb.4.2 zeigt die Ergebnisse der Geschwindigkeitsanalyse. Im Sedimentkeil finden wir eine landwärts zunehmende Geschwindigkeit. Die gefundenen Werte stehen in Übereinstimmung mit den Ergebnissen von Christeson *et al.* (1999), die bei einem Refraktionsexperiment vor der Küste Nicoyas Werte zwischen 1,5 und 2,0 km/s für die ersten fünf Kilometer des Sedimentkeils gefunden haben. Berechnen wir den Geschwindigkeits-Tiefen-Gradienten (bei der Annahme von 1550 m/s direkt unter dem Meeresboden) erhalten wir für alle vier Profile Werte zwischen  $0,75 \text{ s}^{-1}$  und  $0,8 \text{ s}^{-1}$ : die Geschwindigkeit ist also nur tiefenabhängig. Dies ist ein entscheidender Unterschied zu akkretionären Sedimentprismen, bei denen der Porositäts-Tiefen-Gradient (und damit auch der Geschwindigkeits-Tiefen-Gradient) landwärts zunimmt (Bray und Karig, 1985).

Das subduzierte Sediment zeigt zwischen 1000 m und 2000 m landwärts des Grabens eine klare Zunahme der Geschwindigkeit, die auf steigende Kompaktion zurückzuführen ist. Die Sedimentmächtigkeit nimmt im gleichen Intervall von 240 m auf 220 m ab. Seewärts des Grabens mißt die Sedimentsäule noch ca. 275 m. Die beiden Geschwindigkeitsangaben in Klammer stammen aus der Analyse der SO81-P5 Daten: dieses Profil verläuft parallel zur Richtung der Subduktion und die ermittelten Geschwindigkeiten sind mit leichten Fehlern behaftet, da die Voraussetzung der horizontalen Schichtung verletzt ist.

Weitere Informationen über die Geschwindigkeiten erhalten wir aus der Migration der SO173-P34 Daten (s. Abb. 3.18). Aus der Abbildung des BSR in 140 m Tiefe er-

gibt sich eine Sedimentgeschwindigkeit von 1550 m/s direkt am Meeresboden. Über dem Décollement erreicht das Sediment Geschwindigkeiten von 2100 m/s. Dieses steht in gutem Einklang mit globalen Mittelwerten für terrigenes Sediment. Hamilton (1979) gibt für 700 m Tiefe  $v_p = 2148$  m/s und  $v_p/v_s = 2,95$  an. Für die ozeanische Kruste erhalten wir eine Geschwindigkeit von 4700 m/s, Diese steigt auf ca. 5200 m/s (in 2 km Tiefe) an.

## 4.2 Geometrie des Sedimentkeils

Die genaue Kenntnis der Geschwindigkeiten im Sedimentprisma erlaubt es, die Geometrie dieses Prismas im Sinne der Coulomb Theorie zu betrachten (Davis *et al.*, 1983; Dahlen *et al.*, 1984). Dabei wird davon ausgegangen, daß das Material des Prismas so lange deformiert wird, bis eine kritische Neigung erreicht ist und es zu einem stabilen Gleiten entlang der basalen Grundfläche kommen kann. Entscheidende Größen sind dabei der Winkel  $\alpha$  zwischen der Oberkante des Prismas und der Horizontalen und der Winkel  $\beta$  zwischen der Horizontalen und der Unterkante des Prismas. In Tab. 4.1 werden diese Winkel für das Profil SO81-P5 angegeben.

	P178	P181	P179	P182	Ø
$\alpha$	6,65°	6,34°	5,83°	5,33°	6,0°
$\beta$	9,93°	8,53°	7,83°	8,06°	8,6°

Tabelle 4.1: *Neigungswinkel des Sedimentprismas.*

Diese Winkel sind deutlich steiler als für das Sedimentprisma vor der Küste Nicoyas. Die Tiefenmigration von McIntosh und Sen (2000) liefert Werte für  $\alpha$  von 6° bis 7° und für  $\beta$  von 5,5° bis 6,5°. Ein Grund dafür könnte eine stärkere Reibung entlang des Décollements im südlichen Bereich Costa Ricas sein (Davis *et al.*, 1983). Saffer und Bekins (2002) schlagen als ausschlaggebende Größe den Porenfluiddruck vor. Ein hoher Porenfluiddruck im subduzierten Sediment führt zu einer geringeren Reibung entlang des Décollements und kann so einen geringeren Neigungswinkel des Sedimentsprismas verursachen. Eine statistische Untersuchung zeigt, daß sich der Neigungswinkel des Prismas und die Dicke des subduzierten Sediments antiproportional verhalten (Clift und Vannucchi, 2004). Eine dicke Sedimentschicht kann im frühen Stadium der Subduktion mehr Porenwasser freisetzen. Tatsächlich ist die Sedimentmächtigkeit der ozeanischen Platte im südlichen Bereich Costa Ricas mit ca. 275 m deutlich geringer als im nördlichen (über 400 m).

### 4.3 Berechnung der Laufwege

Auf der Fahrt SO173 wurden die Ozean-Boden-Hydrophone in sehr engen Abständen platziert. Auf den Profilen 33 bzw. 34 betrug der mittlere Abstand der einzelnen Stationen ca. 200 m. Durch diese engen Abstände ist es möglich, die Reflexion eines einzelnen Untergrundpunktes an mehreren OBH aufzuzeichnen (s. Abb. 4.3). Dies ist nur für einen bestimmten offset-Bereich möglich – ab einem offset von ca. 4 km wird die reflektierte Welle von der Direkten überlagert (in Abb. 3.16 ist die Décollement-Reflexion bei ca. 2.5 sec zu sehen).

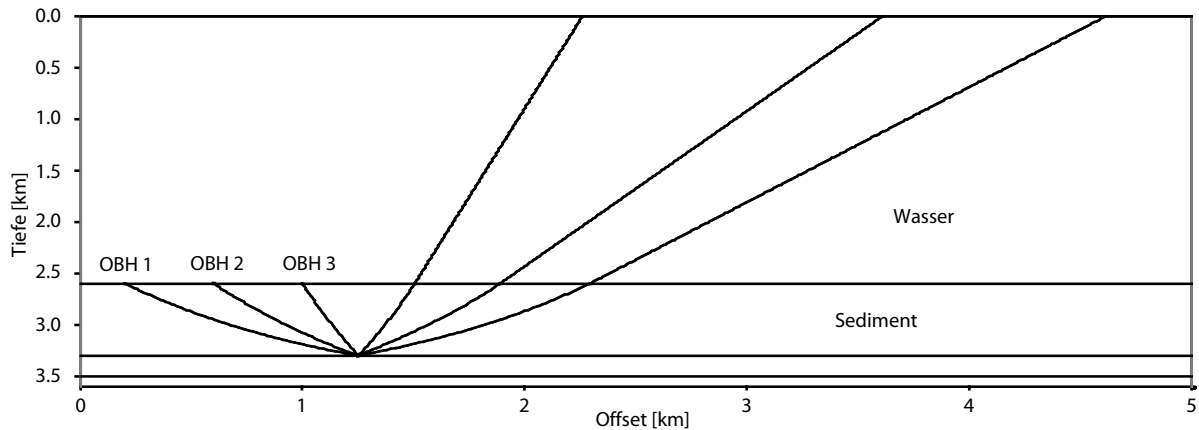


Abbildung 4.3: *Beispielhafte Überdeckung eines Untergrundpunktes durch drei OBH. Durch die räumliche Trennung von Quelle und Empfänger kann ein Untergrundpunkt unter mehreren Reflexionswinkeln beobachtet werden.*

Um mit den Daten eine AVA-Analyse (also eine Untersuchung der Winkelabhängigkeit der Reflexionsamplitude) durchzuführen, muß für jede aufgezeichnete Welle sowohl der wahre Reflexionspunkt im Untergrund als auch der Reflexionswinkel am Décollement bekannt sein. Beides kann allein aus der Kenntnis des offsets (dem horizontalem Abstand zwischen dem OBH und der Airgun) und der Geschwindigkeits-Tiefen-Verteilung berechnet werden (s. Abb. 4.4). Dabei muß auch die tiefenabhängige Geschwindigkeitszunahme im Sediment beachtet werden. Ein Ignorieren des Geschwindigkeitsgradienten im Sediment würde zu einem Fehler im Reflexionswinkel  $\gamma$  von bis zu 10 % führen (Xu *et al.*, 1993).

Aufgrund der einfachen Geometrie des zu bearbeitenden Profils (der Meeresboden und das Décollement verlaufen söhlig, vgl. Abb. 3.18) kann ein Geschwindigkeitsmodell mit nur zwei Schichten angenommen werden. Die obere Schicht ist die Wassersäule mit der Mächtigkeit  $z_{H_2O}$  und der konstanten Geschwindigkeit  $v_{H_2O}$ . Für das darunter liegende Sediment mit der Mächtigkeit  $z_{sed}$  wird ein konstanter Geschwindigkeitsgradient angenommen: während direkt unter dem Meeresboden die Geschwindigkeit  $v_0 = 1550$

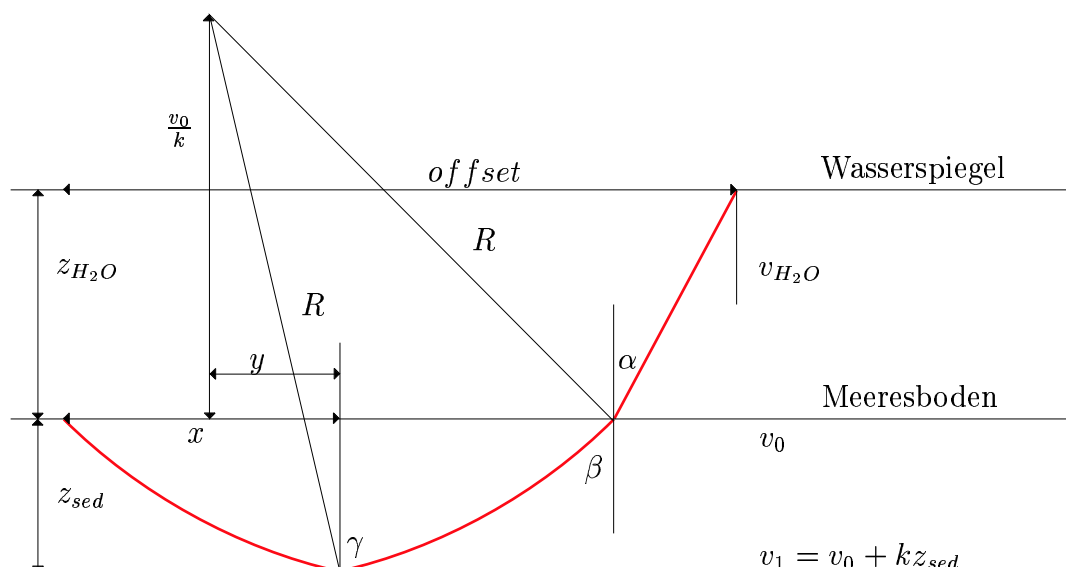


Abbildung 4.4: Schematische Skizze zur Winkel- und Laufwegsberechnung. In rot ist der Strahlenverlauf dargestellt. Ist die Geschwindigkeits-Tiefen-Verteilung bekannt, kann aus dem offset an der Oberfläche die Position des Reflektionspunktes und auch der Reflexionswinkel  $\gamma$  berechnet werden.

m/s beträgt, steigt diese bis zum Décollement auf  $v_1 = v_0 + kz_{sed} = 2100$  m/s an. Die Werte für  $v_0$  und  $v_1$  sind das Ergebnis der Tiefenmigration (vgl. Kap. 3.4).

In Medien mit einer konstanten Geschwindigkeit setzen sich seismische Wellenfronten einer Punktquelle als ideale Kugeln fort. Im Wasserkörper kann die Welle also durch einen ebenen Strahl beschrieben werden. In der zweiten Schicht (dem Sediment) ist die Geschwindigkeit nicht mehr konstant und die Welle läuft entlang eines gekrümmten Strahlweges. In unserem Fall der konstanten Geschwindigkeitszunahme mit der Tiefe ist dieser Strahlweg ein Kreisbogen mit dem Radius  $R$ , dessen Mittelpunkt um genau  $v_0/k$  über der Schicht (also über dem Meeresboden) liegt (Ostrander, 1984).

Um den wahren Reflexionspunkt im Untergrund zu bestimmen, müssen für den eben beschriebenen Strahlweg einige geometrische Überlegungen angestellt werden:

- Nach dem Satz des Pythagoras folgt für den Radius des Kreisbogens (also für den Strahlweg im Sediment):

$$R^2 = \left(z_{sed} + \frac{v_0}{k}\right)^2 + y^2 = \left(\frac{v_0}{k}\right)^2 + (x + y)^2 \quad (4.3)$$

- Entlang des kompletten Strahlweges bleibt der Strahlparameter  $p$  konstant. Daraus folgt für die Winkel an den Grenzflächen:

$$\frac{\sin\alpha}{v_{H_2O}} = \frac{\sin\beta}{v_0} = \frac{\sin\gamma}{v_1} \quad (4.4)$$

- Für die Winkel des Strahlweges mit den Schichtgrenzen gilt außerdem:

$$\tan \alpha = \frac{\text{offset} - 2x}{z_{H_2O}} \quad \tan \beta = \frac{v_0/k}{x+y} \quad \tan \gamma = \frac{z_{sed} + v_0/k}{y} \quad (4.5)$$

Durch Umformen dieser Gleichungen läßt sich für jeden Schuß des Profils nicht nur sein wahrer Reflexionspunkt am Décollement berechnen, sondern auch die drei Winkel  $\alpha$ ,  $\beta$  und  $\gamma$  an den Grenzflächen und die Weglänge des Strahls. Dieses ist für Kapitel 4.4 von Bedeutung.

offset	x	$\alpha$	$\gamma$	Laufweg
1000 m	202 m	13.0°	18.4°	4143 m
2000 m	418 m	24.4°	35.6°	4501 m
3000 m	659 m	33.6°	51.0°	5066 m
4000 m	945 m	39.6°	63.7°	5708 m

Tabelle 4.2: Übersicht der geometrischen Faktoren.

Tabelle 4.2 zeigt die Werte für einige beispielhafte Strahlverläufe. Es fällt auf, daß der Reflexionspunkt am Décollement bei einem Schussintervall von 10 m nur um ca. 2–2,5 m je Schuß wandert – die Abstände zwischen den Reflexionspunkten sind also wesentlich kleiner als zwischen den Schusspunkten. Dies wirkt sich positiv auf die räumliche Auflösung aus. Die Länge des Strahlweges variiert nur wenig. Der relative Amplitudenverlust durch sphärische Divergenz ist also gering.

## 4.4 Amplitudenbearbeitung

Auf den Profilen SO173-P33 und SO173-P34 wurde für jeden Schuß die Amplitude der Décollement-Reflexion bestimmt. Dies war bis zu einem Offset von ca. 4 km möglich – danach wurde die Reflexion von der ankommenden direkten Welle überlagert. Die Rohdaten wurden dafür nur mit einem 3-Hz-Hochpassfilter bearbeitet, um die Amplituden möglichst wenig zu verfälschen. Für jede Spur wurde ein Zeitfenster gepickt, das lediglich die gewünschte Reflexion beinhaltet, und es wurde der Minimal- und Maximalwert in diesem Zeitfenster bestimmt.

	OBH 13	OBS 15	OBS 16	OBS 19	OBH 20	OBH 21	OBH 22
P 33	108	125	99	95	83	72	88
P 34	704	744	634	642	391	548	485

Tabelle 4.3: Anzahl der gepickten Spuren.

Tabelle 4.3 zeigt, auf wie vielen Spuren die Amplitude der Décollement-Reflexion bestimmt werden konnte. Auf Profil 34 konnten insgesamt 4148 Schüsse ausgewertet werden, die einen Bereich des Décollements von 2556 m abdecken.

Die so ermittelten Amplitudenwerte müssen noch weiter bearbeitet werden, um vergleichbar zu sein. Zuerst wird eine Gerätenormierung durchgeführt, um die unterschiedlichen Verstärkungen der einzelnen Geräte zu berücksichtigen. Dabei wird jeweils die direkte Welle für kleine Offsets, die ja direkt von oben kommt, als Skalierungsfaktor für jedes Gerät berücksichtigt. Die Wassertiefe kann dabei vernachlässigt werden, da ja alle Geräte in der gleichen Wassertiefe liegen.

Der Laufweg der Welle muß ebenfalls berücksichtigt werden. Durch die dreidimensionale Ausbreitung der Energie nimmt die Amplitude anti-proportional zum Laufweg  $R$  ab (Telford *et al.*, 1990). Da die Airgun direkt unter der Wasseroberfläche geschleppt wird, kommt es hier zu einer winkelabhängigen Interferenz der Energie: um dies zu berücksichtigen, muß die Amplitude durch den Cosinus des Abstrahlwinkels  $\alpha$  dividiert werden (Zillmer *et al.*, 2005). Wird die Welle mit einem Geophon aufgezeichnet, kommt es aufgrund der Richtcharakteristik zu einem Effekt, der ebenfalls mit dem Cosinus des Einfallswinkels  $\beta$  berücksichtigt werden muß. Für ein Hydrophon gilt also der Korrekturfaktor

$$K_{hydrophon} = \frac{R}{\cos \alpha}. \quad (4.6)$$

Für die Amplituden der Vertikalkomponente eines Geophons wird folgende Korrektur angewendet:

$$K_{geophon} = \frac{R}{\cos \alpha \cos \beta}. \quad (4.7)$$

Die Effekte dieser Korrekturen werden in Abb. 4.5 anhand der direkten Welle demonstriert. Die gemessene Amplitude (dünne Linie) nimmt mit zunehmendem Offset stark ab. Beim Geophon ist dieser Effekt wie erwartet stärker als beim Hydrophon. Durch die beiden oben aufgelisteten Gleichungen gelingt es jedoch, diese Effekte zu korrigieren.

Aus den korrigierten Amplituden sollen wahre Reflexionskoeffizienten berechnet werden. Dieses wird durch einen Vergleich von den OBH-Daten mit den Ergebnissen der AVO-Analyse von SO81-P5 (s. Kap. 3.1) erreicht. Der Schnittpunkt beider Profile liegt auf SO173-P34 bei 1640 m und 3200 m landwärts des Tiefseegrabens. Dreidimensionales ray-tracing zeigt, daß die Reflexionspunkte am Décollement, die vom Streamer bzw. vom OBH aufgezeichnet werden, verschieden sind: der vom Streamer aufgezeichnete Reflexionspunkt liegt für den gleichen Schuß 60 m weiter seewärts als der Punkt, den ein am

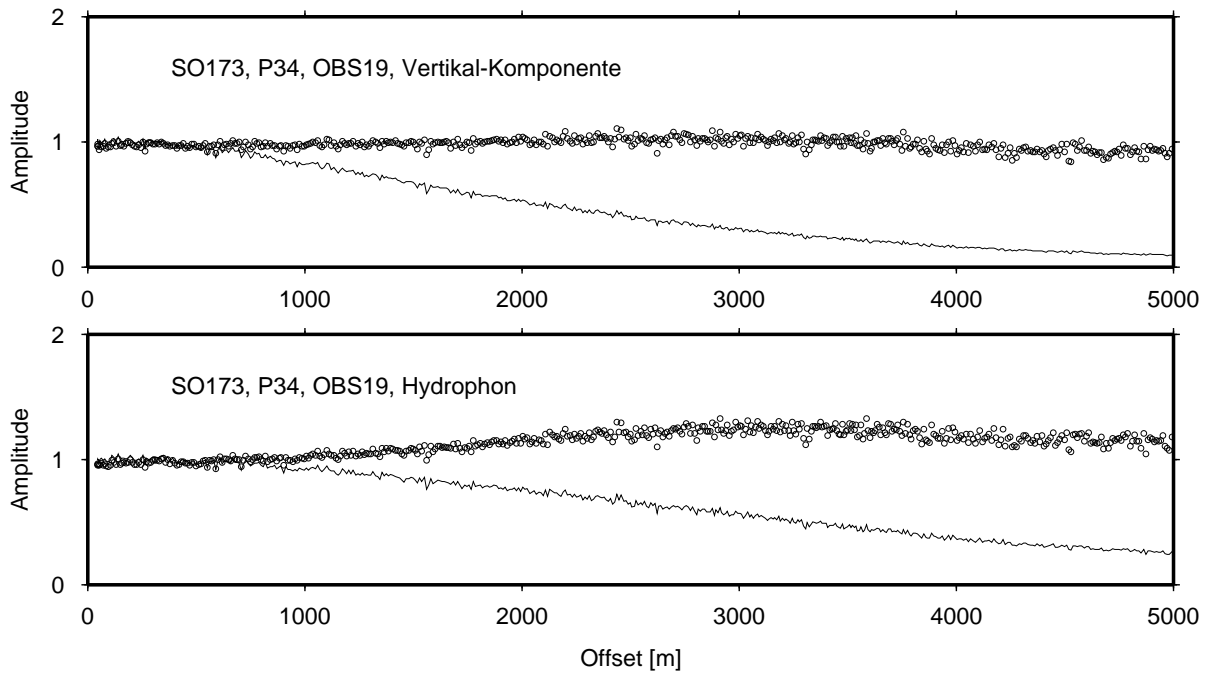


Abbildung 4.5: Geometrische Korrektur der direkten Welle. Dünne Linie: gemessene Amplitude. Kreise: Mit Gln. 4.6 bzw. 4.7 korrigierte Amplituden.

Meeresboden liegendes OBH aufzeichnet. Dies wird bei der Ermittlung des Schnittpunktes berücksichtigt.

Die so ermittelten Amplituden sind in Abb. 4.6 für P33 und in Abb. 4.7 für P34 dargestellt. Die Werte für den Offset entsprechen den Werten aus Abb. 3.18. Die Winkel sind die wahren Reflexionswinkel am Décollement unter Berücksichtigung der Strahlenkrümmung durch den Geschwindigkeitsgradienten (s. Kap. 4.3). Bei P33 wurde jeder Schuß einzeln geplottet, für P34 wurde (aufgrund der engen Abstände zwischen den Reflexionspunkten von 2 bis 3 Metern) eine Konvolution mit einem Rechteck gerechnet, dessen Länge 9 Schußpunkte betrug. Das Ergebnis ist ein gleitender Mittelwert.

Die Abbildungen zeigen, daß für fast alle Stationen Reflexionen bis zu einem Winkel von über  $50^\circ$  aufgezeichnet werden konnten. Die Reflektivität variiert dabei sowohl in Abhängigkeit vom Offset als auch vom Winkel stark. Die Werte für  $R_p$  schwanken dabei zwischen 0,02 und 0,14. Es bestehen starke Gemeinsamkeiten zwischen beiden Profilen. Der Bereich zwischen 1800 m und 1900 m zeigt zum Beispiel eine geringe Reflektivität für den gesamten Winkelbereich, während 100 m weiter süd-westlich auf beiden Profilen stärkere Reflexionskoeffizienten gemessen werden.

