

**Die Struktur
des aktiven Kontinentalhangs
vor Nicaragua und Costa Rica -
marin-seismische Steil- und Weitwinkelmessungen**

DISSERTATION
ZUR ERLANGUNG DES DOKTORGRADES
DER MATHEMATISCH-NATURWISSENSCHAFTLICHEN FAKULTÄT
DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT
ZU KIEL

vorgelegt von

Arnim Berhorst

Kiel, 2006

Referent/in:

Korreferent/in:

Tag der mündlichen Prüfung:

Zum Druck genehmigt:

Prof. Dr. E. R. Flüh

Prof. Dr. T. Reston

14.07.2006

22.08.2006

Der Dekan

Zusammenfassung

In dieser Arbeit wird die Struktur des aktiven Kontinentalhangs vor Nicaragua und Costa Rica durch die Analyse von zwei koinzidenten reflexions- und refraktionsseismischen Profilen bestimmt. Durch die Modellierung der kombinierten seismischen Datensätze konnte die Struktur, sowie die P-Wellen Geschwindigkeit der subduzierten ozeanischen Cocos Platte und des karibischen Kontinentalrands von Zentral-Nicaragua bis zum benachbarten Costa Rica verifiziert werden.

Die Existenz eines oberflächennahen Mantelsplitters unter dem Schelfbereich wurde verifiziert, der bereits als Teil eines akkretierten ozeanischen Plateaus interpretiert wurde. Da dieser im südlich angrenzenden Costa Rica nicht mehr existiert, wird somit die Existenz einer hier vermuteten Suturezone bestätigt. Durch den Vergleich mit einem von der Subduktionszone in Guatemala generiertem Dichtemodell, sowie der Erstellung einer magnetischen Anomalienkarte im Bereich der mittelamerikanischen Subduktionszone, kann eine nördliche Ausdehnung dieses akkretierten Terrans bis Guatemala angenommen werden.

Frühere Arbeiten vermuteten bereits eine Serpentinisierung des ozeanischen Mantels. Die dafür benötigten Fluide können durch die bei der Biegung der ozeanischen Platte am Tiefseeegraben entstehenden Verwerfungen in den Mantel gelangen. Die Dehydratisierung des ozeanischen Mantels kann Erdbeben in 50–300 km Tiefe generieren, sowie die benötigten Fluide in der Aufschmelzzone liefern. Die Tiefenerstreckung der Serpentinisierung war bisher nicht bekannt, zudem konnte der Serpentinisierungsgrad bislang nur grob abgeschätzt werden. Durch die Abbildung der bis in den Mantel reichenden Störungen in der Steilwinkelseismik, der Modellierung niedriger P-Wellen Geschwindigkeiten von 7,2–7,8 km/s im Mantel und dessen Poisson Verhältnisse von $\sigma = 0,30 \pm 0,01$ sowie einer Schweremodellierung, wird die Annahme eines teilweise serpentinierten Mantels unterstützt. Zudem erlauben die registrierten Refraktionseinsätze aus dem ozeanischen Mantel eine Tiefenbestimmung des Bereichs erniedrigter Geschwindigkeiten, woraus sich die Serpentinisierungsrate ermitteln lässt. Es ergibt sich einer Serpentinisierung von 7–27% bzw. 1–3,5 Gew.-% Wasser an der Moho, die in einer 3–13 km mächtigen Zone auf 0% sinkt. Der daraus berechnete Wassergehalt des Mantels ist mit einer Wassersäule von 0,05–0,21 km pro Einheitslänge des Tiefseeegrabens deutlich niedriger als bisherige Abschätzungen von 0,17–1,7 km.

Frühere Annahmen wonach die niedrigen seismischen Geschwindigkeiten in der ozeanischen Kruste am Tiefseeegraben durch eine verstärkte Alterierung bei der Biegung der Platte verursacht werden, können durch den raschen Geschwindigkeitsanstieg nach der Subduktion widerlegt werden.

Die vor Costa Rica an Bohrkernen ermittelte Rate der Subduction Erosion wurde vor Nicaragua mit zwei unabhängigen Methoden abgeschätzt. Entlang dieses nur 100 km langen Abschnitts der Subduktionszone von Costa Rica nach Nicaragua ergibt sich eine Reduktion um $50 \pm 25\%$.

Durch den Vergleich der in der Steilwinkelseismik erkennbaren subduzierten Seamounts mit der Spannungsverteilung eines lokalen Tsunami Erdbebens wird dessen Entstehung durch Asperities (in diesem Fall die höchsten subduzierten Seamounts) im aseismischen Bereich der Subduktionszone bestätigt. Dabei zeigt sich außerdem, dass die ozeanische Kruste vor Nicaragua eine der bisher größten weltweit gemessenen Seamountdichten besitzt.

Abstract

This work constrains the structure of the active margin off Nicaragua and Costa Rica through the analysis of two coincident seismic reflection and refraction profiles. The modelling of the combined seismic datasets verified the structure and the P-wave velocities of the subducted oceanic Cocos Plate and the caribbean continental margin for an area ranging from central Nicaragua to neighboring Costa Rica.

The existence of a shallow mantle sliver lying under the shelf, that previous work has interpreted as a fragment of an accreted oceanic plateau, is confirmed. There is no indication for the existence of such a mantle sliver in the Costa Rica region to the south, which confirms the existence of a presumed suturezone in this region. Comparing the data presented in this study with a density model of the Guatemala subduction zone and compiling a map of magnetic anomalies for the area of the central american subduction zone serves as a strong indication of the accreted terrain stretching as far as Guatemala.

Fluid transport into the oceanic mantle along the faults that are caused by the bending of the oceanic plate at the trench has been put forward as an indicator of serpentinisation of the mantle. Dehydration of the mantle can induce earthquakes at depths of 50–300 km, and can provide the necessary fluids in the melting region of the arc. The depth extension of serpentinisation as well as the degree of serpentinisation are weakly constrained by previous studies. The imaging of deep cutting faults into the mantle, the modelling of low P-wave velocities of 7,2–7,8 km/s and a high Poisson ratio of $\sigma = 0,30 \pm 0,01$ in the mantle, and gravity modelling support the assumption of a partially serpentinised mantle. In addition to this, the refraction data allows for the determination of the depth extension of low mantle velocities, which can be used to constrain the depth and rate of serpentinisation. The results indicate a serpentinisation between 7% and 27%, corresponding to 1–3,5 wt.% of water at the Moho, which drops to 0% over a region of 3–13 km depth. The resulting water content of the mantle can be represented as a water column of 0,05–0,21 km height per normalized length of the deep ocean trench, which is significantly less than previous estimates of 0,17–1,7 km.

Previous assumptions that the low seismic velocities in the oceanic crust are being caused by increased alteration due to the bending of the plate at the trench can be rebutted by pointing at the rapid increase in velocity after subduction.

The rate of subduction erosion, which is determined through drilling offshore Costa Rica, is estimated for the region offshore Nicaragua by two independent methods. Along this merely 100 km long section of subduction zone ranging from Costa Rica to Nicaragua, a reduction of the subduction erosion rate by $50 \pm 25\%$ can be determined.

Lastly, by comparing the subducted seamounts visible in the MCS data with the stress distribution of a local Tsunami earthquake, the onset of such an earthquake due to asperities in the aseismic region of the subduction zone is confirmed. The oceanic crust

offshore Nicaragua has one of the largest seamount densities worldwide.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Geologie und Tektonik von Mittelamerika	7
2.1	Die Karibische Platte	7
2.2	Die Cocos Platte	10
2.3	Der Plattenrand und die mittelamerikanische Subduktionszone	13
2.3.1	Die ozeanische Platte	13
2.3.2	Die Subduktionszone	16
2.3.3	Tsunami Erdbeben	16
2.3.4	Der Kontinentalrand	18
2.3.5	Die Ophiolithkomplexe	20
2.3.6	Der Vulkangürtel	22
3	Das NICOMARE Projekt	25
3.1	Die Ausgangsfragen	25
3.2	Die Datenakquisition	26
4	Die seismische und magnetische Datenbearbeitung	31
4.1	Die Steilwinkeldaten	31
4.2	Die Weitwinkeldaten	35
4.3	Die Magnetfelddaten	38
4.3.1	Kurze Betrachtung der Anomalienkarte	42

5	Interpretation der seismischen Steilwinkeldaten	43
5.1	Das Profil NIC-20 über die Subduktionszone	43
5.1.1	Die ozeanische Platte	43
5.1.1.1	Die ozeanischen Sedimente	43
5.1.1.2	Die Seamountverteilung	45
5.1.1.3	Die Krustenmächtigkeit	50
5.1.1.4	Die Strukturen im Mantel	51
5.1.2	Der Kontinentalhang	53
5.1.2.1	Die Hangsedimente	53
5.1.2.2	Die Hangrutschung	59
5.1.2.3	Die Temperatur an der Plattengrenze	62
5.1.2.4	Die Seismizität	68
5.1.3	Der Schelfbereich	73
5.2	Das Profil NIC-125 entlang des Kontinentalhangs	79
6	Die Modellierung und Interpretation der seismischen Weitwinkeldaten	85
6.1	Das Profil NIC-125 entlang des Kontinentalhangs	88
6.2	Das Profil NIC-20 über die Subduktionszone	105
6.2.1	Die ozeanische Platte	106
6.2.2	Der Kontinentalhang	121
6.2.3	Vom Schelf bis zum Vulkangürtel	123
7	Diskussion und Zusammenfassung der Ergebnisse	127
8	Ausblick	135

1

Einleitung

Die ersten Auseinandersetzungen mit den Auswirkungen der Plattentektonik - Erdbeben und Vulkanismus - lassen sich schon bei den alten Kulturen Amerikas finden, wie z. B. die Menschenopfer der Inkas auf den Vulkanen. Während die spanischen Eroberer mit der Exploration von Bodenschätzen teilweise sehr erfolgreich waren, so war ihr wissenschaftliches Interesse - abgesehen von der Kartierung der eroberten Gebiete - recht gering. Erst ab dem 18. Jh. begann eine intensivere Erkundung und Beschreibung der „Neuen Welt“ (z. B. Humboldts Amerikareisen 1799–1805), wozu auch der deutsche Geograph Karl Sapper (1866–1945) beitrug, der die geologischen Grundlagen in Mittelamerika schuf und die erste geologische Karte der Region publizierte [Sapper, 1905]. Mit der Theorie der Kontinentaldrift von Wegener [1912] und der endgültigen Etablierung der Plattentektonik in den 60er Jahren des 20. Jh. setzte dann auch die Zeit der modernen Geoforschung in Mittelamerika ein. Seitdem wurde durch eine wachsende Datenbasis, neue Techniken sowie einem erweiterten Kenntnisstand zahlreiche Hypothesen zum geologisch-tektonischen Aufbau und seinem zeitlichen Verlauf in dieser Region entwickelt.

Mittelamerika bildet ein Segment des zirkumpazifischen „Ring of Fire“, ein den Pazifischen Ozean umspannendes System aus vulkanisch und seismisch aktiven Zonen, die durch das Abtauchen (Subduktion) der dichteren ozeanischen Kruste unter die weniger dichte kontinentale Kruste verursacht werden. Durch die damit verbundenen geodynamischen Prozesse werden Naturkatastrophen mit teilweise katastrophalen Auswirkungen verursacht, wie z. B. die stärksten gemessenen Erdbeben (Chile 1960, $M_w = 9,5$ mit 500–5.700 Toten; Alaska 1964, $M_w = 9,2$ mit 125 Toten) und Vulkaneruptionen (Nevado del Ruiz in Kolumbien 1985, 23.000 Tote) sowie Tsunamis (Nicaragua 1992, 170 Tote; Sumatra-Andaman 2004, ca. 230.000 Tote). Um den Subduktionsprozess und die damit verbundenen Auswirkungen besser verstehen zu können, müssen zunächst seine regionalen Strukturen bestimmt und in einen entwicklungsgeschichtlichen Zusammenhang gebracht werden. Erst danach kann der Schritt von den lokalen zu den allgemeinen Eigenschaften von Subduktionszonen erfolgen.

Das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit ist die Subduktionszone von Nicaragua und Costa Rica. Diese beiden Länder gehören zur mittelamerikanischen Landbrücke, die die westliche Begrenzung der aus kontinentaler- und ozeanischer Kruste zusammengesetzten Karibischen Platte bildet. Unter diese taucht hier die ozeanische Cocos-Platte ab. Ziel dieser Arbeit ist die Abbildung der Strukturen der Subduktionszone in Nicaragua, um die zugrundeliegenden dynamischen Prozesse aufzudecken und einen Vergleich mit

den bisherigen Ergebnissen im angrenzenden Costa Rica zu ermöglichen. Von besonderem Interesse sind dabei die Grenzen zwischen verschiedenen Krustenblöcken der Karibischen Platte, sowie die Beschaffenheit des abtauchenden ozeanischen Mantels. Einige Veröffentlichungen vermuten hier eine Hydratisierung (Anlagerung von Wassermolekülen), die starke Auswirkungen auf den Subduktionsprozess hätte.

Bei dem NICOMARE Projekt (Die Struktur der Subduktionszone von **N**icaragua und **C**osta - Teilnahme an der Expedition mit RV **MAURICE EWING**) beteiligte sich das Leibniz-Institut für Meereswissenschaften an der Universität Kiel (IFM-GEOMAR), mit dem Einsatz von Ozean Boden Hydrophonen (OBH) [*Flueh & Bialas, 1996*] an einer Messfahrt des Institute for Geophysics - University of Texas at Austin (UTIG), die im Rahmen des MARGINS Programms stattfand. Dabei handelt es sich um eine US-amerikanische Initiative zur Untersuchung von aktiven Kontinentalrändern in dem Costa Rica und Nicaragua einen Forschungsschwerpunkt bilden. Die dabei gemessenen umfangreichen seismischen Steil- und Weitwinkeldaten wurden zwischen den Partnern zur Bearbeitung und Interpretation aufgeteilt, und die folgenden Schwerpunkte werden in dieser Studie bearbeitet:

- Die Modellierung von zwei Geschwindigkeits-Tiefen-Profilen aus Refraktionsdaten, sowie die Bearbeitung eines koinzidenten Steilwinkelprofils. Die dadurch ermittelten Strukturen werden zur geodynamischen Interpretation des Kontinentalrandes genutzt, sowie mit benachbarten Profilen verglichen, um eine hier vermutete Suturzone zu verifizieren.
- Die Weitwinkeldaten ermöglichen die Ermittlung von niedrigen Geschwindigkeiten im ozeanischen Mantel, sowie die Bestimmung ihrer Tiefenerstreckung. Mithilfe von synthetischen Seismogrammen wird untersucht, ob es sich dabei um eine hier vermutete Serpentinisierung des Mantels handelt.
- Durch die Erstellung einer magnetischen Anomalienkarte entlang des Margin Wedges von Nicaragua nach Guatemala, sowie der Erzeugung eines Dichteprofiles aus existierenden Reflexions-, Refraktions- und Schweredaten vor Guatemala wird der Aufbau des Margin Wedges entlang dieses Abschnitts des Kontinentalrands verglichen.
- Die Rate der Subduction Erosion vor Nicaragua wird mit zwei unterschiedlichen Methoden abgeschätzt.
- Das Modell von *Bilek & Lay [2002]* zur Entstehung von Tsunami Erdbeben durch Asperities im aseismischen Bereich der Subduktionszone wird anhand der, in der Steilwinkelseismik erkennbaren, subduzierten Seamounts und der Temperaturberechnung an der Plattengrenze mit der Spannungsverteilung eines lokalen Tsunami Erdbebens überprüft.

Mit dieser Arbeit werden die bisherigen erfolgreichen Untersuchungen des Leibniz-Instituts für Meereswissenschaften an der Universität Kiel in Mittelamerika fortgesetzt. Die Arbeiten sind in den Sonderforschungsbereich 574 - Volatile und Fluide in Subduktionszonen: Klima-Rückkopplungen und Auslösemechanismen von Naturkatastrophen - der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel mit eingebunden.

Aufbau der Arbeit

Im Kapitel 2 wird zunächst die großräumige Tektonik des Untersuchungsgebiets zwischen der Karibischen Platte im Osten und den unterschiedlichen Modellen zu ihrer Entstehung, sowie der Cocos Platte im Westen vorgestellt. Die Subduktionszone wird detailliert von der ozeanischen Platte über den Tiefseeegraben bis zum Vulkangürtel beschrieben. Hierbei wird der Schwerpunkt auf die geowissenschaftlichen Studien und ihre Ergebnisse im Untersuchungsgebiet von Guatemala bis Costa Rica gelegt.

Auf die Vorstellung des Untersuchungsgebiets folgt Kapitel 3, das die Fragen zu Beginn des Projekts zusammenfasst, sowie den Profilverlauf und die Durchführung der weitwinkel- und steilwinkelseismischen Messungen vor Nicaragua und Costa Rica beschreibt.

Die seismische Datenbearbeitung der akquirierten Daten wird im Kapitel 4 geschildert. Hier werden die einzelnen Bearbeitungsschritte, die benutzten Parameter sowie die Ergebnisse dargestellt. Außerdem wird mit zusätzlichen Magnetfelddaten eine großräumige Anomalienkarte des Untersuchungsgebiets erstellt.

Im Kapitel 5 werden die Steilwinkeldaten interpretiert und mit den bisher publizierten Profilen verglichen. Dabei wird auch mit der Bathymetrie die Seamount-Verteilung auf der ozeanischen Platte, und mit Hilfe der Gashydrat-Stabilitätszone die Temperatur an der Plattengrenze berechnet. Außerdem wird die Beziehung von subduzierten Seamounts mit der Spannungsverteilung in der Subduktionszone untersucht.

Im 6. Kapitel wird die Modellierung der Refraktionsdaten und ihre Ergebnisse dargestellt. Durch die Berechnung von synthetischen Seismogrammen und Schweremodellierungen werden die Refraktionsmodelle zusätzlich verifiziert. Für die Interpretation werden auch die koinzidenten Steilwinkeldaten aus dem vorhergehenden Kapitel genutzt.

Eine Diskussion und Zusammenfassung der Ergebnisse erfolgt im 7. Kapitel. Hier wird das Modell von einem eigenständigen Margin Wedge von Nicaragua bis Guatemala vorgestellt, sowie die Ausdehnung eines teilweise serpentinierten ozeanischen Mantels diskutiert.

Das 8. Kapitel rundet diese Arbeit mit einem Ausblick auf weiter offene Fragen sowie mögliche und in Arbeit befindliche Projekte zu ihrer Klärung ab.

Die Übernahme der international gebräuchlichen - englischen - Fachausdrücke und geografischen Bezeichnungen ist teilweise unvermeidbar, wie Ring of Fire, Hot Spot, Seamount oder Margin Wedge und dient der besseren Lesbarkeit. Der Einfachheit halber werden sie hier am Anfang mit Großbuchstaben geschrieben.

Leider gibt es in der geowissenschaftlichen Literatur verschiedene Abkürzungen für die absolute und relative Zeitskala (z. B. Ma/My(r), Ma/m. y(r)., Ma BP/Ma), wovon nur das letzte Beispiel SI-konform ist. Um jedoch bei den geläufigen Notationen zu bleiben gibt „Ma“ in dieser Arbeit an, vor wievielen Millionen Jahren vor heute ein Ereignis

stattfind und „My“ bezeichnet eine Zeitspanne in Millionen Jahren.

2

Geologie und Tektonik von Mittelamerika

Im Folgenden wird ein Überblick über die großräumige tektonische Struktur von Mittelamerika und den daran beteiligten Platten gegeben, wobei der Fokus auf die Region des Untersuchungsgebietes - die Subduktionszone von Nicaragua und Costa Rica - gerichtet ist.

2.1 Die Karibische Platte

Plattentektonische Rekonstruktionen zum Zeitpunkt der Öffnung des Atlantiks während der Jurazeit ergeben eine zu kleine Lücke zwischen Nord- und Südamerika als sie für die heutige Karibische Platte benötigt würde. Daher geht das heute bevorzugte Erklärungsmodell von einer pazifischen Herkunft aus [*Duncan & Hargraves, 1984; Burke, 1988; Pindell & Barrett, 1990; Pindell, 1994*]. Danach entstand der zentrale Teil der Karibischen Platte durch mehrere Flutbasalt Ereignis des Galapagos Hot Spots mit einem Maximum vor ca. 90 Mio. Jahren [*Sinton et al., 1998*]. Die dadurch auf bis zu über 20 km Mächtigkeit verdickte ozeanische Kruste bildet heute den zentralen Teil der Karibischen Platte [*Mauffret & Leroy, 1997*], die sich durch eine relative östliche Bewegung gegenüber der Nord- und Südamerikanischen Platte in ihre heutige Position geschoben hat. Als Ursache für diese gegensätzliche Bewegung wird ein Fluss des oberen Mantels aus dem sich verkleinernden Pazifik vermutet [*Herrstrom et al., 1995; Alvarez, 2001; Negredo et al., 2004*]. Ein alternatives plattentektonisches Modell vermutet die Entstehung der Karibischen Platte zwischen den beiden amerikanischen Kontinenten, jedoch westlich ihrer heutigen Position [*Frisch et al., 1992; Meschede & Frisch, 1998*]. Beide Modelle unterscheiden sich nach der Kreidezeit kaum mehr voneinander. Eine entgültige Klärung dieser Kontroverse steht wegen der komplexen geologischen Geschichte der Karibischen Platte und der Überdeckung des alten ozeanischen Basements durch Flutbasalte noch aus.

Die nördliche Plattengrenze der Karibischen Platte wird wegen der relativen Ostwärtsbewegung gegenüber der Nordamerikanischen Platte durch eine sinistrale Seitenverschiebung gebildet (siehe Abbildung 2.1). Diese führt von der Motagua-Polochic Transformstörung über den Cayman Trough bis zum Puerto Rico Trench, wo die am Mittelatlantischen Rücken gebildete ozeanische Kruste der Nordamerikanischen Platte unter die Karibische Platte abtaucht. Diese Subduktionszone setzt sich im Osten am Lesser Antilles Trench fort, wo die Südamerikanische Platte subduziert wird. Im Süden verursacht

2.1. DIE KARIBISCHE PLATTE

die relative Ostwärtsbewegung der Karibischen Platte eine Zone mit dextraler Seitenverschiebung und Konvergenz, vom El Pilar Fault über den South Caribbean Foldbelt bis zum North Panama Deformed Belt (NPDB), der mit dem Central Costa Rica Deformed Belt (CCRDB) die Begrenzung zur Panama Mikroplatte bildet. Diese Mikroplatte entstand nach der Kollision von Mittelamerika mit Südamerika vor ca. 1,8–5 Mio. Jahren [Mann & Corrigan., 1990] und bildet heute zusammen mit der Maracaibo und Nord Anden Mikroplatte eine breite Deformationszone zwischen der konvergierenden Karibischen, Südamerikanischen, Nazca und Cocos Platte [Marshall et al., 2000]. Die schnelle Nordostbewegung der Cocos Platte führt entlang des Middle America Trench (MAT) zur Subduktion der ozeanischen Kruste unter die Karibische Platte mit einer Relativbewegung von etwa 7–9 cm/a. Zusammengefasst ergibt sich damit für die Karibische Platte eine diffuse Zone von Verwerfungen und Kompression entlang ihrer nördlichen und südlichen Begrenzung, sowie Subduktionszonen an ihrem westlichen und östlichen Rand. Daher war der Bewegungsvektor des globalen Plattenmodells NUVEL-1 [DeMets et al., 1990] für die Karibische Platte noch ungenau und erst weitere Untersuchungen mit Hilfe des Global Positioning Systems (GPS) ergaben eine oblique Subduktion der Cocos Platte am MAT [DeMets, 2001], sowie eine größere Relativgeschwindigkeit der Karibischen Platte gegenüber der Nord- und Südamerikanischen Platte [DeMets et al., 2000; Weber et al., 2001].

Die westliche Begrenzung der Karibischen Platte und die ursprünglich dazugehörige Panama Mikroplatte werden von der mittelamerikanischen Landbrücke gebildet, die sich aus strukturell und geologisch verschiedenen Blöcken mit unterschiedlicher Herkunft zusammensetzt. Diese Terrankette beginnt im Nordwesten schon auf der Nordamerikanischen Platte mit dem paläozoischen Maya Block [Donnelly et al., 1990], dessen vermutete Herkunft aus dem heutigen Golf von Mexiko durch paläomagnetische Messungen bestätigt wurde [Molina-Garza et al., 1992]. Die Motagua-Polochic Transformstörung trennt den Maya vom Chortis Block und bildet damit die Plattengrenze zwischen der Nordamerikanischen und Karibischen Platte. Die hier anstehenden Serpentinite belegen zwei Kollisionen vor 125–113 und 77–65 Mio. Jahren [Harlow et al., 2004]. Das im Norden des kontinentalen Chortis Blocks zutage tretende präkambrische Basement bildet mit 950–1.250 Mio. Jahren die ältesten Gesteine der Karibischen Platte [Donnelly et al., 1990; Burkart, 1994; Nelson et al., 1997] und im noch wenig erforschten nördlichen Nicaragua auftretende Plutonite wurden radiometrisch auf 140 Mio. Jahre datiert [Burkart, 1994]. Die südliche Begrenzung zum Chorotega Block ist aufgrund der Überdeckung mit jüngeren Vulkaniten nicht klar definiert, jedoch wird vielfach eine Linie von der Santa Elena Halbinsel in Costa Rica zum Hess Escarpment in der Karibik als Grenze angesehen [Krawinkel & Seyfried, 1994; Astorga Gättgens, 1997; Meschede & Frisch, 1998]. Der Nicaragua Rise bildet vermutlich die östliche Verlängerung des Chortis Blocks bis zum Pedro Escarpment [Mauffret & Leroy, 1997]. Als Herkunft des Chortis Blocks wird eine Lage vor der Südwestküste Mexikos angenommen, von wo aus sich der Block in einer gegen den Uhrzeigersinn gerichteten Drehung

2.2. DIE COCOS PLATTE

Südamerika einsetzte [Pindell, 1994].

2.2 Die Cocos Platte

Durch das Zerbrechen der Farallon Platte vor 22,7 Mio. Jahren [Barckhausen et al., 2001] entstand im Norden die Cocos und im Süden die Nazca Platte. Die heutige Grenze der Cocos Platte wird durch den East Pacific Rise (EPR), das Cocos Nazca Spreading Center (CNSC), die Panama Transformstörung (PT), sowie den MAT gebildet (siehe Abbildung 2.2).

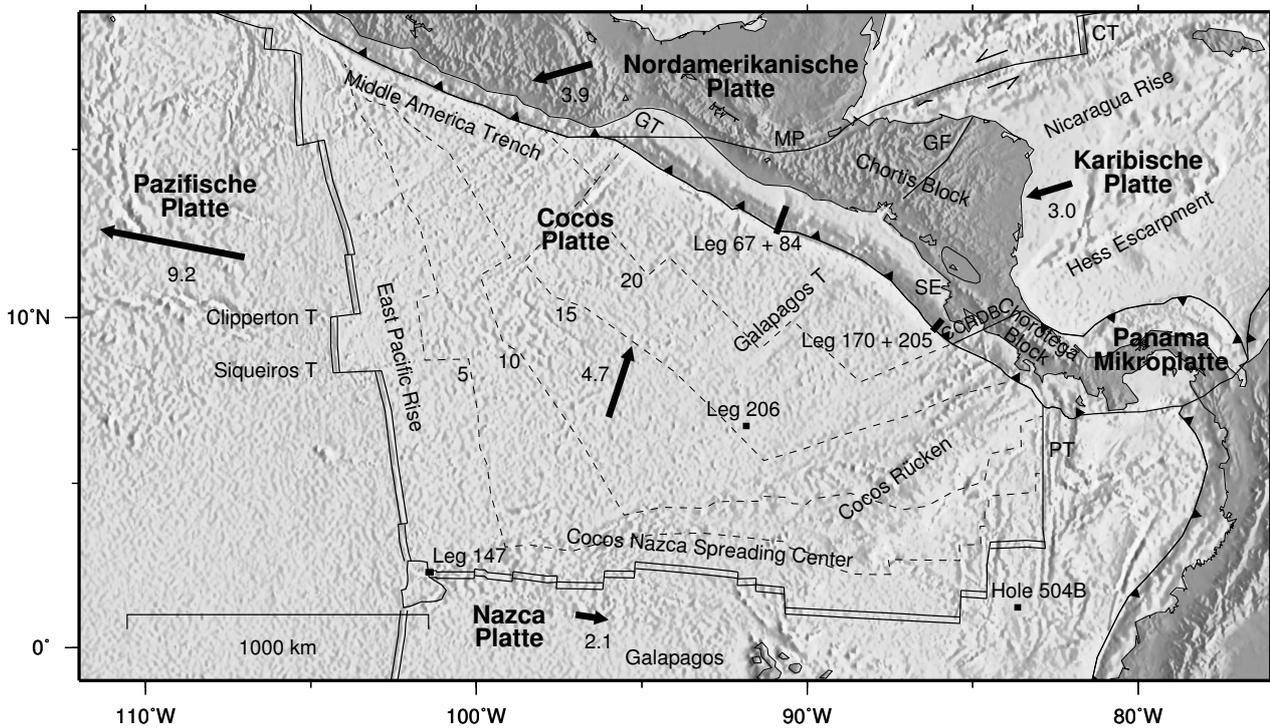


Abbildung 2.2: Reliefkarte der Cocos Platte [Smith & Sandwell, 1997] mit den Plattengrenzen [modifiziert nach Bird, 2003]. Die dicken Pfeile zeigen die Richtung und Geschwindigkeit (in cm/Jahr) der absoluten Plattenbewegung an [Gripp & Gordon, 2002]. Die gestrichelten Linien sind Isochronen in Abständen von 5 Mio. Jahren [Wilson & Teagle, 2002]. Die im Text erwähnten ODP und DSDP Legs sind markiert. GT: Golf von Tehuantapac; CT: Cayman Trough; T: Transformstörung; MP: Motagua-Polochic Transformstörung; GF: Guayape Fault; SE: Santa Elena Halbinsel; CCRDB: Central Costa Rica Deformed Belt; PT: Panama Transformstörung.