Um die Amplituden besser darzustellen, werden die Werte für den ganzen Wertebereich interpoliert. In Richtung des Profils wurde dabei ein wesentlich engerer Abstand (0,05 m) gewählt als für den Winkelbereich ( $0,5^\circ$ ). Entlang des Profils kann sich die

#### 4 Bearbeitung der Daten

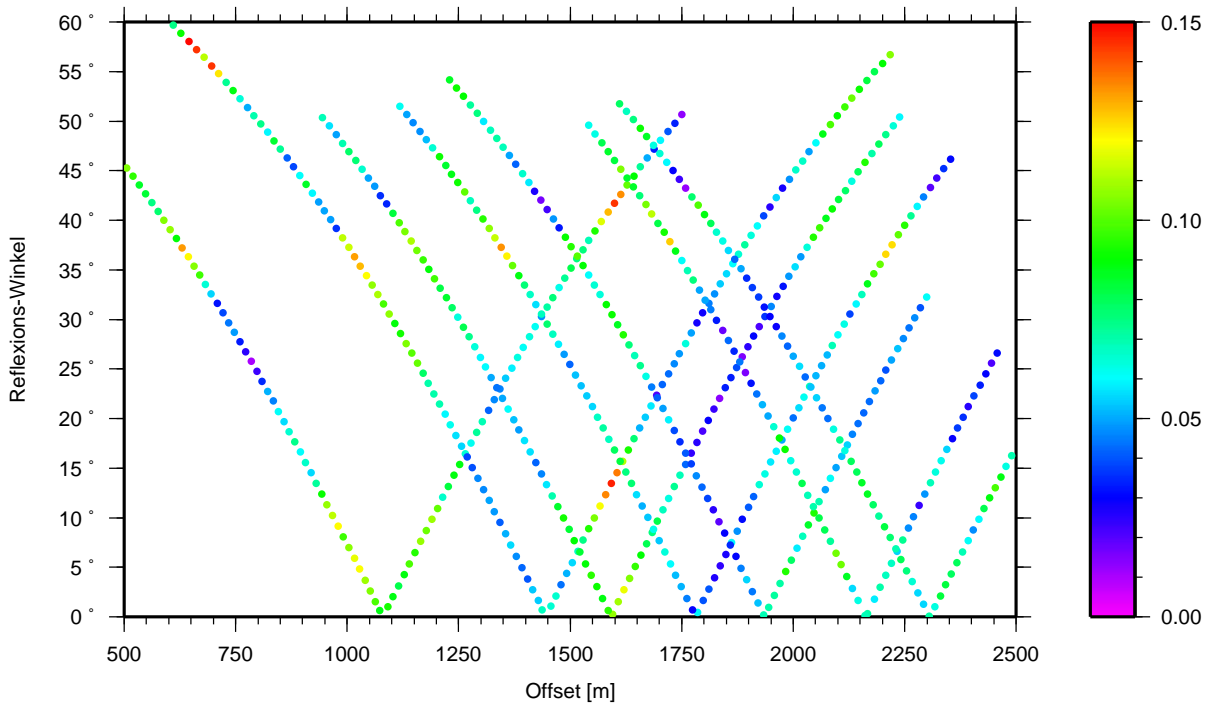


Abbildung 4.6: Gemessene Daten für Profil P33.

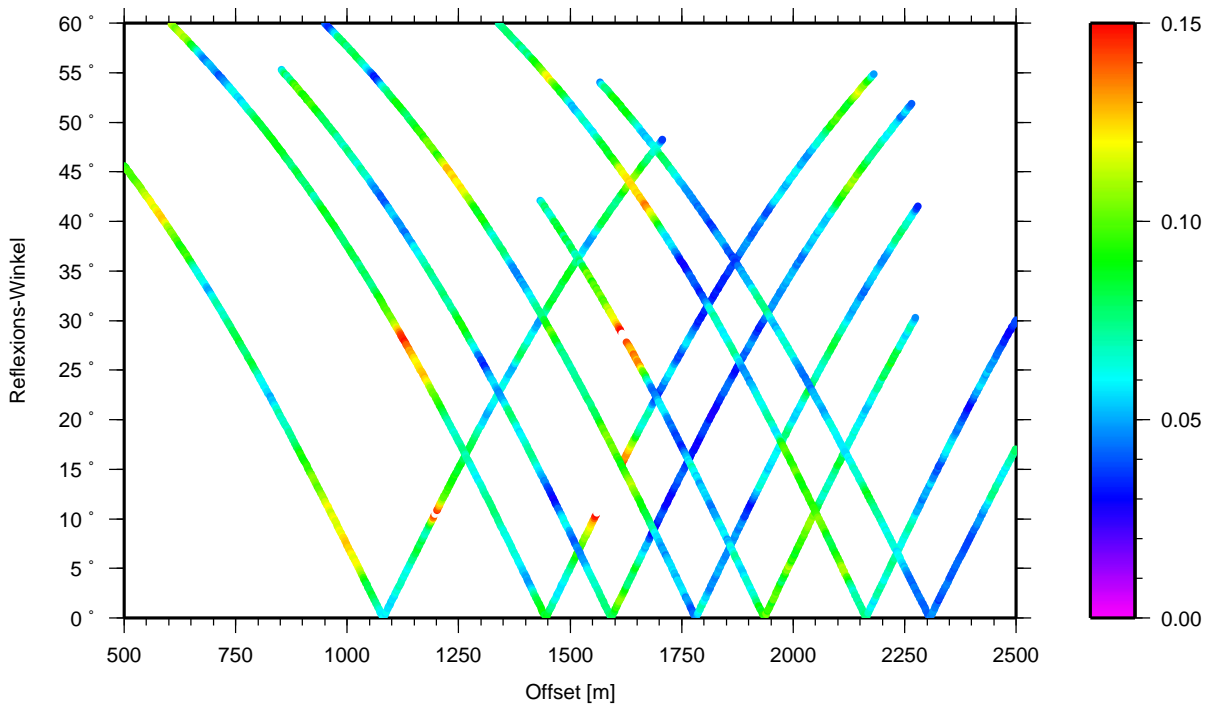


Abbildung 4.7: Gemessene Daten für Profil P34. Bedingt durch die engen Abstände der OBH wurden im zentralen Bereich des Profils für den gesamten Winkel-Bereich Amplituden registriert.



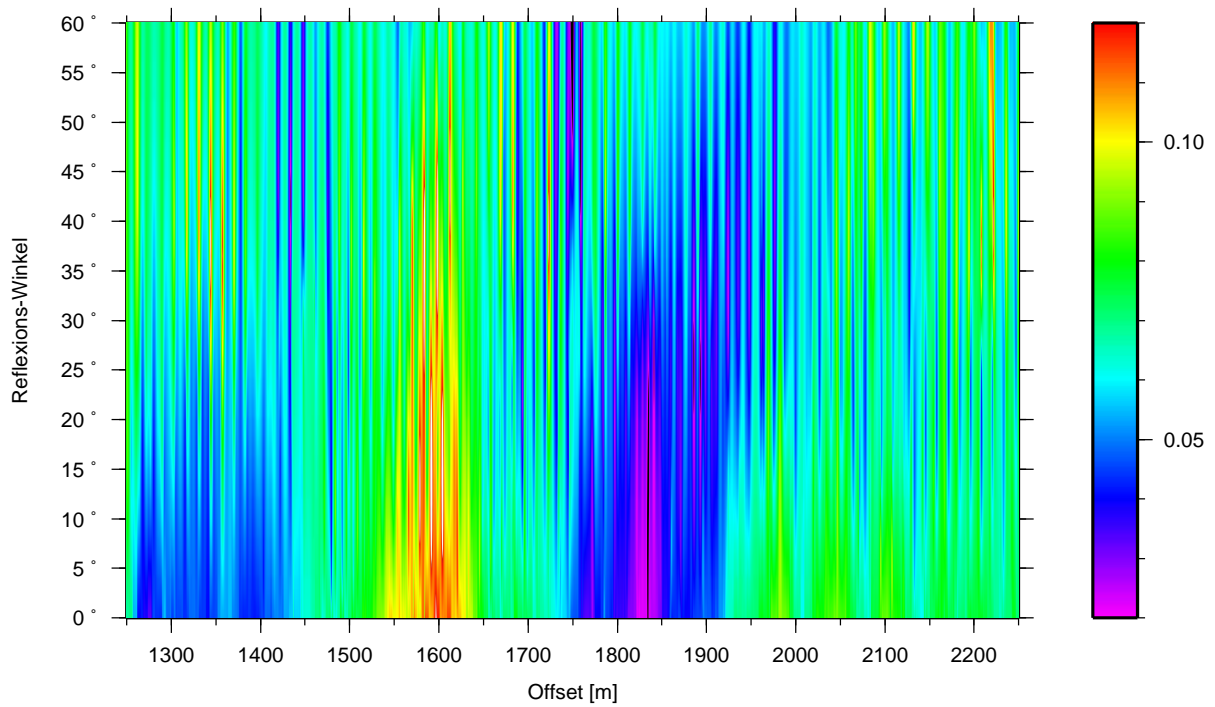
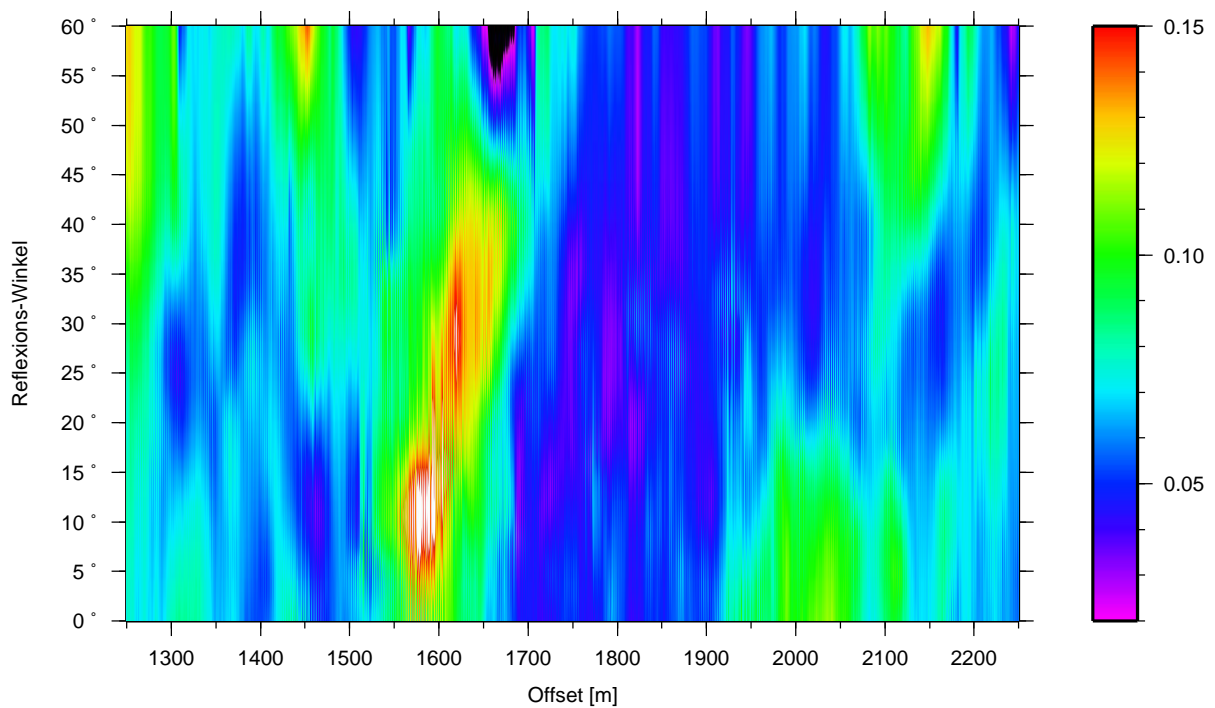
Abbildung 4.8: *Interpolierte Daten für Profil P33.*

Abbildung 4.9: *Interpolierte Daten für Profil P34. Beide Abbildungen zeigen starke Ähnlichkeiten: Für den gesamten Winkel-Bereich ist die Reflektivität zwischen 1500 und 1700 m und zwischen 2000 und 2200 m höher als auf dem Rest des Profils.*

#### 4 *Bearbeitung der Daten*

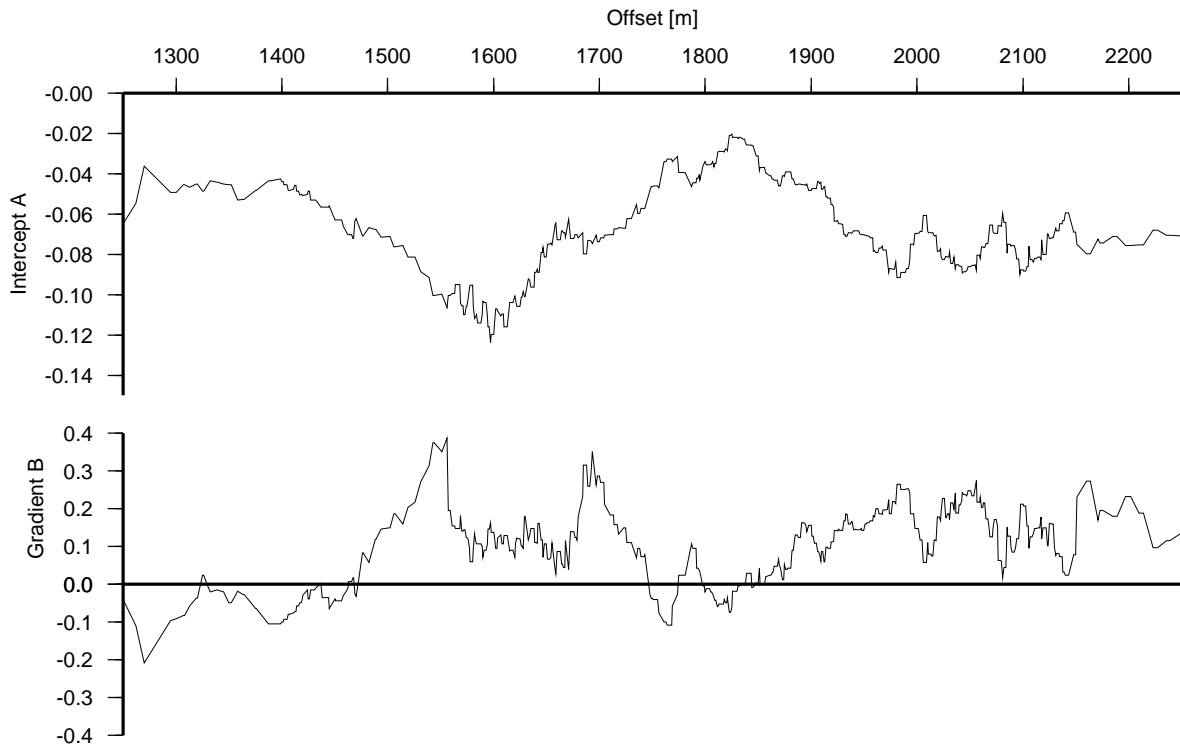


Abbildung 4.10: *Ergebnisse der linearen Regression für P33.*

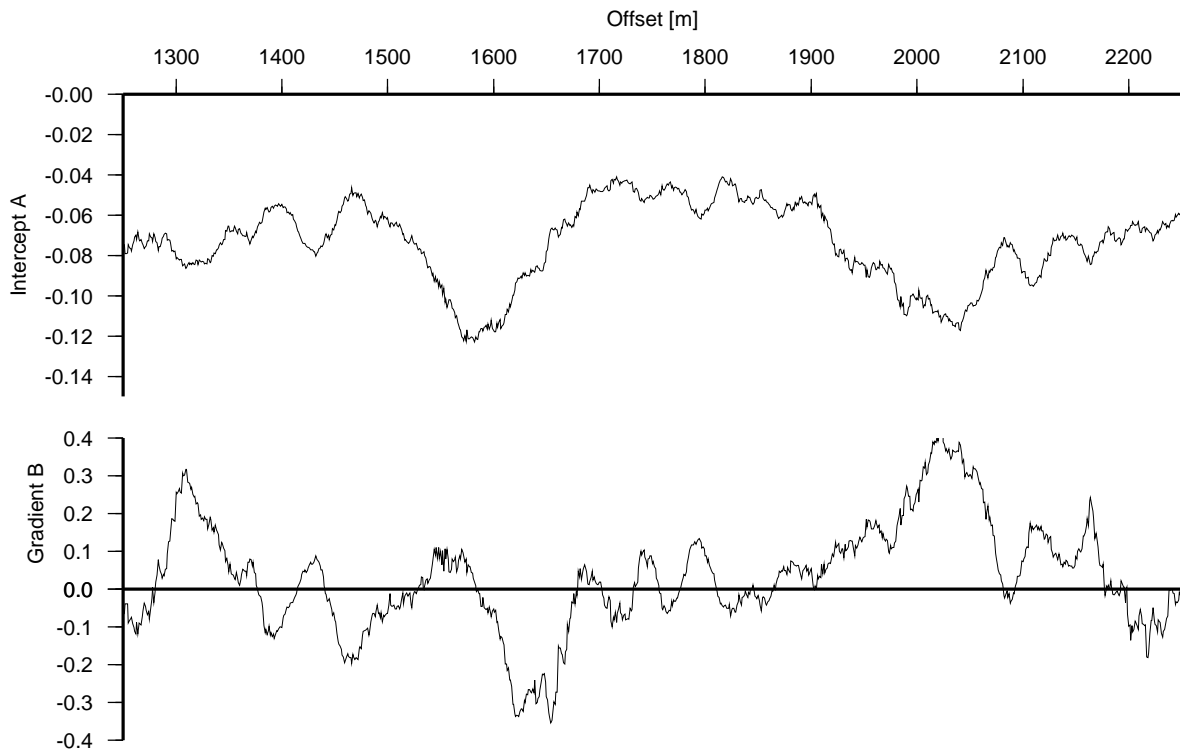


Abbildung 4.11: *Ergebnisse der linearen Regression für P34. Beide Profile liefern identische Ergebnisse für die zero-offset-Reflektivität A.*

Reflektivität schließlich sehr schnell ändern, während die winkelabhängige Reflektivität durch stetige Kurven beschrieben wird. Aufgrund dieser Tatsache wird auch der Spannungsfaktor für diese interpolierte Fläche (Smith und Wessel, 1990) mit  $T = 0,1$  relativ klein gewählt ( $T = 0$  ergibt die Fläche der kleinsten Krümmung). Die Ergebnisse sind in Abb. 4.8 und 4.9 zu sehen. Beide Profile zeigen auch in dieser Darstellung starke Ähnlichkeiten. Auf Profil P34 ist die Auflösung aufgrund der höheren Schußdichte wesentlich größer. Interessant ist der Bereich zwischen 2000 und 2200 m: hier wird für große und kleine Winkel eine hohe Reflektivität gemessen, während der mittlere Winkelbereich nur eine geringe Reflektivität zeigt.

Für die gemessenen Amplituden wird nun wieder die Näherungsgleichung von Shuey angewandt (s. Gl. 3.1). Es werden nur die Werte bis zu einem Reflexionswinkel von  $30^\circ$  betrachtet. Für jeden Punkt entlang des Profils wird eine lineare Regression gerechnet. Dabei werden alle Punkte berücksichtigt, die in einem 20 m breiten Intervall um diesen Punkt herum liegen.

Als Ergebnis sind in Abb. 4.10 und 4.11 die daraus resultierenden Interceptwerte und Gradienten für die beiden Profile dargestellt. Der Intercept-Wert  $A$  ist dabei auf beiden Profilen sehr ähnlich. Es gibt klare Maxima bei 1600 und 2000 m. Der Gradient für Profil P33 liegt – bis auf wenige Ausnahmen – im Bereich von 0,1 bis 0,2. Dies bedeutet eine leichte Abnahme der absoluten Reflektivität mit dem Winkel und entspricht in etwa den Ergebnissen des Profils SO81-P5 (s. Abb. 3.3). Ein etwas anderes Verhalten zeigt der Gradient für Profil P34: hier wird der erwartete Wert von 0,1 bis 0,2 nur selten erreicht und es gibt sogar Maximalwerte von -0,4 und 0,4.

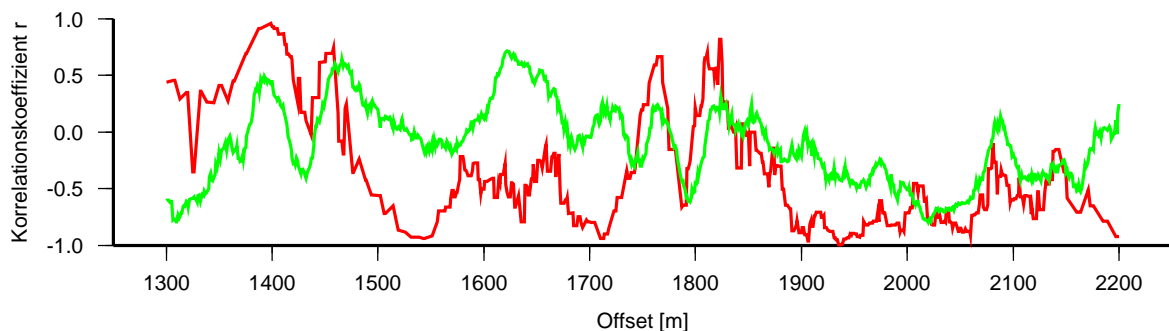


Abbildung 4.12: Korrelationskoeffizient  $r$  für die Ergebnisse der linearen Regression. Rot: P33. Grün: P34.

Die Ergebnisse dieser rein statistischen Auswertung sind jedoch mit großer Vorsicht zu betrachten. Zum Beispiel gibt es im Bereich von 2050 m des Profils aufgrund der geometrischen Bedingungen (jeweils zwei OBH zeichnen die Reflexion mit dem gleichen Winkel auf) effektiv nur zwei Messwerte – nämlich bei  $\gamma \sim 10^\circ$  und bei  $\gamma \sim 23^\circ$ . In diesem Fall können schon kleine Messfehler bei den Amplituden große Fehler bei dem Gradienten  $B$  hervorrufen (Walden, 1991).

Ein gutes Maß für die Qualität einer linearen Regression ist der dimensionslose Regressionskoeffizient  $r$ . Je näher die Messwerte an der Regressionsgeraden liegen, desto größer ist der Betrag von  $r$  – für eine steigende Gerade maximal +1 und für eine fallende Gerade maximal -1. Dieser Korrelationskoeffizient ist in Abb. 4.12 gezeigt.

## 4.5 Modellierung der Amplituden

Trifft eine Kompressionswelle in einem nichtsenkrechten Winkel auf eine Grenzfläche, so entstehen vier verschiedene Wellen: eine reflektierte und eine gebrochene P-Welle sowie eine reflektierte und eine gebrochene S-Welle. An einer Grenzfläche zwischen zwei homogenen und isotropen Halbräumen hängt das Amplitudenverhalten der vier entstehenden Wellen nur von sechs Größen ab: von den beiden seismischen Geschwindigkeiten  $v_p$  und  $v_s$  und der Dichte  $\rho$  überhalb und unterhalb der Grenzfläche. Das Amplitudenverhalten dieser vier Wellen wurde erstmals von Karl Zoeppritz 1919 in den sogenannten Zoeppritz-Gleichungen beschrieben.

Mit den Zoeppritz-Gleichungen wurde ein wichtiger Grundstein für die quantitative Seismik gelegt. Mit ihnen war es möglich, aus der Winkelabhängigkeit der Reflexionsamplitude auf die elastischen Parameter im Untergrund zu schließen. Eine erste Anwendung zeigte Koefoed (1955): er löste die Zoeppritz-Gleichungen für 17 verschiedene Parameterkombinationen und formulierte fünf allgemeingültige Regeln, die den Einfluß der Poisson-Zahl auf die Winkelabhängigkeit der Reflektivität beschreiben.

In den 80-er Jahren fand die AVO-Analyse dann eine breite Anwendung. Ostrander (1984) beschreibt z.B. die Anwendung der Amplitudenanalyse auf Gas-Lagerstätten.

Die Zoeppritz-Gleichungen beschreiben die Reflexionskoeffizienten zwar exakt, sind aber relativ unanschaulich und unübersichtlich. Im Laufe der Zeit wurden einige einfachere Näherungen dieser Gleichungen veröffentlicht, von denen eine (nur für den Fall einer reflektierten P-Welle) in Gl. 4.8 dargestellt ist (Shuey, 1985):

$$R(\theta) = R_0 + \left[ B_0 R_0 + \frac{\Delta\sigma}{(1-\sigma)^2} \right] \sin^2 \theta + \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_p} (\tan^2 \theta - \sin^2 \theta) \quad (4.8)$$

Der winkelabhängige Reflexionskoeffizient wird dabei durch drei Terme beschreiben, die im Folgenden näher erläutert werden sollen:

- Der erste Term  $R_0$  ist der Reflexionskoeffizient für den senkrechten Einfall und hängt nur vom Impedanzkontrast (also nur von  $v_p$  und  $\rho$ ) an der Grenzfläche ab.

- Der zweite Term beschreibt das Reflexionsverhalten für mittlere Winkel bis  $30^\circ$ . Die Hauptinformation in diesem Term ist das Verhältnis  $\Delta\sigma/R_0$ . Dies ist der größte Vorteil der AVO-Analyse: es können allein aus dem P-Wellen-Reflexionskoeffizienten Aussagen über das Poisson-Verhältnis und damit über die S-Wellen-Geschwindigkeit gemacht werden.
- Der letzte Term ist nur bei Weitwinkel-Reflexionen von Bedeutung. Er hängt in erster Linie von der Geschwindigkeitsänderung  $\Delta v_p$  ab und ist unabhängig von der Dichte. Während bei einer senkrechten Reflexion der Einfluß von  $v_p$  und  $\rho$  nicht unterschieden werden kann, ist diese Unterscheidung durch Analyse der Weitwinkelreflektivität möglich.

Nun sollen mit Hilfe der Zoeppritz-Gleichungen Aussagen über die elastischen Parameter im Bereich des Décollements getroffen werden. Dazu werden die Messwerte für das Amplitudenverhalten, die in Abb. 4.6 und 4.7 dargestellt sind, in jeweils 10 m breite Intervalle eingeteilt. Für diese Daten wird jeweils eine Lösung der Zoeppritz-Gleichungen modelliert. Dabei werden nur Variationen unterhalb des Décollements zugelassen. Bei der Geschwindigkeitsanalyse zeigte sich der Sedimentkeil als ausgesprochen homogen entlang des Profils, und auch andere Arbeiten (Bangs *et al.*, 2004) zeigen, dass Amplitudenvariationen am Décollement nur durch Variationen im unteren Sediment hervorgerufen werden.

Die Parameter für den Bereich oberhalb des Décollements sind in Tabelle 4.4 angegeben:

$v_p$	$v_s$	$\rho$
2100 m/s	728 m/s	2.10 g/cm <sup>3</sup>

Tabelle 4.4: Werte für den Bereich oberhalb des Décollements.

Die P-Geschwindigkeit ist dabei das Ergebnis der Tiefenmigration (Kap. 3.4). Die S-Geschwindigkeit wurde mit folgender empirischer Formel ermittelt (Hamilton, 1976):

$$v_s = 322 + 0.58d \quad (4.9)$$

$d$  entspricht dabei der Tiefe (in Metern) unter dem Meeresboden (also 700 m). Die Formel ist das Ergebnis einer linearen Regression für sandige Tone und Turbidite aus einem Tiefenbereich von 120 bis 650 m – hat also eine gute Gültigkeit für das im Keil vorliegende Sediment. Die Dichte basiert auf folgender Beziehung (Gardner *et al.* (1974)):

$$\rho = 0.31v_p^{0.25} \quad (4.10)$$

#### 4 Bearbeitung der Daten

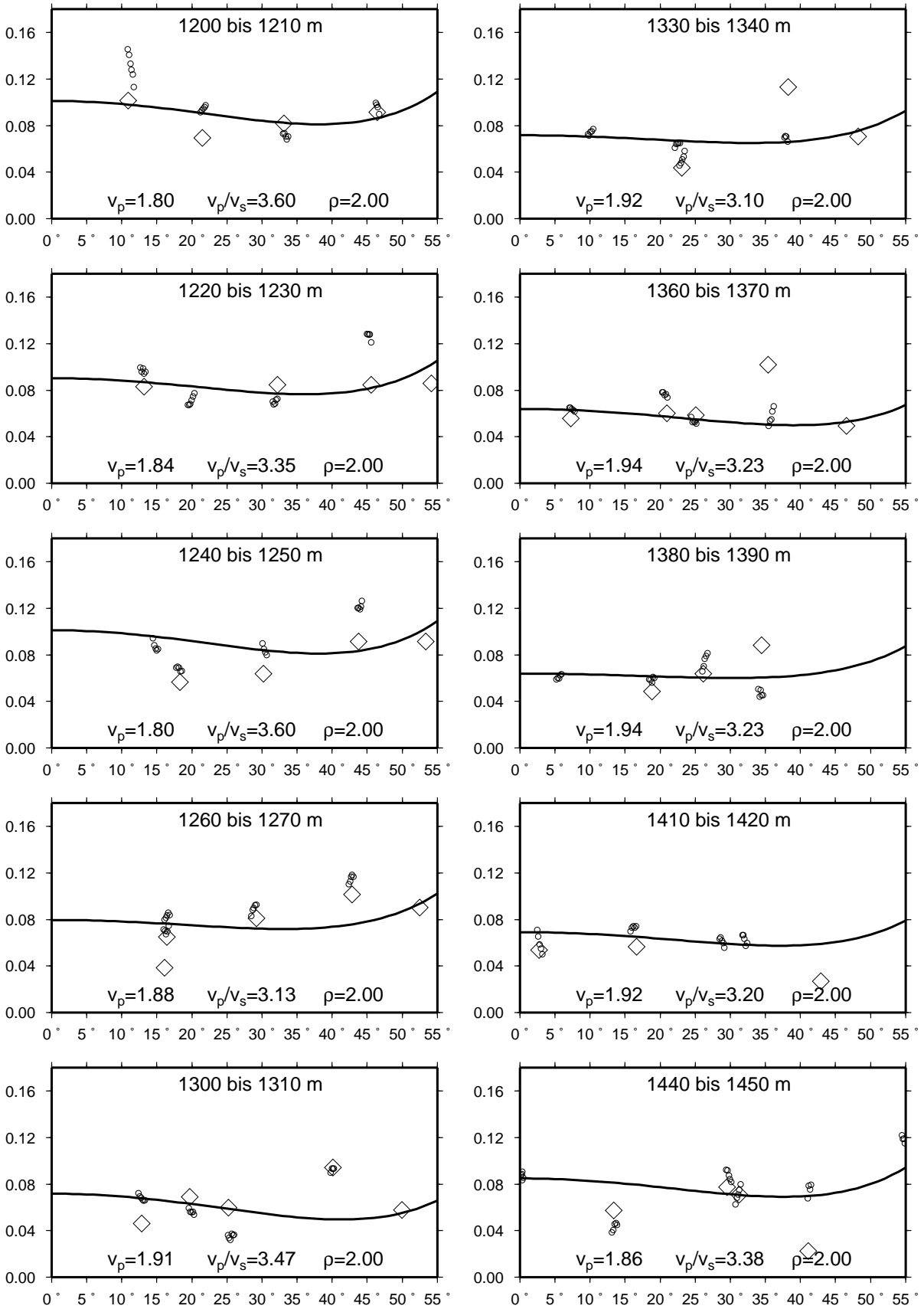


Abbildung 4.13: Ergebnisse der Zoepritz-Modellierung (1200 bis 1450 m).

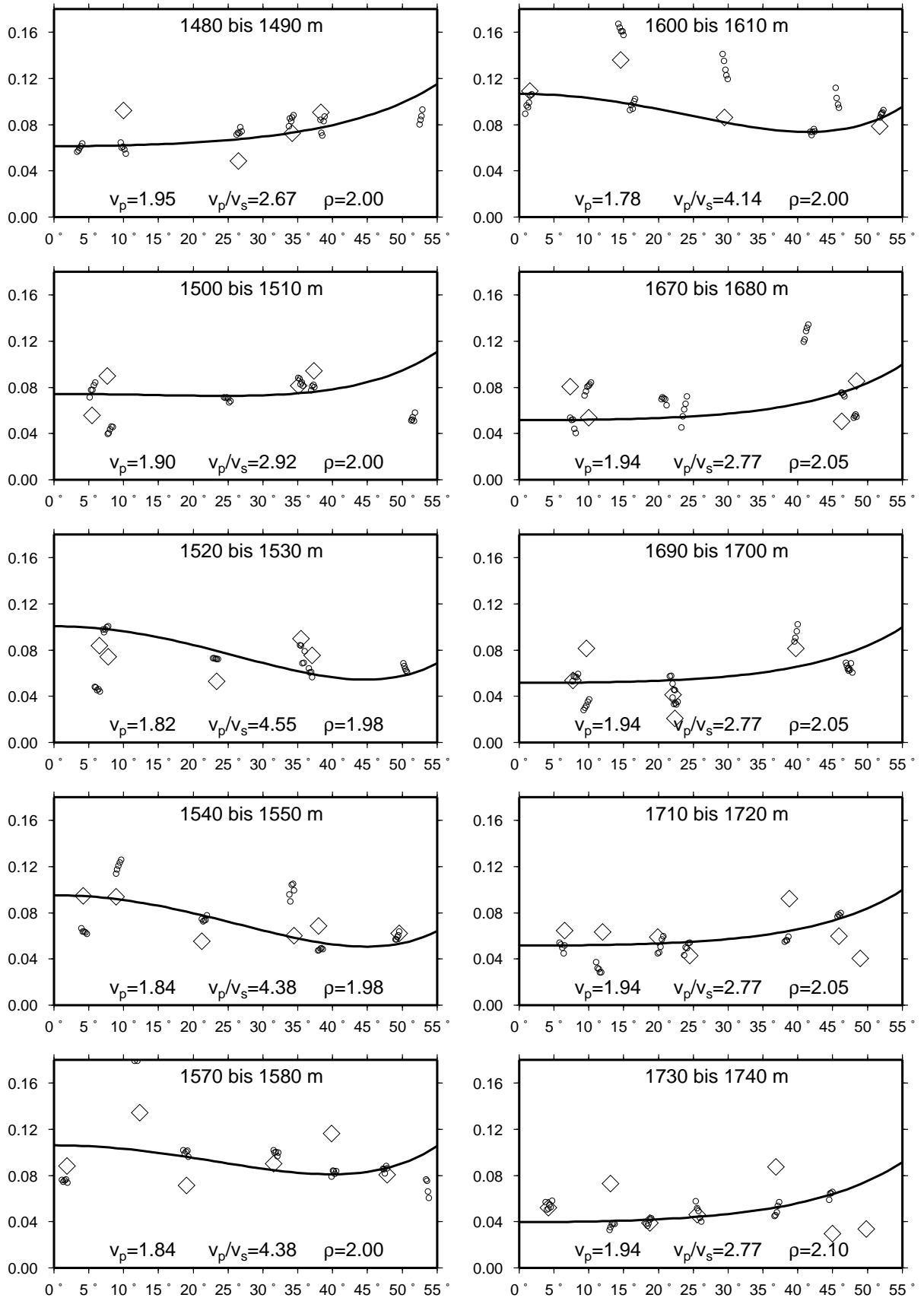


Abbildung 4.14: Ergebnisse der Zoeppritz-Modellierung (1480 bis 1740 m).

#### 4 Bearbeitung der Daten

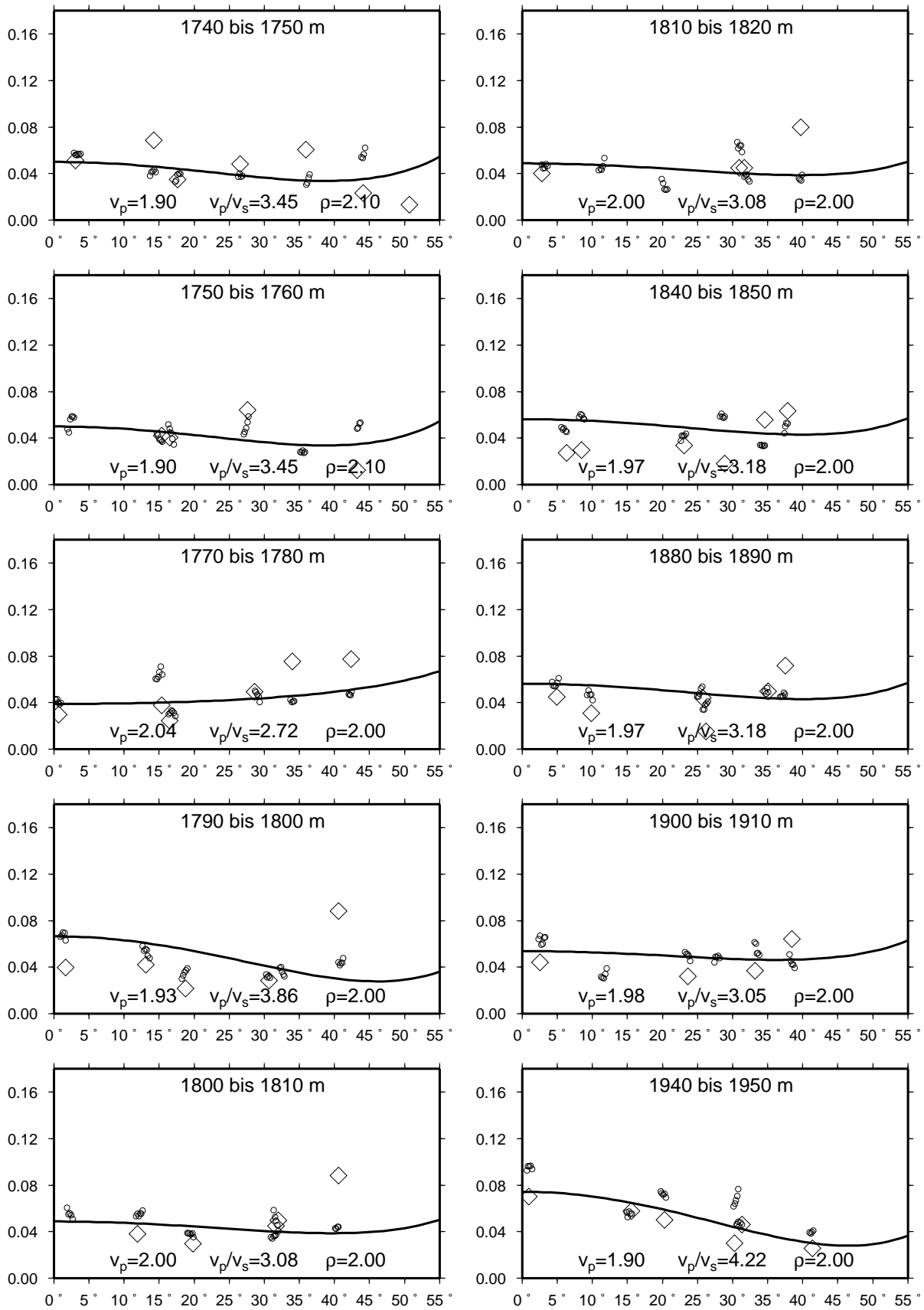


Abbildung 4.15: Ergebnisse der Zoepritz-Modellierung (1740 bis 1950 m).



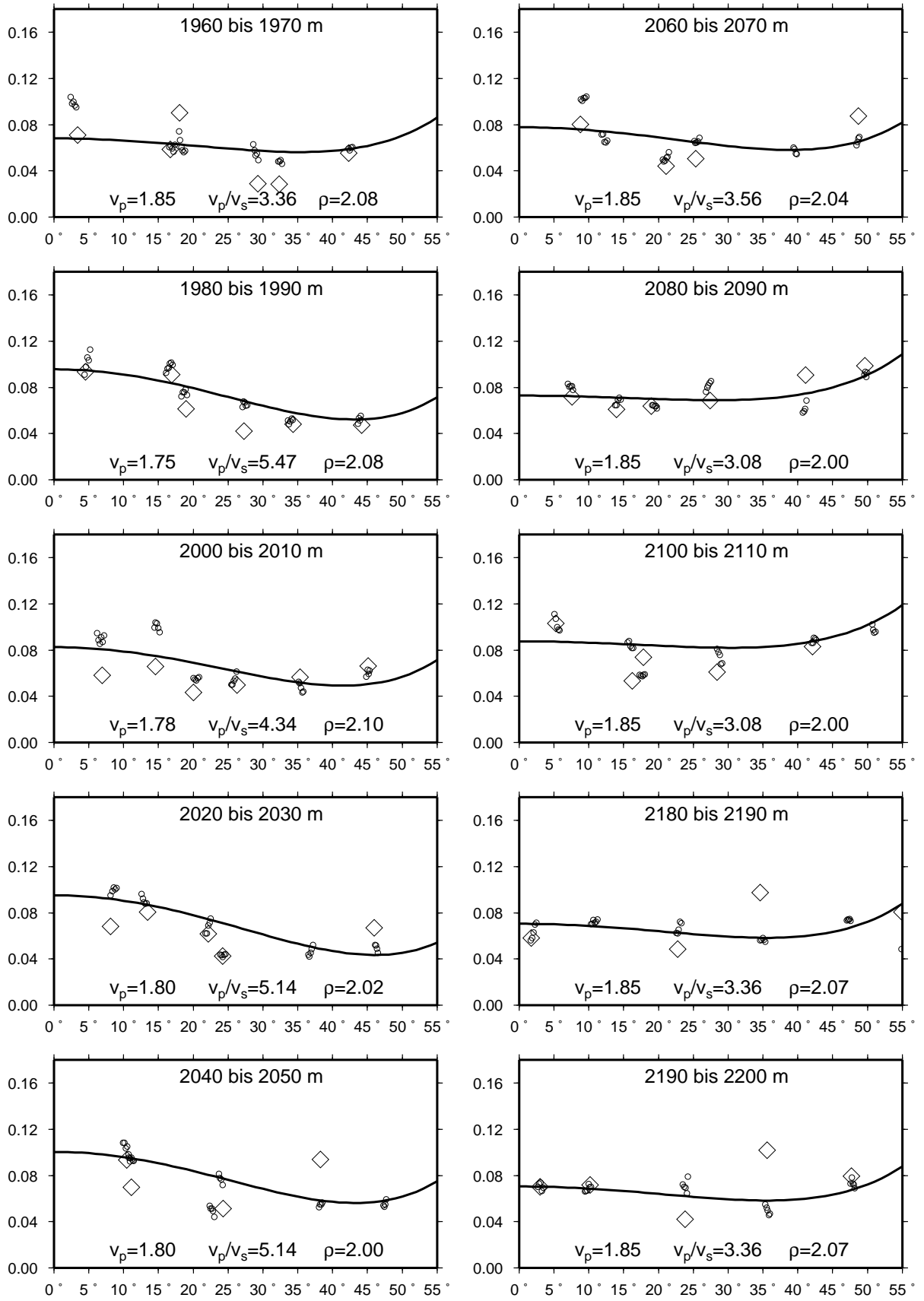


Abbildung 4.16: Ergebnisse der Zoeppritz-Modellierung (160 bis 2200 m).

#### 4 Bearbeitung der Daten

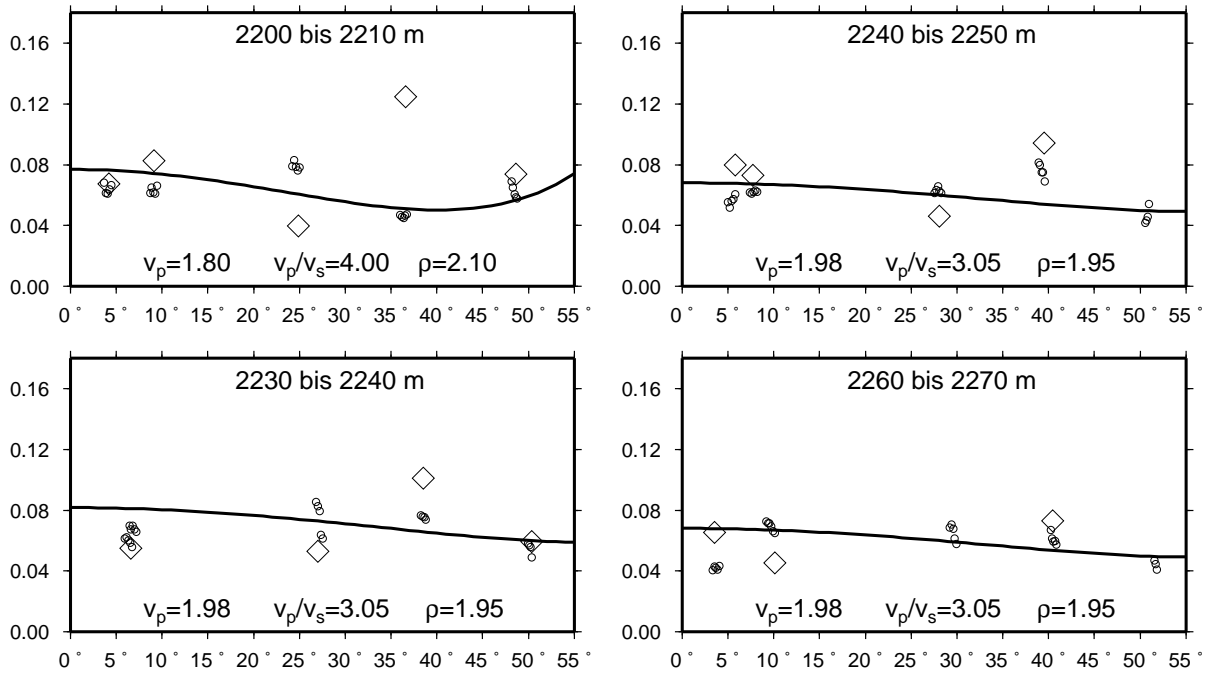


Abbildung 4.17: Ergebnisse der Zoepritz-Modellierung (2200 bis 2270 m).

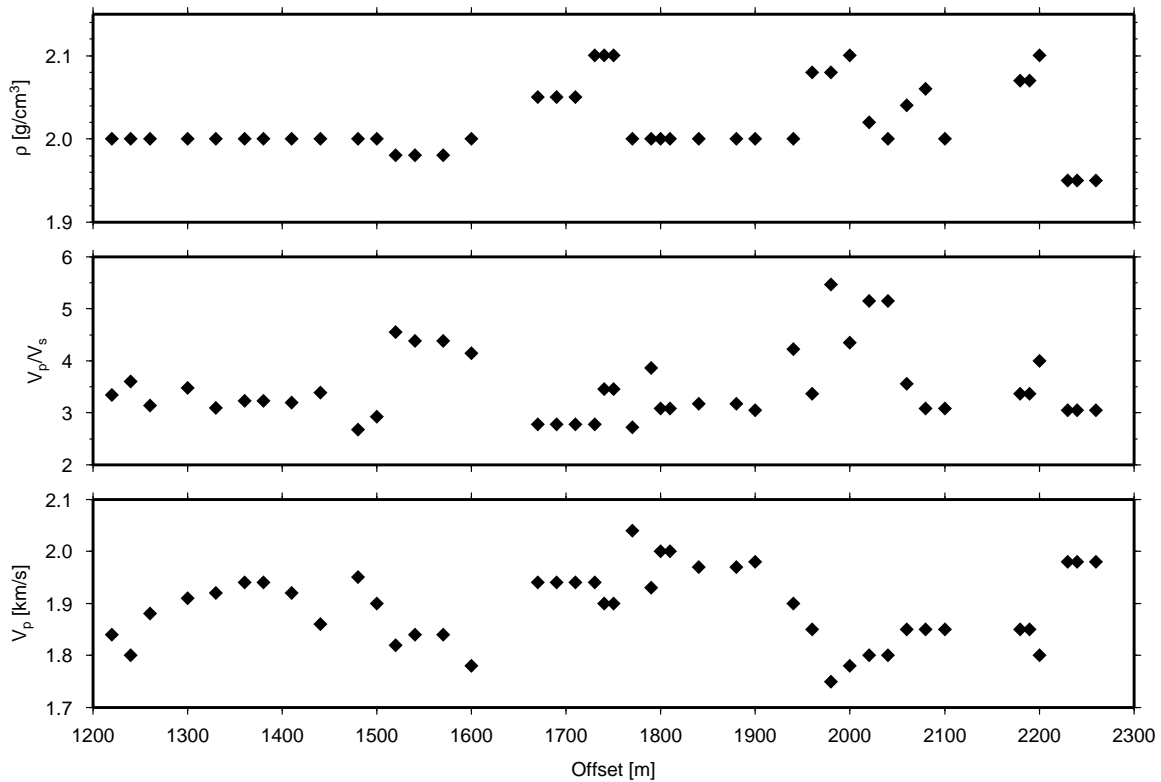


Abbildung 4.18: Ergebnisse der Zoepritz-Modellierung (komplettes Profil). Es zeigt sich, daß an Punkten mit einem geringen  $v_p$  ein besonders hohes  $v_p/v_s$ -Verhältnis vorliegt. Die Variationen in der Dichte sind nur sehr gering.