Der nördliche EPR ist ein schnell spreizender Rücken mit einer heutigen Spreizungsrate von etwa 10–12 cm/a [Carbotte & Macdonald, 1992; Madsen et al., 1992], der eine Phase ultraschnellen Spreizen von bis zu 21 cm/a vor 11–18 Mio. Jahren hatte [Wilson,

1996]. Die damals gebildete Kruste wurde während der ODP/IODP Legs 206, 309 und 312 bis in eine Tiefe von 1,5 km erbohrt und refraktionsseismische Voruntersuchungen ergaben hier eine Krustenmächtigkeit von 5,5 km [Wilson & Teagle, 2002]. Diese nur auf der Auswertung eines OBH beruhende Interpretation wurde inzwischen durch die Modellierung des aus 6 OBH Station bestehenden Profils bestätigt (A.J. Harding, persönliche Mitteilung). Dabei wurde außerdem eine hohe seismische P-Wellen Geschwindigkeit von 8,4 km/s parallel zur Spreizungsrichtung im oberen Mantel verifiziert, die durch eine einheitliche Ausrichtung der anisotropen Olivin Kristalle aufgrund der hohen Spreizungsgeschwindigkeit erklärt werden kann [Nicolas & Christensen, 1987]. Am Tripelpunkt von EPR und CNSC wird die am EPR gebildete ozeanische Kruste gedehnt und zerbrochen. Daher steht hier ein Querschnitt durch die ozeanische Kruste bis zum Mantel am Meeresboden an und wurde durch das ODP Leg 147 erbohrt. Die petrologischen Untersuchungen belegen einen verarmten Mantel, der als Ursache für die relativ dünne Kruste angesehen wird [Dick & Natland, 1996]. Neben den beiden aktiven Transformstörungen Clipperton und Siqueiros verläuft auch noch die Spur der ehemaligen Galapagos Transformstörung auf der Cocos Platte [Mammerickx & Klitgord, 1982; Wilson, 1996]. Aufgrund der hohen Spreizungsraten ist die am EPR gebildete ozeanische Kruste relativ eben und die hier heute gebildete Kruste hat eine Mächtigkeit zwischen 4,7 und 7,3 km [Vera et al., 1990; Barth & Mutter, 1996; Canales et al., 2003]. Demgegenüber handelt es sich beim CNSC um einen langsam bis moderat spreizenden Rücken, dessen Spreizungsgeschwindigkeit von 2,6 cm/a im Westen [Lonsdale, 1988] auf 7,5 cm/a im Osten ansteigt [Allerton et al., 1996] und dadurch eine Rotation der Cocos Platte gegen den Uhrzeigersinn verursacht. Wahrscheinlich bedingt durch den Einfluss des benachbarten Galapagos Hot Spot kam es mehrmals zu einer Verlagerung der Rückenachse [Meschede et al., 1998], wodurch sich heute ein komplexes magnetisches Anomalienmuster ergibt, das zusätzlich durch die Spur des Hot Spot, dem aseismischen Cocos Rücken, überprägt ist. Dabei handelt es sich um ein über 1000 km langes und bis zu 500 km breites positives Relief mit einer Krustendicke von bis zu 20 km [Walther, 2003]. Wegen der langsamen Spreizungsraten und der Hot Spot Spur ist die am CNSC entstandene Kruste deutlich rauer als die EPR generierte Kruste, weshalb der Übergang zwischen beiden Krustensegmenten meistens schon in der Bathymetrie als „Rough-Smooth“ Grenze zu erkennen ist [Hey, 1977]. Nur für Kruste die älter als 19,5 Mio. Jahre ist gilt dieser Unterschied nicht mehr, da damals auch das CNSC eine schnelle Spreizungsrate besaß [Barckhausen et al., 2001]. Die am CNSC gebildete Kruste wurde durch das bisher tiefste Bohrloch in ozeanischer Kruste (2,1 km) am Hole 504B auf der Nazca Platte erbohrt. Reflexions- und refraktionsseismische Messungen ergaben hier eine geringe Krustenmächtigkeit von 5 km [Collins et al., 1989].

Die ersten Wärmestrommessungen auf der Cocos Platte ergaben ungewöhnlich niedrige Werte zwischen 15 und 50 mW/m² auf der jungen ozeanischen Kruste [von Herzen & Uyeda, 1963], die durch aktuellere Messungen vor Costa Rica bestätigt wurden (sie-

2.2. DIE COCOS PLATTE

he Abbildung 2.3). Anstelle des durchschnittlich zu erwartenden Wärmestroms für 25 Mio. Jahre alte Kruste von 95 mW/m^2 [Sclater et al., 1981] wurden im Tiefsee-graben nur 14 mW/m^2 gemessen [Langseth & Silver, 1996]. Eine detaillierte Vermesung ergab schließlich einen um 70 % reduzierten Wärmestrom auf der EPR generierten Kruste, während die am CNSC erzeugte Kruste keine Abweichungen vom erwarteten Wert zeigt [Fisher et al., 2003a]. Als Ursache für den geringen Wärmestrom wird eine starke hydrothermale Zirkulation durch überdurchschnittliche Permeabilität im oberen extrusiven Teil der ozeanischen Kruste vermutet, wobei Basementerhebungen wie z. B. Seamounts und Verwerfungen der ozeanischen Platte am Tiefsee-graben als Zu- und Abfluss dienen.

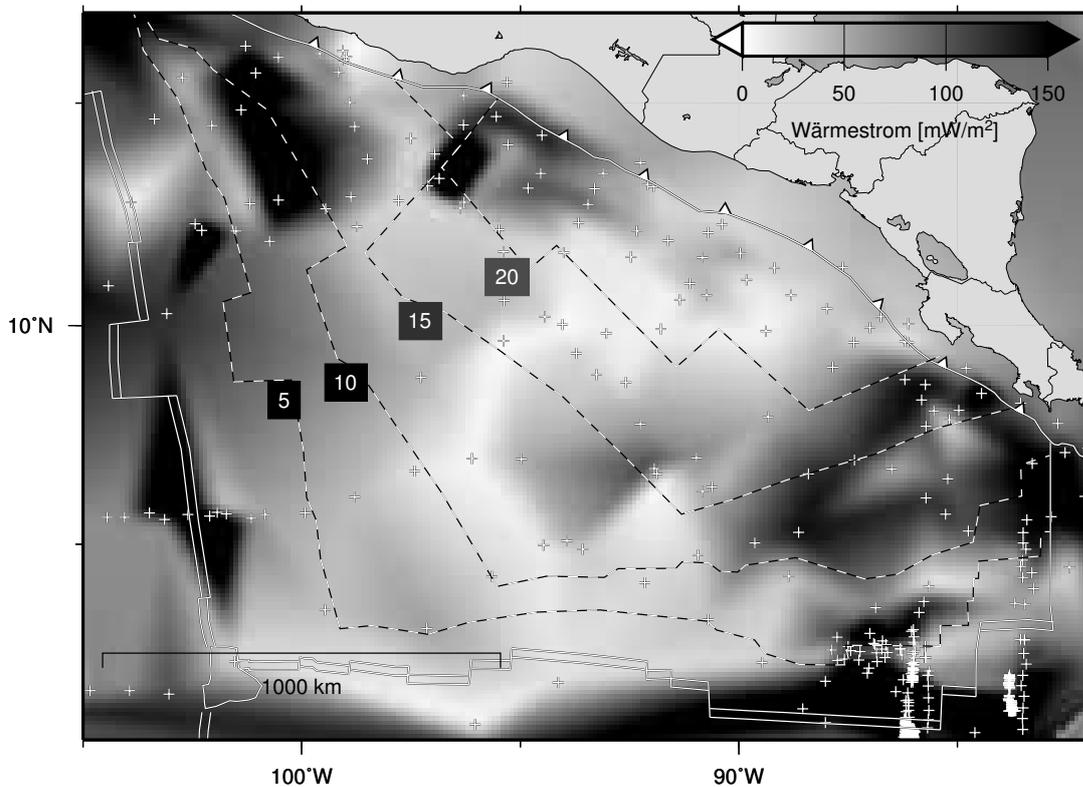


Abbildung 2.3: Wärmestrom der Cocos Platte [Pollack et al., 1993, ergänzt]. Interpolation durch Triangulation der Messpunkte (Kreuze). Die Altersangaben der Isochronen [Wilson & Teagle, 2002] sind mit der Graustufe des zu erwartenden Wärmestroms unterlegt [nach Sclater et al., 1981, $5 \text{ Ma} \cong 211 \text{ mW/m}^2$, $10 \text{ Ma} \cong 150 \text{ mW/m}^2$, $15 \text{ Ma} \cong 122 \text{ mW/m}^2$, $20 \text{ Ma} \cong 106 \text{ mW/m}^2$].

2.3 Der Plattenrand und die mittelamerikanische Subduktionszone

Erdbeben, Tsunamis und Vulkaneruptionen sind eine Begleiterscheinung von Subduktionszonen. So verursachte das verheerende Erdbeben in Guatemala City 1976 23.000 und die von Managua 1931 und 1972 ca. 2.000 bzw. 6.000 Tote. Von besonderem Interesse ist auch das ungewöhnliche Tsunami Erdbeben von 1992 in Nicaragua mit 170 Opfern. Daher ist ein genaues Verständnis vom Aufbau und der Funktionsweise der Subduktionszone von großem Interesse für eine wirksame Risikoabschätzung in Mittelamerika und für einen besseren Einblick in die gefährlichen Tsunami Erdbeben.

In den folgenden Kapiteln wird die geologische Struktur detailliert von der ozeanischen Platte über die Subduktionszone und den dort generierten Erdbeben und Tsunamis bis zum Kontinentalrand und den dort anstehenden Ophiolithkomplexen - dabei handelt es sich um ehemalige ozeanische Krustenteile - sowie dem vulkanischen Gürtel beschrieben.

2.3.1 Die ozeanische Platte

Im Norden wird die Cocos Platte unter den nur etwa 50 km breiten Schelf der Nordamerikanischen Platte subduziert, während sich vom Golf von Tehuapac bis zur Panama Transformstörung ein über 100 km breiter Schelf erstreckt, der nur von der Nicoya und Osa Halbinsel unterbrochen wird (siehe Abbildung 2.4). Hier wird die ozeanische Cocos Platte unter die Karibische Platte, sowie die Panama Mikroplatte subduziert. Nach *von Huene et al.* [2000] wird dabei die ozeanische Kruste vor Costa Rica in den Bereich des Cocos Rückens mit einem starken Relief, ein nördlich angrenzendes Seamount Segment und die glatte ozeanische Kruste vor der Nicoya Halbinsel unterteilt.

Aufgrund der Drehbewegung der Cocos Platte ist die Subduktionsgeschwindigkeit im Süden mit etwa 9 cm/a größer als im Norden vor Guatemala mit ca. 7 cm/a. Dabei zeigt sich nördlich des CCRDB eine leicht oblique Subduktion von etwa 10° [DeMets, 2001]. Die magnetischen Anomalien auf der am CNSC generierten Kruste verlaufen unter einem Winkel von 45° bis 90° am MAT und das Krustenalter variiert hier zwischen 15 Mio. Jahren vor der Osa Halbinsel und 22 Mio. Jahren vor der Nicoya Halbinsel. Dagegen verläuft das magnetische Streifenmuster auf der am EPR gebildeten Kruste nahezu parallel zum MAT vor Nicaragua, so dass die Kruste hier ein fast einheitliches Alter von 24 Mio. Jahren aufweist. Nach den Interpretationen der magnetischen Anomalien von *Wilson* [1996] beträgt der Versatz an der Spur der Galapagos Transformstörung etwa 2 Mio. Jahre bzw. 150 km, was gut mit dem Versatz der heutigen Siqueiros Transformstörung von 145 km und 2.5 Mio. Jahren [Pockalny et al., 1997] vergleichbar ist (siehe Abbildung 2.2). Durch eine Extrapolation der Isochronen von *Barckhausen et al.* [2001] ergibt sich ein Krustenalter von 26 Mio. Jahren nördlich der Spur der Galapagos Transformstörung und von 23 Mio. Jahren südlich der Spur der Siqueiros Transformstörung am MAT. Diese Krustenalter stimmen gut mit den Bohrer-

2.3. DER PLATTENRAND UND DIE MITTELAMERIKANISCHE SUBDUKTIONSZONE

gebnissen vom DSDP Leg 67 auf der ozeanischen Kruste überein, wo die Mikrofossilien der ältesten Sedimente aus dem unteren Miozän (16,5–24 Mio. Jahre) stammen [von Huene & Aubouin, 1982]. Somit hat die am EPR erzeugte Kruste von Nicaragua bis Guatemala am MAT ein ähnliches Alter von 23–26 Mio. Jahren, und auch vor Costa Rica ist mit 15–22 Mio. Jahren der Altersunterschied nicht besonders groß. Diese Kruste wurde mit der halben Spreizungsgeschwindigkeit von 6 cm/a am EPR und 3–5 cm/a am CNSC gebildet, womit beide Krustentypen an einem moderat bis schnell spreizenden Rücken gebildet wurden. Die Krustenmächtigkeit beträgt 5,5 km vor Nicaragua [Walther *et al.*, 2000] und steigt über 6 km vor der Nicoya Halbinsel [Walther & Flueh, 2002] und 7 km vor Zentral Costa Rica [Ye *et al.*, 1996] auf über 20 km am Cocos Rücken an [Walther, 2003]. Der MAT erreicht seine größte Tiefe von 6.000 m vor Guatemala, die sich auf 5.000 m vor Nicaragua und 2.000 m vor der Osa Halbinsel in Costa Rica reduziert, da hier die verdickte ozeanische Kruste des Cocos Rückens subduziert wird.

Bathymetrische Vermessungen der ozeanischen Kruste vor Mittelamerika belegen die Bildung oder Reaktivierung von zahlreichen Verwerfungen bei der Biegung der Platte vor der Subduktion. Neuere reflexionsseismische Untersuchungen zeigen, dass diese Verwerfungen durch die Kruste bis in den Mantel reichen, wobei die maximale Tiefenlage noch unklar ist. Damit besteht zusammen mit der im Kapitel 2.2 geschilderten starken hydrothermalen Zirkulation in der oberen Kruste die Möglichkeit für eine tiefgreifende Fluidzirkulation und einer damit verbundenen Serpentinisierung der Peridotite im Mantel [Ranero *et al.*, 2003]. Eine Hydratisierung der Kruste und des Mantels hätte weitreichende Auswirkungen auf den Subduktionsprozess. So verhindert normalerweise der mit der Tiefe zunehmende lithostatische Druck und die mit der Temperatur zunehmende Fließfähigkeit einen Bruchvorgang, jedoch kann das nach der Subduktion durch Dehydration wieder frei werdende Wasser einen Porenwasserüberdruck erzeugen, der Erdbeben auch in Tiefen von 50–300 km generieren kann [Peacock, 2001; Yamasaki & Seno, 2003]. Diese Annahmen werden durch die übereinstimmende Ausrichtung der Verwerfungsflächen der ozeanischen Kruste am Tiefseeegraben mit den Herdflächenlösungen von Erdbeben nach der Subduktion bestätigt [Ranero *et al.*, 2005]. Außerdem beeinflussen Fluide - u. a. durch die Schmelztemperaturerniedrigung - die Magmenerzeugung sehr stark, weshalb die deutlichen geochemischen Variationen entlang der mittelamerikanischen Vulkankette (siehe Kapitel 2.3.6) durch eine unterschiedlich starke Hydratisierung der ozeanischen Platte vor der Subduktion erklärt werden [Rüpke *et al.*, 2002]. Hinweise auf eine besonders stark hydratisierte ozeanische Kruste unter Nicaragua kommen von seismologischen Untersuchungen, die ungewöhnlich niedrige P-Wellen Geschwindigkeiten (V_P) der subduzierten Platte ergeben. Diese können durch einen erhöhten Wassergehalt von $\geq 5\%$ H₂O erklärt werden [Abers *et al.*, 2003].

2. GEOLOGIE UND TEKTONIK VON MITTELAMERIKA

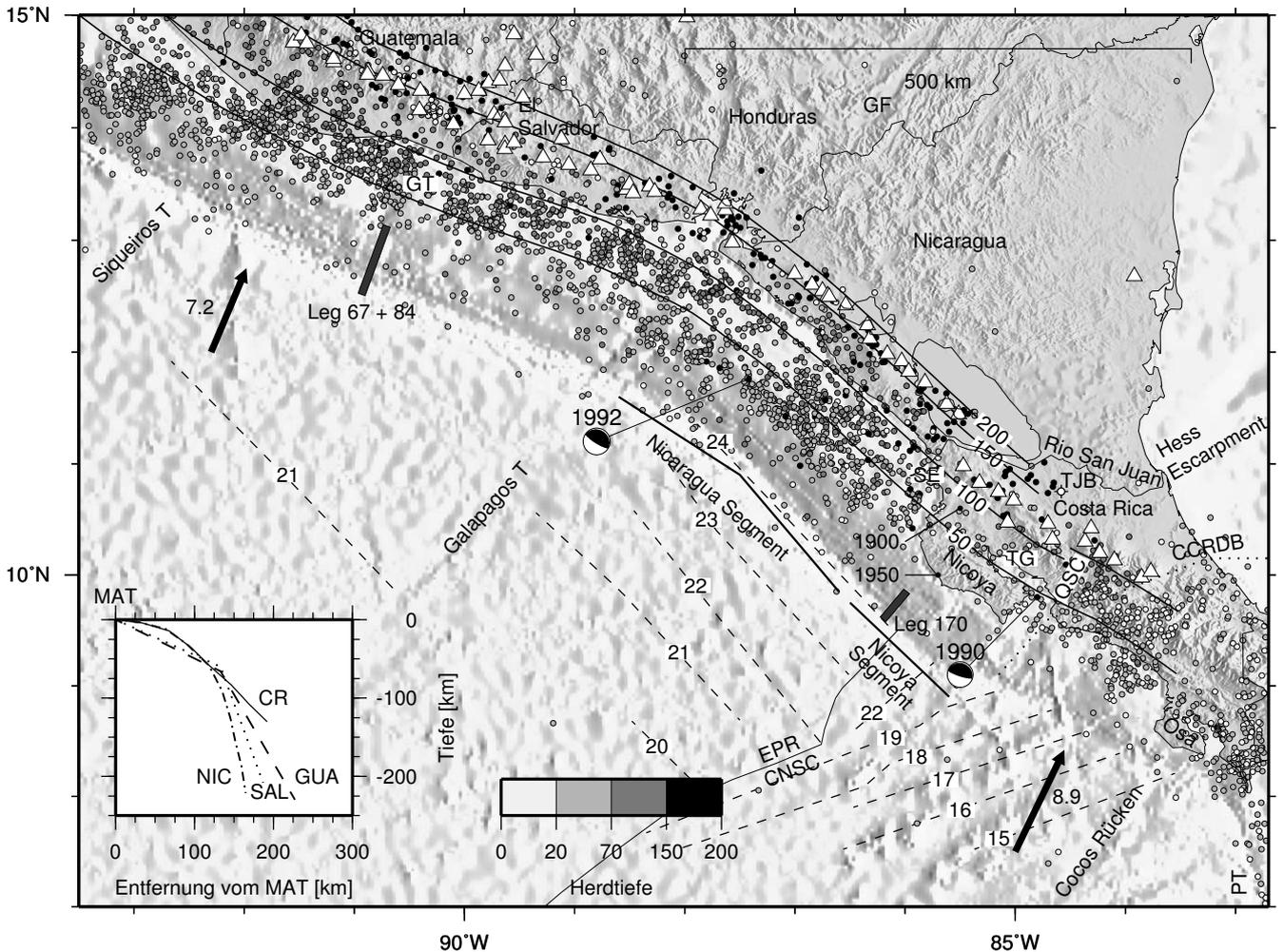


Abbildung 2.4: Die Subduktionszone in Mittelamerika. Die dicken Pfeile zeigen die Richtung und Geschwindigkeit (in cm/Jahr) der relativen Plattenbewegung an [DeMets, 2001]. Die gestrichelten Linien sind Isochronen in Mio. Jahren [Wilson, 1996; Barckhausen et al., 2001]. Zusätzlich zu den nach Herdtiefe schattierten Erdbeben (kleine Kreise) [Engdahl et al., 1998] ist die Tiefenlage der Wadati-Benioff Zone in 50 km Intervallen durch dicke Linien markiert. Die im Text erwähnten Erdbeben sind eingezeichnet und - wenn vorhanden - mit der Herdflächenlösung versehen. Vulkane sind durch weiße Dreiecke dargestellt. Die kleine Karte zeigt einen Querschnitt durch die Lage der Benioff Zone von Guatemala (GUA) über El Salvador (SAL) und Nicaragua (NIC) nach Costa Rica (CR). Die Grenze zwischen EPR und CNSC generierter Kruste ist eingezeichnet. CCRDB: Central Costa Rica Deformed Belt; GF: Guayape Fault; GT: Golf von Tehuantapac; PT: Panama Transformstörung; SE: Santa Elena Halbinsel; T: Transformstörung; TG: Tortugal; TJB: Tonjibe Bohrung.

2.3.2 Die Subduktionszone

Die Wadati-Benioff Zone, die den Abtauchwinkel einer subduzierenden Platte annähert, wird durch die Bestimmung der Tiefenlage von Erdbeben bestimmt. Von *Burbach et al.* [1984] wurden alle verfügbaren Erdbebendaten zusammengestellt und interpretiert. Danach nimmt der Abtauchwinkel der Cocos Platte von Guatemala nach Nicaragua nur leicht von 60° auf 80° zu und Erdbeben werden bis in eine Tiefe von 200 km registriert. Die Plattengeometrie von Nicaragua bis zur Plattengrenze an der Panama Transformstörung wurde detailliert von *Protti et al.* [1994] mit Hilfe der Erdbebendaten aus einem regionalen seismologischen Netz bestimmt. Dabei zeigte sich sowohl eine deutliche Abnahme des Abtauchwinkels von Nicaragua nach Costa Rica, als auch eine deutliche Reduktion der Bebtiefe auf weniger als 50 km im Süden von Costa Rica (siehe Abbildung 2.4). Die Ursache hierfür ist der bis zu 20 km mächtige aseismische Cocos Rücken der hier unter die Osa Halbinsel subduziert wird, das geringe Alter und damit die geringere Dichte der ozeanischen Lithosphäre von 15 Mio. Jahren, sowie der mögliche Fluss von pazifischer Asthenosphäre durch diese Lücke in der abtauchenden Platte [*Herrstrom et al.*, 1995; *Alvarez*, 2001; *Negredo et al.*, 2004]. Dadurch wird auch das Fehlen von aktiven Vulkanen im südlichen Costa Rica erklärbar, da hier die subduzierte ozeanische Platte nicht mehr in die Aufschmelzzone von etwa 100 km Tiefe gelangt. Die Gliederung der ozeanischen Kruste vor Costa Rica in verschiedene Segmente [*von Huene et al.*, 2000] ist auch in der Subduktionszone erkennbar [*Husen et al.*, 2003], da das Relief der ozeanischen Platte das Bruchverhalten bestimmt und auch an der Küste noch lokale Hebungen verursacht [*Marshall et al.*, 2003]. Dabei können einzelne subduzierte Seamounts und Plateaus sowohl als Asperities und somit als Hypozentrum eines Erdbebens, wie z. B. das $M_w = 7,0$ Erdbeben im Golf von Nicoya 1990 [*Husen et al.*, 2002], als auch als Barriere wirken [*Bilek et al.*, 2003]. Da vor Zentral Costa Rica die Größe der Asperities und somit auch die Bruchfläche begrenzt ist, werden hier nur Erdbeben bis zur Größe des Nicoya Bebens von $M_w = 7,0$ erwartet [*Protti et al.*, 1994]. Aber auch die glatte ozeanische Kruste verursacht nach ihrer Subduktion schwere Beben, wie die beiden Erdbeben im Nicoya Segment von 1900 ($M_s = 7,2$) und 1950 ($M_s = 7,9$) belegen. Bei dem letzten handelt es sich um das stärkste Beben in Mittelamerika seit der Erdbebenaufzeichnung [*Ambraseys & Adams*, 1996]. Diese beiden Beben lassen für das Nicoya Segment eine Periodizität von etwa 50 Jahren vermuten, weshalb hier momentan wieder mit einem schweren Beben gerechnet werden muss. Aufgrund der bisherigen Erdbebenverteilung wird die Subduktionszone im Untersuchungsgebiet in das Nicoya und Nicaragua Segment unterteilt.

2.3.3 Tsunami Erdbeben

Obwohl seit dem 16. Jh. 37 Tsunamis an der Pazifikküste von Mittelamerika registriert wurden, waren die von ihnen verursachten Schäden meistens gering und auch das bereits erwähnte Beben 1990 im Golf von Nicoya ($M_w = 7,0$) erzeugte nur eine

mäßige Tsunamiwelle von unter 1 m [Fernandez et al., 2000]. Dagegen wurde von dem Tsunami Beben 1992 in Nicaragua eine bis zu 10 m hohe Flutwelle mit verheerenden Auswirkungen ausgelöst. Der deutliche Unterschied zwischen der kleineren Oberflächenwellen Magnitude ($M_s = 7,2$) und der größeren Moment Magnitude ($M_w = 7,6$) ist typisch für die sogenannten Tsunami Erdbeben, die ungewöhnlich große Tsunamis in Relation zur Oberflächenwellen Magnitude erzeugen, im Gegensatz zu den gewöhnlichen tsunamogenen Erdbeben [Kanamori, 1972]. Die Untersuchungen ergaben eine ungewöhnlich lange Bebandauer von etwa 110 s, einen Versatz von 3,5–4,5 m und eine niedrige Bruchgeschwindigkeit von 0,6–2,5 km/s, die für die starke Energieabgabe im langperiodischen Bereich verantwortlich waren. Als Ursache hierfür wird ein Erbeben in der seismogenen Zone angenommen, das sich entlang der subduzierten Sedimente mit einer langsamen Bruchgeschwindigkeit bis in den normalerweise aseismischen Bereich am Tiefseeegraben erstreckte und durch diese Erschütterungen am Meeresboden den starken Tsunami erzeugte [Ide et al., 1993; Velasco et al., 1994; Ihmlé, 1996a]. Dafür wird in der Subduktionszone zwischen dem aseismischen Bereich am Tiefseeegraben und der tieferen seismogenen Zone ein Übergangsbereich bedingter Stabilität (Conditionally Stable) vermutet, in dem Spannungen normalerweise aseismisch aber - ausgelöst durch ein benachbartes Beben - auch seismisch abgebaut werden können. Seamounts und die Horst-und-Graben Strukturen auf der abtauchenden ozeanischen Platte stellen die hierfür notwendigen Unebenheiten (Asperities) dar (siehe Abbildung 2.5) [Polet & Kanamori, 2000; Bilek & Lay, 2002].

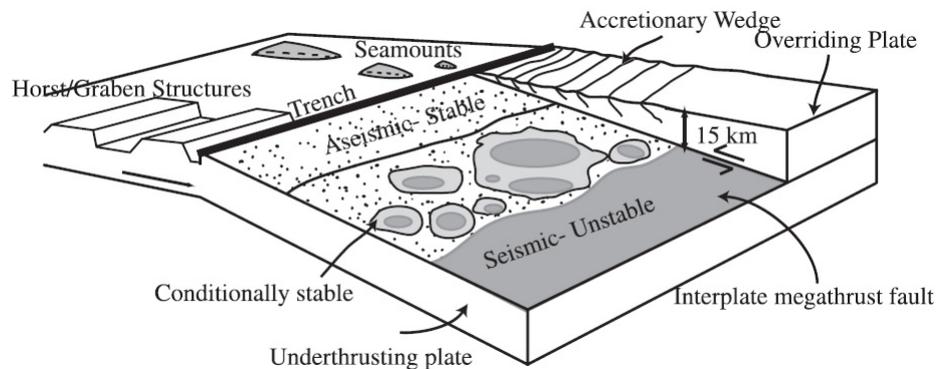


Abbildung 2.5: Illustration des unterschiedlichen Bruchverhaltens der Subduktionszone. Zwischen dem aseismischen Bereich (gepunktet) und dem seismogenen Bereich (dunkelgrau) befindet sich eine Zone mit bedingter Stabilität (hellgrau), in der einzelne Unebenheiten seismogen reagieren können [Bilek & Lay, 2002].

Das Epizentrums des Tsunami Bebens lag genau in einer seismischen Lücke für die ein starkes Beben mit einer Magnitude um 7,5 vorhergesagt worden war [Harlow et al., 1981]. Die Diskussion um die Stärke des Sumatra-Andaman Bebens 2004 zwischen $M_w = 9,1$ und $9,3$ ist ein Hinweis auf ein mögliches Tsunami Beben, denn die Auswer-

2.3. DER PLATTENRAND UND DIE MITTELAMERIKANISCHE SUBDUKTIONSZONE

tung der Eigenschwingungen der Erde mit Perioden bis zu 54 min (Mode: ${}_0S_2$) ergeben ein etwa dreimal so starkes Erdbeben als die üblichen langperiodischen Seismometer mit Perioden von bis zu 5 min (siehe: <http://www.iris.iris.edu/sumatra/>). Diese Differenz zwischen lang- und kurzperiodischen Registrierungen ist aber ein typisches Kennzeichen von Tsunami Erdbeben [Kanamori, 1972].

Die detaillierte bathymetrische Vermessung des Kontinentalhanges von Costa Rica und Nicaragua zeigt große Rutschungen an, die in Costa Rica bis zu 27 m hohe Tsunamis erzeugt haben können. Die Erzeugung weiterer Tsunamis, sowohl durch tsunamogene Erdbeben [Ambraseys & Adams, 1996], als auch durch Hangrutschungen - eventuell getriggert durch ein Erdbeben wie in Papua Neu Guinea 1998 - ist hier zu erwarten [von Huene et al., 2004a].

2.3.4 Der Kontinentalrand

Umfangreiche Echolot Messungen in den 50er Jahren bildeten die grobe Struktur des mittelamerikanischen Tiefseegrabens ab [Fisher, 1961] und parallel dazu durchgeführte Refraktionsmessungen ergaben erste Anhaltspunkte für die Tiefenlage der Moho in dem Gebiet [Shor & Fisher, 1961]. Die Strukturen in einem seismischen Reflexionsprofil über die Subduktionszone vor Guatemala wurden als typisches Beispiel für eine akkretionäre Subduktionszone interpretiert [Seely et al., 1974]. Weitere Reflexions- und Refraktionsdaten zeigen unterhalb des Kontinentalhangs - im sogenannten Margin Wedge - hohe seismische Geschwindigkeiten ($> 5,3$ km/s) und landwärts geneigte Reflektoren, die als akkretierte Blöcke ozeanischer Kruste gedeutet wurden [Ibrahim et al., 1979]. Bohrungen auf dem Kontinentalhang durch die DSDP Legs 67 und 84 ergaben jedoch keinen Hinweis auf akkretierte Sedimente in neogener Zeit. Das erbohrte Basement bestand aus tektonisch stark beanspruchtem ophiolithischem Gestein vermutlich kretazischem Alters, mit viel Serpentin sowie Peridotit, Gabbro und Basalt [Auboin & von Huene, 1985].