In Abb. 4.13 bis 4.17 sind die Ergebnisse dieser Modellierung dargestellt. Die Rauhen entsprechen den Messwerten der BOLT-Gun (P33). Dabei liegt aufgrund der großen Schußabstände jeweils nur ein Messwert in dem 10-m-Intervall. Die Kreise sind die Ergebnisse von P34 (Gi-Gun). Hier war das Schußintervall wesentlich geringer. Es wurden die Daten nach Bildung des laufenden Mittelwertes (vgl. Kap. 4.4) verwendet. Bei der Modellierung der Zoeppritz-Kurven wurden in erster Linie die Ergebnisse von P34 berücksichtigt, da hier wesentlich mehr Daten vorlagen. Die Messwerte von P33 stimmen jedoch in vielen Fällen damit überein und bestätigen somit die Zuverlässigkeit der Messwerte.

In Abb. 4.18 sind die Ergebnisse der Modellierung für das subduzierte Sediment dargestellt. Dabei ergibt sich folgendes:

- Die Dichte liegt fast entlang des ganzen Profils bei  $2,0 \text{ g/cm}^3$ . Nur vereinzelt nimmt diese um bis zu 5 % zu.
- Das  $v_p/v_s$ -Verhältnis liegt in vielen Bereichen um 3,0. Vereinzelt werden aber auch Werte von 4,0 bis 5,0 erreicht.
- Die P-Geschwindigkeit schwankt zwischen 1800 und 2000 m/s.

Konsolidierungstests mit Sedimentproben von ODP Leg 170 (Gettemy und Tobin, 2003) lassen für das hemipelagische Sediment bei einer P-Geschwindigkeit zwischen 1800 und 2000 m/s  $v_p/v_s$ -Verhältnisse von 2,8 bis 3,3 erwarten. Die hier modellierten  $v_p/v_s$ -Verhältnisse lassen sich also nicht allein durch eine unterschiedliche Konsolidierung erklären. Bangs und Westbrook (1991) zeigen, daß solch starke Variationen in den seismischen Geschwindigkeiten nur durch eine Änderung im Porenfluiddruck ausgelöst werden können. Dies steht auch mit den geringen Variationen der Dichte im Einklang: ein Erhöhen des Porenfluiddrucks verringert die seismischen Geschwindigkeiten merkbar, hat aber nur wenig Einfluß auf die Porosität und die Dichte (Tobin *et al.*, 1994). Die Verbindungen zwischen dem Porenfluiddruck und den seismischen Geschwindigkeiten sollen in Kap. 5.2 näher untersucht werden.

Aus den modellierten Werte für  $v_p$  und  $\rho$  kann mit folgender Gleichung die Reflexionskoeffizient  $R_0$  ausgerechnet werden:

$$R(\theta = 0) = \frac{\rho_2 v_{p2} - \rho_1 v_{p1}}{\rho_2 v_{p2} + \rho_1 v_{p1}} \quad (4.11)$$

In Abb. 4.19 wird dieser Wert mit den Ergebnissen der linearen Regression (s. Abb. 4.11) verglichen. Es kann eine gute Übereinstimmung festgestellt werden. Die Methode der linearen Regression ist also – auch wenn nur für wenige Winkelbereiche Messwerte vorliegen – durchaus zuverlässig.

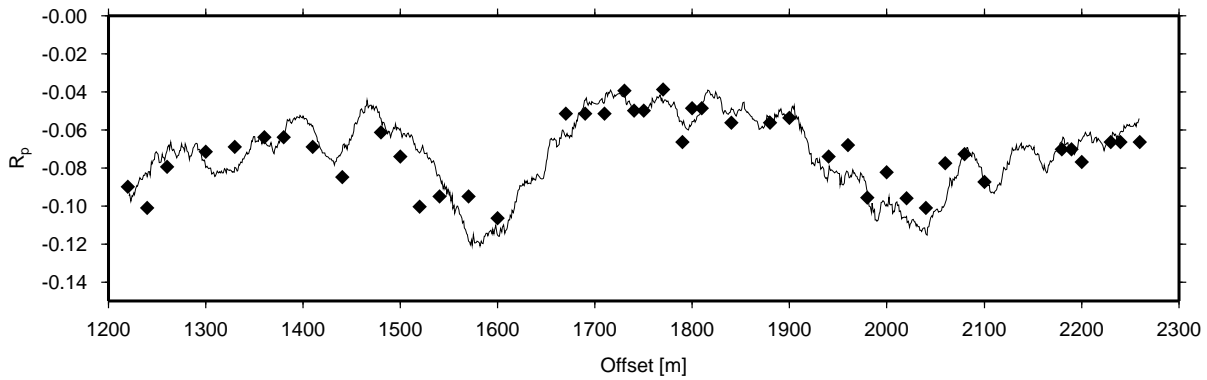


Abbildung 4.19: *Vergleich des Reflexionskoeffizienten als Ergebnis der linearen Regression (Linie) und der Modellierung (Punkte). Es zeigt sich eine sehr gute Übereinstimmung zwischen der statischen Analyse und der manuellen Modellierung.*

## 4.6 Diskussion der Messfehler

Um Aussagen über die Genauigkeit der in Kap. 4.5 modellierten Amplituden zu treffen, werden jetzt gezielt einzelne Modellparameter verändert. Dafür wurden beispielhaft zwei Bereiche des untersuchten Profils ausgesucht: der Bereich zwischen 2020 und 2050 m des Profils, der sich durch eine starke Abnahme der Amplituden mit dem Reflexionswinkel auszeichnet, und der Bereich zwischen 2170 und 2200 m, in dem die Amplitudenwerte über den ganzen Winkelbereich relativ konstant bleiben. In Tab. 4.5 sind die modellierten Werte für beide Bereiche dargestellt.

	2020 - 2050 m	2170 - 2200 m
$v_{p1}$	2.10 km/s	2.10 km/s
$v_{s1}$	0.73 km/s	0.73 km/s
$\rho_1$	2.10 g/cm <sup>3</sup>	2.10 g/cm <sup>3</sup>
$v_{p2}$	1.80 km/s	1.85 km/s
$v_{s2}$	0.35 km/s	0.55 km/s
$\rho_2$	2.02 g/cm <sup>3</sup>	2.07 g/cm <sup>3</sup>

Tabelle 4.5: *Modellierte Parameter für die beiden ausgewählten Bereiche. Die Werte für die obere Schicht sind für das gesamte Profil gleich. Es wurden Punkte ausgewählt, die ein sehr hohes bzw. niedriges  $v_s$  in der unteren Schicht haben.*

In den folgenden Abbildungen sind die Amplitudenwerte für die beiden Intervalle dargestellt, links jeweils die Werte für den Bereich von 2020 bis 2050 m und rechts die Werte für den Bereich zwischen 2170 und 2200 m. Die schwarze Linie entspricht den Ergebnissen aus Kap. 4.5, in grün und rot sind die Reflexionskurven für die veränderten Parameter gezeigt.

## Variationen im überliegenden Sediment

Für die überliegende Schicht wurde nur die P-Geschwindigkeit direkt gemessen. Die Werte für  $v_{s1}$  und  $\rho_1$  wurden aus empirischen Formeln abgeleitet (s. Gln. 4.9 und 4.10). Obwohl diese Gleichungen eine breite Gültigkeit haben, können lokal – besonders in tektonisch aktiven Umgebungen wie der untersuchten Subduktionszone – Abweichungen von diesen Werten vorkommen. Um die Auswirkungen von solch einer möglichen Variation zu untersuchen, werden die Werte für  $v_{s1}$  und  $\rho_1$  leicht verändert. Danach werden erneut Reflexionskurven modelliert.

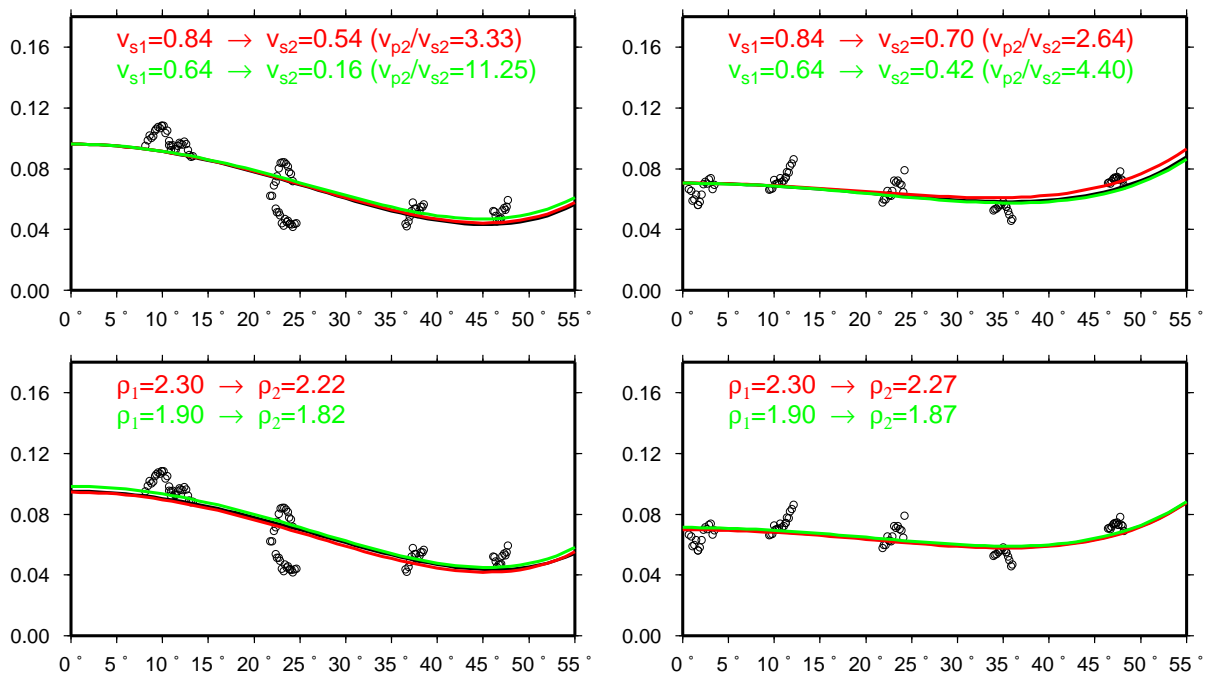


Abbildung 4.20: Auswirkungen von Variationen im überliegenden Sediment. Eine Variation von  $v_{s1}$  hat zwar Effekte auf  $v_{s2}$ , die absolute Differenz zwischen beiden Punkten bleibt jedoch mit 0,2 m/s nahezu konstant. Das gleiche gilt für eine Variation in  $\rho_1$ .

Im oberen Teil von Abb. 4.20 sind die Ergebnisse für eine Änderung in  $v_{s1}$  zu sehen. Dieser Wert wurde dabei um 100 m/s nach unten (grün) bzw. nach oben (rot) verändert. Als Ergebnis der Modellierung verändert sich auch  $v_{s2}$ . Der Unterschied in den S-Geschwindigkeiten der beiden Punkte bleibt jedoch erhalten: während dieser bei dem Startmodell 200 m/s beträgt, liegt dieser Unterschied bei der roten Modellkurve bei 160 m/s. Es muß jedoch beachtet werden, daß die Parameter dieser Kurve eher unwahrscheinlich sind: das verwendete  $v_{p1}/v_{p2}$ -Verhältnis von 2.5 ist nach Ergebnissen von

Konsolidierungstests (Gettemy und Tobin, 2003) nicht zu erwarten.

Die Ergebnisse für eine Variation in  $\rho_1$  sind im oberen Teil von Abb. 4.20 gezeigt. Dabei wurde die Dichte um jeweils  $0,2 \text{ g/cm}^3$  (also ca. 10 %) verändert. Die Modellierung ergibt, daß sich  $\rho_2$  um den gleichen Betrag ändert, während die Geschwindigkeiten unbeeinflusst bleiben.

### Unsicherheit zwischen $v_{p2}$ und $\rho_2$

Die Reflektivität für den senkrechten Einfall hängt vom Impedanzkontrast ab – also vom Produkt aus P-Geschwindigkeit und der Dichte. Ein sicherer Wert für die P-Geschwindigkeit allein kann nur aus dem Amplitudenverhalten für große Winkel (s. Gl. 4.8) abgeleitet werden. Da in diesem Winkelbereich aber oft nur ein oder zwei Meßwerte liegen, kann nicht eindeutig zwischen  $v_{p2}$  und  $\rho_2$  unterschieden werden. Es soll nun untersucht werden, wie stark die modellierten Werte für  $v_{p2}$  und  $\rho_2$  voneinander abhängen. Dafür wird in dem Modell der Wert für  $\rho_2$  festgelegt und so neue Werte für  $v_{p2}$  ermittelt.

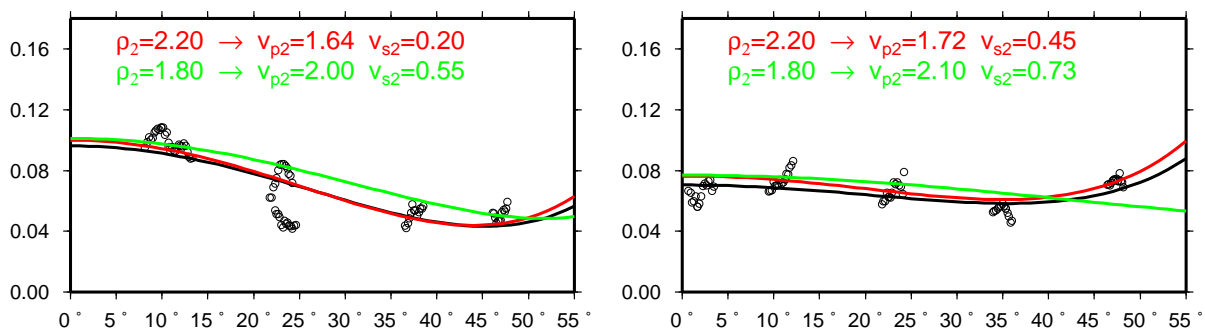


Abbildung 4.21: Auswirkungen von Variationen in  $\rho_2$ . Eine Verringerung von  $\rho_2$  ist mit den Messwerten nicht in Einklang zu bringen (grüne Kurve). Eine Erhöhung von  $\rho_2$  ist möglich (rote Kurve), aufgrund der Altersstruktur der Sedimente jedoch wenig wahrscheinlich.

Eine Verringerung von  $\rho_2$  um 10 % verschiebt das Minimum der Amplitudenkurven hin zu größeren Winkeln. Die grüne Kurve ist nicht mit den Daten in Übereinstimmung zu bringen.

Die rote Kurve in Abb. 4.21 wurde mit einer Dichte von  $\rho_2 = 2,2 \text{ g/cm}^3$  modelliert. Durch Variation der Geschwindigkeiten im unterliegenden Sediment kann die Kurve an die gemessenen Amplituden angepasst werden. Dieser Wert ist jedoch wenig wahrscheinlich, da das subduzierte Sediment wesentlich jünger und weniger kompaktiert als der überliegende Keil ist. Es sollte also eine geringere Dichte als  $\rho_1 = 2,1 \text{ g/cm}^3$  aufweisen.

## Absolute Variationen im subduzierten Sediment

Bei der Modellierung in Kap. 4.5 wird versucht, die Abweichungen zwischen der Modellkurve und den gemessenen Werten so klein wie möglich zu halten. Es soll nun untersucht werden, mit welcher Genauigkeit dies möglich ist. Dafür wird jeweils nur ein einzelner Parameter des unterliegenden Sediments verändert.

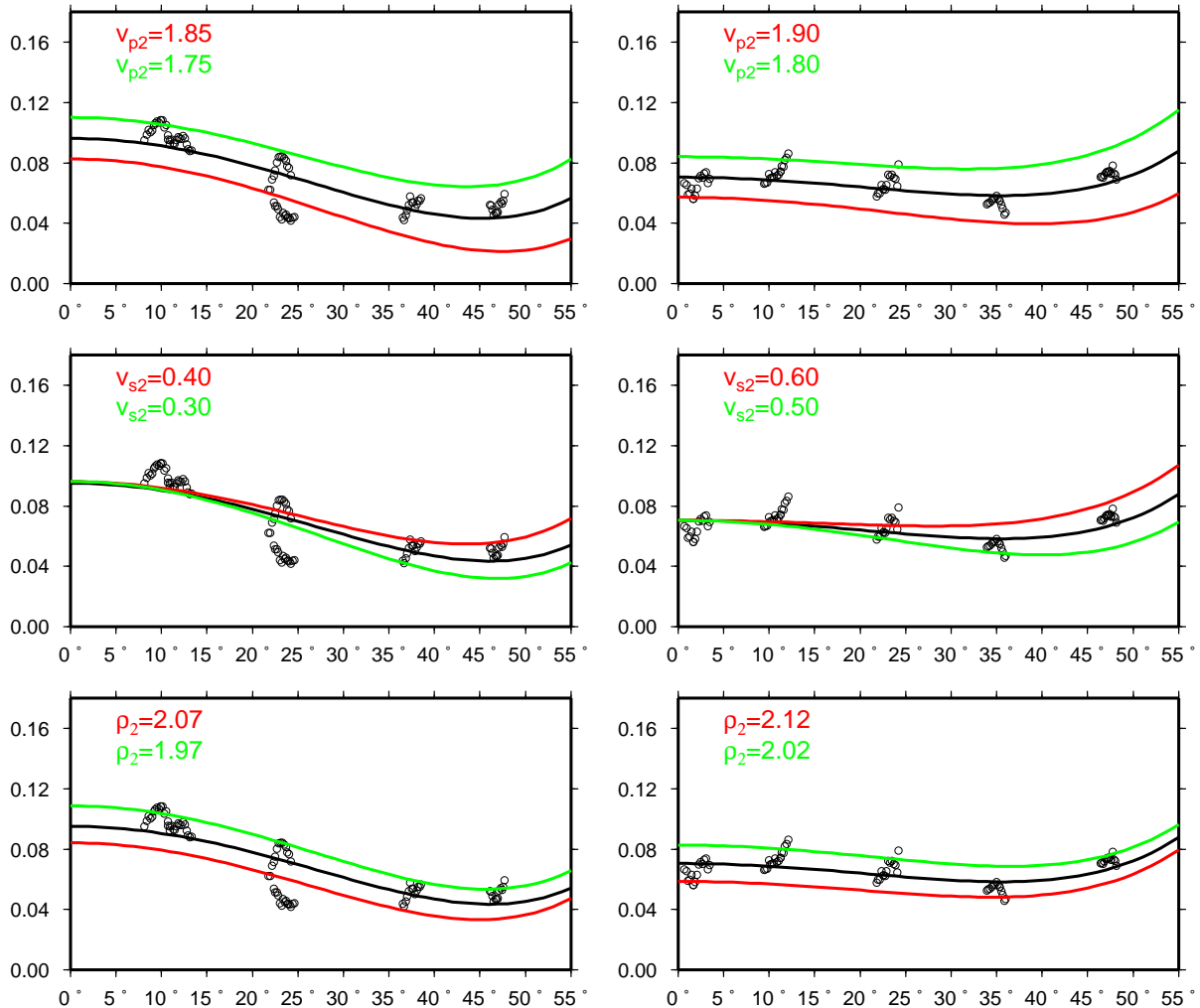


Abbildung 4.22: Auswirkungen von absoluten Variationen im subduzierten Sediment. Die Geschwindigkeiten können mit einer Genauigkeit von unter 50 m/s bestimmt werden. Die Genauigkeit bei der Bestimmung der Dichte liegt bei 3%.

Der obere Teil von Abbildung 4.22 zeigt die Ergebnisse für eine Veränderung in  $v_{p2}$  von jeweils 2,5 % (50 m/s). Beide Kurven liegen deutlich außerhalb der Messpunkte. In der mittleren Abbildung ist die Variation in  $v_{s2}$  (ebenfalls um 50m/s) gezeigt. Die Steigung der Kurven stimmt nicht mehr mit den gemessenen Werten überein. Es kann also gesagt werden, daß die Geschwindigkeiten für das subduzierte Sediment mit einer

Genauigkeit von mindestens 50 m/s bestimmt wurden.

Die Effekte einer Änderung der Dichte sind im unteren Teil von Abb. 4.22 gezeigt. Auch hier beträgt die Änderung ca. 2,5 % ( $0,05 \text{ g/cm}^3$ ). Die farbigen Kurven weichen klar von den Messwerten ab. Die Genauigkeit der Dichtebestimmung kann also auf unter 3 % angenommen werden.

### Variation der Amplitudenskalierung

Die Umrechnung der registrierten Amplituden in wahre Reflexionskoeffizienten ist mit einigen Unsicherheiten behaftet (vgl. Kap. 4.4). Um die Auswirkungen eines Fehlers bei dieser Umrechnung zu untersuchen, werden die Amplituden um jeweils 20 % nach oben und nach unten korrigiert. Abb. 4.23 zeigt die modellierten Kurven für diese Werte. Die daraus resultierenden Geschwindigkeiten zeigen leichte Veränderungen. Die Geschwindigkeitsunterschiede zwischen beiden Punkten bleiben jedoch nahezu konstant. Die in Kap. 4.5 festgestellten relativen Variationen in den Parametern des subduzierten Sediments sind also weitgehend unabhängig von den absoluten Reflexionskoeffizienten.

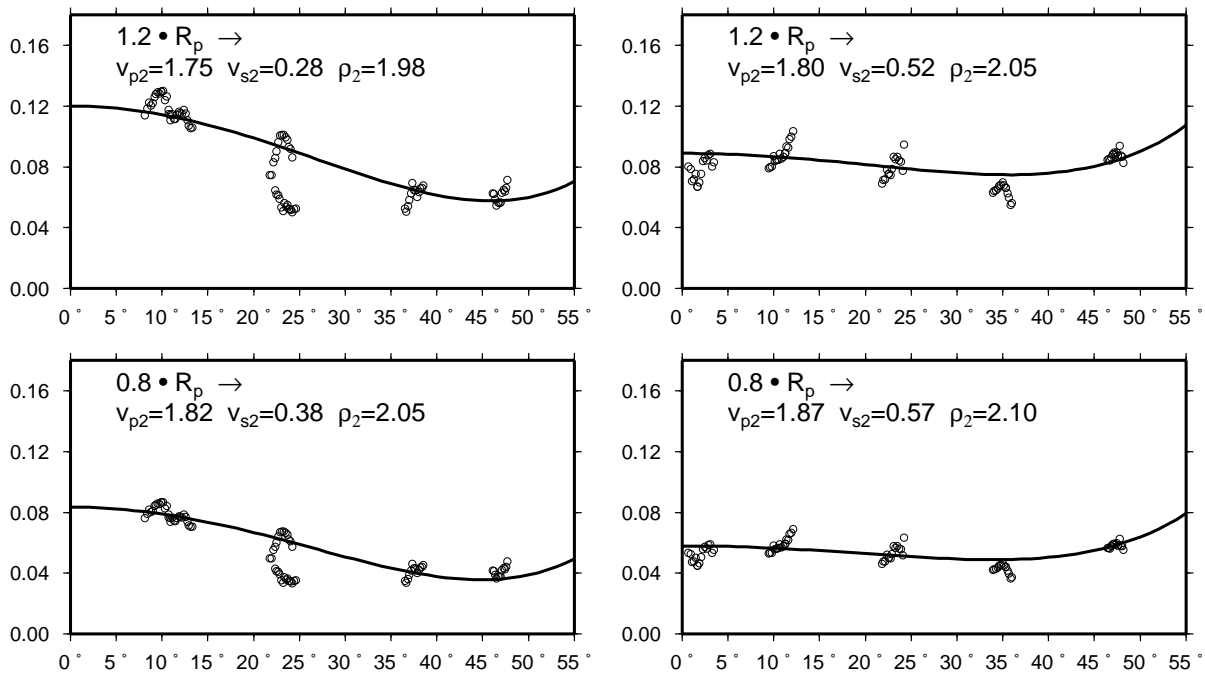


Abbildung 4.23: Auswirkungen von Fehlern bei der Amplitudenskalierung. Eine Änderung von 20 % in den Reflexionsamplituden verändert zwar die Ergebnisse für die Parameter des subduzierten Sediments, die relativen Variationen zwischen beiden Punkten bleiben jedoch erhalten.



# 5 Auswertung der Ergebnisse

## 5.1 Theoretische Betrachtungen

### Grundlagen zum Porenwasserdruck

Um die Effekte des Porendrucks auf die seismischen Geschwindigkeiten zu untersuchen, ist es notwendig, die in der Hydrogeologie verwendeten Begriffe zu kennen. Diese sollen hier kurz erklärt werden.