Nach der intensiven Untersuchung der Subduktionszone vor Guatemala bis Mitte der 80er Jahre und der Erkenntnis das dort keine Akkretion stattfindet, verlagerte sich der Forschungsschwerpunkt nach Costa Rica. Um die Abbildungsprobleme der Reflexionsseismik durch eine sehr raue Grenzfläche am Kontinentalhang zu überwinden wird 1987 vor der Nicoya Halbinsel ein 9×22 km großes Gebiet des Margin Wedges dreidimensional erfasst und bis zu einer Tiefensektion bearbeitet [Coltrin et al., 1989; Stoffa et al., 1991]. Die abgebildeten Strukturen werden als Akkretionskeil interpretiert [Shipley et al., 1992], während weitere Untersuchungen hier eine Fortsetzung des an Land aufgeschlossenen ophiolithischen Nicoya Komplexes sehen und damit eine größere Akkretion ausschließen [von Huene & Flueh, 1994; Hinz et al., 1996]. Unterstützt wird diese Hypothese durch Refraktionsmessungen die im Margin Wedge hohe seismische Geschwindigkeiten (4 bis über 5 km/s) ergeben, die untypisch für neogene Akkretionskeile sind [Ye et al., 1996]. Auch hier belegte erst das ODP Leg 170 [Kimura et

al., 1997] die vollständige Subduktion der ozeanischen Sedimente [Moritz *et al.*, 2000] und die Generierung eines kleinen Akkretionskeils durch die Hangsedimente, weshalb der Ausdruck „Frontal Prism“ angemessener ist [von Huene *et al.*, 2000; Morris *et al.*, 2002]. Weitere Untersuchungen belegen außerdem, dass bei der Subduktion Material von der oberen Platte entfernt wird, was als „Subduction Erosion“ bezeichnet wird [Ranero & von Huene, 2000; Flueh *et al.*, 2000]. So hinterlassen die in der Bathymetrie sichtbaren Seamounts und Plateaus nach der Subduktion eine Furche auf dem Kontinentalhang, da sie Material von der Spitze sowie der Unterkante des Margin Wedge lösen und in größere Tiefen transportieren [von Huene *et al.*, 1995; Dominguez *et al.*, 1998]. Außerdem wird vermutet, dass Porenüberdruck, der sich in den subduzierten Sedimenten bilden kann, hydraulisch Material von der überfahrenden Platte lockert, das anschließend von der subduzierten Platte abtransportiert wird. Dieser Mechanismus wird als „Hydraulic Fracturing“ bezeichnet [von Huene *et al.*, 2004b]. Die Erosionsraten konnten über die Paläotiefenlagen der erbohrten Sedimente bestimmt werden, die sich aus der Zusammensetzung der benthischen Foraminiferen ergibt. Demnach betrug die mittlere Erosionsrate vor der Nicoya Halbinsel während der letzten 16,5 Mio. Jahre $45 \text{ km}^3 \text{ My}^{-1} \text{ km}^{-1}$ mit einem Maximum von $107\text{--}123 \text{ km}^3 \text{ My}^{-1} \text{ km}^{-1}$ in den letzten 6,5 Mio. Jahren, das vermutlich durch die Subduktion des Cocos Rückens verursacht wurde [Vannucchi *et al.*, 2003]. Demgegenüber ergibt sich für Guatemala nur eine Erosionsrate von $11,3\text{--}13,1 \text{ km}^3 \text{ My}^{-1} \text{ km}^{-1}$ in den letzten 25 Mio. Jahren, was durch die relativ ebene ozeanische Platte erklärt wird [Vannucchi *et al.*, 2004]. Vergleichbare Langzeiterosionsraten der weltweiten Subduktionszonen liegen im Bereich von $31\text{--}95 \text{ km}^3 \text{ My}^{-1} \text{ km}^{-1}$ [Vannucchi *et al.*, 2003] mit einem Mittelwert von $40 \text{ km}^3 \text{ My}^{-1} \text{ km}^{-1}$ [Scholl & von Huene, 2001]. Aktuelle geochemische Forschungen vor Costa Rica zeigen zeitlich variable Erosionsraten für die letzten 2,5 Mio. Jahre und eine mögliche rezente Akkretion [Clift *et al.*, 2005].

Landwärts schließt sich an den Kontinentalhang der Schelfbereich an, der von einem Sedimentbecken - dem Forearc Basin - unterlegt ist. Dessen Mächtigkeit beträgt in Guatemala über 12 km [von Huene *et al.*, 1985a], in Nicaragua ist das Sandino Becken etwa 14–22 km tief [McIntosh *et al.*, 2005] und Einschaltung von Quarzsanden und Arkosen weisen hier auf die Erosion alter kristalliner Gesteine - vermutlich des Chortis Blocks - hin [Winsemann, 1992]. In Costa Rica ist der Schelfbereich durch die Nicoya und Osa Halbinsel unterbrochen, zwischen denen die Sedimentmächtigkeit - wahrscheinlich wegen des durch die Subduktion des Cocos Rückens verursachten flacheren Subduktionswinkels - nur noch 3–4 km beträgt [Ye *et al.*, 1996]. Dieses Becken hat von Guatemala bis Costa Rica eine ähnliche Entstehungsgeschichte, die mit der Bildung einer Subduktionszone am westlichen Ende der Karibischen Platte - vermutlich in der Oberen Kreidezeit - begann. Der Start einer Subduktion ist mit der Senkung der überfahrenden Platte - hier der Karibischen Platte - verbunden [Gurnis, 1992; Stern & Holt, 1994] und numerische Modelle können sowohl die Senkung des Forearc Basins, als auch die sich seewärts davon befindende lokale Hebung des Outer High erklären [Zhong & Gurnis,

2.3. DER PLATTENRAND UND DIE MITTELAMERIKANISCHE SUBDUKTIONSZONE

1994]. Dabei wird eine nachträgliche Anlagerung von ozeanischer Kruste in Guatemala vermutet [von Huene et al., 1985a] und geochemische Untersuchungen belegen eine Akkretion von Teilen der Galapagos Hot Spot Spur in Costa Rica [Hauff et al., 2000]. Ein Refraktionsprofil zeigt einen Körper mit Mantelgeschwindigkeiten und -dichten unterhalb des Sandino Beckens in Nicaragua, der als Mantel eines akkretierten ozeanischen Plateaus interpretiert wird [Walther et al., 2000]. Da es keine vergleichbare Struktur in den Refraktionsprofilen vor Costa Rica gibt [Gödde, 1999; Christeson et al., 1999; Sallarès et al., 1999], ist diese Deutung bisher noch umstritten. So erklären Ranero et al. [2000] die Entstehung des Sandino Beckens durch den Beginn und die Entwicklung der Subduktionszone in Mittelamerika. Magnetotellurische, gravimetrische [Elming & Rasmussen, 1997] und paläomagnetische [Elming et al., 2001] Messungen in Nicaragua lassen jedoch einen andersartigen Aufbau und eine abweichende Herkunft der pazifischen Küstenregion vermuten, was für eine Akkretion spricht. Das Forearc Basin besteht aus kretazischen Tiefwasser-Sedimenten, denen nach einer Hebung - vor allem des Outer High - im Eozän Flachwasser-Sedimente folgten. Dabei diente das Outer High als Sperre gegen einen weiteren seewärtigen Sedimenttransport. Erst nach einer erneuten Absenkung des Beckens im Oberen Oligozän erfolgte die Ablagerung von Flachwasser-Sedimenten des Miozän und Quartär, die nun auch über das Outer High seewärts sedimentiert wurden [Ladd & Schroeder, 1985; Ranero et al., 2000]. Gleichzeitig fand vor Nicaragua eine starke Faltung entlang von Strike-Slip Verwerfungen parallel zum Tiefseegraben statt. Die im Sandino Becken seit 1965 erfolgte Kohlenwasserstoffexploration war - trotz einiger Öl- und Gasfunde in den Testbohrungen [INE, 1994] - bisher erfolglos, so dass sich die aktuelle Prospektion auf das Nicaragua Rise in der Karibik beschränkt.

2.3.5 Die Ophiolithkomplexe

Bereits früh wurde eine Ähnlichkeit der auf der Nicoya und Santa Elena Halbinsel anstehenden Gesteine mit ozeanischer Kruste - den später sogenannten Ophiolithkomplexen - erkannt und als Nicoya Komplex bezeichnet [Dengo, 1962]. Dabei handelt es sich um vulkanoklastische und ozeanische Sedimente, mafische Gesteine wie Kissenlava, Basalt und Gabbro, sowie Peridotit als ultramafisches Mantelgestein, deren Stratigraphie aufgrund starker tektonischer Beanspruchung nur schwer zu bestimmen ist. So ist auch die genaue Beziehung zwischen der Nicoya Halbinsel und der nördlich gelegenen Santa Elena Halbinsel unklar, da der Übergangsbereich durch jüngere Ignimbrite verdeckt ist. Die auf der Santa Elena Halbinsel anstehenden Peridotite werden als eine nach Süd bis Südwest gerichtete Deckenüberschiebung [Bourgeois et al., 1984; Azéma et al., 1985], oder als angehobener Mantelkeil einer alten Subduktionszone [Hauff et al., 2000] angesehen. Altersdatierungen von überschobenen Radiolariten an der Basis sowie von auf dem Peridotit entstandenen Flachwasserkalken belegen hierfür den Zeitraum zwischen 99–94 und 71–65 Mio. Jahren [Hauff et al., 2000]. Weitere Peridotite wurden bei der Tonjibe Bohrung im nördlichen Costa Rica sowie im südlichen Nicaragua

entlang des Rio San Juan gefunden und zusammen mit dem Hess Escarpment in der angrenzenden Karibik als Hinweise auf eine in Ost-West-Richtung verlaufende Suturzone zwischen dem Chortis und Chorotega Block interpretiert (siehe Abbildung 2.4) [Tournon *et al.*, 1995; Astorga Gättgens, 1997]. Da jedoch auch etwas weiter südlich anstehende Gesteine bei Tortugal eine große geochemische Ähnlichkeit mit den überschobenen Gesteinen der Santa Elena Halbinsel aufweisen, ist der genaue Verlauf der Suturzone nicht eindeutig [Alvarado *et al.*, 1997; Hauff *et al.*, 2000].

Nachdem die DSDP Bohrungen auf dem Kontinentallhang vor Guatemala ophiolithisches Gestein erbohrt hatten, wurde ein durchgehender ophiolithischer Margin Wedge von Guatemala bis zur Santa Elena Halbinsel vermutet [Azéma *et al.*, 1985]. Diese Idee wird durch Schweremessungen unterstützt, die ein markantes Hoch entlang der Schelfkante von Guatemala bis zur Santa Elena Halbinsel anzeigen (siehe Abbildung 2.6). Andererseits weisen petrologische Untersuchungen auf unterschiedliche Entstehungsräume der Gesteine hin [Desmet *et al.*, 1985]. Bis heute ist dieser etwa 600 km lange Teil der mittelamerikanischen Subduktionszone noch wenig erforscht.

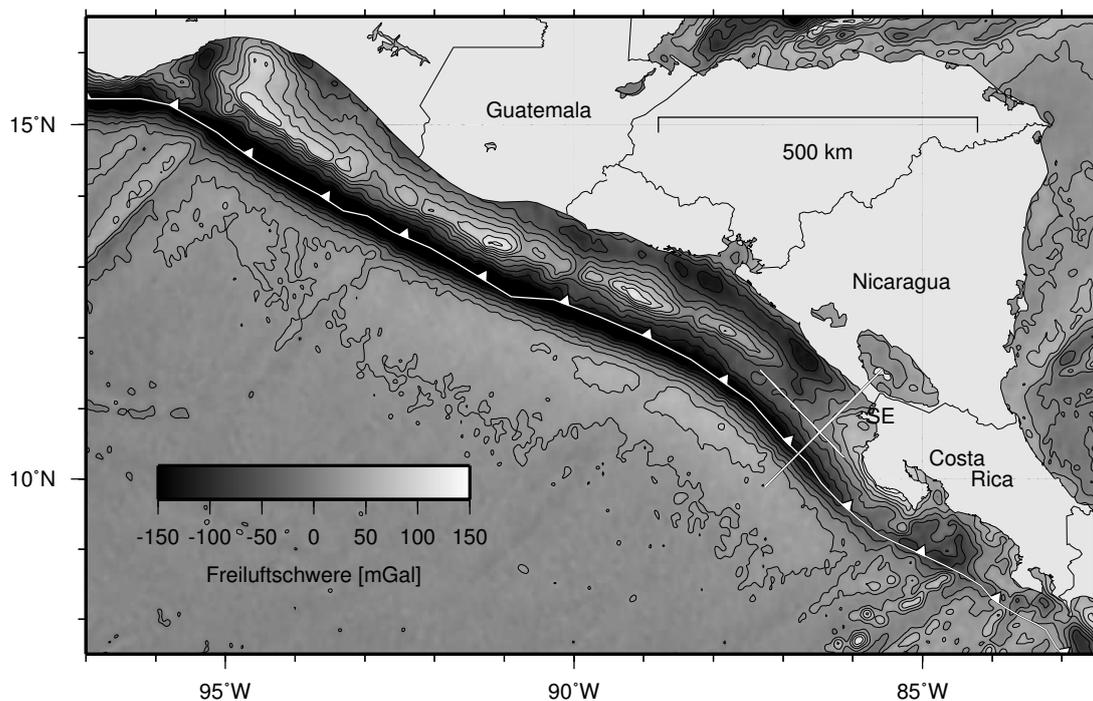


Abbildung 2.6: Freiluftschwere aus Satellitenmessungen [Sandwell & Smith, 1997]. Die in dieser Arbeit behandelten Profile sind markiert. Konturabstand: 25 mGal, SE: Santa Elena Halbinsel.

Südlich des Nicoya Komplexes befinden sich weitere magmatische Komplexe entlang des aktiven Kontinentrandes. Radiometrische Datierungen ergeben Alter von 69–139 Mio. Jahren und eine geochemische Signatur des Galapagos Hot Spots [Hauff *et al.*, 2000; Hoernle *et al.*, 2004]. Diese Altersangaben passen zu den biostratigraphischen Datie-

2.3. DER PLATTENRAND UND DIE MITTELAMERIKANISCHE SUBDUKTIONSZONE

rungen des Nicoya Komplexes durch Sedimenteinschlüsse von der Oberjura bis zum Eozän [*Schmidt-Effing*, 1979]. Die paläomagnetische Breitenbestimmung dieser Gesteine ergibt eine äquatoriale Herkunft [*Frisch et al.*, 1992; *Di Marco et al.*, 1995], was ihre Generierung durch eine langanhaltende Aktivität des Galapagos Hot Spots wahrscheinlich macht [*Hoernle et al.*, 2004]. Diese Resultate passen gut zu den Ergebnissen wonach die Karibische Platte aus mehreren Flutbasaltergüssen besteht [*Mauffret & Leroy*, 1997; *Lapierre et al.*, 2000]. Spätere magmatische Strukturen auf der ozeanischen Platte übersprangen dann die Subduktionszone und bilden heute die Ophiolithkomplexe entlang der westlichen Grenze der Karibischen Platte [*Di Marco et al.*, 1995]. Aufgrund geochemischer Variationen ist die Herkunft der Magmen von nur einem Hot Spot umstritten, statt dessen wird auch ein Zonierung wie am Galapagos Hot Spot [*Hoernle et al.*, 2000], oder die Existenz mehrerer Hot Spots vermutet [*Hoernle et al.*, 2004].

2.3.6 Der Vulkangürtel

In Mittelamerika liegt der Vulkangürtel zwar in einem relativ engen Bereich 165–190 km vom Tiefseegraben entfernt, jedoch variiert dabei die Tiefe bis zur darunterliegenden Benioff Zone (siehe Abbildung 2.4). Dabei korreliert die Tiefe in Guatemala und Costa Rica von weniger als 150 km mit einer flacher abtauchenden Benioff Zone im Gegensatz zum zentralen Bereich in Nicaragua wo die Benioff Zone steiler ist und die Aufschmelzzone in etwa 200 km Tiefe liegt [*Carr & Stoiber*, 1990]. Neben der bereits erwähnten Lücke in der Vulkankette im südlichen Costa Rica gibt es auch einen abrupten Versatz des Vulkangürtels um etwa 40 km zwischen Nicaragua und Costa Rica, der jedoch nicht durch einen entsprechenden Sprung, sondern durch einen gleichmäßigen Übergang der Wadati-Benioff Zone gekennzeichnet ist [*Protti et al.*, 1994]. Da hier auch die Suturzone zwischen dem Chortis und Chorotega Block vermutet wird (siehe Kapitel 2.3.5), ist wahrscheinlich die Struktur der Karibischen Platte für diesen Versatz verantwortlich [*von Huene et al.*, 2000]. Weitere Parameter wie z. B. die Subduktionsgeschwindigkeit sowie Alter und Sedimentmächtigkeit der ozeanischen Platte ändern sich entlang des MAT nicht oder nur mäßig, was in einem starken Kontrast zu den deutlichen geochemischen Variationen entlang des Vulkangürtels steht [*Carr et al.*, 2003]. Besonders markant ist dieses beim „Slab Signal“. Dabei handelt es sich um ein Spurenelement oder Isotopenverhältnis das im Magma gegenüber dem Mantel an- oder abgereichert ist aufgrund von zusätzlichen Fluiden oder Schmelzen aus der abtauchenden Platte. Ein besonders guter Indikator für die ozeanische Sedimentsektion ist das Ba/La Verhältnis, das in den Sedimenten auf der ozeanischen Platte relativ gleichförmig ist und in der ozeanischen Kruste deutlich niedriger ausfällt. Dieses Signal ist in Nicaragua sehr deutlich und nimmt nach Guatemala und Costa Rica hin ab (siehe Abbildung 2.7) [*Carr et al.*, 2003]. Eine mögliche Erklärung dafür wäre eine Hydratisierung der ozeanischen Kruste und des Mantels vor der Subduktion in Nicaragua und die spätere Freisetzung dieser Fluide durch die Dehydratisierung in der Aufschmelzzone [*Rüpke et al.*, 2002]. Andere Interpretationen wiederum vermuten den bereits geschilderten Strom von pazi-

fischem Mantelmaterial entlang der flachen Subduktion des Cocos Rückens als Ursache für die unterschiedliche Magmenzusammensetzung [Herrstrom *et al.*, 1995]. Eine weitere Auffälligkeit sind die ungewöhnlichen Beryllium (^{10}Be) Werte in Nicaragua im Vergleich zu Costa Rica. Bei ^{10}Be handelt es sich um ein radiogenes und kosmogenes Element mit einer Halbwertszeit von 1,5 Mio. Jahren, das daher besonders in den jüngeren Sedimenten angereichert wird und durch die Subduktion der ozeanischen Platte in die Aufschmelzzone und von dort in die aufsteigenden Magmen gelangt. Die Konzentration von ^{10}Be in den vulkanischen Gesteinen ist ein Maß dafür, wie stark die jüngeren Tiefseesedimente der subduzierten Platte zur Magmenzusammensetzung beitragen. Hohe ^{10}Be Werte in den Magmen aus Nicaragua und niedrige in Costa Rica werden daher durch eine effiziente und vollständige Sedimentsubduktion in Nicaragua und eine geringe Sedimentsubduktion mit Underplating oder Verdünnung durch Subduction Erosion in Costa Rica erklärt [Morris *et al.*, 2002; Vannucchi *et al.*, 2003].

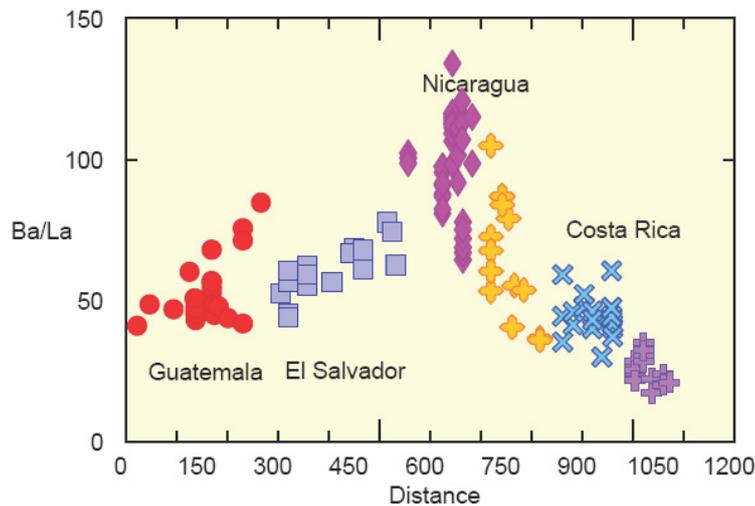


Abbildung 2.7: Regionale Variationen von Ba/La entlang des Vulkangürtels [Carr *et al.*, 2003].

In Nicaragua verläuft die Vulkankette in der Nicaraguan Depression, einem Halbgraben der die tertiären Vulkanite des Nicaraguan Highland von den Sedimenten der Pacific Coastal Plain trennt (siehe Abbildung 3.1) und zwischen dem Pliozän und Pleistozän vor etwa 1,8 Mio. Jahren entstand [Weinberg, 1992]. Magnetotellurische- und Schweremessungen ergeben Unterschiede in der Krustenstruktur zwischen dem Nicaraguan Highland und der Nicaraguan Depression, sowie eine Sedimentmächtigkeit von etwa 2 km für den Halbgraben [Elming & Rasmussen, 1997]. Altersdatierungen und paläomagnetische Messungen belegen für das Nicaraguan Highland eine gegen den Uhrzeigersinn gerichtete Drehung vor 30–18 Mio. Jahren, die jedoch nicht vollständig mit der ebenfalls gegen den Uhrzeigersinn gerichteten Drehung des Chortis Blocks übereinstimmt, sondern teilweise unabhängig von diesem erfolgte. Der Guayape Fault in Honduras bil-

2.3. DER PLATTENRAND UND DIE MITTELAMERIKANISCHE SUBDUKTIONSZONE

det eine mögliche Grenze der beiden Krustenblöcke. Für die Pacific Coastal Plain wird keine entsprechende Rotation gefunden, sondern nur eine nordwärts gerichtete Drift seit der Kreidezeit [Elming *et al.*, 2001]. Eine ähnliche Bewegung wird auch für den Nicoya Komplex gefunden, für den eine Lage etwas südlich des Äquators in der späten Kreidezeit paläomagnetisch bestimmt wurde [Di Marco *et al.*, 1995], weshalb ein Verbindung beider Krustenblöcke spätestens vom Tertiär an angenommen wird [Elming *et al.*, 2001]. Ein Vergleich der Bewegungsrichtung des aktuellen plattentektonischen Modells zwischen der Karibischen und Cocos Platte mit der Slip Richtung von flachen Subduktionsbeben ergibt einen Winkel von etwa 10° . Diese schräge Konvergenz verursacht eine Aufteilung des Bewegungsvektors in eine Komponente senkrecht zum Tiefseegraben und eine parallel dazu, nach Nordwesten. Ob diese grabenparallele Bewegung in Nicaragua hauptsächlich durch die Rotation einzelner Krustenblöcke, dem sogenannten „Bookshelf Faulting“ [La Femina *et al.*, 2002] erfolgt, oder durch eine Blattverschiebung entlang des Vulkangürtels wie in El Salvador [DeMets, 2001; Corti *et al.*, 2005], ist bisher noch umstritten. Die damit verbundenen Erdbeben haben trotz ihrer moderaten Magnitude ($M_w < 7$) aufgrund ihrer geringen Tiefe und der hier vorhandenen Besiedlungsdichte die bisher größten Schäden verursacht (z. B. Managua 1931 und 1972). GPS Messungen in Costa Rica bestätigen ein nordwestliche Bewegung der Nicoya Halbinsel, jedoch keine für die Osa Halbinsel, weshalb der CCRDB als südliche Begrenzung dieses Krustensplitters angesehen wird [Lundgren *et al.*, 1999], der sich nördlich wahrscheinlich bis nach Guatemala erstreckt [DeMets, 2001]. Die erwähnten Untersuchungen ergeben für diese nordwestliche Bewegung Geschwindigkeiten von 0,7–1,4 cm/a.

3

Das NICOMARE Projekt

3.1 Die Ausgangsfragen

Die deutlichen Unterschiede zwischen Costa Rica und Nicaragua, wie sie in der unterschiedlichen Tiefenstruktur des Margin Wedges [Christeson *et al.*, 1999; Walther *et al.*, 2000], den geochemischen Variationen der Vulkanite [Carr *et al.*, 2003] und dem Tsunamiverhalten [Kanamori & Kikuchi, 1993] sichtbar werden, können bisher nicht befriedigend erklärt werden. Dazu kommt noch die Kontroverse um die Herkunft des Margin Wedges in Nicaragua, ob als Rand des kontinentalen Chortis Blocks [Ranero *et al.*, 2000], oder als akkretioniertes ozeanisches Plateau [Walther *et al.*, 2000]. Daher ist die Abbildung der Krustenstruktur vor Nicaragua durch das NICOMARE Projekt ein wichtiger Schritt zur Klärung dieser Fragen.

Costa Rica und Nicaragua bilden einen Schwerpunkt im DFG Sonderforschungsbereich 574 zur Untersuchung der Rolle von Volatilen und Fluiden in Subduktionszonen sowie des US-amerikanischen MARGINS Programms zur Untersuchung der Prozesse an Kontinentalrändern. Beide Konzepte benötigen detaillierte Informationen über den strukturellen Aufbau dieser Subduktionszone als Grundlage für weitere Untersuchungen.

Nachdem der aktive Kontinentrand von Guatemala für die Kohlenwasserstoffexploration untersucht wurde [Seely, 1979], erfolgten anschließend wissenschaftliche Reflexions- [Ibrahim *et al.*, 1979; Ladd *et al.*, 1982] und Refraktionsuntersuchungen [Ibrahim *et al.*, 1979; Ambos & Hussong, 1985], sowie die Bohrungen der beiden DSDP Legs 67 und 84, die bisher aber noch nicht die Herkunft und das Alter des Margin Wedges vor Guatemala klären konnten. Danach verlagerte sich das Interesse nach Costa Rica. So wurden hier zwei dreidimensionale reflexionsseismische Untersuchungen [Stoffa *et al.*, 1991; Hinz *et al.*, 1999], das ODP Leg 170, mehrere refraktions- [Ye *et al.*, 1996; Christeson *et al.*, 1999; Gödde, 1999; Sallarès *et al.*, 1999; McIntosh *et al.*, 2000; Walther & Flueh, 2002] und reflexionsseismische [Shiple *et al.*, 1986; Hinz *et al.*, 1996; von Huene *et al.*, 2000] Profile, sowie zahlreiche weitere Untersuchungen durchgeführt, die sowohl die Akkretion zahlreicher ozeanischer Plateaus am Kontinentrand, als auch ihre Herkunft vom Galapagos Hot Spot belegen konnten. Bis zum NICOMARE Projekt gab es in der frei zugänglichen Literatur nur einen alten Reflexionsdatensatz [Crowe & Buffler, 1985], sowie ein aktuelles Reflexions- [Ranero *et al.*, 2000] und Refraktionsprofil [Walther *et al.*, 2000] entlang einer gemeinsamen Trasse über die Subduktionszone vor Zentral-Nicaragua. Um den Aufbau und die Herkunft des Margin Wedges entlang des

etwa 900 km langen Abschnitts von Costa Rica bis Guatemala besser zu verstehen, ist zunächst die Frage nach seiner Struktur und Entstehung vor Nicaragua zu klären.

Bei einer vorhergehenden reflexionsseismischen Messfahrt der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) wurden vor Costa Rica landwärts geneigte Reflektoren in der gebogenen ozeanischen Kruste vor dem Tiefsee graben gefunden. Diese werden als Verwerfungen in der Lithosphäre interpretiert, die damit einen Fluidtransport in den ozeanischen Mantel und dadurch eine Hydratisierung ermöglichen könnten [Ranero *et al.*, 2003]. Daher wurde das in dieser Arbeit benutzte Profil NIC-20 seewärts verlängert um diese Strukturen zu verifizieren.

3.2 Die Datenakquisition

Bei dem NICOMARE Projekt beteiligte sich das Leibniz-Institut für Meereswissenschaften mit dem Einsatz von 14 OBH an der Messfahrt der R/V MAURICE EWING (EW 00-05) im Mai/Juni 2000, die von K.D. McIntosh (University of Texas, Austin) und E.A. Silver (University of California, Santa Cruz) geleitet wurde. Der Schwerpunkt der Messfahrt bestand aus den seismischen Messungen, wofür Reflexionsprofile von über 2.800 km Länge und Weitwinkelprofile von etwa 590 km Länge mit 41 OBH Einsätzen registriert wurden. Als Quelle diente ein 136 l Airgun-Array und die Mehrkanalseismik (Multichannel Seismic, MCS) wurden mit einem 6 km langen 240-kanaligem Streamer registriert. Bei einem Schussabstand von 50 m ergab sich daraus ein Common Mid Point (CMP) Abstand von 12,5 m mit jeweils 60 Spuren pro CMP. Die Registrierlänge betrug meistens 16 s und bei Bedarf 20 s mit einer Abtastrate von 4 ms.

Vom nördlichen Nicaragua bis zum nördlichen Costa Rica überdecken 11 Reflexionsprofile (NIC-10 bis NIC-110) die Subduktionszone von der ozeanischen Kruste bis zum Kontinentalschelf (siehe Abbildung 3.1). Drei dieser Profile werden durch kürzere Parallelprofile ergänzt um die Spitze des Subduktionskomplexes detailliert zu erfassen. Das Profil NIC-80 verläuft entlang des bereits existierenden Refraktions- [Walt her *et al.*, 2000] und Reflexionsprofils [Ranero *et al.*, 2000], sowie der Bohrungen Argonaut-1 und Corvina-1 & 2. Die Profile NIC-20 und NIC-50 wurden zusätzlich durch jeweils 14 OBH in einem Abstand von etwa 12 km und 9 bzw. 7 Landstationen registriert. Um das Fernfeld des benutzten Airgun-Array zu erhalten, wurde das OBH-16 auf der ozeanischen Kruste an einem 500 m langem Seil befestigt, so dass sich die direkte Welle nicht mit der Meeresbodenreflexion überlagert (siehe Abbildung 3.2). Die REFTEK Landstationen wurden durch J. Dolan (University of Texas, Austin) mit Unterstützung von W. Strauch (Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales, INETER) betrieben. Während der Weitwinkelmessungen musste das Schussintervall auf 60 s erhöht werden, um die Daten nicht durch den Wasserschall des vorhergehenden Schusses zu degradieren. Daher wurden diese

3. DAS NICOMARE PROJEKT

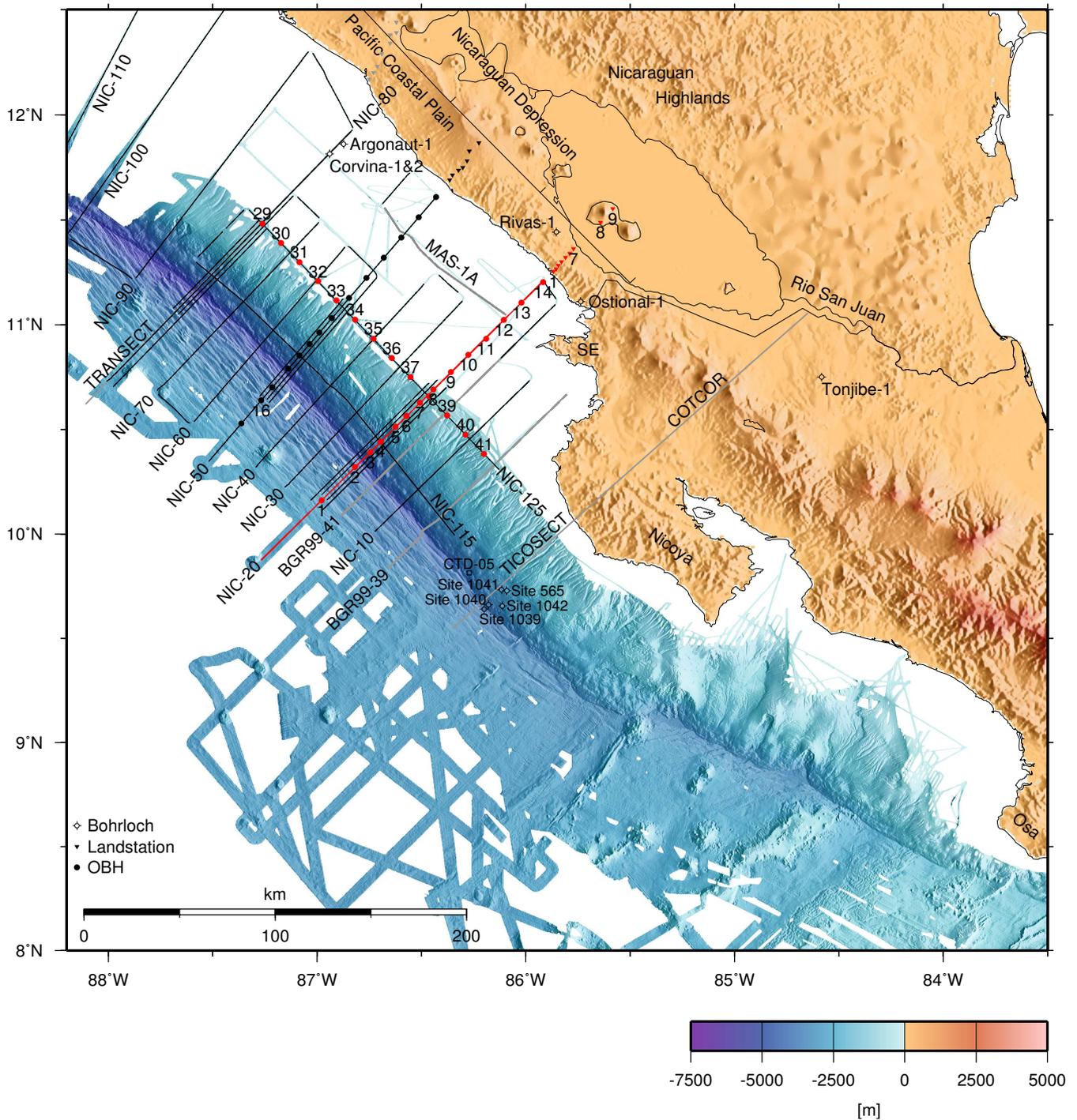


Abbildung 3.1: Übersichtskarte des Arbeitsgebiets mit Topo- und Bathymetrie [von Huene et al., 2000, ergänzt]. Die Profile der R/V MAURICE EWING Messfahrt sind markiert und bezeichnet. Die rot gezeichneten Profile werden in dieser Arbeit bearbeitet und interpretiert. Die Profile TRANSECT, MAS-1A und TICOSECT/COTCOR wurden von Walther et al. [2000], McIntosh et al. [2005] sowie Göttsche [1999] und weiteren interpretiert. Im weiteren Text erwähnte Lokationen sind markiert. SE: Santa Elena Halbinsel.

3.2. DIE DATENAKQUISITION

beiden Profile zweimal abgeschossen: einmal mit einem Schussintervall von 60 s (≈ 125 m) für die Refraktionsseismik und ein weiteres mal mit einem Schussintervall von 50 m (≈ 25 s) für die Reflexionsseismik. Ergänzt werden die Querprofile durch zwei Profile die in Streichrichtung auf dem Kontinentalhang verlaufen um laterale Änderungen zu erfassen. Dazu wurden 13 OBH in einem Abstand von etwa 15 km entlang des Profils NIC-125, das am oberen Kontinentalhang verläuft, ausgesetzt. Aus zeitlichen Gründen konnte dieses Profil nur einmal abgeschossen werden und da es hierbei stärker um die Abbildung der tiefen Strukturen wie z. B. der abtauchenden Platte ging, wurde ein Schussintervall von 60 s gewählt. Dadurch ergab sich ein optimaler Refraktionsdatensatz und das Reflexionsprofil zeigt trotz der geringeren Anzahl von Spuren pro CMP noch ein befriedigendes Ergebnis.

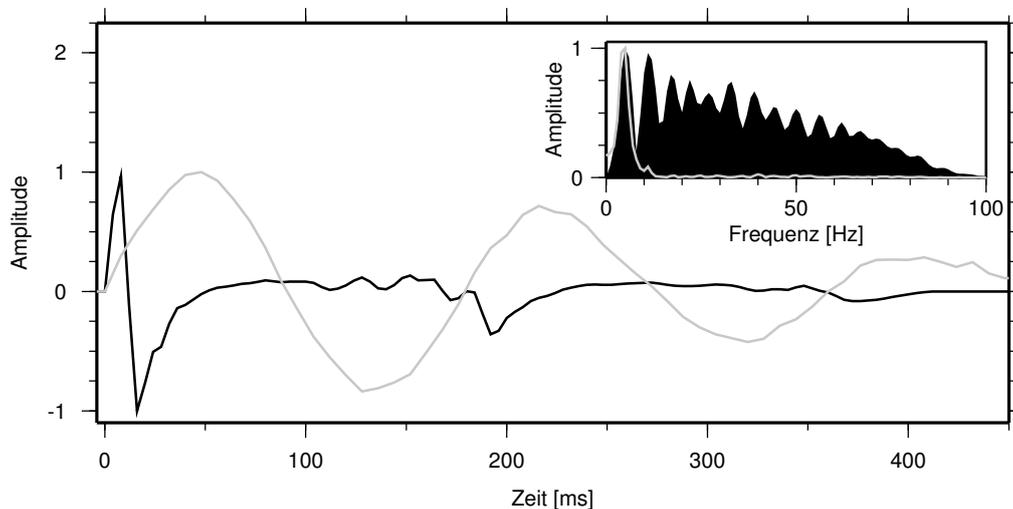


Abbildung 3.2: Fernfeld des benutzten Airgun-Array (schwarz) mit einem starken und kurzem Ersteinsatz sowie dem ersten Nachschwinger nach etwa 200 ms. Der Wellenzug nach einem Laufweg von etwa 35 km durch das Margin Wedge (OBH-29, grau) zum Vergleich. Das Frequenzspektrum (siehe kleines Bild) zeigt das Maximum des Fernfeldes bei der Grundfrequenz von 5–6 Hz und weitere lokale Maxima bei den Oberschwingungen des Airgun-Array (schwarzer Bereich). Die Frequenzbandweite des Signals wird bei längeren Laufzeiten im Untergrund aufgrund der frequenzabhängigen Dämpfung stark reduziert (graue Linie). Die Maximalamplitude wurde jeweils auf Eins normiert.

Die Mehrkanalseismik wurde noch an Bord bis zu einer vorläufigen Probestapelung mit anschließender Zeitmigration bearbeitet. Dabei wurde auf dem Profil NIC-70 eine Lokation am Kontinentalhang entdeckt, an der die Hangsedimente erodiert waren und das Basement zutage trat. Die anschließende Beprobung ergab Olivinbasalte, sowie Sand- und Kalksteine mit Mikrofossilien aus der Oberkreide, was auf eine große Ähnlichkeit mit dem benachbarten Nicoya Komplex hinweist [Silver et al., 2000].

Die Refraktionsdaten der OBH wurden zunächst kopiert und in einem internen Datenformat abgespeichert. Um die seismischen Spuren in ein akzeptables Zeitfenster zu bekommen wurde eine Reduktionsgeschwindigkeit von 6 km/s angewandt und anschließend wurden die Daten in einem Zeitbereich von -5 bis +15 s im standardisierten SEG-Y-Format nach Schusszeiten sortiert abgespeichert. Nach der Relokalisierung der OBH Position erfolgte eine Dekonvolution zur Erhöhung der zeitlichen Auflösung, sowie eine offset- und zeitabhängige Bandpassfilterung um das Signal-zu-Rausch Verhältnis zu verbessern.

Während der Messfahrt wurde das magnetische Totalfeld entlang der Profile mit einem Varian V75 Protonen-Präzessions-Magnetometer aufgezeichnet. Die Freiluftschwere wurde mit einem Bell Aerospace BGM Gravimeter registriert, das durch Messungen in den Häfen an das Absolutschwere-Netz angeschlossen wurde. Die magnetischen und gravimetrischen Profile wurden zusammen mit den Daten der RV SONNE Fahrt 144 von U. Barckhausen korrigiert und zur Ergänzung der magnetischen Anomalienkarte [Barckhausen *et al.*, 2001] genutzt. Außerdem wurde die bereits existierende Bathymetrie erweitert. Diese Daten wurden von C. Ranero und W. Weinrebe bearbeitet und zur bereits am IFM-GEOMAR vorhandenen Bathymetrie des mittelamerikanischen Tiefseegrabens hinzugefügt, die nun einen Streifen von etwa 100 km Breite entlang des Tiefseegrabens vor Nicaragua und von über 150 km Breite vor Costa Rica überdeckt.

Die Messdaten wurden zwischen den beteiligten Partnern zur Bearbeitung und Interpretation aufgeteilt. In dieser Arbeit werden die Refraktions- und Reflexionsdaten des Profils NIC-20, das von der ozeanischen Kruste über den Tiefseegraben bis zum Vulkangürtel verläuft, sowie die Refraktionsdaten des Querprofils NIC-125, das sich entlang der Schelfkante erstreckt, zur Entwicklung von tiefenseismischen Modellen und ihrer geodynamischen Interpretation genutzt.

4

Die seismische und magnetische Datenbearbeitung

Die an Bord erfolgte Datenbearbeitung diente einer schnellen Qualitätskontrolle, sowie der vorläufigen Abbildung des Untergrundes um schnell auf eventuelle neue Entdeckungen reagieren zu können. Ein Ergebnis davon war die bereits beschriebene Beprobung des Margin Wedges aufgrund der erodierten Hangsedimente. Um diese Arbeiten in der knappen Zeit zu bewältigen wurden viele Vereinfachungen benutzt. So wurde z. B. bei der Steilwinkelseismik nur jeder zweite CMP bearbeitet, ein grobes Stapelgeschwindigkeitsmodell benutzt und eine einfache aber schnelle Zeitmigration mit einer konstanten Geschwindigkeit von 1.500 m/s durchgeführt.

Bei den Weitwinkeldaten wurden die Bearbeitungsparameter von früheren Messfahrten benutzt, bei denen jedoch ein anderer Airgun-Array mit einer unterschiedlichen Quellsignatur benutzt wurde. Daher wurde die benötigte Abbildungsqualität noch nicht erreicht und eine detailliertere Bearbeitung der Daten nach der Messfahrt war nötig, bevor diese für eine Interpretation oder eine Modellierungen benutzt werden konnten.

Zunächst wird die Bearbeitung der Steilwinkelseismik vorgestellt, da sie wichtige Randbedingungen für die spätere Modellierung der Weitwinkeldaten liefert. Danach wird die Bearbeitung der Seismogramm-Sektionen der Weitwinkeldaten vorgestellt. Die Bearbeitung der seismischen Daten wurde mit der am IFM-GEOMAR vorhandenen SEISMOS Software von Geco-Prakla (inzwischen WesternGeco) durchgeführt. Um bei der Interpretation eine Verbindung mit den bereits existierenden Profilen in Guatemala und Costa Rica zu ermöglichen, werden die Magnetikdaten dieser Messfahrt zusammen mit weiteren magnetischen Profilen zu einer Karte zusammengefügt.

4.1 Die Steilwinkeldaten

Sowohl das mit einem Schussintervall von 60 s, als auch das mit 50 m akquirierte Profil NIC-20 wurden mit dem Streamer der MAURICE EWING registriert. Aufgrund der größeren Anzahl von 60 Spuren pro CMP bei einem Schussintervall von 50 m gegenüber nur noch 24 Spuren pro CMP bei dem 60 s Schussintervall wurde das Profil mit der größeren Datendichte detailliert bearbeitet. Um eine Vergleichsmöglichkeit zu besitzen, wurde auch von dem anderen Datensatz eine Stapelsektion erstellt.

Zunächst wurden die beiden etwa 16 und 8 GByte großen Datensätze in die Seismos Database eingelesen und dabei von der Schuss- in die CMP-Sortierung umgeordnet. Danach erfolgte eine vorläufige Stapelgeschwindigkeitsanalyse, deren Stapelsektion als Ausgangsbasis für die endgültige Bestimmung der Stapelgeschwindigkeiten genutzt wurde. Gleichzeitig erfolgte hierbei eine Qualitätskontrolle der Daten. Eine Zeitverschiebung für einige Schüsse, sowie einige Spikes, die einen Programmabbruch verursachten wurden dabei erkannt und entfernt. Außerdem zeigten einige kurze Profilabschnitte starke Störgeräusche, die durch eine angepasste Frequenzfilterung reduziert werden konnten. Zur Verbesserung des Signal-zu-Rausch Verhältnisses bei langen Laufzeiten wurde das effiziente und ausgeklügelte DEBAND Modul von Seismos genutzt, das auf laufzeitenkorrigierte (Normal Move Out, NMO) CMP Gruppen angewandt wird. Dabei wird in einem gleitenden Zeitfenster die Energie jeder seismischen Spur mit der durchschnittlichen Energie von benachbarten Spuren verglichen. Übersteigt dieser Wert den Durchschnitt um einen bestimmten Faktor, so wird dieser Teil der Spur als verrauscht markiert und durch die Nachbarspuren ersetzt. Durch die getrennte Anwendung dieses Filters in zwei Frequenzbereichen sowie der variablen Gestaltung der Filterparameter ergab sich gerade für die Abbildung der Strukturen in- und unterhalb des Margin Wedges eine deutliche Verbesserung. Anschließend erfolgte eine sphärische Divergenzkorrektur zum Ausgleich der Amplitudenabnahme mit zunehmendem Laufweg. Die Multiple der Wassersäule wurde in den CMP Gruppen mit Hilfe eines Frequenz-Wellenzahl (FK) Filters entfernt. Dazu wurde zusätzlich zur NMO Korrektur eine Überkorrektur in den CMP Gruppen angebracht damit Ersteinsätze und Multiple eine entgegengesetzte Neigung besitzen. Danach wurde mit einer neigungsabhängigen Spurinterpolation die Anzahl der Spuren verdoppelt um ein Aliasing zu vermeiden. Durch die Transformation in den FK Bereich war eine Separierung nach der Neigung der Einsätze und somit ein Entfernen der Multiple möglich. Nach der Rücktransformation und der Entfernung der Überkorrektur sowie der NMO Korrektur wurde in den CMP Gruppen eine Vorhersage-Dekonvolution in überlappenden Zeitfenstern (Operatorlänge: 240 ms, Vorhersagelänge: 56 ms) zur Verbesserung der zeitlichen Auflösung angebracht. Periodische Anteile in der Seismogramm-Sektion werden unter anderem durch den Bubble des benutzten Airgun-Array (siehe Abbildung 3.2) und Reflexionen innerhalb von Sedimentschichten verursacht und reduzieren die zeitliche Auflösung. Dieser periodische Beitrag kann im Gegensatz zu den Primärreflexionen vorhergesagt und somit entfernt werden. Nun erfolgte eine erneute NMO Korrektur und ein Nullsetzen der dabei übermäßig gestreckten äußeren Spuren (Far Trace Mute), sowie ein Nullsetzen einiger Spurteile im Nahbereich (Near Trace Mute) da hier der Neigungsunterschied der unterschiedlichen Einsätze sehr gering und damit die Multiplexunterdrückung durch den FK Filter unzureichend war. Die so bearbeiteten Spuren wurden nun in den CMP Gruppen aufsummiert (Stapelung) und abgespeichert.

Zur besseren Anpassung der Migrationsparameter wurde das Profil in die drei Abschnitte ozeanische Kruste, Kontinentalhang und Schelfbereich geteilt, die nach der

Zeitmigration wieder zusammengefügt wurden. Der Prozess der Migration plazierte einen Reflexionseinsatz in seine wahre Position und fokussiert die Energie von Diffraktionen auf ihren Ursprung. Dadurch wird ein Abbild des Untergrundes erzeugt, das einer geologischen Sektion nahe kommt. Dabei ist der Ausdruck „Migration“ - von lateinisch *migrare* = wandern, wegziehen - historisch zu verstehen: Bei den ersten Migrationen handelte es sich um Handzeichnungen, bei denen die geneigten Reflektoren zeichnerisch in ihre wahre Position verschoben wurden. Die heutigen computergestützten Migrationsverfahren sind wesentlich genauer und berücksichtigen auch die Fokussierung der diffraktierten Energie im Bildpunkt des Refraktors. Dafür wäre ein Ausdruck wie „Imaging“ viel angemessener als der historisch begründete, aber missverständliche Terminus „Migration“ [Ristow, 1997]. Da der Begriff der Migration aber heutzutage in der seismischen Datenbearbeitung tief verwurzelt ist, wird er auch in dieser Arbeit benutzt. Während die Zeitmigration für moderate laterale Geschwindigkeitsvariationen gültig ist, wird bei starken lateralen Geschwindigkeitsvariationen bzw. sehr komplexen Strukturen nur die Tiefenmigration ein wahres Abbild des Untergrundes erzeugen, da sie die zusätzlichen Brechungseffekte berücksichtigt. Da hierfür jedoch ein detailliertes und präzises Geschwindigkeitsfeld erforderlich ist, wurde darauf verzichtet. Bei dem bearbeiteten Profil NIC-20 erfüllen die Bereiche der ozeanischen Kruste und des Schelfbereichs die Bedingungen für eine Zeitmigration. Nur der Beginn der Subduktionszone an der Spitze des Margin Wedges kann durch die Zeitmigration nicht perfekt abgebildet werden. Die hier benutzte Finite-Differenzen (FD) Migration hat den Vorteil, dass sie auch mit lateralen Geschwindigkeitsvariationen gut zurecht kommt [Yilmaz, 1996]. Dagegen ist die Abbildung steiler Strukturen begrenzt, was in diesem Fall aber durch die Anwendung eines rechenzeitintensiveren Operators verbessert wurde. Zunächst wurde die Stapelsektion an den Rändern mit einer rampenförmigen Gewichtsfunktion versehen um hier Kanteneffekte zu vermeiden. Außerdem wurden zahlreiche störende und amplitudenstarke Reflektoren durch zeitaufwändig erstellte Gewichtsfaktoren abgeschwächt. Dabei handelte es sich um Reste der Multiple, sowie um Reflexionen und Refraktionen von außerhalb der Profilebene. Vor der Migration wurde noch eine an der Geologie orientierte Frequenzfilterung zur Verbesserung des Signal-zu-Rausch-Verhältnisses durchgeführt. Der benutzte Bandpassfilter besaß eine untere Flanke von 1–3 Hz und je nach Tiefenlage eine obere Flanke zwischen 70–90 und 18–25 Hz. Das für die Migration benötigte Geschwindigkeitsfeld orientiert sich an den geologischen Strukturen und wurde durch mehrere Testmigrationen optimiert. Das finale Migrationsergebnis wurde abgespeichert und mit einer automatischen Amplitudenregulierung (Automatic Gain Control, AGC) versehen in der Abbildung 4.1 dargestellt.

Das zweite Profil NIC-125 wurde von K. McIntosh bearbeitet und wird im Kapitel 5.2 vorgestellt.

4.1. DIE STEILWINKELDATEN

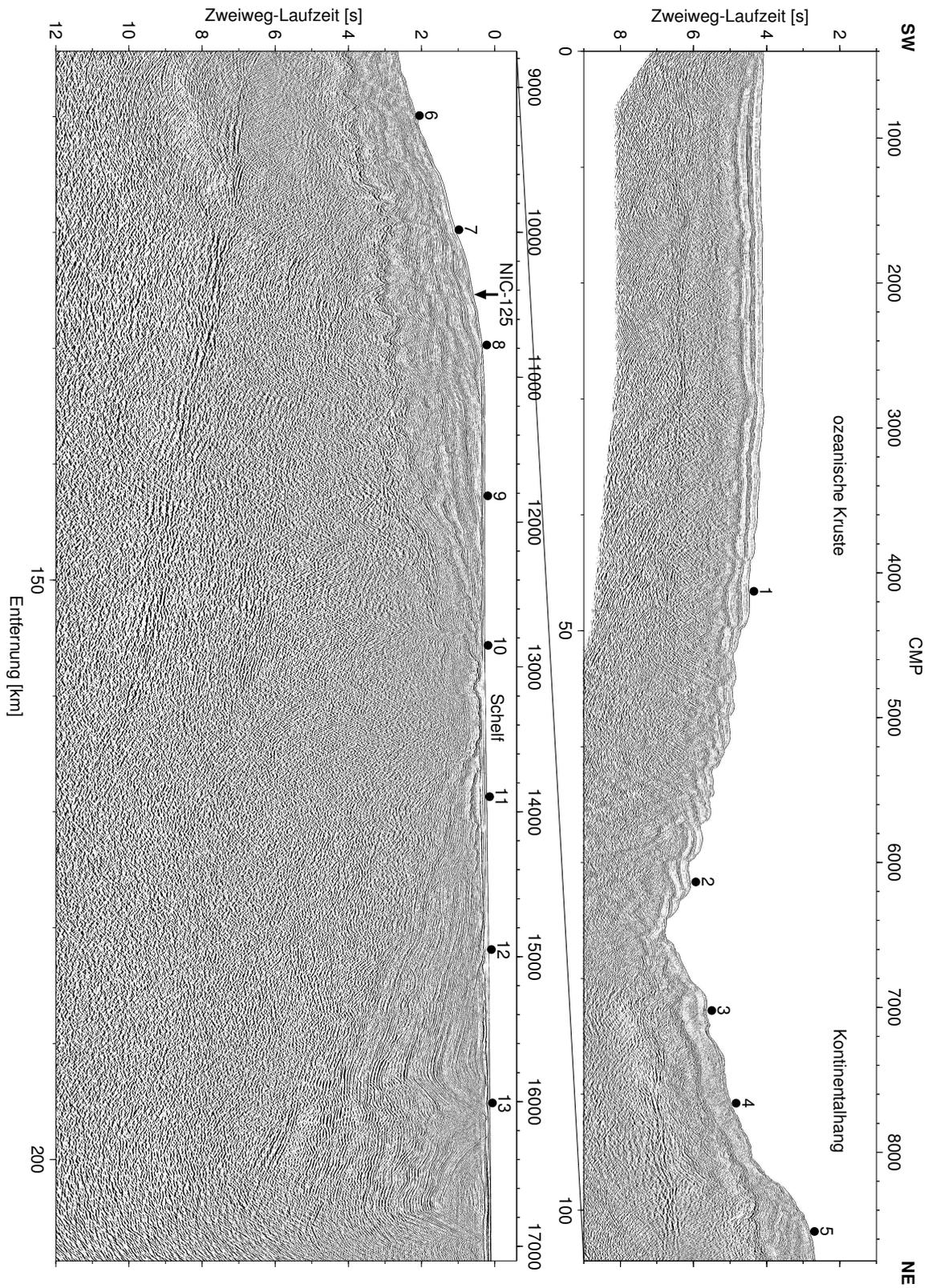


Abbildung 4.1: Zeitmigration des Profils NIC-20 mit den OBH Lokationen und dem Schnittpunkt zum Profil NIC-125.

4.2 Die Weitwinkeldaten

Für das Profil NIC-20 wurden sowohl der mit einem Schussintervall von 60 s, als auch der mit 25 s akquirierte Datensatz genutzt, während das Profil NIC-125 nur mit einem Schussabstand von 60 s registriert wurde. Die Abtastrate betrug jeweils 4 ms. Die Beeinträchtigung der Datenqualität durch den vorhergehenden Schuss ist bei dem 25 s Intervall besonders groß (siehe Abbildung 4.2), weshalb normalerweise nur die 60 s Daten genutzt wurden. Die größere Datendichte der 25 s Daten erlaubt jedoch manchmal eine bessere Identifizierung von Steilwinkelreflexionen im offsetnahen Bereich. Auf beiden Profilen lieferte jeweils ein Gerät keine nutzbaren Daten (OBH-14 und OBH-32). Die Aufzeichnungslücken des OBH-10 auf dem Profil NIC-20 konnten aufgrund der zweimaligen Registrierung - mit unterschiedlichen Schussintervallen - zum großen Teil ergänzt werden, da der Vergleich der Schiffspeditionen auf den beiden Profilen nur geringe Abweichungen zeigte. Die Einsortierung erfolgte entfernungsabhängig und zeigt an den Übergängen kaum einen Versatz ($< 0,01$ s).

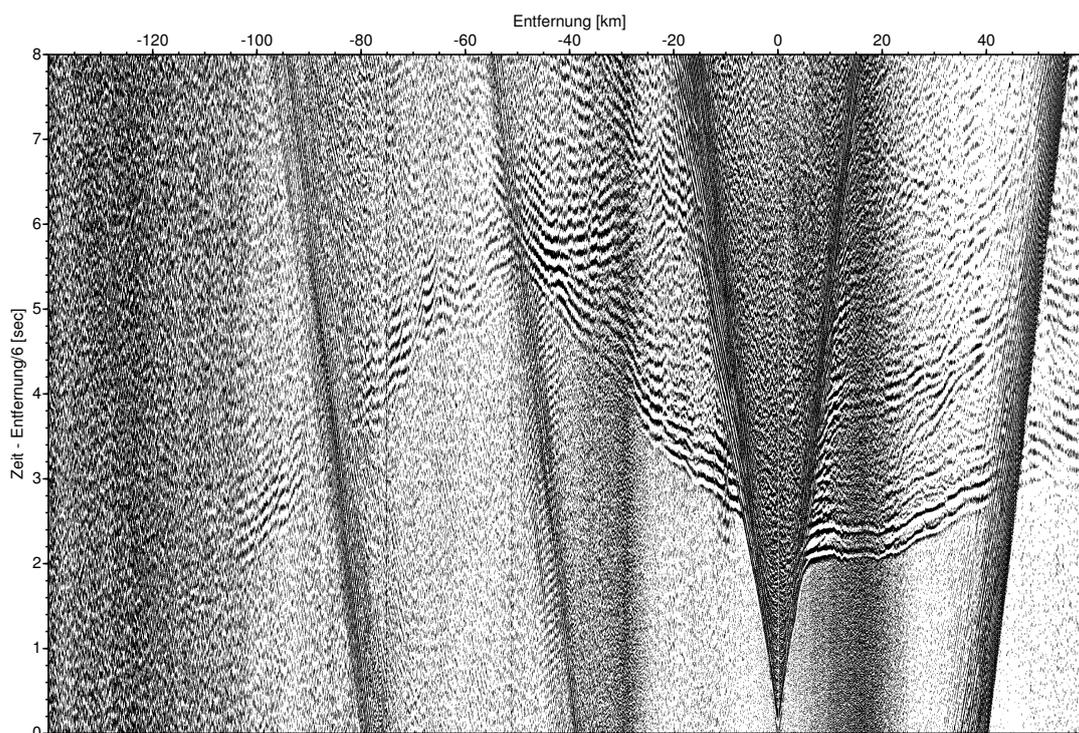


Abbildung 4.2: *Bearbeitete Seismogramm-Sektion des OBH-9, das mit einem Schussintervall von 25 s registriert wurde. Die Beeinträchtigung der Datenqualität durch die vorhergehenden Schüsse ist deutlich zu erkennen. Vergleich siehe Abbildung 4.3 (unten).*

Zur Bearbeitung der Seismogramm-Sektionen stand bereits ein Programm zur Verfügung (D. Kläschen, persönliche Kommunikation), das leicht modifiziert und dessen Parameter neu eingestellt werden mussten. Dazu wird zunächst der Beginn jeder seismischen Spur mit einer rampenförmigen Gewichtsfunktion multipliziert, um numerische

Artefakte beim Start von digitalen Filtern zu reduzieren. Anschließend werden die einzelnen seismischen Spuren mit einem Hochpassfilter bearbeitet (untere Flanke: 0–2 Hz), um einen teilweise vorhandenen Versatz des Nullniveaus zu beseitigen. Danach erfolgt eine in überlappenden Zeitfenstern angebrachte Vorhersage-Dekonvolution (Operatorlänge: 200 ms, Vorhersagelänge: 48 ms) zur Verbesserung der zeitlichen Auflösung. Im Anschluss daran wird eine zeit- und offsetabhängige Frequenzfilterung in fünf überlappenden Zonen durchgeführt, um eine Variation der Filterparameter zu ermöglichen. Dabei wird die unterschiedliche Spektralzusammensetzung von Nutz- und Störsignalen ausgenutzt, wobei die Absorption von hohen Frequenzen mit wachsender Laufzeit berücksichtigt wird. Von großem Einfluss sind dabei die unteren Grenzfrequenzen, da hier sowohl Nutzsignale mit großer Reichweite als auch amplitudenstarke Störsignale vorhanden sind. Als optimaler Wert für alle Zonen erwies sich hierfür eine untere Flanke von 2–4 Hz und für die obere Flanke ergaben sich je nach Zone Werte zwischen 30–50 Hz und 12–17 Hz. Die so bearbeiteten Daten wurden abgespeichert und für die weitere Modellierung mit einer automatischen Amplitudenregulierung dargestellt. In der Gegenüberstellung der Rohdaten (aus Gründen der Darstellbarkeit sind die Daten bereits mit einer unteren Flanke von 0–2 Hz hochpassgefiltert) mit den bearbeiteten Daten sind die Unterschiede deutlich erkennbar (siehe Abbildung 4.3). Der lange Wellenzug des Signals wurde durch die Dekonvolution zusammengezogen und die Frequenzfilterung verbessert gerade bei größeren Entfernungen das Signal-zu-Rausch Verhältnis. Ein Bereich mit starken Störsignalen bei einer Entfernung von etwa -80 km zeigt erst nach der Datenbearbeitung deutliche Einsätze. Die Weitwinkeldaten haben eine gute bis sehr gute Datenqualität mit Refraktionseinsätzen in bis zu über 160 km Entfernung sowie Reflexionen von der abtauchenden Platte. Auch die Geräte im Flachwasserbereich zeigen trotz der sonst in diesem Bereich vorhandenen starken Störgeräusche keine nennenswerte Beeinträchtigung. Nur die in einem mächtigen Sedimentbecken stationierten Geräte 12 und 13 haben aufgrund der starken Dämpfung von Sedimenten eine etwas geringere Signalqualität.