Durch das Gesamtgewicht der überlagernden Sedimente und des Wassers wirkt auf einen beliebigen Punkt (in der Tiefe  $z$  unter der Wasseroberfläche) folgender vertikaler Überlagerungsdruck (auch lithostatischer oder geostatischer Druck genannt):

$$S_v = g \int_0^z \rho(z) dz \quad (5.1)$$

Ist die Verbindung des Porenwassers zur Oberfläche nicht gestört, so wirkt durch das Gewicht der Porenflüssigkeit folgender hydrostatischer Druck:

$$P_{hydro} = \rho_f g z \quad (5.2)$$

Ist dieser Idealfall nicht gegeben und wird das Porenwasser am Entweichen gehindert (z.B. in schnell absinkenden Sedimentbecken oder bei Versiegelung durch impermeable Schichten), so kann ein abnormaler Porendruck  $P_{fluid}$  entstehen. Der daraus resultierende Überdruck ist definiert als

$$P^* = P_{fluid} - P_{hydro} \quad (5.3)$$

Nach der Regel von Terzaghi gilt für die vertikale Effektivspannung  $\sigma_v$

$$\sigma_v = S_v - P_{fluid} \quad (5.4)$$

Für den Fall von isotropen Spannungsverhältnissen entspricht  $\sigma_v$  dem effektiven Druck  $P_{eff}$ . Für das untersuchte Profil ergibt sich bei einer Tiefe von 700 m unter dem Meeresboden und einer mittleren Sedimentdichte von  $2,0 \text{ g/cm}^3$  (s. Abb. 2.6) eine effektive Spannung von 7,0 MPa.

Ein erhöhter Porendruck hat eine reduzierte Rahmenspannung im Sediment zur Folge. Das geostatische Verhältnis (oder der Entspannungsfaktor) bzw. das normalisierte geostatische Verhältnis werden folgendermaßen definiert:

$$\lambda = \frac{P_{fluid}}{S_v} \quad \lambda^* = \frac{P_{fluid} - P_{hydro}}{S_v - P_{hydro}} \quad (5.5)$$

Bei trockenen Gesteinen ist  $\lambda = 0$ , bei normalem hydrostatischen Druck gilt  $\lambda = 0,45$ . Das normalisierte geostatische Verhältnis  $\lambda^*$  ist für normalen hydrostatischen Druck gleich 0 und strebt für eine Annäherung des Porendrucks an den lithostatischen Druck gegen 1.

## Gesteinsphysikalische Modellierung

Es soll nun eine Methode vorgestellt werden, mit deren Hilfe die elastischen Parameter von marinen Sedimenten modelliert werden können (Dvorkin *et al.*, 1999).

Für eine trockene Gesteinsmatrix bei kritischer Porosität  $\phi_c = 0.38$  (Nur *et al.*, 1998) lassen sich die effektiven elastischen Module mit der Hertz-Mindlin-Kontakt-Theorie beschreiben:

$$K_{HM} = \left[ \frac{n^2(1 - \phi_c)^2 G^2}{18\pi^2(1 - \sigma)^2} P \right]^{1/3} \quad (5.6)$$

$$G_{HM} = \frac{5 - 4\sigma}{5(2 - \sigma)} \left[ \frac{3n^2(1 - \phi_c)^2 G^2}{2\pi^2(1 - \sigma)^2} P \right]^{1/3} \quad (5.7)$$

Dabei steht  $P$  für den effektiven Druck und  $K$  sowie  $G$  für die elastischen Module des Matrixmaterials.

Die Abhängigkeit von der Porosität wird durch die untere Hashin-Shtrikman-Grenze (Hashin und Shtrikman, 1963) beschrieben. Für eine Porosität größer als  $\phi_c$  ergibt sich damit für die effektiven Module

$$K_{dry} = \left[ \frac{(1 - \phi)/(1 - \phi_c)}{K_{HM} + \frac{4}{3}G_{HM}} + \frac{(\phi - \phi_c)/(1 - \phi_c)}{\frac{4}{3}G_{HM}} \right]^{-1} - \frac{4}{3}G_{HM} \quad (5.8)$$

$$G_{dry} = \left[ \frac{(1 - \phi)/(1 - \phi_c)}{G_{HM} + Z} + \frac{(\phi - \phi_c)/(1 - \phi_c)}{Z} \right]^{-1} - Z \quad (5.9)$$

$$Z = \frac{G_{HM}}{6} \left( \frac{9K_{HM} + 8G_{HM}}{K_{HM} + 2G_{HM}} \right) \quad (5.10)$$

Für den Fall von fluidgesättigten Sedimenten ergeben sich die effektiven Module mit den Gassmann-Gleichungen (Gassmann, 1951):

$$G_{sat} = G_{dry} \quad (5.11)$$

$$K_{sat} = K \frac{\phi K_{dry} - (1 + \phi) K_f K_{dry} / K - K_f}{(1 - \phi) K_f + \phi K - K_f K_{dry} / K} \quad (5.12)$$

Die Ergebnisse dieser Modellierung sind in Abb. 5.2 dargestellt.

## 5.2 Praktische Untersuchungen

Die Bestimmung des Porenfluiddruckes im Untergrund ist ein zentrales Problem der geophysikalischen Exploration (Mukerji *et al.*, 2002). Während einer Bohrung stellen sich schnell wechselnde Druckverhältnisse fatale Risiken dar.

Die seismischen Geschwindigkeiten im Untergrund sind abhängig von den vorherrschenden Druckverhältnissen. Dabei ist jedoch nur eine Änderung der Effektivspannung  $P_{eff}$  von Bedeutung (King, 1966). Sinkt diese Effektivspannung, so sinkt auch die entsprechende P-Wellen-Geschwindigkeit. Diese Beziehung wurde bereits in den 60-er Jahren benutzt, um die in Bohrlöchern gemessenen P-Wellen-Geschwindigkeiten mit den entsprechenden Porenfluiddrücken in Verbindung zu setzen (Hottmann und Johnson, 1965). Kurze Zeit später zeigte Amos Nur die Auswirkungen der vorherrschenden Druckverhältnisse auf die S-Wellen-Geschwindigkeit in wassergesättigten Sedimenten (Nur, 1972): bei einer sinkenden Effektivspannung sinkt die S-Geschwindigkeit wesentlich schneller als die P-Geschwindigkeit. Das  $v_p/v_s$ -Verhältnis steigt also. Dies bedeutete einen entscheidenden Fortschritt gegenüber der alleinigen Verwendung von  $v_p$ . Eine Verringerung der P-Geschwindigkeit kann z.B. auch durch das Vorhandensein von Gas in den Poren verursacht werden. Dies führt jedoch auch zu einer Verringerung in  $v_p/v_s$  (Gregory, 1976). Die Kenntnis der S-Geschwindigkeit ermöglicht also eine Unterscheidung dieser beiden Fälle.

Die Tatsache, daß hohe Porenfluiddrücke zu extrem hohen  $v_p/v_s$ -Verhältnissen führen können, wurde in mehreren Labormessungen für sedimentäre Gesteine bestätigt (z.B. Prasad und Manghnani (1997), Carcione und Cavallini (2002)). Dieser Effekt ist noch ausgeprägter bei Lockersedimenten: nähert sich in diesen der hydrostatische Druck dem Lithostatischen, so verhält sich das Sediment wie eine Suspension. Dies bedeutet, daß  $v_p$  des Sediments gegen die Geschwindigkeit des Porenfluids (ca. 1500 m/s) strebt, während  $v_s$  gegen null tendiert (da sich Scherwellen in Flüssigkeiten ja nicht fortsetzen können). In der Praxis wurden für oberflächennahe Sedimente auch bereits  $v_p/v_s$ -Verhältnisse von über 100 gemessen (Ayers und Theilen, 1999).

Die modellierten Geschwindigkeiten (s. Kap. 4.5) sollen nun verwendet werden, um Aussagen über das subduzierte Sediment, besonders den Porenfluiddruck, zu treffen. Diese Geschwindigkeiten sind in Abb. 5.1 als Punkte dargestellt. Die durchgezogene Linie bei  $v_s$  wurde aus den modellierten P-Geschwindigkeiten abgeleitet und entspricht folgender empirischer Formel (Mavko *et al.*, 1998):

$$v_s = 0.794v_p - 0.787 \quad (5.13)$$

Diese Gleichung basiert auf einer großen Anzahl von wassergesättigten Sanden und Sandsteinen. Diese hatten eine geringe (Han, 1986), mittlere (Blagny, 1992) bzw. hohe Porosität (Yin, 1992). Der Abstand zwischen dieser Kurve und den modellierten Werten ist dabei an manchen Stellen gering (z.B. bei 1700 und 2100 m Offset), an anderen Stellen jedoch sehr groß (z.B. bei 1550 und 2000 m Offset). Allgemein läßt sich feststellen, daß in Bereichen mit geringer P-Geschwindigkeit der Abstand zwischen den S-Geschwindigkeiten und der theoretischen Kurve größer ist als in Bereichen mit einer hohen P-Geschwindigkeit.

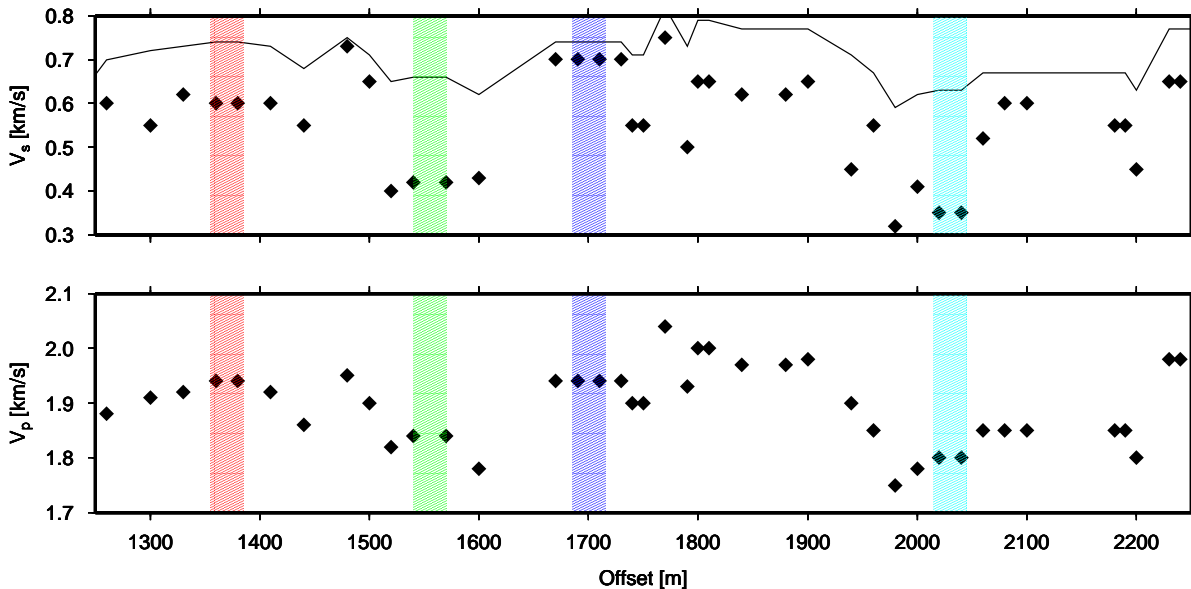


Abbildung 5.1: *Modellierte Geschwindigkeiten.* Die Linie im oberen Diagramm ist eine theoretische Kurve, die aus den Werten für  $v_p$  berechnet wurde. Es zeigt sich, daß die Bereiche mit einer geringen P-Geschwindigkeit durch eine besonders geringe S-Geschwindigkeit gekennzeichnet sind. Die farbige markierten Bereiche entsprechen den Linien in Abb 5.2.

In Abb. 5.2 sind die seismischen Geschwindigkeiten in Abhängigkeit von der Effektivspannung gezeigt. Die farbigen Linien entsprechen den markierten Bereichen in Abb. 5.1. Es wurden die Ergebnisse von zwei verschiedenen Labormessungen verwendet. Die Erste wurde in den 80-er Jahren an der Universität Kiel durchgeführt (Prasad, 1988).

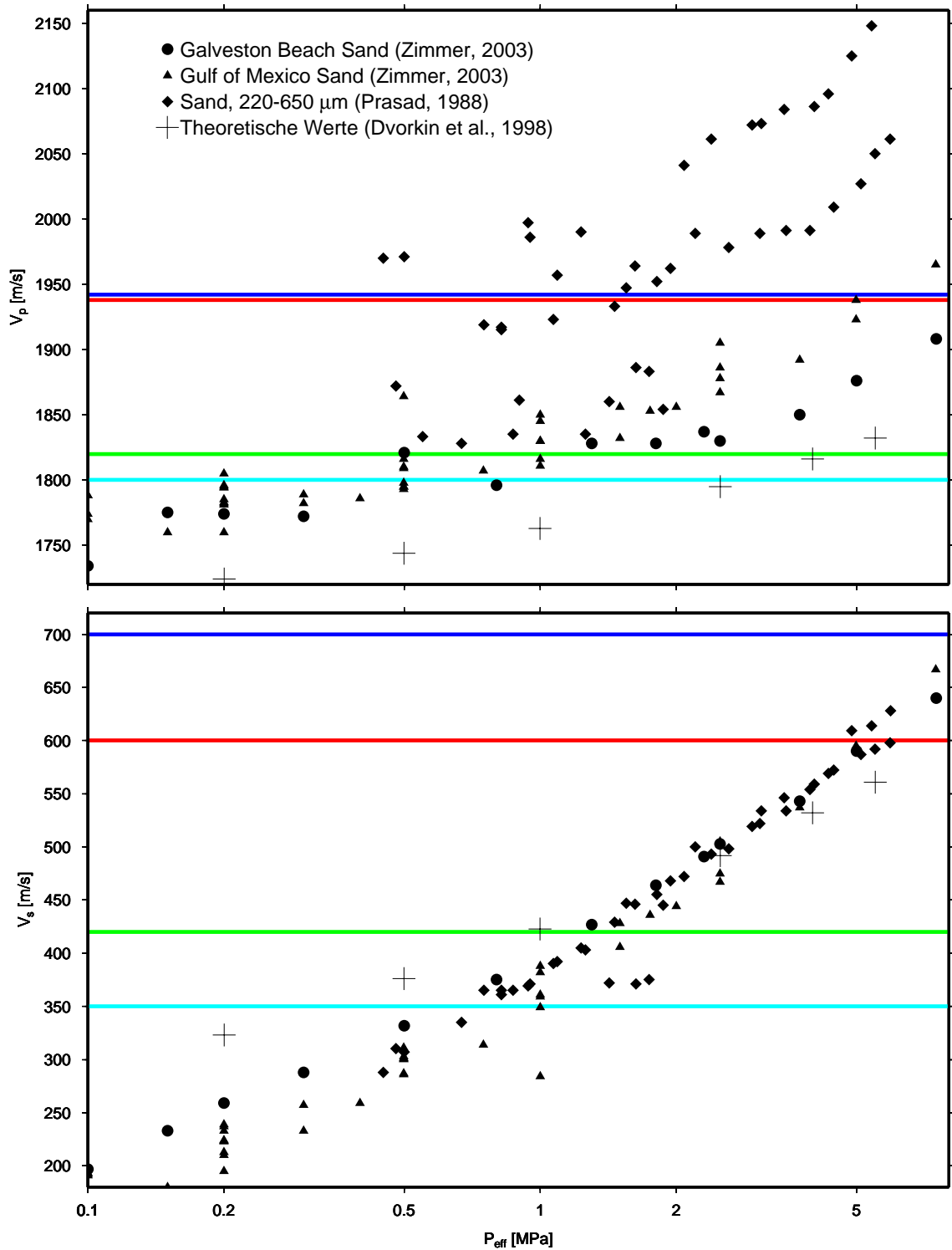


Abbildung 5.2: Seismische Geschwindigkeiten in Abhängigkeit der Effektivspannungen. Der Vergleich von den hier gemessenen Werten mit Ergebnissen von Laboruntersuchungen läßt darauf schließen, daß die Effektivspannung entlang des Profils stark variiert. Während Bereiche mit einer geringen Geschwindigkeit (türkis und grün) eine Effektivspannung von ca. 1 MPa aufweisen, herrscht in den Bereichen mit hohen Geschwindigkeiten (rot und blau) ein Druck von  $P_{eff} > 5$  MPa. Die Druckabhängigkeit der Geschwindigkeit ist bei  $v_s$  wesentlich ausgeprägter als bei  $v_p$ .

Dabei wurden verschiedene Sande mit Korngrößen zwischen  $220\ \mu\text{m}$  und  $650\ \mu\text{m}$  verwendet. Die zweite Messung wurde an der Universität Stanford durchgeführt (Zimmer, 2003). Dabei wurden mehrere natürliche Sande benutzt. Die erste Probe hatte dabei eine Korngröße von  $134\ \mu\text{m}$  und eine anfängliche Porosität von  $39,7\ \%$  (Galveston Beach Sand). Der zweite Sand hatte eine Korngröße von  $82\ \mu\text{m}$  und eine Porosität von  $42,7\ \%$  (Gulf of Mexiko Sand).

Die Porosität hat einen entscheidenden Einfluß auf die seismische Geschwindigkeit. Es ist deswegen wichtig, die richtigen Sande für einen Vergleich zu wählen. Dies trifft auf die beiden ausgewählten auch in etwa zu. Durch Interpolation der während ODP 170 gemessenen Porositäten ergibt sich für unser Profil  $\phi = 0,44$ . Eine allgemeine Porositäts-Tiefen-Verteilung (Sclater und Christie, 1980) ergibt für  $700\ \text{m}$  ebenfalls einen Porositätsbereich zwischen  $0,43$  und  $0,45$ . Allerdings ist diese Porositätsabhängigkeit für S-Geschwindigkeiten, besonders bei geringen Drücken nur sehr wenig ausgeprägt (Zimmer *et al.*, 2002). Im unteren Teil von Abb. 5.2 zeigen die Messwerte auch wesentlich weniger Streuung als im oberen Teil. Die S-Geschwindigkeiten sind also für die hier vorgenommene Druckbestimmung in Abhängigkeit der seismischen Geschwindigkeit wesentlich besser geeignet als die alleinige Verwendung von  $v_p$ .

Die Werte im unteren Teil der Abb. 5.2 verhalten sich nach der Beziehung  $v_s \propto P_{eff}^{0,25}$ . Diese Proportionalität wurde schon von Domenico (1977) gezeigt. Seine Laborwerte basierten jedoch nur auf Messwerten mit  $P_{eff} > 5\ \text{MPa}$ , da die Bestimmung von  $v_s$  für kleinere Effektivspannungen damals aus technischen Gründen nicht möglich war.

Die Kreuze sind das Ergebnis der theoretischen Überlegungen in Kapitel 5.1. Als elastische Module für das matrixbildende Material (sandiger Ton) wurden  $K = 25\ \text{GPa}$  und  $G = 9\ \text{GPa}$  angenommen (Han *et al.*, 1986). Dies entspricht einem Poisson-Verhältnis von  $0,33$ . Das Kompressionsmodul des Porenfluids  $P_f$  liegt bei  $2,8\ \text{MPa}$  (Batzle und Wang, 1992). Die Geschwindigkeiten folgen aber leider nur dem Trend  $v_s \propto P_{eff}^{1/6}$ . Es gelingt also nicht, mit Hilfe der Theorie effektiver Medien die Druckabhängigkeit unkonsolidierter Sedimente exakt zu beschreiben.

Aus Abb. 5.2 kann die Effektivspannung unter dem Décollement abgeleitet werden. Wenn man als mittlere Dichte des Sedimentkeils  $2,0\ \text{g/cm}^3$  annimmt, ergibt sich als effektiver hydrostatischer Druck in  $700\ \text{m}$  Tiefe  $7\ \text{MPa}$ . Die beiden Bereiche mit höheren Geschwindigkeiten (blau und rot in Abb. 5.1 bzw. Abb. 5.2) weisen auch Geschwindigkeiten auf, die diesem Druckbereich entsprechen. In diesen Teilen des Profils ist die Entwässerung aktiv und es kann sich ein hydrostatischer Druck einstellen. In den Bereichen mit geringen Geschwindigkeiten (grün und türkis in Abb. 5.1 bzw. Abb. 5.2) läßt sich auf eine sehr kleine Effektivspannung von  $1\text{--}1,5\ \text{MPa}$  schließen. Dies entspricht einem Porenüberdruck von  $5,5\text{--}6\ \text{MPa}$ .

Die S-Geschwindigkeiten im unteren Teil von Abb. 5.2 lassen sich durch folgende Gleichung beschreiben:

$$v_s = 1,8P_{eff}^{0,26} \quad (5.14)$$

Aus dieser Gleichung können für das gesamte Profil Effektiv-Spannungen sowie Werte für  $\lambda^*$  ausgerechnet werden. Diese Ergebnisse sind in Abb. 5.3 dargestellt.

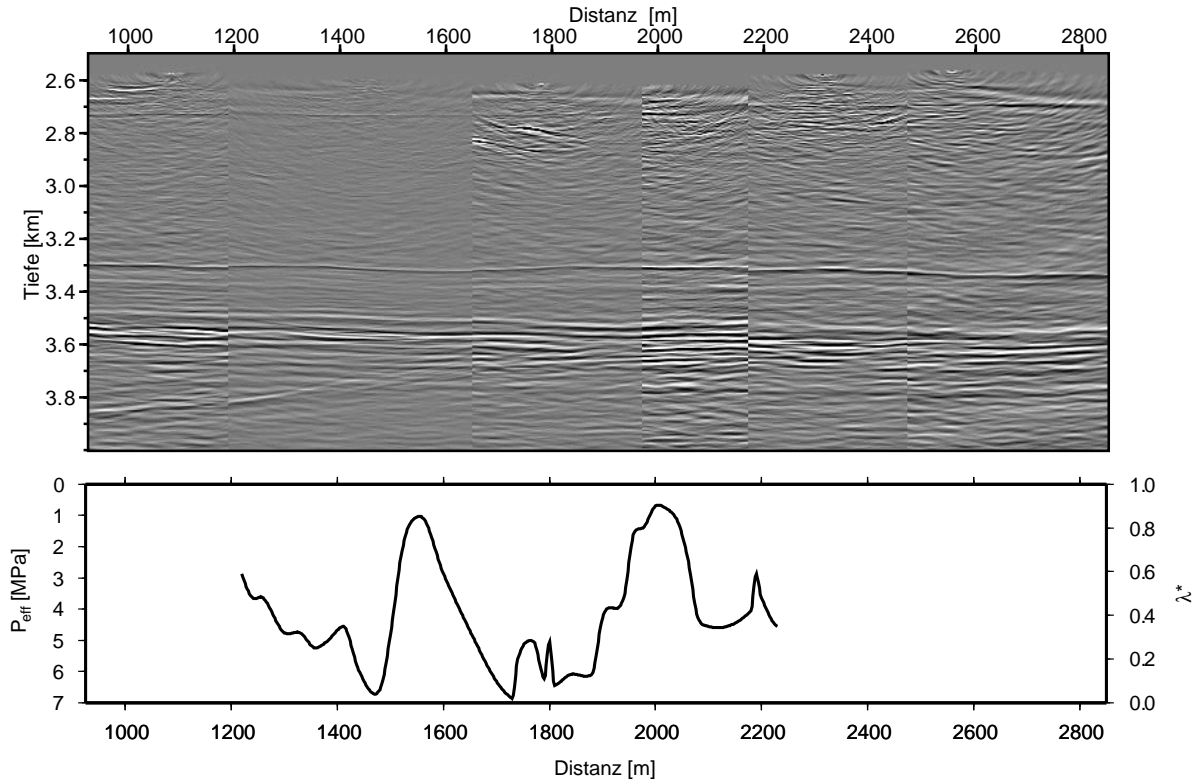


Abbildung 5.3: Tiefenmigration des Profils SO173-P34. Die untere Kurve zeigt die effektive Spannung  $P_{eff}$  bzw. das normalisierte Porendruckverhältnis  $\lambda^*$  entlang des Profils. Die Variationen in  $P_{eff}$  sind nicht auf strukturelle Eigenschaften der Subduktionszone zurückzuführen.