Die Landstationen zeigen hingegen nur eine moderate Datenqualität mit Registrierungen von bis zu 120 km. Die beiden äußersten Stationen PDAS-8 und 9 auf einer Vulkaninsel (Omotepe) im Nicaragua See zeigen fast keine korrelierbaren Einsätze. Die Ursache hierfür ist unklar, zumal die Landstationen auf dem Nachbarprofil NIC-50 deutliche Einsätze in bis zu über 200 km Entfernung zeigen. Mögliche Ursachen hierfür können neben einer lokal unterschiedlichen Ankopplung der Seismometer auch unterschiedliche Sedimentmächtigkeiten sein, die hier nicht genau bekannt sind. Darüber hinaus liegen die meisten Landstationen des Profils NIC-20 entlang einer schmalen Landbrücke auf der mit der Panamericana die Hauptverbindungsstrasse Mittelamerikas verläuft, so dass hier auch mit starken tageszeitlichen Variationen der Bodenunruhe gerechnet werden muss. Die Datenbearbeitung erfolgte wie oben bei den OBH beschrieben jedoch ohne die Vorhersage-Dekonvolution, da diese bei einem schwachen Signal-zu-Rausch Verhältnis keine befriedigende Ergebnisse liefert.

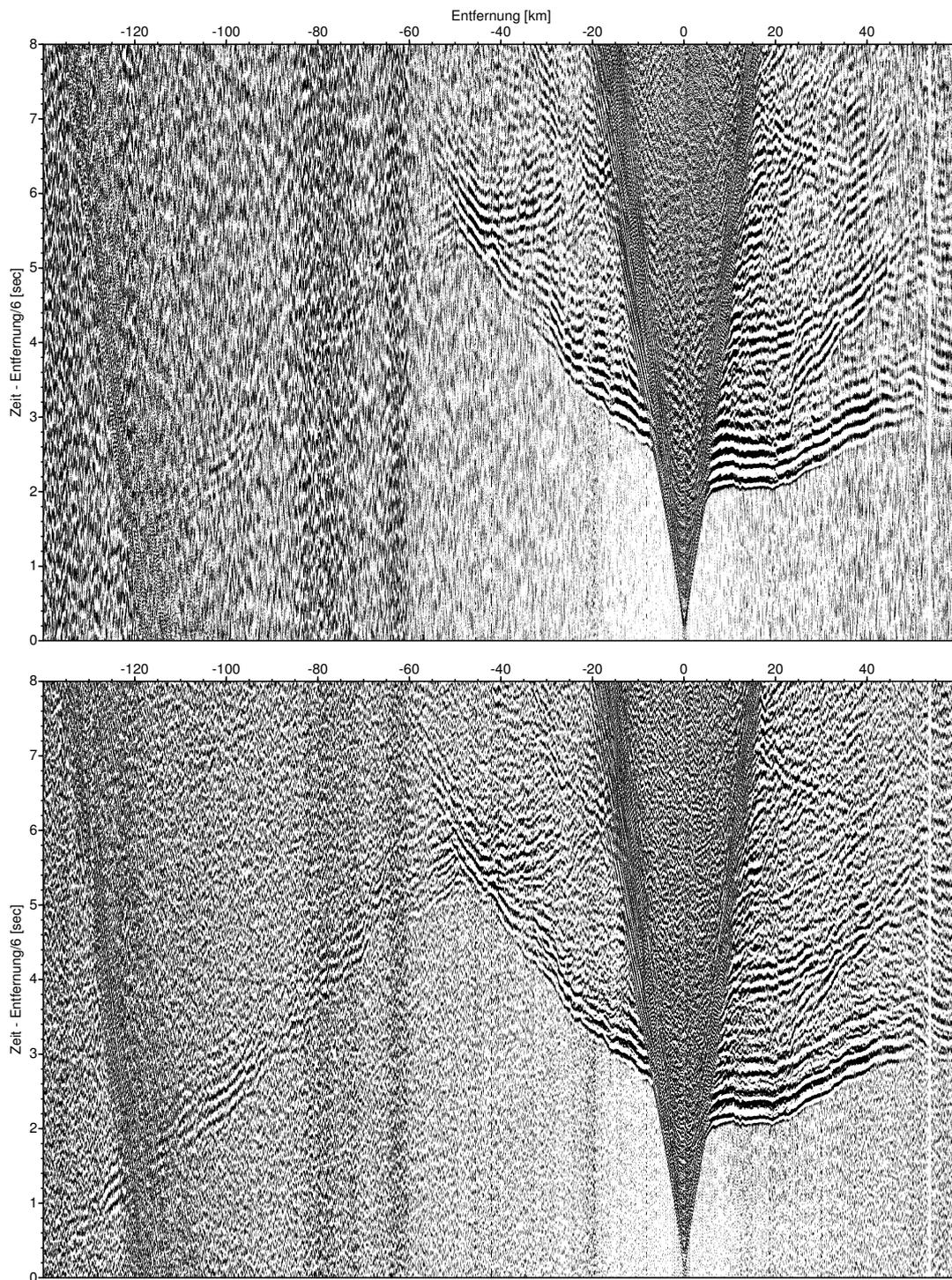


Abbildung 4.3: Rohdaten (oben) und bearbeitete Seismogramm-Sektion (unten) des OBH-9. Beschreibung siehe Text.

4.3 Die Magnetfelddaten

Wie bereits im Kapitel 3.2 erwähnt, wurden die magnetischen Daten dieser Messfahrt zusammen mit den Daten der RV SONNE Fahrt 144 von U. Barckhausen korrigiert und zur Ergänzung der bereits existierenden magnetischen Anomalienkarte vor Costa Rica [Barckhausen *et al.*, 2001] genutzt. Außerdem wurden die von C. Ranero digitalisierten aeromagnetische Karten von Costa Rica verwendet. Die dadurch entstandene Karte überdeckt große Teile von Costa Rica und des angrenzenden Pazifischen Ozeans, sowie die neu gemessenen Profile vor der Küste von Nicaragua. Um diese Karte nach Guatemala und ozeanwärts zu erweitern wurden die Daten des National Geophysical Data Center (NGDC) (siehe: <http://www.ngdc.noaa.gov/ngdc.html>) genutzt, in dem fast alle frei zugänglichen Daten früherer Messfahrten gespeichert werden. Die Suche in dieser Datenbasis ergab 68 Messfahrten im Untersuchungsgebiet, von denen 43 nutzbare magnetische Daten aufgezeichnet hatten. Dieser in der Zeit von 1960 bis 1987 registrierte Datensatz wurde in 112 einzelne Profile für die weitere Bearbeitung geteilt. Dabei wurden kurze Profile sowie Kurvenfahrten entfernt, da diese Bereiche für Fehler in der Schiffs- und Magnetometerposition besonders anfällig sind. Bei den Daten handelt es sich um die Schiffsposition, Datum und Uhrzeit zusammen mit dem Messwert des Erdmagnetfeldes von dem bereits das Hauptfeld, das seinen Ursprung im Erdinneren hat, entfernt wurde. Dazu wurde als Referenzfeld das jeweils aktuelle International Geomagnetic Reference Field (IGRF) benutzt. Dabei handelt es sich um ein Datenmodell in Form einer Kugelfunktionsentwicklung (vom Grad $n = 13$ für die aktuellen Modelle) mit Werten zwischen ungefähr 60.000 nT (Nano Tesla) an den magnetischen Polen und etwa 25.000 nT am magnetischen Äquator, das rund 90 % des Totalfeldes ausmacht. Das Problem bei einer Zusammenfügung der Daten besteht hauptsächlich in der Benutzung der unterschiedlichen Referenzmodelle, da diese die Profile auf unterschiedliche Niveaus verschoben haben. Erst die moderne Satellitenvermessung ermöglichte die Erstellung präziser Referenzmodelle. Außerdem sind die älteren Positionsangaben natürlich ungenauer als die heute übliche Positionierung über GPS. Für eine präzise Datenbearbeitung müßte vom gemessenen Totalfeld das aktuelle Referenzfeld auf das Datum des jeweiligen Profils zurückberechnet und subtrahiert werden. Dadurch wären alle Datensätze mit einem einheitlichen Referenzfeld korrigiert. Als nächstes wäre eine Korrektur der Tagesvariationen nötig, die durch den Einfluß von elektrischen Strömen in der Ionosphäre und Magnetosphäre verursacht werden. Dieses ist aber nur mit einer benachbarten Referenzstation möglich. Darüber hinaus gibt es auch magnetische Stürme, bei denen es sich um besonders starke Variationen handelt, die eine Korrektur sehr erschweren. Die Differenzen der korrigierten Messwerte an den Kreuzungspunkten der Messprofile ergeben eine Abschätzung des restlichen Fehlers. Da eine solche Bearbeitung sehr zeitintensiv ist und für die Fragestellung auch eine moderate Datenqualität genügt, wurde hier eine vereinfachte Korrektur durchgeführt.

Laut den vorhandenen Aufzeichnungen sind die Profile vom NGDC nicht um die Ta-

gesvariationen korrigiert worden und da es keine online Daten von benachbarten Referenzstationen gibt, wurde auf diese Korrektur verzichtet. Um aber zumindest die starken Variationen von magnetischen Stürmen zu erkennen und gegebenenfalls zu entfernen wurde mit Hilfe der planetaren Kennzahl K_p die Stärke der magnetischen Störungen kontrolliert. Bei dieser Kennzahl handelt es sich um einen quasilogarithmischen Wert zwischen 1 (ruhig) und 9 (extrem gestört) der aus weltweiten Beobachtungen magnetischer Observatorien für dreistündige Intervalle berechnet wird (siehe: ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/GEOMAGNETIC_DATA/INDICES/KP_AP). Da während der Messzeiten alle Werte unter $K_p=7$ lagen mussten aus diesem Grund keine Daten gelöscht werden, jedoch wurden einzelne unerklärbare Ausreißer manuell entfernt. Um die aufwändige Korrektur des Referenzfeldes zu umgehen wurden die Profile lediglich durch eine konstante und/oder lineare Verschiebung auf das mittlere Niveau aller Profile geschoben. Da es sich bei den Referenzmodellen auch nur um langperiodische Anomalien handelt die hauptsächlich das Niveau verschieben, ist diese Methode gerechtfertigt. Der Nachteil besteht im Verlust eines Referenzniveaus, was aber durch einen Abgleich mit den bereits korrigierten Daten vor Nicaragua und Costa Rica minimiert werden kann. Außerdem ergibt sich eine zusätzliche Kontrolle durch die Anomalien auf der ozeanischen Kruste wo die positiven und negativen Anomalien etwa gleiche Flächen einnehmen sollten. In der Praxis erfolgte die Korrektur in einem iterativen Prozess, indem zunächst der Mittelwert aller Profile in einem Gitter mit 1° Kantenlänge ermittelt wurde und die Daten längs der einzelnen Profile mit diesen Werten verglichen und entsprechend verschoben wurden, wobei gleichzeitig auf eine gute Übereinstimmung im Überlappungsbereich mit den bereits existierenden Daten geachtet wurde. Durch eine Wiederholung des Verfahrens mit $0,5^\circ$ und $0,25^\circ$ Kantenlänge für das Gitter zur Mittelwertbildung wurde eine optimale Anpassung erreicht. Um Randeffekte zu vermeiden wurden die Profile über den dargestellten Bereich hinaus bearbeitet. In der Abbildung 4.4 ist diese Bearbeitung anhand des Profils 87002111 (vermessen von RV JEAN CHARCOT/IFREMER 1987) entlang der Subduktionsfront dargestellt. Auf dem Übersichtsbild ist jeder 10. Messpunkt - das Totalfeld korrigiert um das Referenzfeld IGRF-80 - eingezeichnet. Auf den seitlichen Projektionen sind diese Messwerte (Punkte) gegen die bereits existierende Anomalienkarte (schwarze Linie) sowie den Mittelwert aller Profile (grau gestrichelte Linie) entlang des Profils aufgetragen. Die deutliche Anomalie von ca. 200 nT bei etwa $88,5^\circ$ westlicher Länge ist keine Fehlmessung, sondern markiert den Bereich einer ehemaligen Transformstörung. Insgesamt ergibt sich für das Profil 87002111 eine konstante Korrektur von -100 nT um eine gute Übereinstimmung mit den vorhandenen Magnetikdaten und dem Mittelwert aller Profile zu erhalten. Der Vergleich der Messwerte des Profils 87002111 mit den Daten der bereits vorhandenen Anomalienkarte zeigt eine sehr gute Übereinstimmung in den Details. Eine einfache visuelle Abschätzung des Kreuzungspunktfehlers ergibt Differenzen von etwa 30 nT, im Vergleich zu einem Fehler von weniger als 10 nT für den detailliert bearbeiteten Datensatz vor Costa Rica [Barckhausen et al., 1998], was für die hier benötigte Genauigkeit aber ausreicht.

4.3. DIE MAGNETFELDDATEN

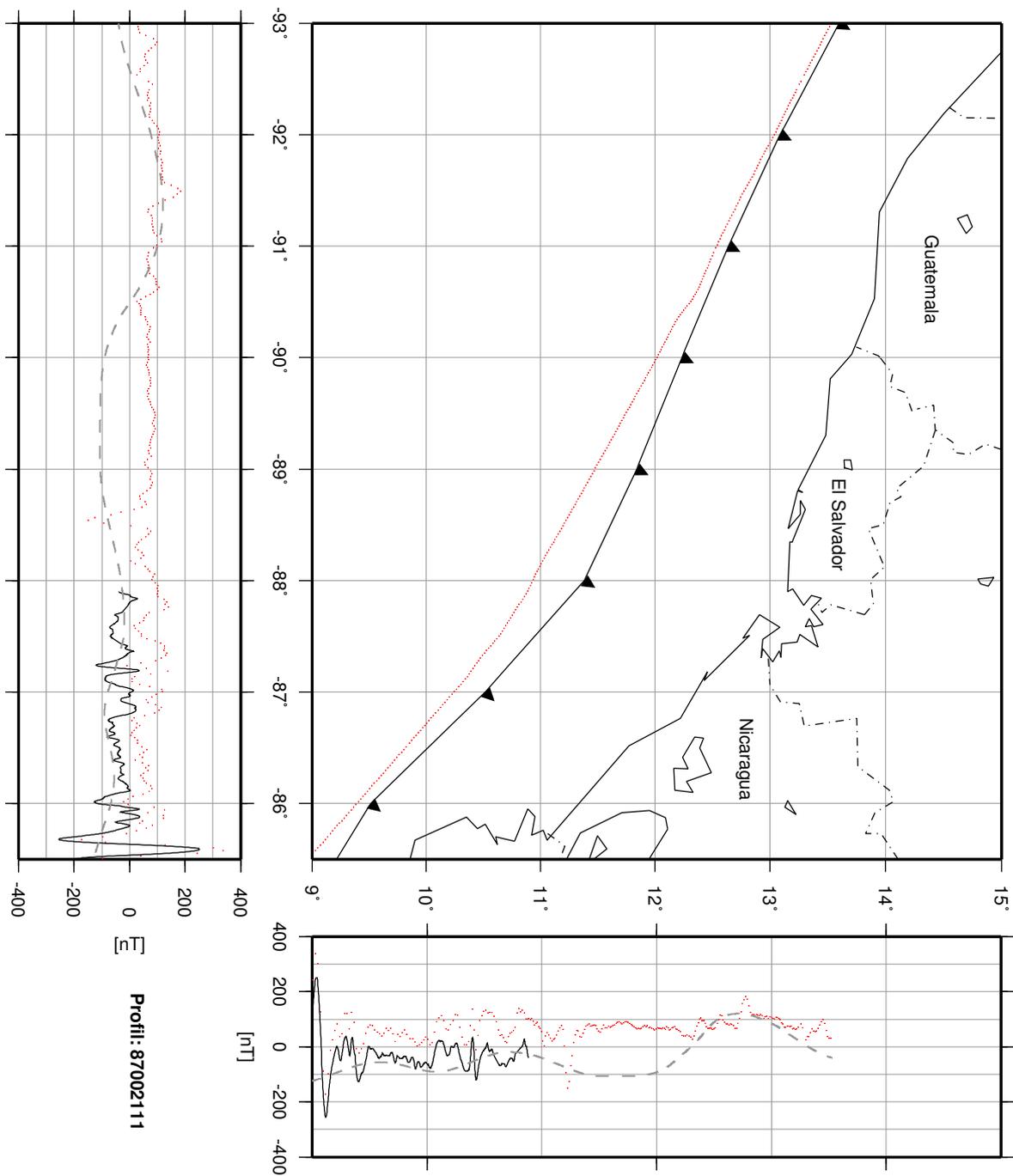


Abbildung 4.4: Anpassung des magnetischen Profils 87002111 (rote Punkte) an die bereits existierende Magnetik [Barckhausen & Ranero, 2003] (schwarze Linie) und den Mittelwert aller Profile (grau gestrichelte Linie). Die notwendige Korrektur beträgt hier -100 nT .

Die entsprechend korrigierten Daten wurden schließlich gemeinsam gerastert, bikubisch interpoliert und mit einer Profilbreite von 24 km dargestellt (siehe Abbildung 4.5). Überlagert werden diese Daten von der bereits existierenden Anomalienkarte von Nicaragua und Costa Rica, wodurch sich die teilweise scharfen Übergänge und der größere Detailreichtum in diesem Bereich erklären. Insgesamt zeigt sich aber eine gute Übereinstimmung zwischen den beiden Datensätzen. Die Subduktionsfront, sowie die bekannten Isochronen in Mio. Jahren [Wilson, 1996; Barckhausen et al., 2001] sind eingezeichnet. Für eine bessere Beurteilung der Datendichte ist jeder 10. Messpunkt des NGDC Datensatzes markiert. Auffällig ist die große Anzahl von Profilen vor Guatemala, die in Verbindung mit den dortigen DSDP Bohrungen entstanden. Im Gegensatz dazu wird die ozeanische Kruste und der Schelfbereich zwischen Guatemala und Costa Rica nur von wenigen Profilen erfaßt und erst die hier behandelte Messfahrt MAURICE EWING 00-05 sowie die frühere Fahrt SONNE 144 haben vor Nicaragua die Grundlagen für eine detailliertere Anomalienkarte geschaffen.

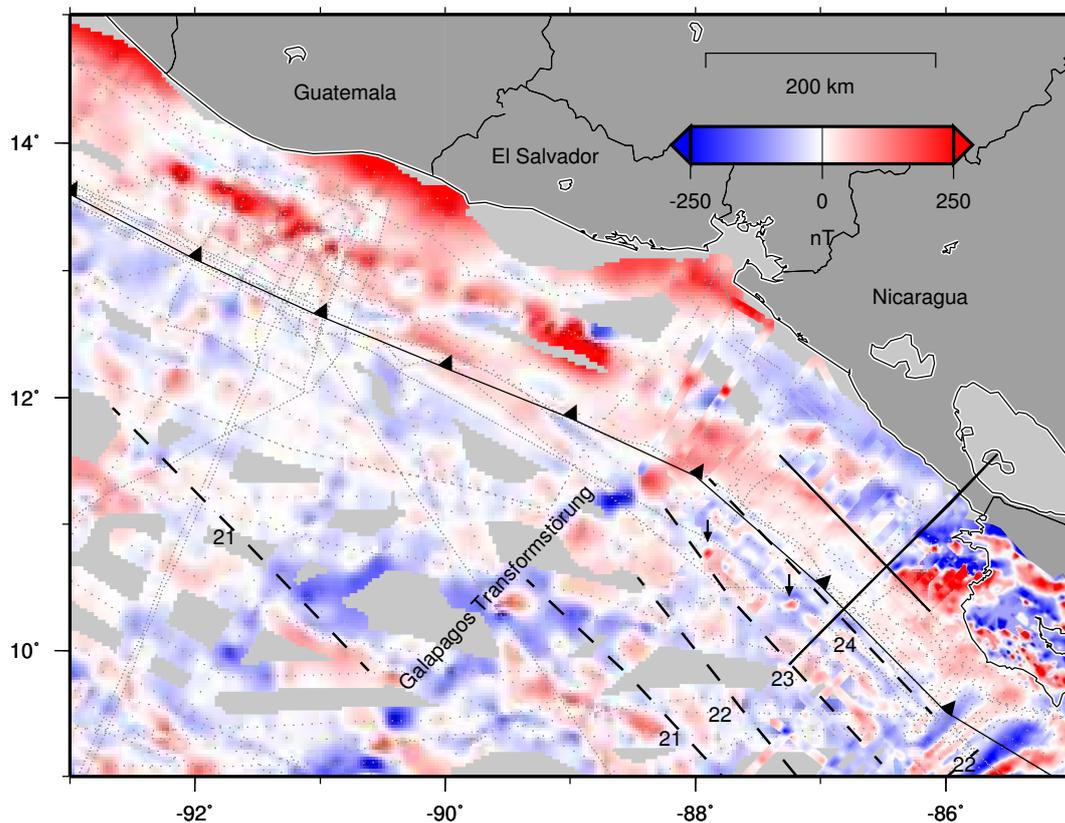


Abbildung 4.5: Die aus dem NGDC Datensatz (Punkte) erstellte Karte der Anomalien der erdmagnetischen Totalintensität wird vor Nicaragua und Costa Rica von der detaillierteren Karte [Barckhausen & Ranero, 2003] überlagert. Die bekannten Isochronen in Mio. Jahren [Wilson, 1996; Barckhausen et al., 2001] sind gestrichelt eingezeichnet. Die Pfeile markieren große Seamounts. Die in dieser Arbeit behandelten Profile sind markiert.

4.3.1 Kurze Betrachtung der Anomalienkarte

Zunächst fallen die deutlichen magnetischen Anomalien landwärts der Subduktionsfront auf, die im Kapitel 7 diskutiert werden. Trotz der eingezeichneten Isochronen auf der ozeanischen Kruste sind die zu erwartenden linearen Anomalien kaum zu erkennen. Lediglich vor Nicaragua (zwischen den Isochronen von 23 und 24 Mio. Jahren) sowie dem angrenzenden Costa Rica (parallel zum 22 Mio. Jahre Isochron) sind solche linearen Anomalien deutlicher zu erkennen. Sie lassen sich auch noch bis zu 30 km landwärts der Subduktionsfront verfolgen. Die beiden kleinräumigen positiven Anomalien vor Nicaragua (Pfeile) werden durch über 1,5 km hohe Seamounts verursacht. Die Grenze zwischen der EPR und CNCS generierten Kruste vor Costa Rica ist durch den unterschiedlichen Verlauf der magnetischen Anomalien gut zu erkennen. Der Grund für diese deutlichere Abbildung liegt in der größeren Profildichte sowie der detaillierteren Bearbeitung der hier benutzten Daten [Barckhausen & Ranero, 2003]. Im Gegensatz dazu verlaufen nur wenige Profile in teilweise großen Abständen über die restliche ozeanische Platte. Zudem besitzen die magnetischen Anomalien der am EPR erzeugten Kruste in diesem Bereich nur eine geringe Amplitude und sind schwer zu identifizieren [Wilson, 1996]. Daher sind hier die starken Anomalien von bis zu 350 nT entlang der ehemaligen Galapagos Transformstörung besonders auffällig. Der Grund hierfür können geochemische Variationen wie z. B. besonders FeTi-reiche Basalte sein, wie sie an propagierenden Riffen gefunden werden [Christie & Sinton, 1981] oder basaltische In- und Extrusionen entlang der Schwächezone. Junge Basaltextrusionen besitzen eine sehr hohe remanente Magnetisierung [Fujiwara & Fujimoto, 1998] die jedoch mit der Zeit zurück geht, weshalb wahrscheinlich mit zunehmendem Krustenalter die Intrusionen der Unterkruste die magnetischen Anomalien dominieren [Tivey, 1996]. Die Spuren der Clipperton und Siqueiros Transformstörungen auf der Cocos Platte zeichnen sich ebenfalls als starke magnetische Anomalien ab (siehe z. B.: http://pubs.usgs.gov/sm/mag_map/mag_s.pdf) und Untersuchungen belegen hier entlang der aktiven Transformstörungen magmatische Aktivitäten aufgrund von Dehnungs- und Kompressionstektonik [Pockalny et al., 1997], den sogenannten „Leaky Transform Faults“. Die Spur der Galapagos Transformstörung wurde 1982 beschrieben [Mammerickx & Klitgord, 1982] und 1996 identifiziert [Wilson, 1996], ist aber in einigen späteren Publikationen nicht verzeichnet [Protti et al., 1994; Barckhausen et al., 1998]. Nach der Interpretation von Wilson [1996] endete diese Transformstörung zu Beginn von Chron 5B, was nach der geomagnetischen Zeitskala von Cande & Kent [1995] einem Alter von 14,8 Mio. Jahren entspricht. Das wiederum passt sehr gut zu einer Verlagerung des CNCS nach Süden vor etwa 14,7 Mio. Jahren [sogenanntes CNS-3, Meschede & Barckhausen, 2000; Barckhausen et al., 2001], die durch eine Interaktion mit dem Galapagos Hot Spot erklärt wird.

5

Interpretation der seismischen Steilwinkeldaten

Zunächst wird das Profil NIC-20 behandelt, das sich von der ozeanischen Kruste über den Tiefseegraben und den angrenzenden Kontinentalhang bis kurz vor die Küste erstreckt. Danach erfolgt eine kurze Beschreibung des Profils NIC-125, das im Bereich der Schelfkante verläuft und somit auch Variationen quer zur Subduktionsrichtung erfasst. Dieses Profil wurde von K. McIntosh bearbeitet, aber da es auch für die Modellierung des Refraktionsprofils benutzt wird (siehe Kapitel 6.1), erfolgt hier eine kurze Darstellung.

5.1 Das Profil NIC-20 über die Subduktionszone

Im folgenden wird das Profil NIC-20, gegliedert in den Bereich der ozeanischen Kruste, den Kontinentalhang sowie den Schelfbereich, detailliert dargestellt und untersucht.

5.1.1 Die ozeanische Platte

5.1.1.1 Die ozeanischen Sedimente

Die Abbildung 5.1 gibt einen Überblick von dem etwa 76 km langem Profilabschnitt über die ozeanische Kruste. Die Sedimente sind aufgrund ihrer deutlichen Schichtung gut zu erkennen. Sie überlagern die basaltische Kruste, die auf die zunehmende Biegung bei der Annäherung an den Tiefseegraben mit zahlreichen Abschiebungen reagiert. Die Mohorovičić (Moho) Diskontinuität zwischen der Kruste und dem Mantel ist im ungestörten Teil des Profils gut zu erkennen. Hier sind im Mantel - außerhalb des durch Klammern markierten Bereichs mit Störsignalen - einige zumeist landwärts geneigte Reflektoren zu erkennen.

Die Sedimente auf der ozeanischen Kruste wurden durch die Bohrung 1039 des ODP Legs 170 (siehe Abbildung 3.1), die in nur 100 km Entfernung vom Profil NIC-20 vor der Nicoya Halbinsel liegt, vollständig erbohrt und untersucht. Die hier vorhandene ozeanische Kruste wurde ebenfalls am EPR gebildet. Da sowohl die Zweiweg-Laufzeit der Sedimente von durchschnittlich 0,5 s, als auch deren seismische Abbildung mit einigen markanten amplitudenstarken Reflektoren in der Mitte gut mit den ODP Ergebnissen übereinstimmen, kann von einem vergleichbaren Aufbau der Sedimente ausgegangen werden. Die Bohrung ergab eine 380 m lange Sedimentsektion, bestehend aus einer oberen 180 m mächtigen hemipelagischen und einer unteren 200 m dicken karbonatreichen pelagischen Schicht [Kimura *et al.*, 1997].

5.1. DAS PROFIL NIC-20 ÜBER DIE SUBDUKTIONSZONE

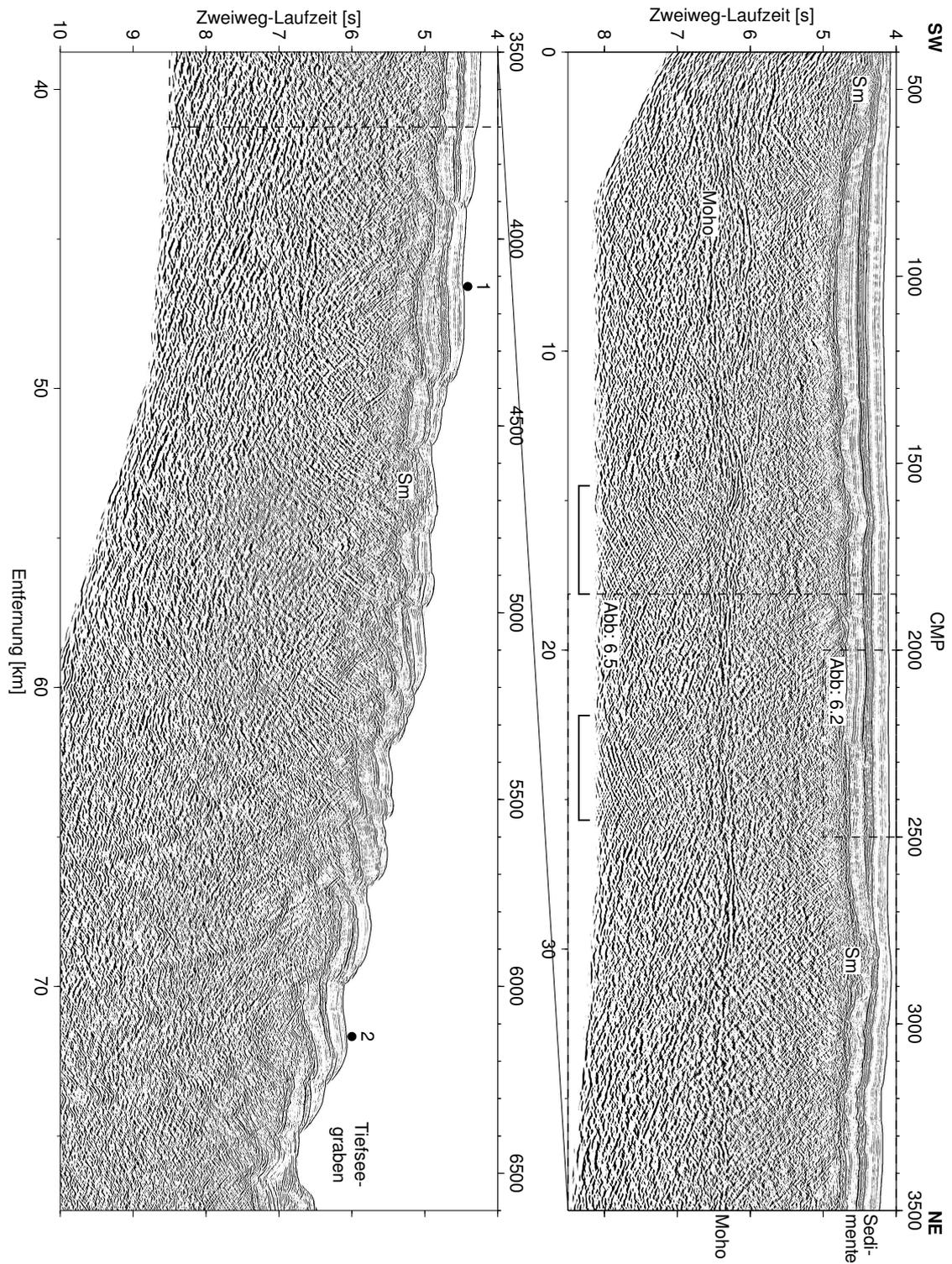


Abbildung 5.1: Der Bereich der ozeanischen Kruste des Profils NIC-20. Markante geologische Strukturen, die Positionen der OBH sowie die Bereiche von Ausschnittsvergrößerungen sind markiert. Eckige Klammern: Bereich mit Störsignalen, Sm: Seamount.

Die an den Bohrkernen gemessenen P-Wellen Geschwindigkeiten variieren nur geringfügig zwischen 1.535 und 1.680 m/s. Die niedrige Durchschnittsgeschwindigkeit von etwa 1.570 m/s kann durch die hohe Porosität von 60–80 % erklärt werden. Synthetische Seismogramme zeigen, dass die markanten amplitudenstarken Reflektoren in der Mitte der Sedimentsektion nicht durch Geschwindigkeits-, sondern durch Dichteveränderungen verursacht werden und die Oberkante der pelagischen Schicht markieren [Kimura *et al.*, 1997]. Demgegenüber zeigen die anderen Bereiche der Sedimentsektion nur schwache und mäßig kohärente Reflektoren, so dass die markanten Reflektoren einen guten Leithorizont darstellen. Altersdatierungen aufgrund der in den Bohrkernen enthaltenen Mikrofossilien ergeben für den oberen starken Reflektor ein Alter von 8 ± 1 Mio. Jahren. Eine genaue Betrachtung der Sedimente vor der Biegung der ozeanischen Platte zeigt, dass nur die untere hemipelagische Sektion durch Störungen betroffen ist, während die oberen pelagischen Sedimente eine gleichmäßigere Schichtmächtigkeit und Struktur besitzen (siehe Abbildung 5.2). Silver *et al.* [2004] vermuten als Grund hierfür eine tektonische Aktivität vor 8–10 Mio. Jahren durch die Kollision des Cocos Rückens mit Mittelamerika. Untersuchungen der Vulkanite in Nicaragua [Plank *et al.*, 2002] und Costa Rica [Abratis & Wörner, 2001] zeigen tatsächlich deutliche Variationen in diesem Zeitraum, die entweder mit der Kollision des Cocos Rückens, oder durch das Schließen des Panama-Seeweges erklärt werden. Andererseits ergeben Isotopenmessungen an Mikrofossilien aus Bohrkernen ein Alter von 4,2–4,6 Mio. Jahren für die Schließung des Panama-Seeweges [Gussoni *et al.*, 2004] und Altersdatierungen ergeben zusammen mit thermochronologischen Untersuchungen ein Alter von 5–7 Mio. Jahren für den Beginn der Subduktion des Cocos Rückens [Graefe *et al.*, 2002]. Wegen dieser nicht übereinstimmenden Altersangaben und da diese ozeanische Kruste vor 8 Mio. Jahren noch über 500 km vom Tiefseegraben entfernt war, ist eine andere Ursachen für die Störungen wahrscheinlich. Die bisherigen plattentektonischen Rekonstruktionen der Cocos Platte und des East Pacific Rise [Mammerickx & Klitgord, 1982; Meschede & Barckhausen, 2000; Barckhausen *et al.*, 2001] ergeben jedoch keine besondere tektonische Aktivität vor 8 Mio. Jahren. Der Wechsel in der Sedimentzusammensetzung kann durch den Transport der ozeanischen Kruste in eine andere Tiefenströmung (North Equatorial Countercurrent) und/oder das Unterschreiten der Kalzit-Kompensationstiefe (Calcite Compensation Depth, CCD) erfolgt sein [Pisias *et al.*, 1995].

5.1.1.2 Die Seamountverteilung

Die ersten durch die Biegung der ozeanischen Kruste verursachten Verwerfungen in den Sedimenten treten etwa 43 km vor dem Tiefseegraben (CMP 3.020) auf. Die Sprunghöhe an diesen Halbgräben nimmt zum Tiefseegraben hin zu und die Sedimentmächtigkeit an ihren Kanten ist teilweise stark reduziert (z. B. CMP 5.700–5.800). Auffällig ist die große Anzahl von Seamounts entlang des Profils. So wird um die CMP 500, 2.800 und 4.700 jeweils ein Seamount angeschnitten und ist in den Sedimenten gut sichtbar (Markierung „Sm“ in Abbildung 5.1). Ein vierter Seamount ist bereits unter den Kontinentalhang

5.1. DAS PROFIL NIC-20 ÜBER DIE SUBDUKTIONSZONE

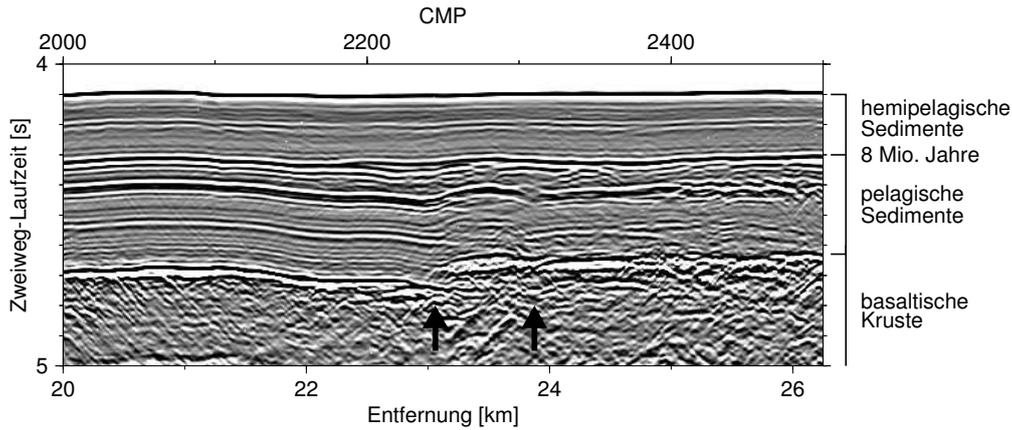


Abbildung 5.2: Ausschnitt aus dem Profil NIC-20 (siehe Abbildung 4.1) mit den ozeanischen Sedimenten. Die Pfeile markieren Störungen in der pelagischen Sektion.

subduziert und seine Flanke befindet sich unterhalb des OBH-5 (siehe Abbildung 4.1). Der bereits in der Abbildung 2.3 gezeigte geringe Wärmestrom auf der EPR generierten ozeanischen Kruste wird durch eine überdurchschnittliche Permeabilität in der oberen ozeanischen Kruste in Verbindung mit Seamounts erklärt [Fisher et al., 2003a]. Da die Meeresbodensedimente eine sehr geringe Permeabilität besitzen, können Seamounts als Zu- und Abflüsse für eine effektive hydrothermale Zirkulation in der ozeanischen Kruste dienen [Fisher et al., 2003b]. Außerdem beeinflussen Seamounts nach ihrer Subduktion das Verhalten der seismogenen Zone, wie es bereits in den Kapiteln 2.3.2 und 2.3.3 beschrieben wurde. Daher wird hier der umfassende bathymetrische Datensatz genutzt, um die Seamountdichte auf der EPR generierten Kruste vor Nicaragua zu bestimmen und sie mit anderen Messungen zu vergleichen. Dazu wurde zunächst mit Hilfe der partiellen Ableitung der maximale Neigungswinkel des Meeresbodens bestimmt (siehe Abbildung 5.3), um zusammen mit den seismischen Profilen der EW 00-05 Messfahrt die Seamounts zu identifizieren. Anschließend erfolgte ihre Höhenbestimmung durch eine Darstellung der Tiefenlinien und der Berücksichtigung der etwa 400 m mächtigen Sedimentschicht.

Die durchschnittliche Anzahl von Seamounts mit einer Höhe $\geq H$ kann durch die exponentielle Funktion

$$S(H) = s_0 e^{-\beta H} \quad (5.1)$$

angenähert werden [Smith & Jordan, 1987]. Die Werte von s_0 und β werden durch eine exponentielle Regression ermittelt (siehe Abbildung 5.4). Da die Sedimente Seamounts bis zu einer Höhe von etwa 400 m verdecken, werden nur Seamounts ab einer Gesamthöhe von 500 m für die Berechnung berücksichtigt. Damit ergibt sich:

$$s_0 = 150,104$$

$$\beta = 2,69 \text{ km}^{-1}$$

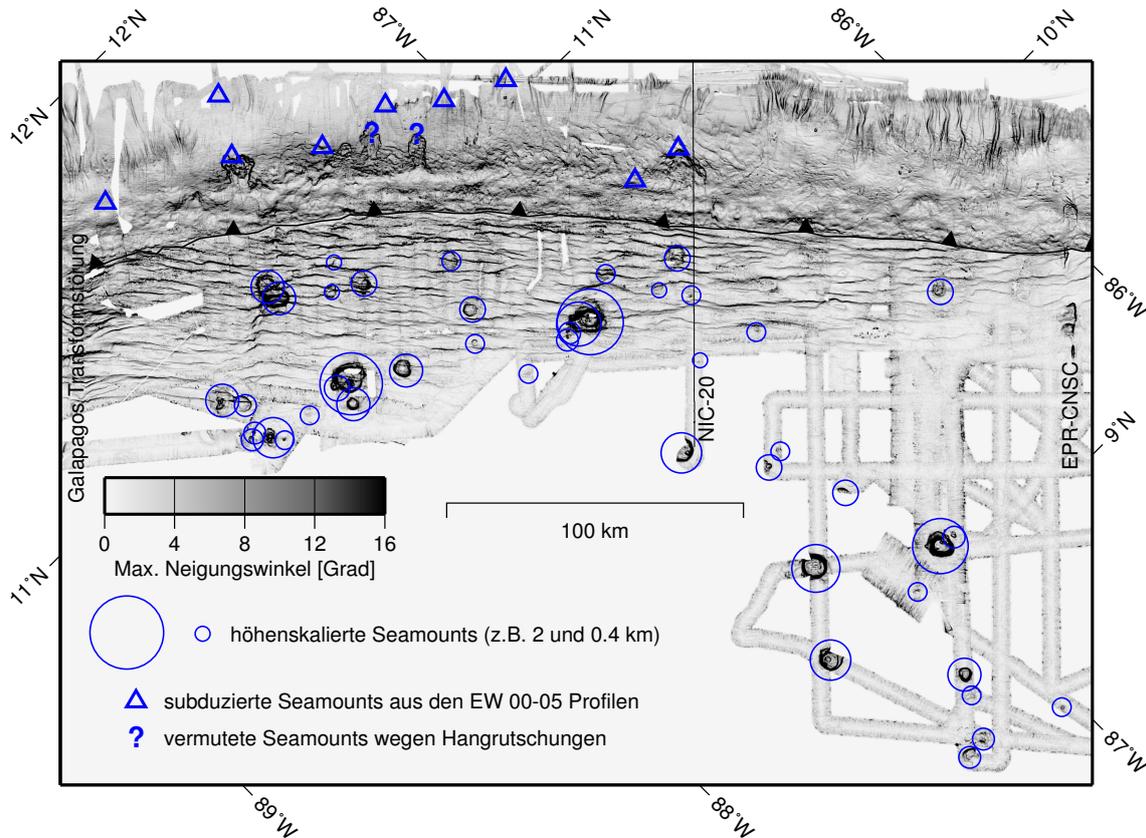


Abbildung 5.3: Abbildung des maximalen Neigungswinkels des Meeresbodens zwischen der Spur der Galapagos Transformstörung und der EPR-CNRC Tripelspur mit einer höhenskalierten Darstellung der Seamounts.

mit einem Fehler von etwa 10 %. Die Fläche der ozeanischen Kruste zwischen der Spur der Galapagos Transformstörung und der EPR-CNRC Tripelspur ergibt sich mit Hilfe des bathymetrischen Datensatzes aus dem Produkt aller besetzten Gitterzellen mit der Gitterzellengröße zu 26.411 km^2 ($\pm 4\%$), wobei die nicht betrachteten Gebiete zuvor entfernt wurden. Bezogen auf 1.000 km^2 ergibt sich somit:

$$S(H) = 5,68 e^{-2,69 \text{ km}^{-1} H} \quad (5.2)$$

Der damit berechnete Wert von $1,94 (\pm 0,27)$ Seamounts ($\geq 400 \text{ m}$) pro 1.000 km^2 ist deutlich größer als die Durchschnittswerte für den Pazifischen Ozean von $1,36 (\pm 0,29)$ [Smith & Jordan, 1988] bzw. $1,44 (\pm 0,25)$ [Abers et al., 1988] Seamounts ($\geq 400 \text{ m}$) / 10^3 km^2 . Vergleichbare hohe Werte von $1,84 (\pm 0,19)$ [Scheirer et al., 1996] bzw. $2,55 (\pm 0,65)$ [Bemis & Smith, 1993, Tabelle 6, Gebiet III] Seamounts ($\geq 400 \text{ m}$) / 10^3 km^2 werden nur für schnell spreizende Kruste in der Umgebung von Hot Spots gefunden, da die Anzahl von Seamounts mit der Spreizungsgeschwindigkeit zunimmt [Scheirer & Macdonald, 1995]. Die nördlich der Spur der Galapagos Transformstörung anschließende Kruste vor El Salvador und Guatemala wurde 2003 durch

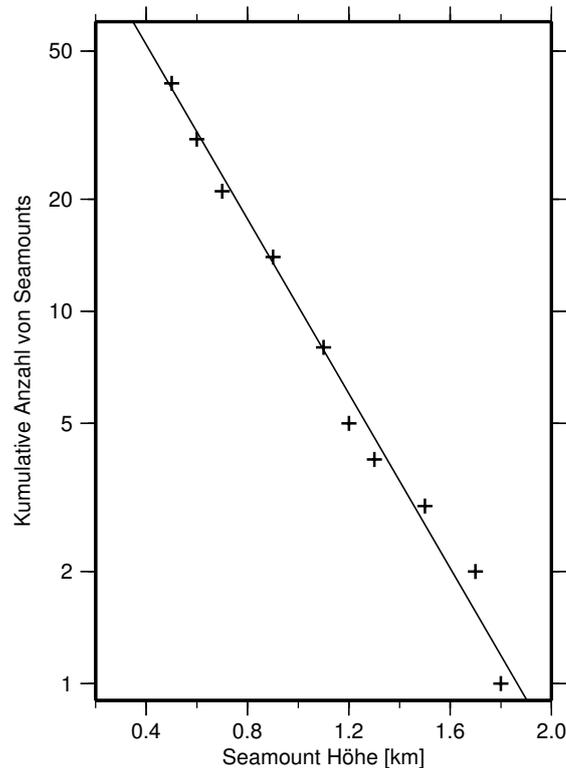


Abbildung 5.4: Halblogarithmische Darstellung der Anzahl von Seamounts gegen die Mindesthöhe der Seamounts und die daraus ermittelte exponentielle Regression.

die RV SONNE Messfahrt SO 173-2 „Seduction“ vermessen. Die hier vorhandenen Seamounts haben meistens keine konische Form, sondern sind längliche Strukturen die sich maximal einige 100 m über die Sedimente erheben und deren Anzahl um den Faktor 5–10 geringer ist (W. Weinrebe, persönliche Mitteilung). Daher ist hier keine Seamountstatistik möglich. Die am CNSC gebildete Kruste südlich des Untersuchungsgebietes wurde vom Galapagos Hot Spot überprägt (siehe Abbildung 3.1) und besitzt zahlreiche große Seamounts bis etwa 2000 m Höhe, Plateaus und Rücken, aber die Anzahl mittelgroßer und kleiner Seamounts ist zu gering für eine zuverlässige Statistik. Die damals gleichzeitig am EPR gebildete Kruste auf der Pazifischen Platte wurde 2004 durch die Messfahrt SO 180 „Central“ der RV SONNE erfasst. Wie bei dem nördlich angrenzenden Krustenteil ist auch hier die Anzahl der Seamounts und deren maximale Höhe deutlich geringer als im Untersuchungsgebiet (U. Barckhausen, persönliche Mitteilung). Damit ergibt sich eine sehr hohe Seamountdichte auf dem Krustensegment vor Nicaragua, während die angrenzende EPR Kruste im Norden und die zeitgleich am EPR gebildete Kruste der Pazifischen Platte eine um den Faktor 5–10 geringere Anzahl von Seamounts aufweisen. Zwar gibt es an ozeanischen Rücken Bereiche mit einer ungleichen Seamount Verteilung auf den gegenüberliegenden Krustensegmenten [Scheirer *et al.*, 1998], jedoch nicht in der hier bestimmten Größenordnung. Eine Unter-

suchung der Seamount-Verteilung am EPR von 8°–17° N ergab eine um den Faktor 1,4 erhöhte Anzahl von Seamounts auf der Pazifischen Platte gegenüber der Cocos Platte [Scheirer & Macdonald, 1995], also das Gegenteil zur hier beobachteten Häufigkeitsverteilung. Außerdem können Seamounts mit einer Höhe von bis zu 1,8 km nur auf dicker und damit älterer ozeanischer Lithosphäre gebildet werden. Zudem belegt die teilweise entgegengesetzte Magnetisierung der Seamounts zur umgebenden ozeanischen Kruste ihre spätere Entstehung (siehe Pfeile in Abbildung 4.5). Transformstörungen hingegen wurden bereits bei anderen Messungen als abrupte Grenze für die Häufigkeit von Seamounts beobachtet [Smith & Jordan, 1988; Bemis & Smith, 1993]. Die am CNSC gebildete Kruste vor Costa Rica wurde vom Galapagos Hot Spot überprägt und besitzt zahlreiche große vulkanische Aufbauten auf der bis zu 20 km verdickten Kruste mit einem bis zu 2 km mächtigen extrusiven Layer 2A [Walther, 2003], der normalerweise nur einige 100 m mächtig ist. Die genaue Ausdehnung dieser extrusiven Lava ist nicht bekannt, jedoch wurde bei der Bohrung 1039 (Leg 170) auf der EPR generierten Kruste ein Gabbro Sill mit der geochemischen Signatur des Galapagos Hot Spots erbohrt [Kimura et al., 1997], was den Einfluss dieses Hot Spots bis in über 300 km Entfernung belegt. Zusammengefasst ergibt sich damit eine überdurchschnittlich hohe Anzahl von Seamounts auf der ozeanischen Kruste vor Nicaragua, die teilweise erst in einer größeren Entfernung vom EPR entstanden sind und im Zusammenhang mit dem Galapagos Hot Spot stehen können.

Der niedrige Wärmestrom auf der EPR generierten Platte lässt sich also nicht einfach durch eine größere Anzahl von Seamounts erklären, die einen effektiveren Zu- und Abfluss für ein hydrothermales System in der ozeanischen Kruste ermöglichen sollten. Die große Differenz in der Häufigkeitsverteilung der Seamounts auf der EPR generierten ozeanischen Kruste bei insgesamt niedrigen Wärmestromwerten widerspricht dieser Annahme, zumal auch die zeitgleich am EPR gebildete Kruste der Pazifischen Platte - mit einer geringen Seamount Anzahl - einen niedrigen Wärmestrom besitzt [von Herzen & Uyeda, 1963; Sclater et al., 1976]. Außerdem zeigt die am CNSC gebildete Kruste vor Costa Rica trotz zahlreicher vulkanischer Strukturen einen normalen Wärmestrom. Auch die mit der Zeit abnehmende Permeabilität kann bei einem Krustenalter von 15 bis 26 Mio. Jahren am Tiefsee-graben nicht für den unterschiedlichen Wärmestrom verantwortlich sein, da eine hydrothermale Aktivität bis zu einem Alter von mindestens 65 Mio. Jahren möglich ist [Fisher & Becker, 2000] und der niedrigste Wärmeffluss mit dem vermutlich stärkeren hydrothermalen System bei der älteren Kruste vor El Salvador und Nicaragua auftritt. Daher kann als primäre Ursache für den niedrigen Wärmestrom eine ungewöhnlich hohe Permeabilität in der am EPR gebildeten ozeanischen Kruste vermutet werden. Demgegenüber hat die am CNSC generierte Kruste wahrscheinlich eine durchschnittliche Permeabilität, oder die spätere Überprägung durch den Galapagos Hot Spot durch In- und Extrusionen und die tektonische Beanspruchung haben die Permeabilität reduziert [Fisher et al., 2003a]. Die Vermutung, dass die Permeabilität der ozeanischen Kruste mit der Spreizungsgeschwindigkeit zunimmt

[Fisher et al., 2003a] kann hier nicht bestätigt werden, da die am CNSC gebildete Kruste die sich heute vor der Nicoya Halbinsel befindet mit einer Spreizungsgeschwindigkeit von 9,5 cm/a gebildet wurde [Barckhausen et al., 2001] und sich damit nicht stark von der EPR generierten Kruste vor Nicaragua mit einer Spreizungsrate von etwa 12 cm/a unterscheidet. Die Frage warum eine größere Seamounthäufigkeit keinen stärkeren Einfluss auf die Effizienz des hydrothermalen Systems hat kann noch nicht befriedigend beantwortet werden.

5.1.1.3 Die Krustenmächtigkeit

Die seismische Sektion zeigt im seewärtigen Teil des Profils - im CMP-Bereich von 400–4.200 - Reflexionen in der ozeanischen Kruste und im Mantel. Danach überdecken Seitenreflexionen und Diffraktionen von den Verwerfungen, die bei der Biegung der ozeanischen Kruste entstehen, eine Abbildung dieser tieferen Schichten. Während ein Profilnetz über 15 Mio. Jahre alter Kruste beim Leg 206 - die am selben Rückensegment gebildet wurde - nur diffuse Mohoreflexion zeigt [Hallenborg et al., 2003], ist bei dieser 24 Mio. Jahre alten Kruste die Moho als deutlicher Reflektor im Bereich von 6,5 s gut zu erkennen. Dieser Unterschied stimmt gut mit einem Profil überein, das in Spreizungsrichtung über die am nördlichen EPR erzeugte Kruste auf der Pazifischen Platte gemessen wurde und eine starke Mohoreflexion im Altersbereich von 18–32 Mio. Jahren aufweist, was mit einer hohen Spreizungsgeschwindigkeit in diesem Zeitraum begründet wird [Eittreim et al., 1994]. Da jedoch die 15 Mio. Jahre alte Kruste mit den diffusen Mohoreflexionen bei einer extrem großen Spreizungsrate von 18–21 cm/a gebildet wurde [Wilson, 1996], erscheint diese Begründung hier nicht plausibel.

Die Laufzeit in der ozeanischen Kruste von $1,6 \pm 0,1$ s belegt eine dünne ozeanische Kruste, da ein MCS Profil im Norden der Cocos Platte eine Laufzeit von 2,0 s ergab [Eittreim et al., 1994] und Messungen am EPR - nördlich der Siqueiros Transformstörung - Werte von 1,6–2,5 s liefern [Barth & Mutter, 1996]. Nach den linearen Laufzeit-Krustendicke Relationen von Canales et al. [2003] sowie Barth & Mutter [1996] ergibt sich für eine Laufzeit von 1,6 s eine Krustendicke von etwa 5 km. In dieser Region wurden ähnlich niedrige Werte bei einer früheren Refraktionsmessung vor Nicaragua [5,5 km; Walther et al., 2000] und beim ODP Leg 206 [5,0–5,5 km; Hallenborg et al., 2003] gemessen. Als durchschnittliche Krustenmächtigkeit im Pazifik galt bisher aber $6,48 \pm 0,75$ km für Krustenalter unter 30 Mio. Jahre [White et al., 1992]. Als Grund für die dünne Kruste am Hess Deep (Leg 147, siehe Abbildung 2.2) wird ein durch den Galapagos Hot Spot verarmter Mantel vermutet [Dick & Natland, 1996], der auch für die hier geschilderten Beispiele von dünner Kruste verantwortlich sein kann. Andererseits belegen Untersuchungen am südlichen EPR ähnlich geringe Krustenmächtigkeiten von 5,1–5,7 km [Canales et al., 1998] auch ohne Hot Spot Einfluss, so dass eine Krustenmächtigkeit von 5 km als untere Grenze für normale ozeanische Kruste im Pazifik angenommen werden kann.

5.1.1.4 Die Strukturen im Mantel

Einige deutliche Reflektoren sind zwischen den CMP 500–1.600 in der unteren Hälfte der ozeanischen Kruste sichtbar und vergleichbare Strukturen wurden auch auf der 15 Mio. Jahre alten Kruste am Leg 206 in etwa 700 km Entfernung vom Profil NIC-20 gefunden. Die Herkunft ist unklar und eine mögliche Erklärung ist sowohl ihre Entstehung am Spreizungszentrum als lithologische Schichtung, als auch eine tektonische Verwerfung [Hallenborg *et al.*, 2003]. Unterhalb der Moho sind einige, zumeist landwärts geneigte Reflektoren sichtbar, die sich teilweise in der ozeanischen Kruste fortsetzen (siehe Pfeile in der Abbildung 5.5). Bei einer angenommenen Mantelgeschwindigkeit von 8,0 km/s ergibt sich ein Neigungswinkel von etwa 35° , sowie eine Mindesttiefe von 7 km unterhalb der Moho. Tiefere Einsätze werden von der Multiple der Wassersäule überlagert. Da die geneigten Strukturen auch auf der zweiten Registrierung dieses Profils - das entgegengesetzt aufgezeichnet wurde - zu erkennen sind, handelt es sich hierbei nicht um Artefakte die durch die Datenakquisition oder Datenbearbeitung entstanden sind. Außerdem werden vergleichbare Reflektoren auch auf den benachbarten Parallelprofilen BGR 99-39 und BGR 99-41 in 51 bzw. 13 km Abstand beobachtet [Ranero *et al.*, 2003, Lageplan siehe Abbildung 3.1]. Die Stärke der Mohoreflexion ist etwas größer als die der Reflektoren im Mantel, da Störgeräusche im Bereich der eckigen Klammer zwar die Strukturen im Mantel, nicht jedoch die Moho überdecken. Bisherige Untersuchungen von schnell spreizender Kruste zeigen Reflektoren in der oberen und unteren ozeanischen Kruste, jedoch fast nie im Mantel [Vera *et al.*, 1990; Eittreim *et al.*, 1994; Ranero *et al.*, 1995; Barth & Mutter, 1996]. Lediglich am EPR werden Reflektoren im Mantel gefunden, die jedoch zum Rücken hin geneigt sind, nicht tiefer als 0,4 s Zweiweg-Laufzeit in den Mantel reichen und nur in der Nähe des Spreizungszentrums beobachtet werden. Als Ursache dafür werden magmatische Schmelzen vermutet [Barth *et al.*, 1991]. Seismischen Profile auf der ungestörten Kruste am Leg 206 die mit dem gleichen Forschungsschiff und der selben seismischen Ausrüstung registriert wurden zeigen keine Strukturen im Mantel [Hallenborg *et al.*, 2003]. Daher wird die Biegung der ozeanischen Platte vor der Subduktion als Verursacher der Reflektoren im Mantel angesehen [Ranero *et al.*, 2003]. Bei dieser tektonischen Beanspruchung werden alte Verwerfungen, die bei der Bildung der ozeanischen Kruste entstanden reaktiviert und erweitert, da die Paläospreizungsrichtung quer zum Tiefseegraben verläuft. Entlang dieser Störungszonen kann nun Meerwasser in die dünne Kruste und den Mantel eindringen, was durch die hydrothermale Zirkulation in der oberen Kruste unterstützt wird. Durch eine Hydratisierung wird der Peridotit im Mantel in Serpentin umgewandelt, der je nach Serpentinisierungsgrad mit seiner P-Wellen Geschwindigkeit von 4,7–8,1 km/s und Dichte von 2,5–3,3 g/cm³ [Carlson & Miller, 2003] einen deutlichen Impedanzkontrast zum nicht serpentinisierten Mantel besitzt. Damit lassen sich die deutlichen Reflektoren im Mantel erklären, während die geringere Reflektivität in der ozeanischen Kruste auf die schlechtere Hydratisierbarkeit von Basalt und Gabbro zurückgeführt werden kann. Alternativ können auch Fluide in den

5.1. DAS PROFIL NIC-20 ÜBER DIE SUBDUKTIONSZONE

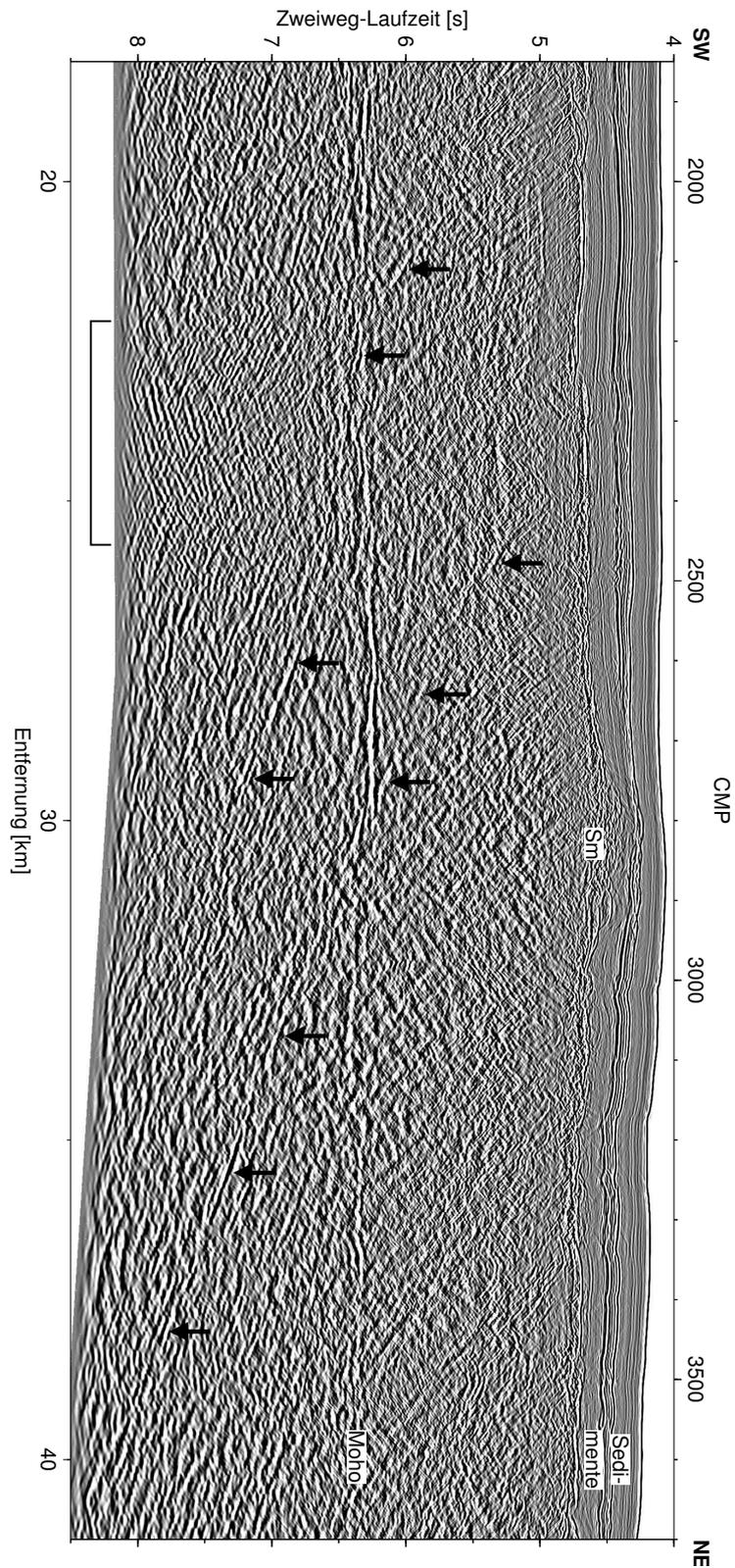


Abbildung 5.5: Ausschnitt aus dem Profil NIC-20 (siehe Abbildung 4.1). Die Pfeile markieren Störungen, die vom Mantel bis in die Kruste reichen. Eckige Klammer: Bereich mit Störsignalen, Sm: Seamount.