Abb. 5.3 zeigt, daß das normalisierte Porendruckverhältnis im subduzierten Sediment zwischen  $\lambda^* = 0,02$  und  $\lambda^* = 0,90$  variiert. In der dazugehörigen Tiefenmigration der seismischen Daten sind keine strukturellen Gründe für diese Variation zu erkennen. Eine Kontrolle der Décollement-Reflektivität durch die Verteilung von Normalstörungen in der ozeanischen Kruste, wie sie von McIntosh und Sen (2000) vorgeschlagen wurde, kann also ausgeschlossen werden. Andere Gründe für diese Variationen werden in Kapitel 6.2 diskutiert.





# 6 Diskussion und Schlussfolgerungen

## 6.1 Vergleich zu anderen Kontinentalrändern

Durch das Ocean Drilling Program ODP wurden in den letzten Jahren nicht nur der Kontinentalrand Costa Ricas, sondern auch die Plattenränder zwischen der Nordamerikanischen und der Karibischen Platte (die Barbados-Subduktions-Zone) sowie zwischen der Phillipinischen und der Eurasischen Platte (im Bereich des Nankai-Akkretions-Prismas) intensiv untersucht (Maltman und Vannucchi, 2004). Für beide Bereiche gibt es auch umfangreiche seismische Daten. Beide Subduktionszonen sollen hier kurz vorgestellt werden.

### Barbados

Der Barbados-Rücken entsteht durch die Subduktion der Nordamerikanischen Platte unter die Karibische Platte und liegt ca. 150 km östlich der Kleinen Antillen. Die Konvergenz ist ost-westlich ausgerichtet, die Subduktion erfolgt mit einer Geschwindigkeit von ca. 35 mm pro Jahr (DeMets *et al.*, 1990). Der Rücken ist durch Akkretion entstanden, die seit mindestens dem Eozän aktiv ist. Auf der Höhe der ODP-Bohrungen ( $15,5^\circ$  N) hat er eine Breite von ca. 125 km. Von den 700 m mächtigen Sedimenten der subduzierten Platte werden ca. die oberen 200 m durch Akkretion an das Prisma angelagert. Darunter verläuft das Décollement in einen Radiolaren-reichen Tonstein aus dem Unteren Miozän. Die Neigung des Décollements ist mit  $2,0^\circ$  sehr flach.

Die Plattengrenze wurde bei den beiden ODP Legs 156 und 171 durchbohrt. Zusätzlich wurde eine 5 mal 25 km<sup>2</sup> große 3-D-Seismik Box vermessen. Das Décollement zeigt dabei eine sehr wechselhafte Reflektivität. Während viele Bereiche des Décollements ein positive Reflexionsamplitude zeigen, gibt es auch einen ca. 1 km breiten Korridor in nordost-südwestlicher Richtung, der durch eine starke Reflexion negativer Polarität ausgezeichnet ist (s. Abb. 6.1). Dieser Bereich wird anfänglich als ein durch Fluide ausgedehnter Bereich mit einer sehr hohen Porosität sowie einem sehr hohen Porendruck interpretiert (Shipley *et al.*, 1994), während die Bereiche mit einer positiven Reflexionsamplitude auf starke Kompaktion sowie auf eine geringere Porosität schließen lassen.

Deformationsexperimente an tonigen Sedimenten haben gezeigt, daß eine Scherung zu einer Verringerung der Permeabilität entlang der Störungsfläche führt (Brown *et al.*,

1994). Ein fokussierter Fluidfluß entlang dieser Fläche ist also wenig wahrscheinlich, und kann nur erfolgen, wenn es zur Entwicklung von Bruchzonen (hydrofractures) kommt. Diese können sich jedoch nicht entlang des gesamten Décollements entwickeln, denn die damit einhergehende Verringerung der effektiven Normalspannung würde die basale Reibung  $\tau$  unterhalb des Akkretionskeils herabsetzen (Davis *et al.*, 1983). Die Folge wäre ein katastrophales Abrutschen des gesamten Keils. Brown *et al.* (1994) schließen deshalb auf eine heterogene Struktur des Décollements, in der neben Hydrofrakturen auch Stellen mit geringerem Porenfluiddruck (asperities) vorhanden sein müssen. Eine Analyse der Bohrdaten für den gesamten Akkretionskomplex zeigt jedoch, daß ein unterschiedlicher Grad der Kompaktion ausreichend ist, um die lateralen Variationen in der Décollement-Reflektivität zu erklären (Moore *et al.*, 1998).

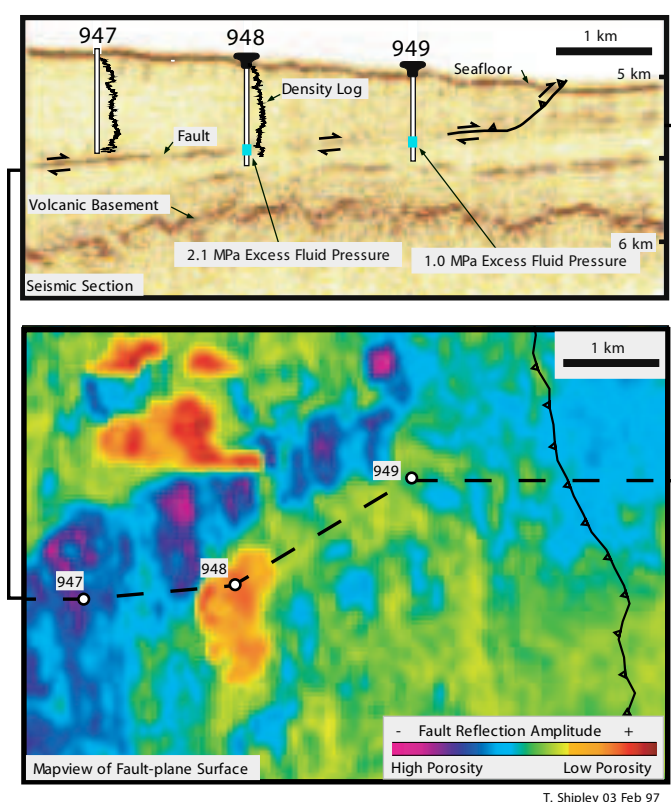


Abbildung 6.1: Ergebnisse einer Amplituden-Analyse in der Barbados-Subduktionszone (aus Shipley (2002)). Die untere Abbildung zeigt die Reflexionsamplitude des Décollements. Zwischen Bereichen mit Reflexionen positiver Polarität gibt es einen ca. 1 km breiten Korridor, der schräg zur Subduktion verläuft und eine Reflexion negativer Polarität zeigt.

Eine Analyse der logging-while-drilling Daten läßt auf einen nahe lithostatischen Porenfluiddruck entlang des Décollements und Proto-Décollements schließen (Moore und Tobin, 1997). Die Fluide im Décollement zeigen eine exotische Zusammensetzung (Gies-

kes *et al.*, 1990). Sie entstehen also nicht lokal, sondern fließen aus einem anderen Bereich entlang der Störungszone. Dieser Fluidfluß sorgt auch für eine effektive mechanische Entkopplung an der Störungsfläche. Eine Analyse der Richtungsabhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität (Housen *et al.*, 1996) zeigt einen abrupten Wechsel am Décollement: von horizontaler Verkürzung im Akkretionskeil hin zu vertikaler Kompaktion im subduzierten Sediment.

Für die Daten der 3-D-Seismik Box werden synthetische Seismogramme modelliert, um den Charakter des Décollements besser zu beschreiben. Dabei zeigt sich das Décollement als 12–16 km dicke Schicht, die seismische Geschwindigkeit liegt zwischen 1600 und 1700 m/s (Bangs *et al.*, 1996). Solch geringe Geschwindigkeit kann nur durch eine Ausdehnung des Sediments, hervorgerufen durch einen Porenüberdruck, hervorgerufen werden. Eine spätere Inversion der seismischen Daten liefert ein Abbild der Dichteverteilung im Décollement, aus dem die Porositätsverteilung abgeleitet werden kann (Bangs *et al.*, 1999). Seewärts der Deformationsfront hat das Proto-Décollement eine Porosität von 70–75 %. Diese verringert sich 4 km landwärts der Deformationsfront auf 50 %. Entlang eines 10 km langen, ca. 1–2 km breiten Korridors, der in nordost-südwestlicher Richtung verläuft, bleibt die Porosität jedoch konstant bei 70 %. Dies kann durch eine Ansammlung von Fluiden erklärt werden, die entlang dieses Kanals laufen. Diese führen jedoch nicht zu einer aktiven Ausdehnung des Sediments, da dieses im Widerspruch zu den vorherrschenden Hauptspannungsrichtungen stehen würde (Bangs *et al.*, 1999).

Aktive Messungen an versiegelten Bohrlöchern (Screaton *et al.*, 1997) lieferten Werte der in-situ-Permeabilität für einen großen Bereich von Porendrücken. Im Vergleich zu einem normalen hydrostatischen Druckverhältnis ( $\lambda^* = 0$ ) erhöhte sich dabei die Permeabilität für lithostatischen Druck ( $\lambda^* = 1$ ) um 4 bis 5 Größenordnungen. Eine Modellierung der Entwässerung des subduzierten Sediments zeigt, daß die Zonen erhöhter Porosität am besten durch einen räumlich variablen Fluidfluß aus tieferen Zonen der Subduktionszone erklärt werden kann (Stauffer und Bekins, 2001). Die Modelle liefern dabei Flußgeschwindigkeiten von 1–14 cm pro Jahr.

## Nankai

Im Bereich des südlichen Japans wird die Phillipinische Platte in nord-westliche Richtung mit einer Geschwindigkeit von 40 mm pro Jahr (Seno *et al.*, 1993) unter die Eurasische Platte subduziert. Dabei entsteht das Nankai-Akkretions-Prisma, das 70 km breit ist und dessen Unterseite einen Winkel von 3–4° hat. Die Sedimente auf der Phillipinischen Platte sind ca. 1200 m mächtig. Bei den oberen ca. 100 m handelt es sich um eine Turbidit-Schicht, die zum Land hin mächtiger wird. Die darunter liegenden hemipelagischen Sedimente können in zwei Teile unterschieden werden: das obere Shikoku-Becken aus dem Quartär und dem Pliozän, sowie das untere Shikoku-Becken aus dem Miozän. In dem unteren Bereich entwickelt sich das spätere Décollement.

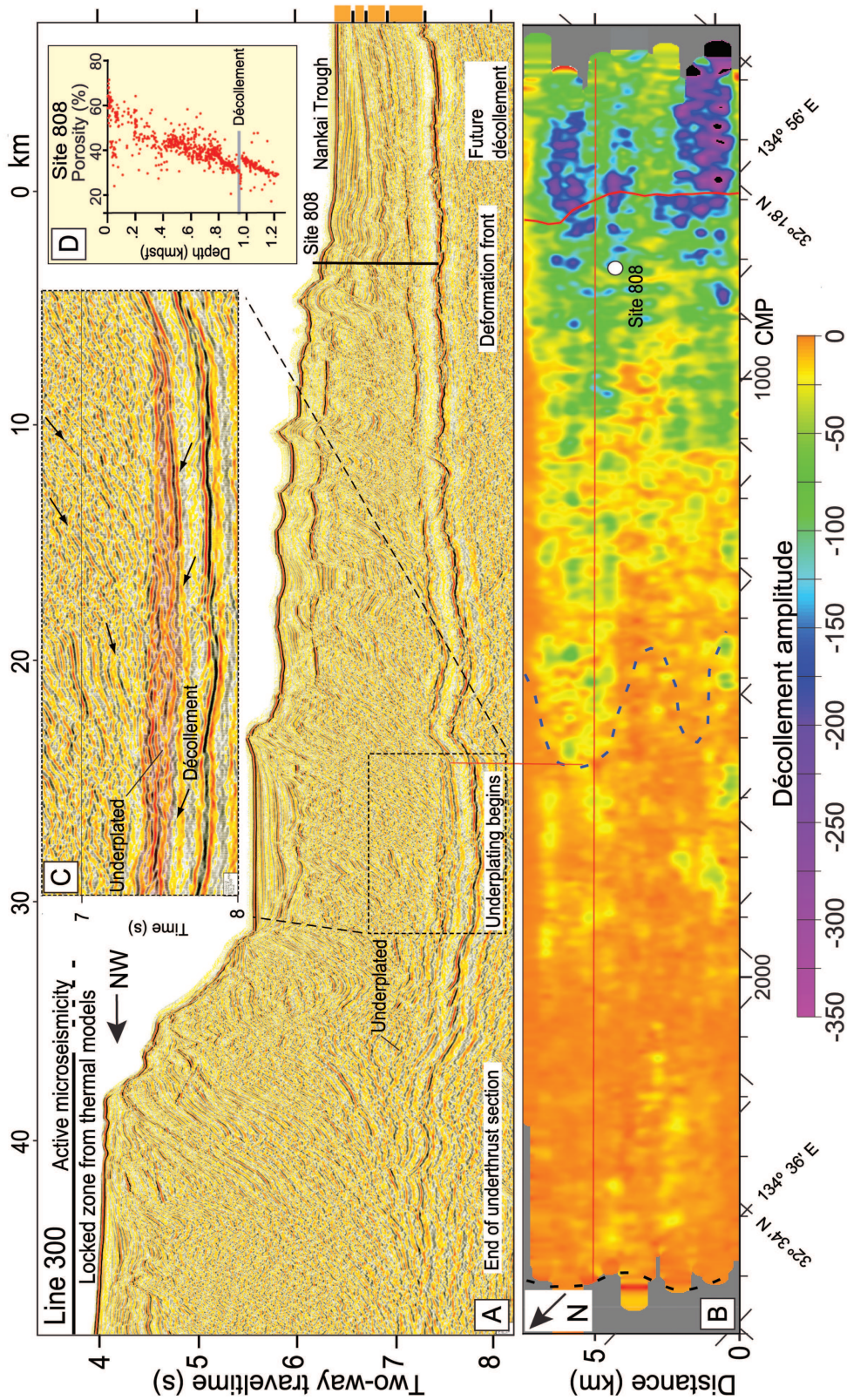


Abbildung 6.2: Ergebnisse einer Amplituden-Analyse in der Nankai-Subduktionszone (aus Bangs et al. (2004)). Der untere Teil zeigt die Amplitude der Décollement-Reflexion. In Richtung des Streichens zeigt die Amplitude eine Variation von 200 % auf einem Bereich von wenigen hundert Metern.

Die Bohrung seewärts des Grabens zeigt eine kontinuierliche Abnahme der Porosität mit der Tiefe, auch im Bereich des Proto-Décollements. Weiter landwärts nimmt die Porosität am Décollement jedoch sprunghaft zu. 1,5 km landwärts der Deformationsfront beträgt der Porositätsunterschied zwischen Akkretionskeil und subduziertem Sediment 0,03, weitere 1,75 km landwärts bereits 0,06. Dies entspricht einem Porendruckverhältnis von  $\lambda^* = 0,42$  bzw.  $\lambda^* = 0.47$  (Screaton *et al.*, 2002). Dieser Überdruck entsteht durch die geringe Permeabilität des hemiplegischen Sediments, der eine Entwässerung verhindert. 25 km landwärts der Deformationsfront wird mit  $\lambda^* = 0,85$  das Maximum des Fluiddrucks erreicht (Kopf und Brown, 2003). Weitere 15 km in Richtung des Inselbogens beträgt  $\lambda^*$  nur noch 0,70, und es beginnt die seismogene Zone (Moore und Saffer, 2001).

In Abb. 6.2 ist das Ergebnis einer 8 mal 30 km<sup>2</sup> großen 3-D-Seismik Box dargestellt (Bangs *et al.*, 2004). Der untere Teil zeigt dabei die Reflexionsamplitude des Décollements. Diese Werte sind nur um die sphärische Divergenz korrigiert, da alle anderen Effekte vernachlässigbar sind. Die größten Amplituden werden in der Nähe der Deformationsfront gemessen. 10 km weiter landwärts haben sich die Amplituden bereits um den Faktor 4 bis 5 verringert. Das Streifenmuster in der Reflektivität kann nicht auf Effekte im Akkretionskeil zurückgeführt werden. Bangs *et al.* (2004) führen aus folgenden Gründen die Variabilität der Reflektivität auf den Porenfluiddruck im subduzierten Sediment zurück:

- Die Lithologie des unteren Shikoku-Beckens ist sehr homogen. Die hohe Reflektivität kann also nicht auf bestimmte stratigraphische Horizonte zurückgeführt werden.
- Die Décollement-Reflexion hat eine negative Polarität. Dies kann nur durch einen negativen Impedanz-Kontrast, z.B. durch Unterkompaktion oder Überdruck erklärt werden.
- Die aufgezeichnete Wellenform der Reflexion und die Ergebnisse der ODP-Bohrungen zeigen, daß das Décollement eine Diskontinuität erster Ordnung ist. Eine durch Scherung deformierte Ton-Schicht, die typischerweise mehrere 10-er Meter dick ist, kann also ausgeschlossen werden.

## 6.2 Diskussion

In Kapitel 5.2 wurde festgestellt, daß der Porenfluiddruck im subduzierten Sediment entlang des Streichens der Subduktionszone stark variiert. Jetzt soll diskutiert werden, welche Gründe zu solch einer Variation führen können. Dazu werden drei unterschiedliche Theorien vorgestellt.

## Variable Permeabilität des Décollements

Durch die schnelle Subduktion der Cocos-Platte werden die auf ihr liegenden Sedimente sehr schnell einem hohem Spannungsfeld ausgesetzt. Die Sediment-Kompaktion und die damit einhergehende Entwässerung kann aufgrund der begrenzten Permeabilität nicht im gleichen Tempo erfolgen. Dadurch entstehen bedeutende Überdrücke (Neuzil, 1995). Saffer (2003) untersucht die Entwässerung des subduzierten Sediments. Er findet, daß an der Bohrlokation 1043 praktisch keine Entwässerung stattgefunden hat, während das Sediment bei site 1040 (weiter landwärts gelegen) einen gewissen Grad an Entwässerung zeigt. Davon ausgehend schlägt er eine laterale Variabilität der Plattengrenze vor. An einigen Stellen im Décollement könnten also die im subduzierten Sediment gefangenen Fluide senkrecht durch das Décollement entweichen.

Eine laterale variable Permeabilität könnte die gemessenen Porenfluiddrücke erklären, ist aber wenig wahrscheinlich. Silver *et al.* (2000) zeigt, daß die unter dem Décollement gesammelten Fluide frisch sind. Sie sind also hauptsächlich aus Mineralentwässerung entstanden, und es handelt sich nicht nur um Seewasser. Weiterhin zeigen andere Arbeiten (Kopf *et al.*, 2000), daß das Décollement eine sehr impermeable Schicht ist. Die Geochemie der Fluidflüsse im Sediment und im überliegenden Keil sind klar getrennt. Diese Trennung wäre bei einer teilweisen Durchlässigkeit der Plattengrenze nicht zu beobachten.

## Heterogenität von Bruchzonen

Die Laboruntersuchungen von Brown *et al.* (1994) wurden in Kapitel 6.1 vorgestellt. Mit den Ergebnissen dieser Untersuchung konnte erklärt werden, warum sich Hydrofrakturen nur heterogen entlang einer Bruchzone entwickeln können. Weiterführende Arbeiten (Fitts und Brown, 1999) zeigten anhand von Isotopenverteilungen, daß die Fluide entlang des Barbados-Décollements in räumlich eng begrenzten Kanälen fließen. Die Ergebnisse von Bolton *et al.* (1999) zeigen eine nichtlineare Spannungsabhängigkeit der Permeabilität. Wird ein kritischer Porenfluiddruck erreicht, kommt es zu einer spontanen, lokalen Erhöhung der Permeabilität. Auch dieser Prozess hat eine Lenkung der Fluidflüsse in diskreten Bahnen zur Folge.

Diese Theorien wurden speziell für den Kontinentalrand von Barbados entwickelt. Es gilt zu beachten, daß das Décollement in Costa Rica grundsätzlich unterschiedlich ist: es entwickelt sich nicht in einer mehrere Meter dicken Schwächezone, sondern bildet als Diskontinuität erster Ordnung die Grenze zwischen ozeanischen Sediment und dem kontinentalen Keil. Eine Fokussierung der aus der Tiefe stammenden Fluide, die das beobachtete Reflexionsmuster verursacht, kann aber auch nicht ausgeschlossen werden.

## Lokale Entwässerung der subduzierten Sedimente

Während der Subduktion wird das ozeanische Sediment durch thermische Diagenese verändert. Diese Prozesse setzen in vielen Fällen gebundenes Wasser frei und können so zu erhöhten Porendrücken führen (Neuzil, 1995). Eine dieser diagenetischen Änderungen ist der Übergang des Tonminerals Smectit zu Illit. Diese Transformation findet in drei einzelnen, temperaturabhängigen Schritten statt (Burst, 1969) und liegt in einem Temperaturbereich von 60 bis 140 °C (Perry und Hower, 1970). In Bereichen mit einer hohen Effektivspannung kann der erste Schritt dieser Transformation sogar bei Temperaturen von unter 60 °C stattfinden (Colton-Bradley, 1987). Osborne und Swarbrick (1997) zeigen, daß bei diesem ersten Schritt der Diagenese die Volumenzunahme durch das freigesetzte Wasser 1,4 % des ursprünglichen Smectits beträgt.

Die Analyse der Wärmestrommessungen (s. Abb. 3.14) zeigen, daß die Temperaturen entlang des betrachteten Profils zwischen 40 und 80 °C liegen. Das subduzierte Sediment besteht zu 60 % aus Smectit (Spinelli und Saffer, 2004), so daß durch den ersten Schritt der Smectit-Illit-Transformation ein zusätzliches Fluidvolumen von 0,84 % entstehen kann.

Das Verhältnis zwischen dem Porenüberdruck  $P^*$ , dem Kompressionsmodul  $K$  des Fluids und der entsprechenden Volumenänderung lässt sich mit folgender Gleichung beschreiben:

$$P^* = K \frac{\Delta V}{V} \quad (6.1)$$

Das Kompressionsmodul des Porenfluids beträgt ca.  $K = 2,8$  GPa (Batzle und Wang, 1992). Um einen Porenüberdruck von  $P^* = 7$  MPa zu erzeugen (was dem Übergang von hydrostatischen zu lithostatischen Druckverhältnissen entspricht), genügt also ein zusätzliches Fluidvolumen von ca. 0,25 %. Der Smectit-Illit-Übergang liefert also genügend zusätzliches Porenfluid, um die beobachteten Variationen in  $\lambda^*$  zu erklären. Die einzige Bedingung dafür ist eine sehr geringe Permeabilität (Osborne und Swarbrick, 1997). Dies ist durch das direkt darüber liegende, impermeable Décollement gegeben. Weiterhin verringert die Smectit-Umwandlung selbst die Permeabilität (Bethke, 1986), so daß auch dieser Prozess dazu beiträgt, daß lokale Zellen erhöhten Porendrucks entstehen können.

## 6.3 Schlussfolgerungen

Die vorliegende Arbeit hat gezeigt, daß das Reflektivitätsverhalten des untersuchten Décollements eine starke laterale Variabilität zeigt. Die registrierten Reflektionsamplituden variieren dabei in Bereichen von wenigen hundert Metern Breite um 200 bis 300 %.

Variationen dieser Größenordnung wurden bereits an anderen Kontinentalrändern festgestellt. Für den Bereich der Barbados-Subduktionszone wurde als Erklärung ein in Kanälen fokussierter Fluidfluß aus größeren Tiefen vorgeschlagen. Für die laterale Variabilität im Bereich der Nankai-Subduktionszone konnte keine Erklärung gefunden werden (Bangs *et al.*, 2004).

Die in dieser Arbeit gezeigte Variabilität der Décollement-Reflexion lässt sich nur durch eine Variation der Fluiddrücke im subduzierten Sediment erklären. Andere Mechanismen reichen nicht aus, um eine Verringerung der S-Geschwindigkeit um über 50 % zu erklären. Die Berücksichtigung von anderen Daten (mineralogische Zusammensetzung des Sediments, Wärmeflüsse am Meeresboden) ergibt, daß sich diese Variationen durch eine lokale Entwässerung von subduzierten Tonmineralen erklären lässt. Diese Entwässerung findet nur bei bestimmten Druck- und Temperatur-Verhältnissen statt (Colton-Bradley, 1987) und sorgt so für die räumlich eng begrenzte Entstehung von Porenüberdrücken.