Verwerfungszonen die gut sichtbaren Reflektoren im Mantel verursachen, was jedoch die Frage aufwirft warum sich diese nicht auch in der Kruste zeigen. Ein hydratisierter ozeanischer Mantel hat starke Auswirkungen auf die Subduktion, da die Dehydratisierung Fluide für die Magmengenerierung freisetzt und durch die Erzeugung von Porenwasserüberdruck die Generierung von Erdbeben in größeren Tiefen ermöglicht [Peacock, 2001; Ranero *et al.*, 2005]. Während sich die Parallelprofile BGR 99-39 und BGR 99-41 maximal 33 km vom Tiefseeegraben auf die ozeanische Kruste erstrecken, überdeckt das Profil NIC-20 76 km und erfasst damit neben der stark gebogenen Kruste auch noch einen fast ungestörten Bereich der Kruste. Der Grund für die ungenügende Abbildungsqualität der ozeanischen Kruste des Profils NIC-20 in der Nähe des Tiefseeegrabens ist nicht bekannt. Da eine ähnliche Datenbearbeitung angewandt wurde, scheidet diese als Ursache aus. Die beiden Profile BGR 99-39 und BGR 99-41 wurden mit einem modernen Schiff der kommerziellen Seismikexploration registriert, das einen stärker senkrecht fokussierten Airgun-Array benutzte, durch den die störenden Seiteneffekte reduziert wurden. Ausserdem besitzen diese beiden Linien einen engeren CMP Abstand von 6,25 m, statt der 12,50 m für das Profil NIC-20. Dafür zeigt dieses Profil aber, dass die Mantelreflektoren schon unter der ungestörten Kruste erscheinen und somit weiter seewärts als bisher vermutet. Da aber auch dieses Profil nicht lang genug ist um den Anfang dieser Strukturen zu erfassen, kann spekulativ der Bereich der Plattenflexur von etwa 240 km [Levitt & Sandwell, 1995], oder die Ausdehnung der Schwereanomalie von etwa 160 km (siehe Abbildung 2.6) als maximale Grenze vermutet werden.

5.1.2 Der Kontinentalhang

5.1.2.1 Die Hangsedimente

In der Abbildung 5.6 ist der etwa 55 km lange Bereich des Kontinentalhangs vom Profil NIC-20 dargestellt. Die Sedimente sind zusammen mit den markantesten Verwerfungen in der Abbildung 5.7 vergrößert wiedergegeben. Die Unterkante der Sedimente wird durch den BOSS (Bottom Of Slope Sediments) Reflektor gebildet, der wegen seiner teilweise sehr rauhen Struktur manchmal auch als „Rough Surface“ bezeichnet wird. Diese Rauheit wird hauptsächlich durch die starke tektonische Beanspruchung des seewärtigen Margin Wedges infolge der Subduction Erosion verursacht, da die Grenzfläche landwärts immer glatter wird. Die zum BOSS Reflektor parallele Schichtung der ältesten Hangsedimente (z. B. CMP 8.400–9.100) und die in das Margin Wedge reichenden Verwerfungen belegt eine tektonische Aktivität nach der Sedimentation.

Die Laufzeit in den Sedimenten variiert zwischen 0,3 s am Fuß des Kontinentalhangs und bis zu 2,8 s im angrenzenden Schelfbereich. Während im oberen Teil der Sedimente eine deutliche, wenn auch durch Verwerfungen versetzte Schichtung zu erkennen ist, so zeigt der untere Bereich nur wenige kohärente Reflektoren und ist

5.1. DAS PROFIL NIC-20 ÜBER DIE SUBDUKTIONSZONE

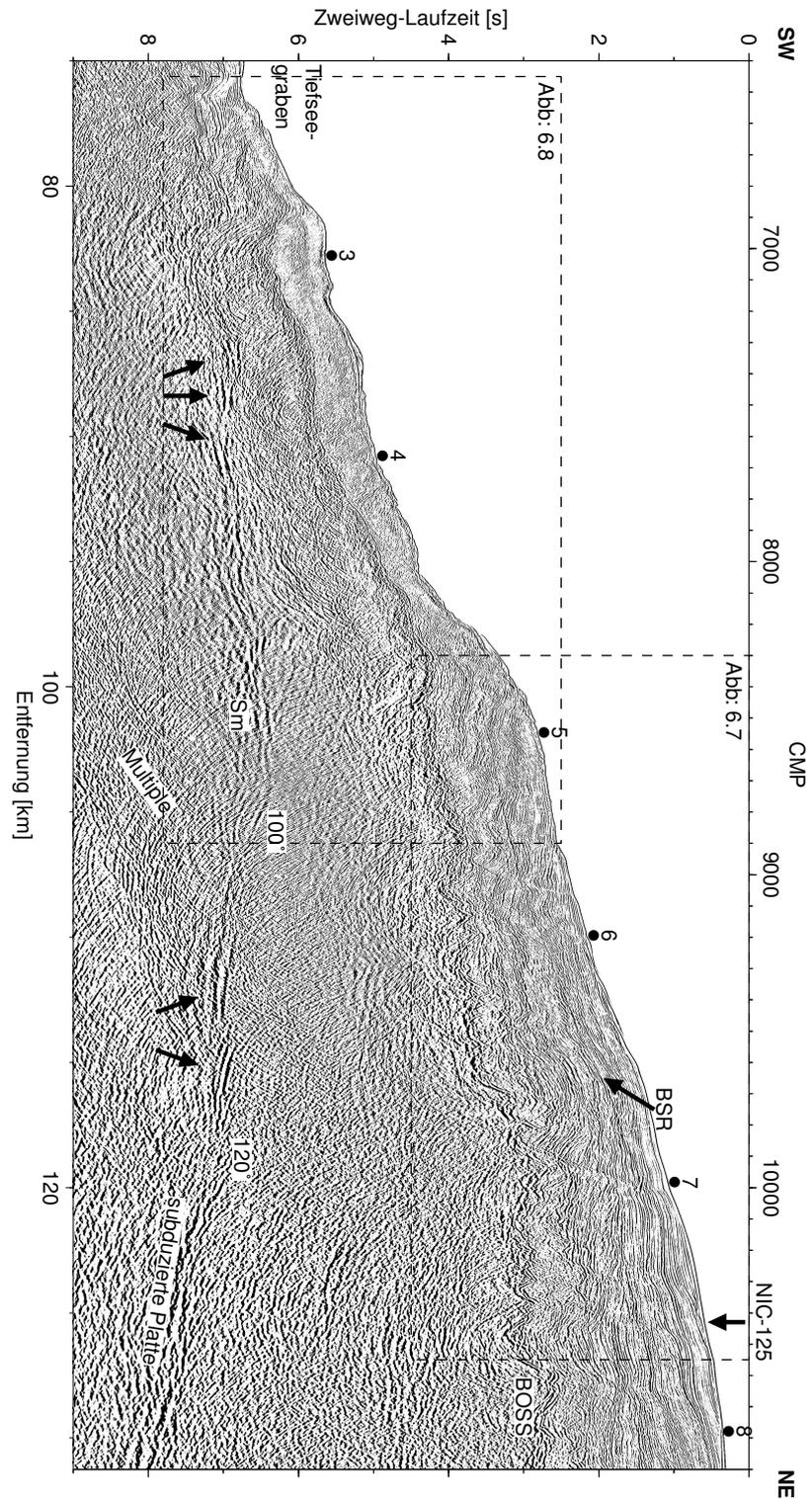


Abbildung 5.6: Der Bereich des Kontinentalhangs vom Profil NIC-20. Markante geologische Strukturen, die Positionen der OBH, der Kreuzungspunkt mit dem Profil NIC-125 sowie die Bereiche von Ausschnittsvergrößerungen sind markiert. Temperaturberechnung siehe Text. BOSS: Bottom Of Slope Sediments, BSR: Bottom Simulating Reflector, Sm: Seamount.

allgemein deutlicher gestört. Dieses wird sowohl durch Massenverlagerungen wie z. B. Bodenkriechen [Baltuck *et al.*, 1985], als auch durch die erwähnte tektonische Beanspruchung des Margin Wedges verursacht. Daher sind die tiefen, bis in das Margin Wedge reichenden Verwerfungen schlechter zu erkennen als die Störungen in den oberen Sedimenten. Die grundlegende Unterteilung der Sedimente stammt aus Aufschlüssen an der Küste

Die detaillierte Untersuchung der Sedimentstruktur eines 120 km nordwestlich liegenden Parallelprofils in Verbindung mit Bohrlochdaten (Argonaut-1, Corvina-1 & 2, siehe Abbildung 3.1) [Ranero *et al.*, 2000, entspricht NIC-80] ergibt, dass die älteren Hangsedimente aus der Obere Kreide bis zum Mittleres Eozän stammen (Rivas und Teile der Brito Formation) und die jüngeren im Pliozän bis Holozän entstanden sind (El Salto Formation). Diese Zweiteilung wird auch durch das dort verlaufende Refraktionsprofil bestätigt, das Geschwindigkeiten von 1,7 bis 2,4 km/s für die oberen Sedimente und von über 3 km/s für die untere Sedimentschicht bestimmt [Walther *et al.*, 2000]. Ein entsprechender Geschwindigkeitssprung wird auch in den Messergebnissen des Bohrlochs Corvina-2 an der Grenze zum Mittleren Eozän gefunden und mit den dort erbohrten verkieselten Kalksteinen begründet [Duarte *et al.*, 1990]. Das entlang der Schelfkante verlaufende Profil NIC-125 (siehe Kapitel 5.2) verbindet beide Profile und erlaubt damit eine Korrelation der Schichtgrenze, die durch schwarze offene Quadrate in der Abbildung 5.7 markiert ist.

Die Verwerfungen zeigen zumeist eine Dehnungsstruktur, vereinzelt ist aber auch eine Kompression zu beobachten (z. B. unterhalb des OBH-6). Dabei belegen die bis an den Meeresboden reichenden Störungen eine anhaltende tektonische Aktivität. Besonders auffällig sind die landwärts geneigten Verwerfungen an der Schelfkante (CMP 10.700–11.300), die hier eine deutliche Extension anzeigen, die durch eine Erosion an der Unterseite des Margin Wedges erklärt wird [Ranero *et al.*, 2000]. Daher kann durch die Lage, Beschaffenheit und Ausdehnung dieses Extensionsbereichs eine grobe Abschätzung der Subduction Erosion erfolgen. Am ODP Leg 170 vor der Nicoya Halbinsel lag die Absenkung durch Erosion in den letzten 5 Mio. Jahren bei 500 m pro 1 Mio. Jahre [Vannucchi *et al.*, 2003] und der Bereich der Extension erstreckt sich hier etwa von 27 bis über 47 km hinter dem Tiefseeegraben [McIntosh *et al.*, 1993]. Bei dem hier bearbeiteten Profil NIC-20 liegt der Extensionsbereich 52–60 km hinter dem Tiefseeegraben und vor Zentral-Nicaragua befindet sich dieser Bereich ungefähr 58–70 km landwärts der Tiefseerinne, wobei hier die Verwerfungen nicht mehr bis zum Meeresboden reichen [Ranero *et al.*, 2000]. Dabei vergrößert sich der Abstand der einzelnen Verwerfungen von 200–500 m vor der Nicoya Halbinsel und auf dem Profil NIC-20 auf durchschnittlich 700 m vor Zentral-Nicaragua. Die individuelle Sprunghöhe liegt im Bereich weniger 10er Meter. Die Abnahme des Extensionsbereichs von 20 über 8 auf 12 km (von Nicoya nach Nicaragua) mit einem zunehmenden Abstand der Verwerfungen und keiner rezenten Aktivität vor Zentral-Nicaragua, deuten auf eine Abnahme der Extension

5.1. DAS PROFIL NIC-20 ÜBER DIE SUBDUKTIONSZONE

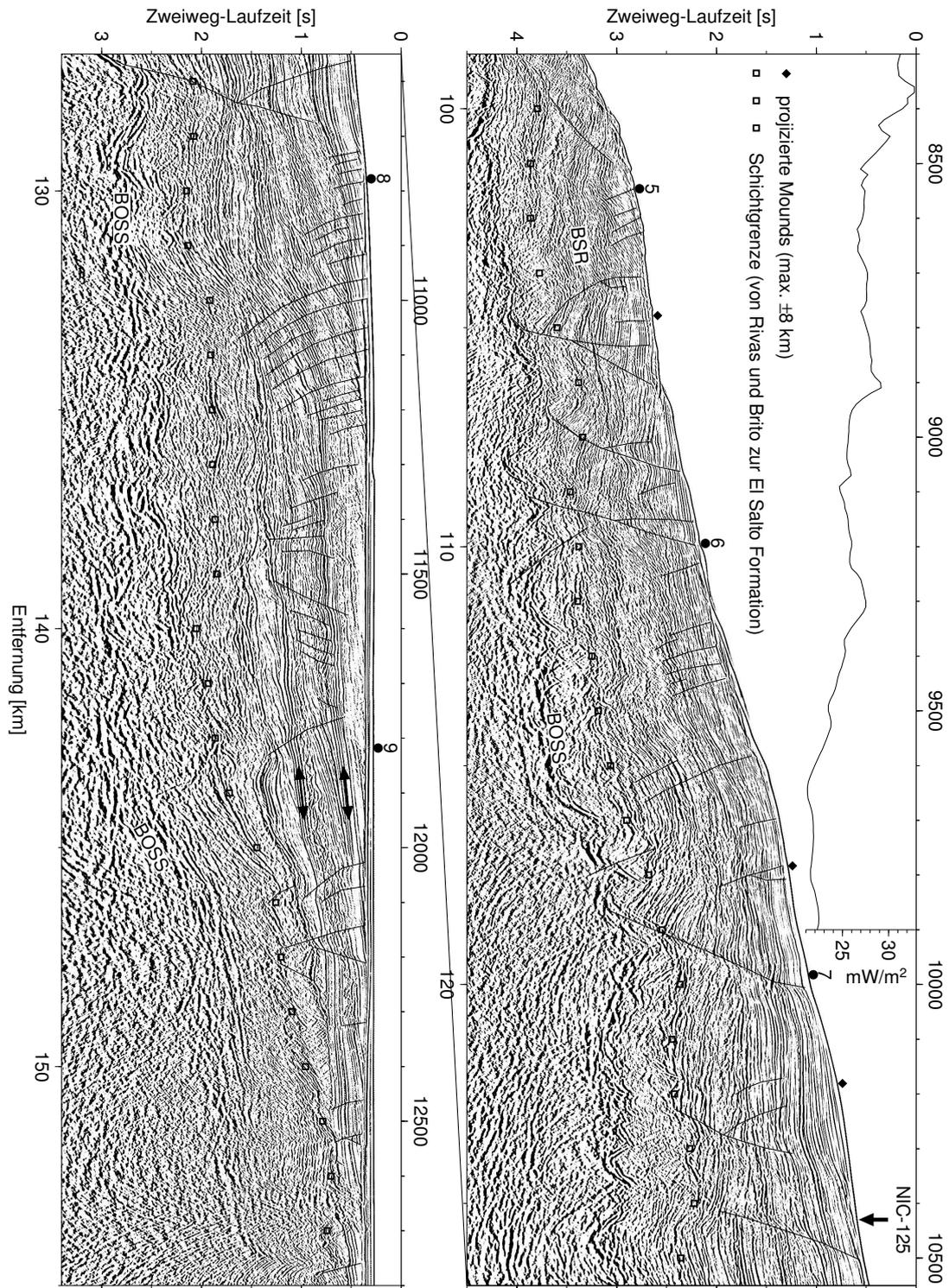


Abbildung 5.7: Die Hang- und Schelfsedimente des Profils NIC-20. Markante Verwerfungen, die Positionen der OBH, projizierte Mounds sowie eine Schichtgrenze sind markiert. Die Kurve zeigt den berechneten Wärmestrom in mW/m^2 . BOSS: Bottom Of Slope Sediments, BSR: Bottom Simulating Reflector.

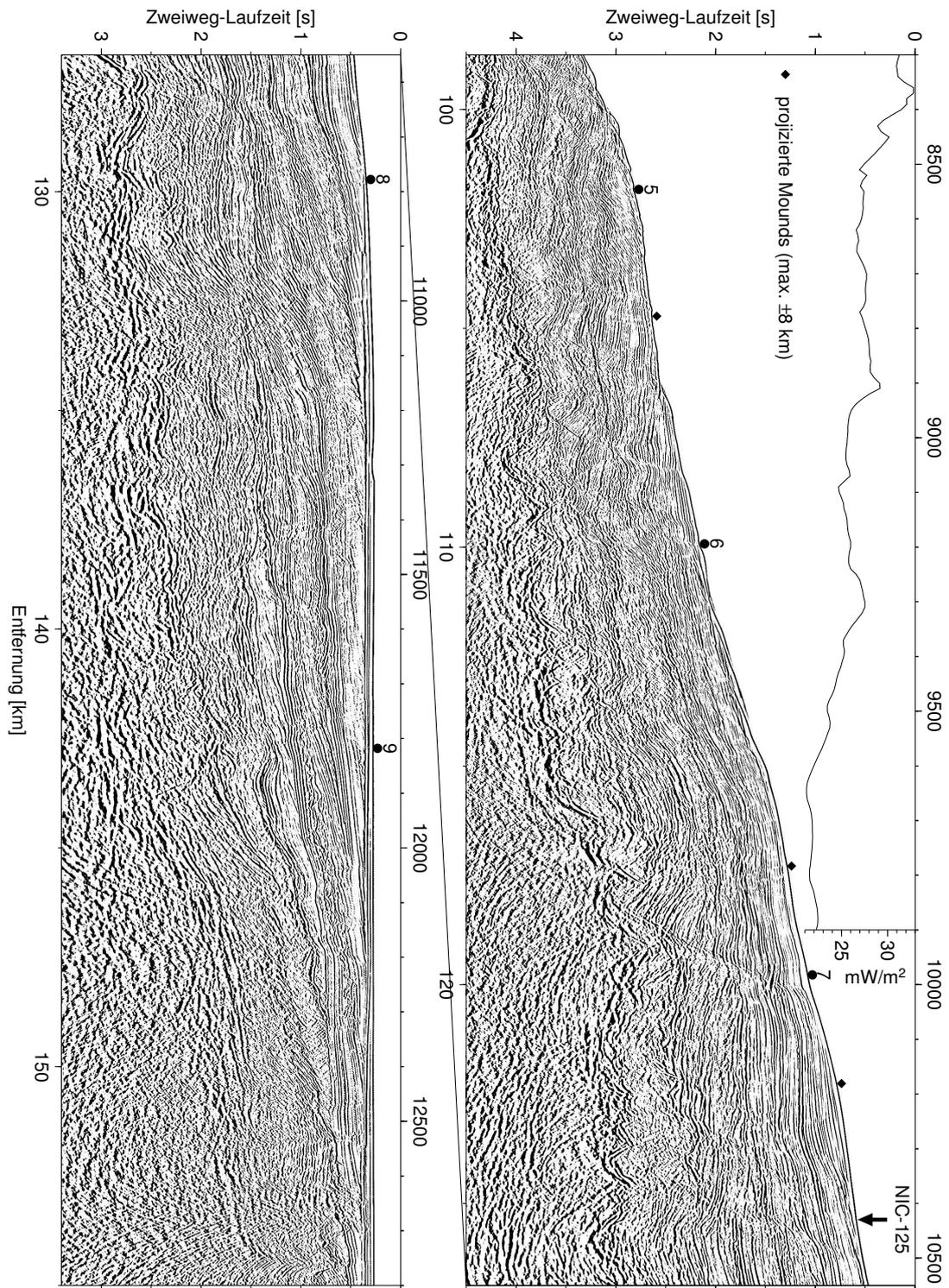


Abbildung 5.7: Die seismische Sektion ohne Markierungen zum Vergleich.

und somit der Subduction Erosion vor Nicaragua hin. Da sich der Abtauchwinkel der ozeanischen Platte in diesem Bereich nur leicht ändert, erscheint dieser als Ursache für die unterschiedliche Extension nicht wahrscheinlich.

Die beiden an ihrer glatten Struktur erkennbaren ehemaligen Schelfoberflächen (schwarze Doppelpfeile in Abbildung 5.7) beweisen eine seewärtige Verlagerung der Schelfkante vom CMP 11.100–11.300 zur heutigen Position beim CMP 10.800, was ebenfalls gegen eine starke Erosion des Margin Wedges spricht. Ihre seewärtige Neigung belegt jedoch eine gewisse Senkung, da die heutige Tiefenlage von ca. 600 m für die jüngere Paläo-Schelfkante (CMP 11.200; 0,8 s) nicht durch Meeresspiegelschwankungen erklärt werden kann. Diese betragen seit dem Miozän maximal -140 bis +80 m [Haq *et al.*, 1987]. Eine deutliche Erosionsdiskordanz ist zwischen diesen seewärts geneigten Schichten und einer dünnen (Laufzeit $\leq 0,1$ s) und fast horizontalen Sedimentschicht, die sich vom OBH-8 an landwärts erstreckt zu erkennen. Da sich diese Struktur auf den südlichen Schelfbereich vor Nicaragua beschränkt, kann sie nicht durch Meeresspiegelschwankungen, sondern nur durch eine Senkung erklärt werden.

Der mit Hilfe des BSR (Bottom Simulating Reflector) berechnete Wärmestrom am Meeresboden in mW/m^2 (Berechnet mit der Formel 5.4, s. u.) ist in der Abbildung 5.7 eingezeichnet. Die allgemeine Tendenz eines landwärts von 33 auf 21 mW/m^2 abnehmenden Wärmestroms wird von einigen lokalen Maxima bei den CMP 8.380, 8.900 und 9.300 überlagert. Diese werden jedoch durch kleine Depressionen in der Bathymetrie (Erosionskanäle und Rutschungen) verursacht und sind somit ein Artefakt der benutzten 1-dimensionalen Wärmeleichung. Eine Beeinflussung des Wärmestroms durch eine mögliche Fluidzirkulation in den Verwerfungen ist entlang dieses Profils nicht zu erkennen. Die auf die Linie NIC-20 projizierten Mounds (schwarze Rauten) erlauben ebenfalls keine eindeutige Zuordnung zu den Verwerfungen. Da die Verwerfungen nicht senkrecht zum Profil verlaufen müssen, wird eine Korrelation mit zunehmendem Abstand schwierig. Beispiele dafür sind die Mounds beim CMP 8.800 und 10.200 mit einem Abstand von 6,4 bzw. 7,4 km. Nur der Mound am CMP 9.800 kann aufgrund seines geringen Abstandes von lediglich 1,5 km zum Profil mit der hier erkennbaren Verwerfung in Verbindung gebracht werden. Entgegen den Ergebnissen von geochemischen Studien vor Costa Rica die eine tiefe und warme Ursprungsregion - die Sedimente auf der abtauchenden ozeanischen Platte - für die gefundenen Fluide an Mounds ergeben [Hensen *et al.*, 2004; Schmidt *et al.*, 2005], reicht diese Verwerfung nur 0,7 s (entspricht 500–700 m) in die Hangsedimente. Eine mögliche Erklärung dafür wäre z. B. eine Entwässerung der Hangsedimente durch Kompression, da die seismische Sektion hier eine Aufwölbung der Sedimente anzeigt, die auch am Meeresboden erkennbar ist (CMP 9.600–9.800). Die Entstehung von Mounds aus den Hangsedimenten wurde bereits von Moerz *et al.* [2005] vermutet und auch erste Fluidanalysen von Mounds vor Nicaragua deuten nur auf geringe Fluid-Aufstiegsraten von den subduzierten Sedimenten hin [Brückmann *et al.*, 2005]. Für den Mound beim CMP 8.800 kann trotz seines Abstandes von 6,4 km zum Profil aufgrund der hier verlaufenden tieferreichenden Störungen zumindest der Trans-

port von Fluiden aus tieferen Regionen nicht ausgeschlossen werden.

5.1.2.2 Die Hangrutschung

Die durchschnittliche Hangneigung beträgt etwa 5° , aber ein Abschnitt zwischen den Stationen 4 und 5 erreicht über 17° . Wie die Abbildung 5.3 zeigt, wird diese starke Neigung durch die Abrisskante einer Rutschung verursacht. Oberhalb davon ist in den Hangsedimenten zwischen den CMP Lokationen 8.200–10.000 ein BSR gut sichtbar, der als untere Stabilitätsgrenze von Gashydraten angesehen wird. Dieser markante Reflektor wird durch den starken Impedanzkontrast zwischen hydrathaltigen und darunterliegenden gashaltigen Sedimenten verursacht [Pecher, 1998]. Gashydrate sind feste Verbindungen von Gasen - hauptsächlich Methan - und Wasser, die unter hohem Druck und niedrigen Temperaturen stabil sind. Da die Gashydrate wahrscheinlich das Sediment verfestigen [Henriet & Mienert, 1998], könnte eine Abnahme des Drucks (z. B. durch eine Meeresspiegelsenkung) oder eine leicht erhöhte Wassertemperatur zur Auflösung der festen Hydrate und damit zu einer Destabilisierung der Sedimente führen. Durch das freigesetzte Gas an der Unterseite der Gashydrat-Stabilitätszone kann hier ein Porenüberdruck entstehen, der die Scherfestigkeit des Sediments herabsetzt und somit eine ideale Gleitfläche für eine Rutschung darstellen würde. Die Storegga Rutschung am norwegischen Kontinentalhang könnte hierfür ein Beispiel sein [Mienert et al., 1998]. Daher wurde auch der Zusammenhang zwischen Hangrutschungen und dem BSR im Untersuchungsgebiet näher betrachtet, zumal Berechnungen anhand der in bathymetrischen Daten vor Nicaragua erkennbaren Hangrutschungen eine Tsunamihöhe von 6,6 m ergeben [von Huene et al., 2004a], was die Gefährdung dieser Küste belegt. In dem vorliegenden Profil zeigt sich eine deutliche Änderung des BOSS Reflektors von einem breiten und unregelmäßigen Reflektorband das sich vom Schelf bis zur Hangrutschung beim CMP 8.200 erstreckt, zu einem schmalen und glatten Reflektor unterhalb der Hangrutschung im CMP-Bereich von 7.100 bis 8.100 (siehe Abbildung 5.8). Eine mögliche Erklärung dafür wäre eine Gleitfläche oder ein BSR, da der in den oberen Hangsedimenten sichtbare BSR genau auf diese Struktur zuläuft, bevor seine Amplitude abnimmt und er verschwindet. In diesem Bereich liegt der BOSS Reflektor in einer Tiefe von 4,5 bis 6,4 s (entspricht etwa 3,4 bis 5,7 km) und Gashydrate wären hier unterhalb von 22 bzw. 26°C stabil [Brown & Bangs, 1995]. Die Temperaturberechnung mit Hilfe des BSR (s. u.) ergibt für den BOSS Reflektor am benachbarten CMP 8.300 eine Temperatur von 30°C , weshalb zumindest am landwärtigen Ende der Rutschung (CMP 8.100) Gashydrate nicht stabil wären und damit ein BSR am BOSS Reflektor nicht möglich ist. Aufgrund des großen hydrostatischen Drucks in dieser Tiefe ist zudem die Volumenexpansion von freigesetztem Gas reduziert, was die mögliche Bildung eines Porenüberdrucks erschwert. Daher sollten durch die Auflösung von Gashydraten verursachte Hangrutschungen unter niedrigerem Druck, also in einer geringeren Wassertiefe, wahrscheinlicher sein.

5.1. DAS PROFIL NIC-20 ÜBER DIE SUBDUKTIONSZONE

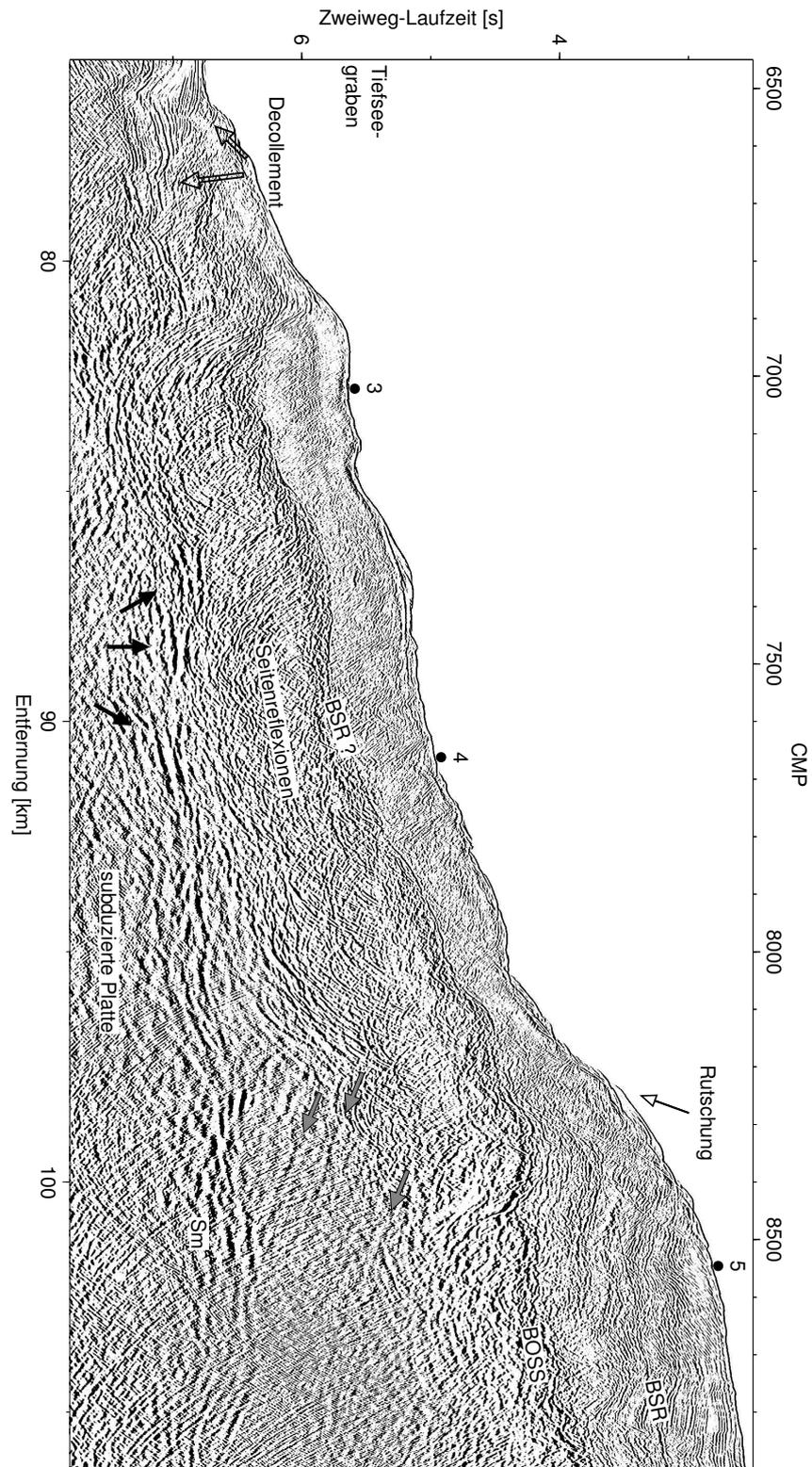


Abbildung 5.8: Ausschnittsvergrößerung des unteren Kontinentalhangs. BOSS: Bottom Of Slope Sediments, BSR: Bottom Simulating Reflector, Sm: Seamount.