# 7 Ausblick

In der vorliegenden Arbeit wurde gezeigt, wie mit Hilfe von AVO und der seismischen Geschwindigkeitsanalyse Aussagen über die Verteilung des Porenfluiddrucks entlang einer Störungszone getroffen werden können. Zusätzliche Informationen über die Geschwindigkeitsverteilung und den damit zusammenhängenden Fluiddruck könnten z.B. mit folgenden Methoden gewonnen werden:

- Die Anwendung der Reflexions-Tomographie liefert ein Geschwindigkeitsmodell, das nicht nur an einer Grenzfläche Gültigkeit hat (Lee *et al.*, 1998; Sayers *et al.*, 2002). Damit können Aussagen über komplette Sedimentpakete getroffen werden. Aus diesen Ergebnissen könnten dann auch Aussagen über das Volumen der Fluide getroffen werden.
- Dutta (2002) zeigt, wie mit Hilfe einer Wellenformeninversion ein genaueres Geschwindigkeitsmodell zur Bestimmung des Porendrucks erreicht werden kann.
- Die Methode der prestack-depth-migration (PSDM) wurde ebenfalls erfolgreich bei der Bestimmung des Porenfluiddrucks angewandt (Agudelo *et al.*, 2005).
- Die Dämpfung in einem Sediment hängt ebenfalls von dem Porenfluiddruck ab. Prasad (2002) zeigt die Auswirkungen auf die Q-Faktoren.
- Durch Anwendung von 3D-AVO können Aussagen über die Anisotropie des Sediments getroffen werden (Hall und Kendall, 2003). Solche Ergebnisse wären besonders bei der geologischen Interpretation der beobachteten Variationen im Porenfluiddruck hilfreich.
- Die Kalibrierung mit Bohrlochdaten stellt eine entscheidende Verbesserung der Qualität der Ergebnisse dar. Hier ist besonders das in naher Zukunft geplante Projekt CRISP, das nahe dem Untersuchungsgebiet stattfinden soll und Bohrlochdaten aus dem tieferen Bereich der Plattengrenze liefern wird, von Interesse.



# Literaturverzeichnis

- Agudelo, W., Ribodetti, A., Operto, S., Delouis, B. und Collot, J.-Y. 2005. Seismic velocities and change in fluid pressure along the Ecuador interplate décollement by 2D quantitative imaging. *Geophysical Research Abstracts*, **7**, 0695.
- Aubouin, J., von Huene, R., Baltuck, M., Arnott, R., Bourgois, J., Filewicz, M., Kvenvolden, K., Leinert, B., McDonald, T., McDougall, K., Ogawa, Y., Taylor, E. und Winsborough, B. 1982. Leg 84 of the Deep Sea Drilling Project. Subduction without accretion: Middle America Trench off Guatemala. *Nature*, **297**, 458–460.
- Aubouin, J., Bourgois, J. und Azéma, J. 1984. A new type of active margin: the convergent-extensional margin, as exemplified by the Middle America Trench off Guatemala. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **67**, 211–218.
- Ayers, A. und Theilen, F. 1999. Relationship between P- and S-wave velocities and geological properties of near-surface sediments of the continental slope of the Barents Sea. *Geophys. Prospect.*, **47**, 431–441.
- Ball, M.M., Harrison, C.G.A. und Supko, P.R. 1969. Atlantic opening and the origin of the Caribbean. *Nature*, **223**, 167–168.
- Bangs, N.L. und Westbrook, G.K. 1991. Seismic modeling of the decollement zone at the base of the Barbados Ridge accretionary complex. *J. Geophys. Res.*, **96**(B3), 3853–3866.
- Bangs, N.L., Shipley, T.H. und Moore, G.F. 1996. Elevated fluid pressure and fault zone dilation inferred from seismic models of the northern Barbados Ridge decollement. *J. Geophys. Res.*, **101**(B1), 627–642.
- Bangs, N.L., Shipley, T.H., Moore, J.C. und Moore, G.F. 1999. Fluid accumulation and channeling along the northern Barbados Ridge decollement thrust. *J. Geophys. Res.*, **104**(B9), 20399–20414.
- Bangs, N.L., Shipley, T.H., Gulick, T.H., Moore, G.F., Kuromoto, S. und Nakamura, Y. 2004. Evolution of the Nankai Trough décollement from the trench into the seismogenic zone: Inferences from three-dimensional seismic reflection imaging. *Geology*, **32**(4), 273–276. doi:10.1130/G20211.1.
- Barckhausen, U., Roeser, H.A. und von Huene, R. 1998. Magnetic signature of upper plate structures and subducting seamounts at the convergent margin off Costa Rica. *J. Geophys. Res.*, **103**(B4), 7079–7093.
- Barckhausen, U., Ranero, C.R., von Huene, R., Cande, S.C. und Roeser, H.A. 2001. Revised tectonic boundaries in the Cocos Plate off Costa Rica: Implications for the segmentation of the convergent margin and for plate tectonic models. *J. Geophys. Res.*, **106**(B9), 19207–19220.
- Batzle, M. und Wang, Z. 1992. Seismic properties of pore fluids. *Geophysics*, **57**, 1396–1408.
- Bellon, H. und Tournon, J. 1978. Contribution de la géochronometrie K-Ar à la étude du magmatisme du Costa Rica, Amérique Centrale. *Bull. Soc. Géol. Fr. VII*, **20**, 955–959.
- Berryhill, J.R. 1979. Wave-equation datuming. *Geophysics*, **44**, 1329–1344.

## LITERATURVERZEICHNIS

- Bethke, C.M. 1986. Inverse hydrologic analysis of the distribution and origin of Gulf Coast-type geopressured zones. *J. Geophys. Res.*, **91**(B6), 6535–6545.
- Bilek, S.L., Schwartz, S.Y. und DeShon, H.R. 2003. Control of seafloor roughness on earthquake rupture behaviour. *Geology*, **31**, 455–458.
- Blagny, J.P. 1992. *Integrated seismic lithologic interpretation: the petrophysical basis*. Ph.D. thesis, Stanford University.
- Bleistein, N., Cohen, J.K. und Hagin, F.G. 1987. Two and one-half dimensional Born inversion with an arbitrary reference. *Geophysics*, **52**, 26–36.
- Bohrmann, G., Heeschen, K., Jung, C., Weinrebe, W., Baranov, B., Cailleau, B., Heath, R., Hünerbach, V., Hort, M., Masson, D. und Trummer, I. 2002. Widespread fluid expulsion at the seafloor of the Costa Rica convergent margin. *Terra Nova*, **14**, 69–79.
- Bolton, A.J., Clennell, M.B. und Maltman, A.J. 1999. Nonlinear stress dependence of permeability: A mechanism for episodic fluid flow in accretionary wedges. *Geology*, **27**, 239–242.
- Bourgeois, J., Azéma, J., Baumgartner, P.O., Tournon, J., Desmet, A. und Auboin, J. 1984. The geologic history of the Caribbean-cocos plate boundary with special reference to the Nicoya ophiolite complex (Costa Rica) and D.S.D.P. results (legs 67 and 84 off Guatemala): a synthesis. *Tectonophysics*, **108**, 1–32.
- Bray, C.J. und Karig, D.E. 1985. Porosity of sediments in accretionary prisms and some implications for dewatering processes. *J. Geophys. Res.*, **90**(B1), 768–778.
- Brown, K.M., Bekins, B., Clennell, B., Dewhurst, D. und Westbrook, G. 1994. Heterogeneous hydrofracture development and accretionary fault dynamics. *Geology*, **22**, 259–262.
- Burst, J.F. 1969. Diagenesis of Gulf Coast clayey sediments and its possible relation to petroleum migration. *AAPG Bulletin*, **53**, 73–93.
- Buttkus, B., Behain, D., Boennemann, C. und Mueller, C. 2003. Detailed seismic studies of gas hydrate deposits offshore Sabah and Costa Rica. *Eos Trans. AGU*, **84**(46). Abstract OS51C-0864.
- Cande, S.C. und Kent, D.V. 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, **100**(B4), 6093–6095.
- Carcione, J.M. und Cavallini, F. 2002. Poisson's ratio at high pore pressure. *Geophys. Prospect.*, **50**, 97–106.
- Castagna, J.P. 1993. Petrophysical imaging using AVO. *The Leading Edge*, **12**, 172–178.
- Christeson, G.L., McIntosh, K.D., Shipley, T.H., Flueh, E.R. und Goedde, H. 1999. Structure of the Costa Rica convergent margin, offshore Nicoya Peninsula. *J. Geophys. Res.*, **104**(B11), 25443–25468.
- Christeson, G.L., McIntosh, K.D. und Shipley, T.H. 2000. Seismic attenuation in the Costa Rica margin wedge: amplitude modeling of ocean bottom hydrophone data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **179**, 391–405.
- Clift, P.D. und Vannucchi, P. 2004. Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: Implications for the origin and recycling of the continental crust. *Rev. Geophys.*, **42**. RG2001, doi:10.1029/2003RG000127.
- Colton-Bradley, V.A.C. 1987. Role of pressure in smectite dehydration — effects on geopressure and smectite-to-illite transition. *AAPG Bulletin*, **71**, 1414–1427.
- Corrigan, J., Mann, P. und Ingle, J.C. jr. 1990. Fore arc response to subduction of the Cocos Ridge, Panama-Costa Rica. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **102**, 628–657.

- Dahlen, F.A., Suppe, J. und Davis, D. 1984. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges: cohesive Coulomb theory. *J. Geophys. Res.*, **89**(B12), 10087–10101.
- Davis, D., Suppe, J. und Dahlen, F.A. 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *J. Geophys. Res.*, **88**(B2), 1153–1172.
- de Boer, J. 1979. The outer arc of the Costa Rican orogen (oceanic basement complexes of the Nicoya and Santa Elena peninsulas). *Tectonophysics*, **56**, 221–259.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D.F. und Stein, S. 1990. Current plate motions. *Geophys. J. Int.*, **101**, 425–478.
- DeShon, H.R., Schwartz, S.Y., Newman, A.V., Dorman, L.M., Protti, J.M. und Gonzalez, V. 2003a. Geometry and velocity structure of the northern Costa Rica seismogenic zone from 3 D local earthquake tomography. *Eos Trans. AGU*, **84**(46). Abstract T41E-05.
- DeShon, H.R., Schwartz, S.Y., Bilek, S.L., Dorman, L.M., Gonzalez, V., Protti, J.M., Flueh, E.R. und Dixon, T.H. 2003b. Seismogenic zone structure of the southern Middle America Trench, Costa Rica. *J. Geophys. Res.*, **108**(B10). 2491, doi:10.1029/2002JB002294.
- Dix, C.H. 1955. Seismic velocities from surface measurements. *Geophysics*, **20**, 68–86.
- Domenico, S.N. 1977. Elastic properties of unconsolidated porous sand reservoirs. *Geophysics*, **42**, 1339–1368.
- Dutta, N.C. 2002. Deepwater geohazard prediction using prestack inversion of large offset P-wave data and rock model. *The Leading Edge*, **21**, 193–198. doi:10.1190/1.1452612.
- Dvorkin, J., Prasad, M., Sakai, A. und Lavoie, D. 1999. Elasticity of marine sediments: Rock physics modeling. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 1781–1784.
- Feigenson, M.D., Carr, M.J., Maharaj, S.V., Juliano, S. und Bolge, L.L. 2004. Lead isotope composition of Central American volcanoes: Influence of the Galápagos plume. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **5**. Q06001, doi:10.1029/2003GC000621.
- Fisher, A.T., Stein, C.A., Harris, R.N., Wang, K., Silver, E.A., Pfender, M., Hutnak, M., Cherkaoui, A., Bodzin, R. und Villinger, H. 2003. Abrupt thermal transition reveals hydrothermal boundary and role of seamounts within the Cocos Plate. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(11). 1550, doi:10.1029/2002GL016766.
- Fisher, D.M., Gardner, T.W., Marshall, J.S., Sak, P.B. und Protti, M. 1998. Effect of subducting sea-floor roughness on fore-arc kinematics, Pacific coast, Costa Rica. *Geology*, **26**, 467–470.
- Fisher, D.M., Gardner, T.W., Sak, P.B., Sanchez, J.D., Murphy, K. und Vannucchi, P. 2004. Active thrusting in the inner forearc of an erosive convergent margin, Pacific coast, Costa Rica. *Tectonics*, **23**. TC 2007, doi:10.1029/2002TC001464.
- Fitts, T.G. und Brown, K.M. 1999. Stress-induced smectite dehydration: ramifications for patterns of freshening and fluid expulsion in the N. Barbados accretionary wedge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **172**, 179–197.
- Flueh, E.R., Ye, S., Stavenhagen, A., Leandro, G. und Bialas, J. 1992. *Pacomar, Sonne 76, Compilation of seismic data*. GEOMAR, Res. Cent. for Mar. Geosci., Kiel.
- Flueh, E.R., Ranero, C.R. und von Huene, R. 2000. The Costa Rican Pacific margin: from accretion to erosion. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, **7/8**, 669–678.
- Flueh, E.R., Soeding, E. und Suess, E. 2004. *RV Sonne cruise report SO173/1, 3 & 4 SUBDUCTION II: the central american continental margin, GEOMAR report*. Vol. 115. GEOMAR.
- Fofonoff, P. und Millard, R.C. Jr. 1983. Algorithms for computation of fundamental properties of seawater. *Unesco Tech. Pap. in Mar. Sci.*, **44**, 53pp.

## LITERATURVERZEICHNIS

- Gardner, G.H.F., Gardner, L.W. und Gregory, A.R. 1974. Formation velocity and density – The diagnostic basis for stratigraphic traps. *Geophysics*, **39**, 770–780.
- Gardner, T., Marshall, J., Merritts, D., Bee, B., Burgette, R., Burton, E., Cooke, J., Kehrwald, N., Protti, M., Fisher, D. und Sak, P. 2001. Holocene fore arc block rotation in response to seamount subduction, southeastern Peninsula de Nicoya, Costa Rica. *Geology*, **29**, 151–154.
- Gassmann, F. 1951. Über die Elastizität poröser Medien. *Vierteljahr. Naturforsch. Gesell. Zürich*, **96**, 1–23.
- Geldmacher, J., Hanan, B.B., Blichert-Toft, J., Harpp, K., Hoernle, K., Hauff, F., Werner, R. und Kerr, A.C. 2003. Hafnium isotopic variations in volcanic rocks from the Caribbean Large Igneous Province and Galápagos hot spot tracks. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **4**(7). 1062, doi:10.1029/2002GC000477.
- Gettemy, G.L. und Tobin, H. 2003. Tectonic signatures in centimeter-scale velocity-porosity relationships of Costa Rica convergent margin sediments. *J. Geophys. Res.*, **108**. 2494, doi:10.1029/2001JB000738.
- Gieskes, J.M., Vrolijk, P. und Blanc, G. 1990. Hydrogeochemistry of the northern Barbados accretionary complex transect: Ocean Drilling Program Leg 110. *J. Geophys. Res.*, **95**(B6), 8809–8818.
- Gräfe, K., Frisch, W., Villa, I.M. und Meschede, M. 2002. Geodynamic evolution of southern Costa Rica related to low-angle subduction of the Cocos Ridge: constraints from thermochronology. *Tectonophysics*, **348**(4), 187–204. doi:10.1016/S0040-1951(02)00113-0.
- Gregory, A.R. 1976. Fluid saturation effects on dynamic elastic properties of sedimentary rocks. *Geophysics*, **41**, 895–921.
- Grevemeyer, I., Kaul, N., Gennerich, H.-H., Heesemann, B., Müller, M. und Schneider, J. 2003. Heat flow studies. *Seiten 49–60 in: Söding, E., Wallmann, K., Suess, E. und Flueh, E. (eds), RV Meteor Cruise Report M54/2+3 Fluids and subduction, Costa Rica 2002, GEOMAR Report*, vol. 111. GEOMAR.
- Grevemeyer, I., Kopf, A.J., Fekete, N., Kaul, N., Villinger, H.W., Heesemann, M., Wallmann, K., Spieß, V., Gennerich, H.-H., Müller, M. und Weinrebe, W. 2004. Fluid flow through active mud dome Mound Culebra offshore Nicoya Peninsula, Costa Rica: evidence from heat flow surveying. *Mar. Geol.*, **207**, 145–157. doi:10.1016/j.margeo.2004.04.002.
- Hacker, B.R., Peacock, S.M., Abers, G.A. und Holloway, S.D. 2003. Subduction factory 2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions? *J. Geophys. Res.*, **108**(B1). 2030, doi:10.1029/2001JB001129.
- Hall, S.A. und Kendall, J.-M. 2003. Fracture estimation at Valhall: Application of P-wave variation with offset and azimuth (AVOA) analysis to a 3D ocean-bottom data set. *Geophysics*, **68**, 1150–1160.
- Hamilton, E.L. 1976. Shear-wave velocity versus depth in marine sediments: a review. *Geophysics*, **41**, 985–996.
- Hamilton, E.L. 1978. Sound velocity-density relations in sea-floor sediments and rocks. *J. Acoust. Soc. Am.*, **63**, 366–377.
- Hamilton, E.L. 1979.  $v_p/v_s$  and Poisson's ratios in marine sediments and rocks. *J. Acoust. Soc. Am.*, **66**, 1093–1101.
- Han, D.-H. 1986. *Effects of porosity and clay content on acoustic properties of sandstones and unconsolidated sediments*. Ph.D. thesis, Stanford University.
- Han, D.-H., Nur, A. und Morgan, D. 1986. Effects of porosity and clay content on wave velocities in sandstones. *Geophysics*, **51**, 2093–2107.

- Harris, R.N. und Wang, K. 2002. Thermal models of the Middle America Trench at the Nicoya Peninsula, Costa Rica. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(21). 2010, doi:10.1029/2002GL015406.
- Hashin, Z. und Shtrikman, S. 1963. A variational approach to the elastic behavior of multiphase materials. *J. Mech. Phys. Solids*, **11**, 127–140.
- Hauff, F., Hoernle, K., Schmincke, H.-U. und Werner, R. 1997. A Mid Cretaceous origin for the Galápagos hotspot: volcanological, petrological and geochemical evidence from Costa Rica oceanic crustal segments. *Geol. Rundsch.*, **86**, 141–155.
- Hensen, C., Wallmann, K., Schmidt, M., Ranero, C.R. und Suess, E. 2004. Fluid expulsion related to mud extrusion off Costa Rica — A window to the subducting slab. *Geology*, **32**(3), 201–204. doi: 10.1130/G20119.1.
- Herrstrom, E.A., Reagan, M.K. und Morris, J.D. 1995. Variations in lava composition associated with flow of asthenosphere beneath southern Central America. *Geology*, **23**, 617–620.
- Hill, R.I. 1993. Mantle plumes and continental tectonics. *Lithos*, **30**, 193–206.
- Hinz, K., Adam, J., Bargaeh, H.O., Bergmann, P., Bialas, J., Block, M., Dohmann, H., Eidam, J., Fabel, E., Flueh, E.R., Fritsch, J., Handke, J., Kewitsch, P., Kläschen, D., Leandro, G., Leon, L.B., Meyer, H., Mrazek, J., Popovici, A., Puskeppel, K., Schlumschinski, B., Schrader, U., Schreckenberger, B., Spranger, M., Stavenhagen, A., Steinmann, D., von Huene, R. und Walther, C. 1992. *Bericht PACOMAR 2 (Costa Rica)*. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.
- Hinz, K., von Huene, R., Ranero, C.R. und die PACOMAR Working Group. 1996. Tectonic structure of the convergent Pacific margin offshore Costa Rica from multichannel seismic reflection data. *Tectonics*, **15**, 54–66.
- Hoernle, K., Hauff, F. und van den Bogaard, P. 2004. 70 m.y. history (139–69 Ma) for the Caribbean large igneous province. *Geology*, **32**(8), 697–700. doi:10.1130/G20574.1.
- Hottmann, C.E. und Johnson, R.K. 1965. Estimation of formation pressures from log-derived shale properties. *J. Petrol. Technol.*, **1965**, 717–722.
- Housen, B.A. und Kanamatsu, T. 2003. Magnetic fabrics from the Costa Rica margin: sediment deformation during the initial dewatering and underplating process. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **206**, 215–228.
- Housen, B.A., Tobin, H.J., Labaume, P., Leitch, E.C., Maltman, A.J. und Ocean Drilling Program 156 Shipboard Science Party. 1996. Strain decoupling across the decollement of the Barbados accretionary prism. *Geology*, **24**, 127–130.
- Husen, S., Kissling, E. und Quintero, R. 2002. Tomographic evidence for a subducted seamount beneath the Gulf of Nicoya, Costa Rica: The cause of the 1990  $M_w=7.0$  Gulf of Nicoya earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(8). 10.1029/2001GL014045.
- Husen, S., Quintero, R., Kissling, E. und Hacker, B. 2003. Subduction-zone structure and magmatic processes beneath Costa Rica constrained by local earthquake tomography and petrological modelling. *Geophys. J. Int.*, **155**, 11–32.
- Hyndman, R.D., Davis, E.E. und Wright, J.A. 1979. The measurement of marine geothermal heat flow by a multi-penetration probe with digital acoustic telemetry and in situ thermal conductivity. *Mar. Geophys. Res.*, **4**, 181–205.
- Kahn, L.M., Silver, E.A., Orange, D., Kochevar, R. und McAdoo, B. 1996. Surficial evidence of fluid expulsion from the Costa Rica accretionary prism. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 887–890.
- Kimura, G., Silver, E. und Blum, P. 1997. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*. Vol. 170. Ocean Drilling Program, College Station, Texas.

## LITERATURVERZEICHNIS

- King, M.S. 1966. Wave velocities in rocks as a function of changes in overburden pressure and pore fluid saturants. *Geophysics*, **31**, 50–73.
- Koefoed, O. 1955. On the effect of Poissons ratio of rock strata on the reflection coefficients of plane waves. *Geophys. Prospect.*, **3**, 381–387.
- Kopf, A. und Brown, K.M. 2003. Friction experiments on saturated sediments and their implications for the stress state of the Nankai and Barbados subduction thrusts. *Mar. Geol.*, **202**, 193–210.
- Kopf, A., Deyhle, A. und Zuleger, E. 2000. Evidence for deep fluid circulation and gas hydrate dissociation using boron and boron isotopes of pore fluids in forearc sediments from Costa Rica (ODP Leg 170). *Mar. Geol.*, **167**, 1–28.
- Kuijpers, E.P. 1980. The geologic history of the Nicoya ophiolite complex, Costa Rica, and its geotectonic significance. *Tectonophysics*, **68**, 233–255.
- Kulm, L.D., Suess, E., Moore, J.C., Carson, B., Lewis, B.T., Ritger, S.D., Kadko, D.C., Thornburg, T.M., Embley, R.W., Rugh, W.D., Mussoth, G.J., Langseth, M.G., Cochrane, G.R. und Scamman, R.L. 1986. Oregon subduction zone: Venting, fauna and carbonates. *Science*, **231**, 561–566.
- Langseth, M.G. und Silver, E.A. 1996. The Nicoya convergent margin — a region of exceptionally low heat flow. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 891–894.
- Lee, S., Shaw, J., Ho, R., Burger, J., Singh, S. und Troyer, B. 1998. Illuminating the shadows: tomography, attenuation, and pore-pressure processing in the South Caspian Sea. *The Leading Edge*, **17**, 777–782.
- Lister, C.R.B. 1979. The pulse probe method of conductivity measurements. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **57**, 451–461.
- Lonsdale, P. und Klitgord, K.D. 1978. Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **89**, 981–999.
- Lundgren, P., Protti, M., Donnellan, A., Heflin, M., Hernandez, E. und Jefferson, D. 1999. Seismic cycle and plate margin deformation in Costa Rica: GPS observations from 1994–1997. *J. Geophys. Res.*, **104**(B12), 28915–28926.
- MacDonald, W.D. 1972. Continental crust, crustal evolution, and the Caribbean. *Seiten 351–362 in: Shagam, R. und Hargreaves, R.B. (eds), Studies in Earth and Space Sciences: A Memoir in Honor of Harry Hammond Hess.* Geological Society of America, Boulder.
- MacMillan, I., Gans, P.B. und Alverado, G. 2004. Middle Miocene to present plate tectonic history of the southern Central American Volcanic Arc. *Tectonophysics*, **392**, 325–348. doi:10.1016/j.tecto.2004.04.014.
- Maltman, A. und Vannucchi, P. 2004. Insights from the Ocean Drilling Program on shear and fluid-flow at the mega-faults between actively converging plates. *Seiten 127–140 in: Alsop, G.I., Holdsworth, R.E., McCaffrey, K.J.W. und Hand, M. (eds), Flow processes in faults and shear zones.*, vol. 224. Geological Society, London, Special Publication.
- Marshall, J.S., Idlemann, B.D., Gardner, T.W. und Fisher, D.M. 2003. Landscape evolution within a retreating volcanic arc, Costa Rica, Central America. *Geology*, **31**, 419–422.
- Mavko, G., Mukerji, T. und Dvorkin, J. 1998. *The rock physics handbook.* Cambridge University Press.
- McAdoo, B.G., Orange, D.L., Silver, E.A., McIntosh, K., Abbott, L., Galewsky, J., Kahn, L. und Protti, M. 1996. Seafloor structural observations, Costa Rica accretionary prism. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 883–886.
- McIntosh, K., Silver, E.A. und Shipley, T. 1993. Evidence and mechanisms for forearc extension at the accretionary Costa Rica convergent margin. *Tectonics*, **12**, 1380–1392.



- McIntosh, K.D. und Sen, M.K. 2000. Geophysical evidence for dewatering and deformation processes in the ODP Leg 170 area offshore Costa Rica. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **178**, 125–138.
- Meschede, M. und Barckhausen, U. 2000. Plate tectonic evolution of the Cocos-Nazca Spreading center. In: Silver, E.A., Kimura, G., Blum, P. und Shipley, T.H. (eds), *Proc. ODP, Sci. Results*, vol. 170. Available from World Wide Web: [http://www-odp.tamu.edu/publications/170\\_SR/VOLUME/CHAPTERS/SR170\\_07.PDF](http://www-odp.tamu.edu/publications/170_SR/VOLUME/CHAPTERS/SR170_07.PDF).
- Meschede, M. und Frisch, W. 1998. A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. *Tectonophysics*, **296**, 269–291.
- Meschede, M., Zweigel, P., Frisch, W. und Völker, D. 1999. Mélange formation by subduction erosion: The case of the Osa mélange in southern Costa Rica. *Terra Nova*, **11**, 141–148.
- Moore, J.C. und Byrne, T. 1987. Thickening of fault zones: A mechanism of melange formation in accreting sediments. *Geology*, **15**, 1040–1043.
- Moore, J.C. und Saffer, D. 2001. Updip limit of the seismogenic zone beneath the accretionary prism of southwest Japan: An effect of diagenetic to low-grade metamorphic processes and increasing effective stress. *Geology*, **29**, 183–186.
- Moore, J.C. und Tobin, H. 1997. Estimated fluid pressures of the Barbados accretionary prism and adjacent sediments. In: Shipley, T.H., Ogawa, Y., Blum, P. und Bahr, J.M. (eds), *Proc. ODP, Sci. Results*, vol. 156. College Station, TX.
- Moore, J.C. und Vrolijk, P. 1992. Fluids in accretionary prisms. *Rev. Geophys.*, **30**, 113–135.
- Moore, J.C., Klaus, A., Bangs, N.L., Bekins, B., Bücker, C.J., Brückmann, W., Erickson, S.N., Hansen, O., Horton, T., Ireland, P., Major, C.O., Moore, G.F., Peacock, S., Saito, S., Screaton, E.J., Shimeld, J.W., Stauffer, P.H., Taymaz, T., Teas, P.A. und Tokunaga, T. 1998. Consolidation patterns during initiation and evolution of a plate-boundary decollement zone: Northern Barbados accretionary prism. *Geology*, **26**, 811–814.
- Moritz, E., Bornholdt, S., Westphal, H. und Meschede, M. 2000. Neural network interpretation of LWD data (ODP Leg 170) confirms complete sediment subduction at the Costa Rica convergent margin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **174**, 301–312.
- Morris, J.D., Leeman, W.P. und Tera, F. 1990. The subducted component in island arc lavas: Constraints from Be isotopes and B-Be systematics. *Nature*, **344**, 31–36.
- Morris, J.D., Valentine, R. und Harrison, T. 2002.  $^{10}\text{Be}$  imaging of sediment accretion and subduction along the northeast Japan and Costa Rica convergent margin. *Geology*, **30**, 59–62.
- Morris, J.D., Villinger, H.W. und Klaus, A. 2003. *Proc. ODP, Init. Repts.* Vol. 205 [Online]. Available from World Wide Web: [http://www-odp.tamu.edu/publications/205\\_IR/205ir.htm](http://www-odp.tamu.edu/publications/205_IR/205ir.htm).
- Mukerji, T., Dutta, N., Prasad, M. und Dvorkin, J. 2002. Seismic detection and estimation of overpressures. Part I: the rock physics basis. *CSEG Recorder*, **27**, 34–57.
- Neuzil, C.A. 1995. Abnormal pressures as hydrodynamic phenomena. *Am. J. Sci.*, **295**, 742–786.
- Newman, A.V., Schwartz, S.Y., Gonzalez, V., DeShon, H.R., Protti, M. und Dorman, L.M. 2002. Along-strike variability in the seismogenic zone below Nicoya Peninsula, Costa Rica. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(20). 1977, doi: 10.1029/2002GL015409.
- Nishenko, S.P. 1991. Circum-Pacific seismic potential: 1989–1999. *Pure Appl. Geophys.*, **135**, 169–259.
- Nur, A. 1972. Dilatancy, pore fluids, and premonitory variations of  $t_s/t_p$  travel times. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **62**, 1217–1222.
- Nur, A., Mavko, G., Dvorkin, J. und Galmudi, D. 1998. Critical porosity: A key to relating physical properties to porosity in rocks. *The Leading Edge*, **17**, 357–362.

## LITERATURVERZEICHNIS

- ODP Leg 110 Scientific Party. 1987. Expulsion of fluids from depth along a subduction-zone decollement horizon. *Nature*, **326**, 785–788.
- Osborne, M.J. und Swarbrick, R.E. 1997. Mechanisms for generating overpressure in sedimentary basins: a reevaluation. *AAPG Bulletin*, **81**, 1023–1041.
- Ostrander, W.J. 1984. Plane-wave reflection coefficients for gas sands at nonnormal angles of incidence. *Geophysics*, **49**, 1637–1648.
- Patino, L.C., Carr, M.J. und Feigenson, M.D. 2000. Local and regional variations in Central American arc lavas controlled by variations in subducted sediment input. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **138**, 265–283.
- Perry, E. und Hower, J. 1970. Burial diagenesis in Gulf Coast pelitic sediments. *Clays and Clay Minerals*, **18**, 165–177.
- Pickett, G.R. 1963. Acoustic character logs and their application in formation evaluation. *J. Petrol. Technol.*, **15**, 659–667.
- Pindell, J.L. und Dewey, J.F. 1982. Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexiko/Caribbean region. *Tectonics*, **1**, 179–212.
- Plank, T. und Langmuir, C.H. 1993. Tracing trace elements from sediment input to volcanic output at subduction zones. *Nature*, **362**, 739–743.
- Prasad, M. 1988. *Experimental and theoretical considerations of velocity and attenuation interactions with physical parameters in sands*. Ph.D. thesis, Kiel University.
- Prasad, M. 2002. Acoustic measurements in unconsolidated sands at low effective pressure and overpressure detection. *Geophysics*, **67**, 405–412.
- Prasad, M. und Manghnani, M.H. 1997. Effects of pore and differential pressures on compressional wave velocity and quality factor on Berea and Michigan sandstones. *Geophysics*, **62**, 1163–1176.
- Protti, M., Gündel, F. und McNally, K. 1994. The geometry of the Wadati-Benioff zone under southern Central America and its tectonic significance: Results from a high-resolution local seismographic network. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **84**, 271–287.
- Ranero, C.R. und von Huene, R. 2000. Subduction erosion along the Middle America convergent margin. *Nature*, **404**, 748–752.
- Ranero, C.R., Phipps Morgan, J., McIntosh, K. und Reichert, C. 2003. Bending-related faulting and mantle serpentinization at the Middle America trench. *Nature*, **425**, 367–373.
- Rheder, G., Grandel, S., Mau, S. und Stange, K. 2002. Water column and upper sediment investigations. *Seiten 431–453 in: Weinrebe, W. und Flueh, E. (eds), FS SONNE Fahrtbericht SO163 — RV SONNE Cruise Report SO163 Subduction I, GEOMAR Report*, vol. 106. GEOMAR.
- Robertson, J.D. und Nogami, H.H. 1984. Complex seismic trace analysis of thin beds. *Geophysics*, **49**, 344–352.
- Saffer, D. 2003. Pore pressure development and progressive dewatering in underthrust sediments at the Costa Rica subduction zone: Comparison with northern Barbados and Nankai. *J. Geophys. Res.*, **108**(B5). 2261, doi:10.1029/2002JB001787.
- Saffer, D. und Bekins, B.A. 2002. Hydrologic controls on the morphology and mechanics of accretionary wedges. *Geology*, **30**, 271–274.
- Sak, P.B., Fisher, D.M. und Gardener, T.W. 2004. Effects of subducting seafloor roughness on upper plate vertical tectonism: Osa Peninsula, Costa Rica. *Tectonics*, **23**. TC1017, doi:10.1029/2002TC001474.

- Sallarès, V., Dañoibeitia, J.J. und Flueh, E.R. 2001. Lithospheric structure of the Costa Rican Isthmus: Effects of subduction zone magmatism on an oceanic plateau. *J. Geophys. Res.*, **106**(B1), 621–643.
- Satake, K. und Tanioka, Y. 1999. Sources of tsunami and tsunamigenic earthquakes in subduction zones. *Pure Appl. Geophys.*, **154**, 467–483.
- Sayers, C.M., Woodward, M.J. und Bartman, R.C. 2002. Seismic pore-pressure prediction using reflection tomography and 4-C seismic data. *The Leading Edge*, **21**, 188–192. doi:10.1190/1.1452611.
- Schmidt-Effing, R. 1979. Alter und Genese des Nicoya-Komplexes, einer ozeanischen Paläokruste (Oberjura bis Eozän) im südlichen Zentralamerika. *Geol. Rundsch.*, **68**, 457–494.
- Scholz, C.H. 1998. Earthquakes and friction laws. *Nature*, **391**, 37–42.
- Slater, J.G. und Christie, P.A.F. 1980. Continental stretching: An explanation of the post-mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea basin. *J. Geophys. Res.*, **85**(B7), 3711–3739.
- Screaton, E., Saffer, D., Henry, P., Hunze, S. und Party, Leg 190 Shipboard Scientific. 2002. Porosity loss within the underthrust sediments of the Nankai accretionary complex: Implications for overpressures. *Geology*, **30**, 19–22.
- Screaton, E.J., Fisher, A.T., Carson, B. und Becker, K. 1997. Barbados Ridge hydrogeologic tests: Implications for fluid migration along an active decollement. *Geology*, **25**, 239–242.
- Seno, T., Stein, S. und Gripp, A.E. 1993. A model for the motion of the Philippine Sea plate consistent with NUVEL-1 and geological data. *J. Geophys. Res.*, **98**, 17941–17948.
- Shipley, T., Moore, G.F., Bangs, N.L., Moore, J.C. und Stoffa, P.L. 1994. Seismically inferred dilatancy distribution, northern Barbados Ridge decollement: Implications for fluid migration and fault strength. *Geology*, **22**, 411–414.
- Shipley, T.H. 2002. Spatial heterogeneity of physical properties along the Barbados plate-boundary fault. In: *ODPs greatest hits*. Available from World Wide Web: [http://www.usssp-iodp.org/PDFs/Greatest\\_Hits/Margins/Shipley.pdf](http://www.usssp-iodp.org/PDFs/Greatest_Hits/Margins/Shipley.pdf).
- Shipley, T.H. und Moore, G.F. 1986. Sediment accretion, subduction, and dewatering at the base of the trench slope off Costa Rica: A seismic reflection view of the décollement. *J. Geophys. Res.*, **91**(B2), 2019–2028.
- Shipley, T.H., Stoffa, P.L. und Dean, D.F. 1990. Underthrust sediments, fluid migration paths, and mud volcanoes associated with the accretionary wedge off Costa Rica: Middle America Trench. *J. Geophys. Res.*, **95**(B6), 8743–8752.
- Shipley, T.H., McIntosh, K., Silver, E. und Stoffa, P.L. 1992. Three-dimensional seismic imaging at the Costa Rica accretionary prism: Structural diversity in a small volume of the lower slope. *J. Geophys. Res.*, **97**(B4), 4439–4459.
- Shtivelman, V. und Canning, A. 1988. Datum correction by wave-equation extrapolation. *Geophysics*, **53**, 1311–1322.
- Shuey, R.T. 1985. A simplification of the Zoeppritz equations. *Geophysics*, **50**, 609–614.
- Silver, E. und die Leg 170 Scientific Party. 1997. Complete sediment subduction and implications of fluid flow in the Middle America Trench off Costa Rica. *Joides J.*, **23**, 1–3.
- Silver, E., Kastner, M., Fisher, A., Morris, J., McIntosh, K. und Saffer, D. 2000. Fluid flow paths in the Middle America Trench and Costa Rica margin. *Geology*, **28**, 679–682.
- Silver, P.G., Russo, R.M. und Lithgow-Bertelloni, C. 1998. Coupling of Southern American and African plate motion and plate deformation. *Science*, **279**, 60–63.
- Sinton, C.W., Duncan, R.A. und Denyer, P. 1997. Nicoya Peninsula, Costa Rica: A single suite of Caribbean oceanic plateau magmas. *J. Geophys. Res.*, **102**(B7), 15507–15520.

## LITERATURVERZEICHNIS

- Smith, G.C. und Gidlow, P.M. 1987. Weighted stacking for rock property estimation and detection of gas. *Geophys. Prospect.*, **35**, 993–1014.
- Smith, W.H.F. und Wessel, P. 1990. Gridding with continuous curvature splines in tension. *Geophysics*, **55**, 293–305.
- Spinelli, G.A. und Saffer, D.M. 2004. Along-strike variations in underthrust sediment dewatering on the Nicoya margin, Costa Rica related to the updip limit of seismicity. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L04613, doi: 10.1029/2003GL018863.
- Spinelli, G.A. und Underwood, M.B. 2004. Character of sediments entering the Costa Rica subduction zone: Implications for partitioning of water along the plate interface. *The Island Arc*, **13**(3), 432–451. doi:10.1111/j.1440-1738.2004.00436.x.
- Stauffer, P. und Bekins, B.A. 2001. Modeling consolidation and dewatering near the toe of the northern Barbados accretionary complex. *J. Geophys. Res.*, **106**(B4), 6369–6383.
- Stavenhagen, A.U., Flueh, E.R., Ranero, C. R., McIntosh, K. D., Shipley, T., Leandro, G., Schulze, A. und Dañobeitia, J.J. 1998. Seismic wide-angle investigations in Costa Rica — a crustal velocity model from the Pacific to the Caribbean coast. *Zbl. Geol. Paläont.*, **1**(3–6), 393–408.
- Suárez, G., Pardo, M., Domínguez, J., Ponce, L., Montero, W., Boschini, I. und Rojas, W. 1995. The Limón, Costa Rica earthquake of April 22, 1991: Back arc thrusting and collisional tectonics in a subduction environment. *Tectonics*, **14**, 518–530.
- Taner, M.T., Koehler, F. und Sheriff, R.E. 1979. Complex seismic trace analysis. *Geophysics*, **44**, 1041–1063.
- Telford, W.M., Geldart, L.P. und Sheriff, R.E. 1990. *Applied Geophysics. Second Edition*. Cambridge University Press. Cambridge.
- Tobin, H., Vannucchi, P. und Meschede, M. 2001. Structure, inferred mechanical properties, and implications for fluid transport in the décollement zone, Costa Rica convergent margin. *Geology*, **29**, 907–910.
- Tobin, H.J., Moore, J.C. und Moore, G.F. 1994. Fluid pressure in the frontal thrust of the Oregon accretionary prism: Experimental constraints. *Geology*, **22**, 979–982.
- Trummer, I., Flueh, E.R. und die PAGANINI Working Group. 2002. Seismic constraints on the crustal structure of Cocos Ridge off the coast of Costa Rica. *N. Jb. Geol. Palont. Abh.*, **225**, 25–37.
- Ujiie, K., Hisamitsu, T. und Taira, A. 2003. Deformation and fluid pressure variation during initiation and evolution of the plate boundary décollement zone in the Nankai accretionary prism. *J. Geophys. Res.*, **108**(B8). 2398, doi:10.1029/2002JB002314.
- Valentine, R.B., Morris, J.D., Duncan, D.jr und ODP Leg 170 Shipboard Scientific Party. 1997. Sediment subduction, accretion, underplating, and arc volcanism along the margin of Costa Rica: Constraints from Ba, Zn, Ni and <sup>10</sup>Be concentrations. *EOS*, **78**, F673.
- Vannucchi, P. und Tobin, H. 2000. Deformation structures and implications for fluid flow at the Costa Rica convergent margin, ODP Sites 1040 and 1043, Leg 170. *J. Struct. Geol.*, **23**, 1087–1103.
- Vannucchi, P., Scholl, D.W., Meschede, M. und McDougall-Reid, K. 2001. Tectonic erosion and consequent collapse of the Pacific margin of Costa Rica: Combined implications from ODP leg 170 seismic offshore data, and regional geology of the Nicoya Peninsula. *Tectonics*, **20**, 649–668.
- Vannucchi, P., Ranero, C.R., Galeotti, S., Straub, S.M., Scholl, D.W. und McDougall-Reid, K. 2003. Fast rates of subduction erosion along the Costa Rica Pacific margin: Implications for non-steady rates of crustal recycling at subduction zones. *J. Geophys. Res.*, **108**(B11). 2511, doi: 10.1029/2002JB002207.

- Verm, R. und Hilterman, F. 1995. Lithology color-coded seismic sections: The calibration of AVO crossplotting to rock properties. *The Leading Edge*, **14**, 847–853.
- von Herzen, R. und Maxwell, M.E. 1959. The measurement of thermal conductivity of deep sea sediments by a needle probe method. *J. Geophys. Res.*, **64**, 1557–1563.
- von Huene, R. und Flueh, E.R. 1994. A review of marine geophysical studies along the Middle America Trench off Costa Rica and the problematic seaward terminus of continental crust. *Profil*, **7**, 143–159.
- von Huene, R. und Ranero, C.R. 2003. Subduction erosion and basal friction along the sediment-starved convergent margin off Antofagasta, Chile. *J. Geophys. Res.*, **108**(B2). 2079, doi: 10.1029/2001JB001569.
- von Huene, R., Ranero, C.R., Weinrebe, W. und Hinz, K. 2000. Quarternary convergent margin tectonics of Costa Rica, segmentation of the Cocos Plate, and Central American volcanism. *Tectonics*, **19**, 314–334.
- von Huene, R., Ranero, C.R. und Vannucchi, P. 2004. Generic model of subduction erosion. *Geology*, **32**, 913–916. doi: 10.1130/G20563.1.
- Walden, A.T. 1991. Making AVO sections more robust. *Geophys. Prospect.*, **39**, 915–942.
- Walther, C.H.E. 2002. Crustal structure of the Cocos Ridge northeast of Cocos Island, Panamá Basin. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(20). 1986, doi: 10.1029/2001GL014267.
- Walther, C.H.E. 2003. The crustal structure of the Cocos ridge off Costa Rica. *J. Geophys. Res.*, **108**(B3). 2136, doi: 10.1029/2001JB000888.
- Warner, M. 1990. Absolute reflection coefficients from deep seismic reflections. *Tectonophysics*, **173**, 15–23.
- Weinrebe, W. und Flueh, E.R. 2002. *FS SONNE Fahrtbericht SO163 — RV SONNE cruise report SO163 SUBDUCTION I, GEOMAR Report*. Vol. 106. GEOMAR.
- Werner, R., Hoernle, K., van den Bogaard, P., Ranero, C., von Huene, R. und Korich, D. 1999. Drowned 14-m.y.-old Galápagos archipelago off the coast of Costa Rica: Implications for tectonic and evolutionary models. *Geology*, **27**, 499–502.
- Weyl, R. 1980. *Geology of Central America*. Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- Wiggins, R., Kenny, G.S. und McClure, C.D. 1983. *A method for determining and displaying the shear-velocity reflectivities of a geologic formation*. European Patent Application 0113944.
- Wilson, J.T. 1965. Submarine fracture zones, aseismic ridges, and the international council of scientific unions line: proposed margin of the East Pacific Ridge. *Nature*, **207**, 907–911.
- Xu, Y., Gardner, G.H.F. und McDonald, J.A. 1993. Some effects of velocity variation on AVO and its interpretation. *Geophysics*, **58**, 1297–1300.
- Ye, S., Bialas, J., Flueh, E.R., Stavenhagen, A., von Huene, R., Leandro, G. und Hinz, K. 1996. Crustal structure of the Middle American Trench off Costa Rica from wide-angle seismic data. *Tectonics*, **15**, 1006–1021.
- Yin, H. 1992. *Acoustic velocity and attenuation of Rocks: isotropy, intrinsic anisotropy, and stress-induced anisotropy*. Ph.D. thesis, Stanford University.
- Zillmer, M., Flueh, E.R. und Petersen, J. 2005. Seismic investigation of a bottom simulating reflector and quantification of gas hydrate in the Black Sea. *Geophys. J. Int.* doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02635.x.
- Zimmer, M. 2003. *Seismic velocities in unconsolidated sands: Measurements of pressure, sorting, and compaction effects*. Ph.D. thesis, Stanford University.

## LITERATURVERZEICHNIS

Zimmer, M., Prasad, M. und Mavko, G. 2002. Pressure and porosity influences on  $v_p$ - $v_s$  ratio in unconsolidated sands. *The Leading Edge*, **21**, 178–183.

# Danksagung

Ich danke meinem Betreuer Prof. Dr. Ernst Flueh für seinen unermüdlichen organisatorischen Einsatz. Dadurch wurde mir die Möglichkeit zu einem außerordentlich hohen Maß an Feldarbeit gegeben, was den Grundstein für den Erfolg dieser Arbeit legte. Weiterhin hat Herr Prof. Dr. Ernst Flueh in schwierigen Zeiten wichtige Impulse für die Weiterbearbeitung der Daten gegeben.

Frau Prof. Dr. Heidrun Kopp und die Drs. Dirk Kläschen und Matthias Zillmer haben mich in vielfältiger Weise bei dem Prozessing von seismischen Daten unterstützt und dadurch zum Erfolg dieser Arbeit beigetragen.

Herrn Prof. Dr. Tim Reston danke ich für die spontane Übernahme des Korreferats.

Meinen Kollegen Jürgen Goßler und Noemi Fekete danke ich für die geduldige Anteilnahme an den alltäglichen Problemen der geophysikalischen Arbeit.

Weiterhin bedanke ich mich bei allen Mitarbeitern des „SFB-Flurs“ und des „Geodynamik-Blocks“ für die nette Arbeitsatmosphäre.

## *Danksagung*



# Lebenslauf

Name: Michael Schnabel  
Geburtsdatum: 16.09.1975  
Geburstort: Burgstädt  
Staatsangehrigkeit: deutsch  
Familienstand: ledig

Schulbildung: 1982-1986 Grundschule Limbach-Oberfrohna  
1986-1991 Kaiser-Karl-Schule Itzehoe  
1991-1995 Gymnasium Kaltenkirchen  
Juni 1995 Abitur

Studium: 1995-2001 Studium der Geophysik an der  
Universität Hamburg  
Juli 1991 Abschluß als Diplom-Geophysiker

seit Sep. 2001 wissenschaftlicher Angestellter im  
SFB 574 am IFM-GEOMAR



# Eidstattliche Erklärung

Hiermit versichere ich an Eides Statt, daß ich diese Arbeit ausschließlich unter Anleitung meiner wissenschaftlichen Lehrer und unter Verwendung der angegebenen Hilfsmittel angefertigt habe.

Michael Schnabel