Sowohl durch analoge Modellierungen [Lallemant et al., 1994; Dominguez et al., 1998], als auch durch reflexionsseismische Abbildungen [Hinz et al., 1996, 1999; von Huene et al., 2000; Ranero & von Huene, 2000] konnten bisher die Hangrutschungen und die tief einschneidenden Furchen auf dem Kontinentalhang vor Costa Rica durch die Übersteilung der Hangsedimente bei der Subduktion von Seamounts erklärt werden. Die durch eine Seamount Subduktion erzeugte Anhebung der Sedimente führt wegen der Druckentlastung zu einer Verflachung der Gashydrat Stabilitätszone. Das dabei freiwerdende Gas entweicht vermutlich durch Störungen zum Meeresboden, da die Rutschungen seewärts und nicht im Bereich der maximalen Hebung (das wäre etwa die Position von OBH-5 in der Abbildung 5.6) stattfinden [Pecher et al., 2001]. Die seismischen Profile der EW 00-05 Messfahrt vor Nicaragua belegen ebenfalls subduzierte Seamounts unterhalb der zwei erfassten Hangrutschungen, sowie weitere Seamounts die teilweise schon in größere Tiefen subduziert wurden oder Aufwölbungen des Kontinentalhangs verursacht haben, die noch zu Hangrutschungen führen können (siehe Abbildung 5.3). Auf zahlreichen Profilen vor Costa Rica und Nicaragua sind BSR zu erkennen und ein Profil dieser Messfahrt zeigt einen BSR direkt oberhalb des BOSS Reflektors, jedoch ohne Anzeichen einer Hangrutschung. Daraus ergibt sich das im Untersuchungsgebiet die Übersteilung der Hangsedimente durch die subduzierten Seamounts die Ursache der Hangrutschungen sind und die Gashydrate nur eine untergeordnete Rolle spielen können. Dieses Ergebnis wird durch die bathymetrische Kartierung des über 500 km langen Tiefseegrabens von El Salvador bis Guatemala durch die RV SONNE Messfahrt SO 173-2 „Seduction“ bestätigt, da hier die ozeanische Kruste kaum Seamounts besitzt und der Kontinentalhang auch keine Hangrutschungen aufweist (W. Weinrebe, persönliche Mitteilung), wobei ein BSR - und damit Gashydrat - auch vor Guatemala existiert [Ladd et al., 1982]. Neue Schwerelotkerne an Hangrutschungen vor Nicaragua deuten auf Aschelagen als Schwach- und Rutschflächen hin [Brückmann et al., 2005].

Falls die Vermutung eines BSR unterhalb der Hangrutschung zutrifft, so ergibt sich die Frage nach seiner Herkunft, da er durch Hangrutschungen, die nicht als zusammenhängender Block erfolgen zerstört wird [Pecher, 1998]. Zwar sollte das Gashydrat erhalten bleiben, da es durch die Rutschung in einen tieferen und damit stabileren Bereich gelangt, jedoch kann das freie Gas durch die bei der Rutschung entstehenden Risse und Spalten entweichen. Das hier direkt unterhalb des BSR liegende ophiolithische Margin Wedge besteht nach der im Kapitel 3.2 beschriebenen Beprobung aus Basalten und kretazischen Sedimenten und eine in situ Entstehung von Gasen erscheint hier nicht möglich. Bei dem etwa 550 km entfernten Leg 84 vor Guatemala wurden unter den Hangsedimenten Sepentinite erbohrt, die hauptsächlich aus Kohlenwasserstoffen bestehende Gase enthalten. Die Herkunft dieser Gase ist unbekannt, jedoch weist ihre Zusammensetzung auf eine thermische Entstehung hin [Kvenvolden & McDonald, 1985]. Beim ODP Leg 170 vor der Nicoya Halbinsel, das nur 100 km entfernt ist, wurden durch Bohrungen die vorderen 12 km des Subduktions-Komplexes untersucht. Die Ergebnisse belegen den Fluss gashaltiger Fluide von den kompaktierten Sedimenten der

abtauchenden Platte in die Hangsedimente, wobei die Flussrate mit zunehmender Entfernung vom Tiefseeegraben deutlich abnimmt [Silver, 2000; Ruppel & Kinoshita, 2000]. Aber auch in einem Abstand von bis zu 30 km ergab die Beprobung von Schlammvulkanen vor Costa Rica noch einen Methan- und Fluidtransport aus den subduzierten Sedimenten, der hier wahrscheinlich durch Verwerfungen in dem etwa 6 km mächtigen Margin Wedge fokussiert wird [Hensen et al., 2004; Schmidt et al., 2005]. Der frontale Bereich des Margin Wedges wird im Profil NIC-20 leider durch Seitenreflexionen - die im Bereich der Hangrutschung auftretenden „smiles“ - überdeckt, jedoch sind unterhalb des OBH-5 einige landwärts geneigte Reflektoren sichtbar (graue Pfeile in Abbildung 5.8), die mögliche Verwerfungen und Fluidkanäle im Margin Wedge darstellen. Die in der Zeitsektion nur teilweise zu erkennende Anpassung des Margin Wedges an die Struktur der abtauchenden Platte wird durch die identische Orientierung der Neigungen am unteren Kontinentalhang zu den Verwerfungen auf der ozeanischen Platte in der Darstellung der maximalen Neigungswinkel (Abbildung 5.3) deutlich. Diese Verformungen verursachen eine starke Fragmentierung des Margin Wedges in diesem Bereich. In Analogie zu den Untersuchungen vor Costa Rica und Guatemala kann auch vor Nicaragua ein Transport von Methan aus den subduzierten und komprimierten Sedimenten durch Verwerfungen im Margin Wedge in die Hangsedimente vermutet werden, der die erneute Generierung eines BSR Reflektors nach einer Hangrutschung erklären könnte.

5.1.2.3 Die Temperatur an der Plattengrenze

Im Tiefseeegraben wurde eine geringmächtige Sedimentschicht zusätzlich auf den Sedimenten der ozeanischen Platte abgelagert, was an den unterschiedlich geneigten Schichtungen zu erkennen ist. Das Decollement - die Grenzfläche zwischen abtauchender und überschiebender Platte - verläuft teilweise in den Hangsedimenten (siehe Abbildung 5.8) und belegt damit eine frontale Erosion der Hangsedimente. Dabei kann es sich um eine Adjustierung der durch die Rutschung übersteilten Hangneigung handeln. Bereits wenige Kilometer hinter der Deformationsfront sind die einzelnen Schichten der subduzierten Sedimente nicht mehr zu erkennen. In größerer Entfernung wird die Plattengrenze durch einen markanten Reflektor gebildet, dessen etwa 2–5 km langen Teilstücke häufig gegeneinander versetzt sind (schwarze Pfeile in den Abbildungen 5.6 und 5.8). Dabei handelt es um die bei der Biegung der ozeanischen Platte entstandenen Halbgräben, die auch nach der Subduktion erhalten bleiben und dadurch zu einer rauhen Grenzfläche zwischen den beiden Platten führen [McIntosh et al., 2005]. Um die Auswirkungen dieser Unebenheiten auf das seismogene Verhalten der Subduktionszone untersuchen zu können, wird die Temperatur an der Plattengrenze abgeschätzt, da diese einen großen Einfluss auf das Bruchverhalten hat. Basierend auf den Arbeiten von Hyndman & Wang [1993, 1995] wird meistens eine Temperatur von 100° bis 150°C als Beginn der seismogenen Zone angenommen, da in diesem Bereich ein Wechsel vom stabilen Gleiten zu einem Ruckgleiten (Stick-Slip) erfolgt. Dieser Übergang wird durch die Umwandlung des Tonminerals Smektit zu Illit in den subduzierten Sedimenten er-

klärt, da Illit eine höhere Scherspannung benötigt als Smektit bevor es gleitet. Neuere Arbeiten hingegen zeigen, dass dieser Übergang durch ein Zusammenspiel verschiedener Faktoren, wie z. B. Porendruck, Temperatur und diagenetische/metamorphe Prozesse bestimmt wird [Moore & Saffer, 2001] und wahrscheinlich sogar zeitlich variabel ist [Rolandone et al., 2004]. Da aber der 100 ° bis 150 °C Bereich in vielen Subduktionszonen mit dem Beginn der seismogenen Zone übereinstimmt [Oleskevich et al., 1999], wird er auch in dieser Arbeit als Approximation dafür benutzt.

Für eine rein konduktive Wärmeleitung berechnet sich der Wärmefluss Q zu

$$Q(z) = k \frac{\partial T}{\partial z} \quad (5.3)$$

Dabei ist k die Wärmeleitfähigkeit, T die Temperatur und z die Tiefe. Unter der zusätzlichen Annahme eines stationären Wärmeflusses ergibt sich nach Turcotte & Schubert [2002, Formel 4-17] die eindimensionale Wärmeleichung

$$T(z) = T_0 + \frac{Q_0}{k}z - \frac{A_0}{2k}z^2 \quad (5.4)$$

mit T_0 der Temperatur an der Oberfläche, Q_0 dem Wärmestrom an der Oberfläche und A_0 der radiogenen Wärmeproduktion. Bei einer Änderung der Wärmeleitfähigkeit und der radiogenen Wärmeproduktion auf k_1 und A_1 in der Tiefe z_1 (2-Schichten Fall) gilt dann für $z > z_1$

$$T(z) = T(z_1) + \frac{Q_0 - A_0 z_1}{k_1}(z - z_1) - \frac{A_1}{2k_1}(z - z_1)^2 \quad (5.5)$$

wobei $T(z_1)$ die Temperatur in der Tiefe z_1 nach der Formel 5.4 ist. Die Bedingungen für eine konduktive Wärmeleitung werden im Messgebiet, das sich 22,5 bis 42,5 km hinter dem Tiefseeegraben befindet erfüllt, da der durch die Entwässerung der subduzierten Sedimente verursachte Fluidtransport durch das Margin Wedge mit zunehmender Entfernung vom Graben stark sinkt. Untersuchungen vor der Nicoya Halbinsel ergaben eine Reduktion des Fluidflusses von 5 auf nur noch 0,6 mm/a in einer Entfernung von 1,4 bzw. 12 km zum Tiefseeegraben [Ruppel & Kinoshita, 2000] und mit zunehmender Mächtigkeit des Margin Wedges erfolgt der Fluidtransport entlang von einzelnen Störungszonen, deren Bereich daher für diese Untersuchung ausgenommen wird (z. B. die Verwerfung am CMP 10.000 in der Abbildung 5.6). Es kann aber nicht ganz ausgeschlossen werden, dass die mit der Subduktion des Seamounts verbundene Deformation des Margin Wedges einen verstärkten Fluidfluss ermöglicht, jedoch befindet sich das Messgebiet hauptsächlich landwärts davon. Bezüglich der Annahme eines stationären Wärmeflusses müssen die vergangenen tektonischen Änderungen und ihre möglichen thermischen Auswirkungen mit der Zeitdauer, die eine thermische Änderung zur Ausbreitung im Margin Wedge benötigt verglichen werden. Diese Zeitspanne kann nach Turcotte & Schubert [2002, Seite: 149] grob abgeschätzt werden:

$$t = \frac{l^2}{\kappa} \quad (5.6)$$

wobei l die Dicke des Margin Wedges von hier 6–12 km und κ der thermische Diffusionskoeffizient von etwa $1 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ ist. Daraus berechnet sich eine Dauer von etwa 1–5 Mio. Jahren. Die größte Änderung in diesem Zeitraum war der Beginn der Cocos Rücken Subduktion und die dadurch verstärkte Erosion des Margin Wedges sowie die Subduktion eines Seamounts, während das Alter der subduzierten Platte und ihr geringer Wärmestrom - aufgrund der großen Ausdehnung des Gebietes mit einem niedrigen Wärmestrom (siehe Abbildung 2.3) - sich wahrscheinlich nur geringfügig verändert haben. Die Erosionsraten in den letzten 5 Mio. Jahren betragen etwa 200 m pro Mio. Jahre vor Guatemala [Vannucchi et al., 2004] und 500 m pro Mio. Jahre vor der Nicoya Halbinsel [Vannucchi et al., 2003], wobei die bisherigen Untersuchungen (s. o.) sowie die seewärtige Verlagerung der Schelfkante seit dem Miozän in Nicaragua eine starke Erosion ausschließen [McIntosh et al., 2005] und als grobe Abschätzung etwa 250 ± 125 m pro Mio. Jahre (50% des Wertes vor der Nicoya Halbinsel) ergeben. Aufgrund der geringeren Schichtmächtigkeit ergibt sich nach der Gleichung 5.5 eine maximale Differenz von 4° bis 13°C an der Plattengrenze. Eventuelle thermische Auswirkungen der vor etwa 375.000 Jahren begonnenen Seamountsubduktion sind gering, da sie das Messgebiet erst teilweise und vor kurzem erreicht haben. Die Annahmen einer rein konduktiven Wärmeleitung und eines stationären Wärmeflusses sind also mit den beschriebenen Einschränkungen im Messgebiet erfüllt.

Die Berechnung der Temperatur an der Plattengrenze erfolgt über den Wärmestrom am Meeresboden, der mit Hilfe des BSR abgeschätzt werden kann [Hyndman et al., 1992; Grevenmeyer & Villingner, 2001]. Da die Stabilitätsgrenze für das Gashydrat hauptsächlich vom Druck und der Temperatur abhängt und in den oberen Sedimentschichten ein hydrostatischer Druck herrscht, kann die Temperatur am BSR durch die Tiefenlage abgeschätzt werden. Das setzt natürlich eine Anpassung des BSR an veränderte Bedingungen, wie z. B. vertikale Bewegungen voraus. Da aber die dafür benötigte Zeitdauer bisher noch nicht bekannt ist, besteht hier eine mögliche Fehlerquelle durch die Subduktion des Seamounts und die Erosion des Margin Wedges. In der Abbildung 5.9 ist die Phasengrenze mit Laborwerten und Bohrlochdaten dargestellt.

Die Temperatur am Meeresboden ergibt sich aus dem Temperaturverlauf in der Wassersäule, der mit Hilfe einer CTD-Messung im Tiefseegraben vor der Nicoya Halbinsel bestimmt wurde (CTD-05, Messfahrt SO 163-2, Lokation siehe Abbildung 3.1). Zur Umrechnung der Zweiweg-Laufzeiten des Profils NIC-20 in die Tiefe wurde bis zum Meeresboden eine durchschnittliche Wassergeschwindigkeit von 1490 m/s benutzt, die sich aus der CTD-Messung ergab. Die Geschwindigkeiten der Sedimente ergeben sich durch eine lineare Regression der benachbarten Bohrlochdaten von Site 565 [von Huene et al., 1985b] und 1041 [Kimura et al., 1997] (Lokation siehe Abbildung 3.1) sowie den Stapelgeschwindigkeiten zu

$$v(d) = 1582,2 \text{ m s}^{-1} + 0,46871 \text{ s}^{-1} \cdot d \quad (5.7)$$

wobei d die Tiefe unter dem Meeresboden in Metern ist. Da die seismischen Geschwin-

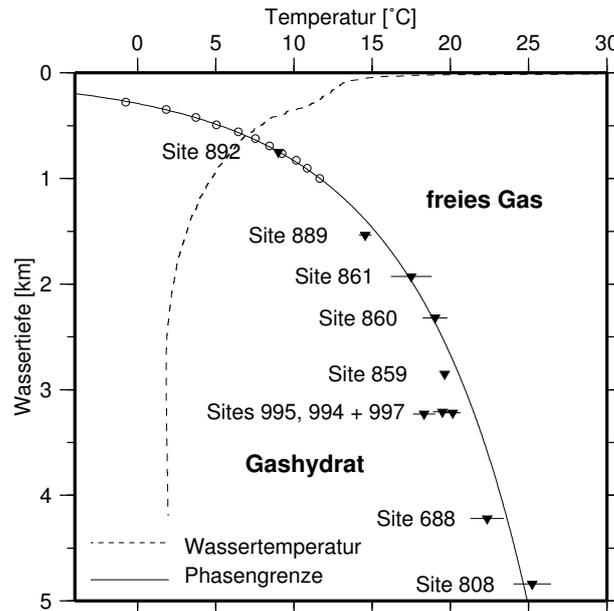


Abbildung 5.9: Die theoretische Stabilitätskurve für ein Wasser-Methan System nach Brown & Bangs [1995]. Offene Symbole sind Laborwerte von Dickens & Quinby-Hunt [1994]. Schwarze Dreiecke zeigen die durch lineare Regression berechnete Bohrlochtemperatur an der BSR Tiefe für verschiedene ODP Bohrungen. Die gestrichelte Linie zeigt den Temperaturverlauf in der Wassersäule. Modifiziert nach Grevenmeyer & Villingner [2001].

digkeiten in der Spitze des Margin Wedges einen starken Gradienten besitzen (siehe Kapitel 6.2), wurde hierfür anhand des Geschwindigkeitsmodells aus den Refraktionsdaten eine entfernungsabhängige Geschwindigkeitsfunktion erstellt:

$$v(l) = 3760,6 \text{ m s}^{-1} + 3,054 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1} \cdot l \quad (5.8)$$

wobei l die Entfernung vom Tiefseeegraben in Metern ist. Aus den Bohrlochdaten von Site 1041 [Kimura et al., 1997] wurde eine geschwindigkeitsabhängige Wärmeleitfähigkeit für die Sedimente berechnet:

$$k(v_p) = 0,49763 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1} + 0,2087 \times 10^{-3} \text{ J m}^{-2} \text{ K}^{-1} \cdot v_p \quad (5.9)$$

wobei v_p die P-Wellen Geschwindigkeit in Metern pro Sekunde ist. Das Gestein unterhalb der Hangsedimente wurde nur auf dem DSDP Leg 84 vor Guatemala erbohrt und die wenigen hier durchgeführten Messungen an den Basalt-, Gabbro- und Serpentinproben ergeben Wärmeleitfähigkeiten von $1,93$ bis $4,2 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$, wobei die Messqualität fragwürdig war [von Huene et al., 1985b]. Wegen der wahrscheinlichen ophiolithischen Zusammensetzung der Gesteine werden Messwerte aus Bohrungen in der ozeanischen Kruste als Referenz benutzt. So ergaben die 38 Messungen an Gabbros des Site 735, SW-Indian Ridge einen Wert von $2,21 (\pm 0,22) \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$

[Robinson et al., 1989], die 32 Messungen an Gabbros des Site 894, Hess Deep ergaben $2,22 (\pm 0,18) \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ [Gillis et al., 1993] und die Sheeted Dikes im bisher tiefsten ozeanischen Bohrloch, Site 504 ergaben Werte von 1,8 bis $2,5 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ [Alt et al., 1993]. Daher wird hier ein Wert von $2,3 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ benutzt, der in dem Bereich für Basalt von 1,7 bis $5,2 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ [Kappelmeyer, 1979] und unterhalb von dem für den oberen Mantel von etwa $3 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ liegt. Die radiogene Wärmeproduktion der Sedimente A wird nach Rybach [1986] aus den Bohrergebnissen von Leg 170, Site 1040 und 1042 [Kimura et al., 1997, Lokation siehe Abbildung 3.1] mit der Formel

$$A[\mu\text{W}/\text{m}^3] = 10^{-5}\rho(9,52c_U + 2,56c_{Th} + 3,48c_K) \quad (5.10)$$

zu $0,45 \times 10^{-6} \text{ Wm}^{-3}$ berechnet, wobei ρ die Dichte [kg/m^3] und c_U [ppm], c_{Th} [ppm] und c_K [%] die Konzentrationen der radioaktiven Elemente sind. Da die radiogene Wärmeproduktion von Basalt und Mantelgestein sehr gering ist, wurde hier ein Wert von $0,03 \times 10^{-6} \text{ Wm}^{-3}$ gewählt, wie er auch bei anderen Modellierungen in Mittelamerika benutzt wurde [Currie et al., 2002; Harris & Wang, 2002]. Durch eine Umstellung der Formel 5.4 wird zunächst der Wärmefluss Q_0 berechnet, der dann mit den Formeln 5.4 und 5.5 die Temperatur an der Plattengrenze ergibt. Die Berechnung wurde durch ein Shell-Skript automatisiert und das Ergebnis ist in der Abbildung 5.10 dargestellt und auf der Abbildung 5.6 eingezeichnet. Der ungleichmäßige Verlauf ergibt sich teilweise aus den variablen Schichtmächtigkeiten und ist somit zum Teil ein Artefakt der eindimensionalen Approximation, da kleinräumige Anomalien durch lateralen Wärmefluss reduziert würden. Daher wird hier eine Ausgleichsgerade benutzt, die sich bei einer Temperaturänderung von 1°C um etwa 600 m entlang der Entfernungsachse verschieben würde. Die Auswirkungen der einzelnen Messfehler auf die berechnete Temperatur sind in der Tabelle 5.1 detailliert dargestellt. Die meisten Werte können durch benachbarte Bohrungen, seismische Messungen und eine CTD gut bestimmt werden, nur die Wärmeleitfähigkeit im Margin Wedge sowie die Temperatur am BSR sind nicht so genau bekannt. Der ermittelte Wärmestrom von 21 bis $33 \text{ mW}/\text{m}^2$ stimmt gut mit den in situ Messungen vor der Nicoya Halbinsel überein, wo in dem entsprechenden Entfernungsbereich vom Tiefseegraben (21–44 km) Werte von 23 bis $38 \text{ mW}/\text{m}^2$ gemessen wurden [Langseth & Silver, 1996]. Der Vergleich des mit dieser Methode berechneten Wärmestroms entlang eines älteren Profils [Ranero et al., 2000, entspricht NIC-80] mit den Ergebnissen von in situ Messungen auf diesem Profil [Grevemeyer et al., 2005, Messung H0206] ergibt durchschnittlich $21,0 \pm 0,2 \text{ mW}/\text{m}^2$ zu $24,4 \pm 3,0 \text{ mW}/\text{m}^2$. Diese zufriedenstellende Übereinstimmung mit einer Differenz von etwa 16 % bestätigt die Berechnungen und belegt eine großzügige Fehlerabschätzung. Der Gesamtfehler von $\pm 43\%$ berücksichtigt noch nicht den möglichen Fehler durch die Erosion des Margin Wedges, wodurch sich die Temperatur an der Plattengrenze noch um maximal 4°C im seewärtigen und um bis zu 13°C im landwärtigen Bereich erhöhen könnte.

Der berechnete Wärmestrom am Kontinentalhang von 21 bis $33 \text{ mW}/\text{m}^2$ deutet auf eine zügige Erwärmung der kühlen ozeanischen Platte hin, auf der am Tiefseegraben

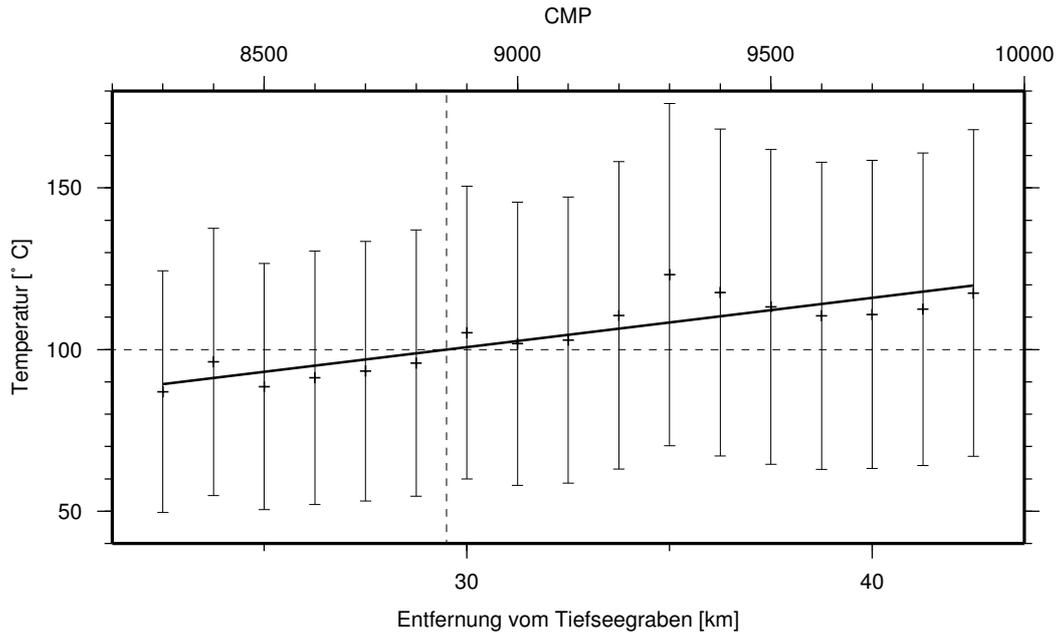


Abbildung 5.10: Temperatur an der Plattengrenze, berechnet mit der eindimensionalen Wärmeleitung aus dem Wärmefluss am Meeresboden, der mit dem BSR abgeschätzt wurde. Eingezeichnet ist das Fehlerintervall von $\pm 43\%$ und die Ausgleichsgerade, sowie die 100°C Marke in etwa 30 km Entfernung vom Tiefseeegraben.

Messgröße	Wertebereich und Messfehler	Fehler [%]
Wassergeschwindigkeit	1490 ± 10 m/s	± 1
Sedimentgeschwindigkeit	1580–2150 m/s $\pm 5\%$	± 3
Geschwindigkeit im Margin Wedge	4500–5100 m/s $\pm 5\%$	± 3
Pickfehler des Meeresbodens	1–3,7 ± 0.01 s	± 1
Pickfehler des BSR Reflektors	1,3–4,2 ± 0.02 s	± 4
Pickfehler des BOSS Reflektors	2,9–4,5 ± 0.05 s	± 2
Pickfehler der Plattengrenze	6,5–7 ± 0.1 s	± 3
Wärmeleitfähigkeit der Sedimente	$0,84\text{--}0,94 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1} \pm 5\%$	± 3
Wärmeleitfähigkeit des Margin Wedges	$2,3 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1} \pm 10\%$	± 5
Wärmeproduktion der Sedimente	$0,45 \pm 0,05 \mu\text{W}/\text{m}^3$	$\pm 0,5$
Wärmeproduktion des Margin Wedges	$0,03 \pm 0,005 \mu\text{W}/\text{m}^3$	$\pm 0,5$
Temperatur am Meeresboden	$1,9\text{--}5,6^\circ \pm 0,2^\circ\text{C}$	± 2
Temperatur am BSR	$12,1\text{--}21,2^\circ \pm 1,5^\circ\text{C}$	± 15
Temperatur an der Plattengrenze		± 43

Tabelle 5.1: Fehlerbetrachtung für die Temperaturberechnung an der Plattengrenze.

nur $17 \text{ mW}/\text{m}^2$ gemessen werden (siehe Kapitel 2.3.1). Das kann durch eine geringe Mächtigkeit der vor der Subduktion hydrothermal aktiven und somit kühleren Zone von weniger als 1 km erklärt werden [Harris & Wang, 2002]. Die 100°C Isotherme wird

etwa 30 km hinter dem Tiefseeegraben erreicht und die Extrapolation der Ausgleichsgeraden ergibt eine Entfernung von 62 km für die 150 °C Marke. Damit liefert diese Berechnung geringfügig höhere Temperaturen als die beiden 2-dimensionalen Finite-Differenzen Modelle vor der etwa 100 km entfernten Nicoya Halbinsel, wo die 100 °C erst 33–71 km hinter dem Tiefseeegraben erreicht werden, wohingegen die 150 °C Marke in einer Entfernung von 44–97 km eine gute Übereinstimmung ergibt [Harris & Wang, 2002; Spinelli & Saffer, 2004]. Aufgrund der Fehlertoleranz und von lokalen Variationen sind diese kleinen Unterschiede aber vernachlässigbar. Daher ermöglicht diese einfache Methode trotz einiger notwendiger Annahmen eine Abschätzung der Temperatur an der Plattengrenze, die nun für die Diskussion der Seismizität genutzt wird.

5.1.2.4 Die Seismizität

Nach dem zerstörerischen Erdbeben in Managua 1972 (siehe Kapitel ??) wurde mit Hilfe des USGS (United States Geological Survey) ein seismologisches Netz aus 16 Stationen in Nicaragua installiert, das ab 1974 betrieben wurde, aber aufgrund der schwierigen Umstände nur bis 1985 funktionsfähig war. Daher gibt es auch keine lokalen Registrierungen von dem schweren Tsunami Erdbeben 1992 (siehe Kapitel 2.3.3). Seitdem wurde mit internationaler Hilfe wieder ein neues Netz aufgebaut, das inzwischen aus 57 Stationen besteht und in der Zukunft noch durch weitere Breitbandstationen ergänzt werden soll (W. Strauch, persönliche Mitteilung). Die Erdbebenregistrierungen aus dem alten und neuen Netz sind zusammen mit weiteren Informationen von der INETER Homepage (<http://www.ineter.gob.ni/geofisica/geofisica.html>) abrufbar. Da das lokale Netz hauptsächlich der Risikoabschätzung dient, sind die Stationen vorwiegend entlang der Vulkankette angeordnet und erlauben somit nur eine ungefähre Lokalisierung der Erdbeben vor der Küste, wofür auch noch eine veraltete eindimensionale Geschwindigkeitsfunktion benutzt wird. Die Installation von 9 OBH Stationen für 8 Tage (Messfahrt SO 107, PACOMAR 3, 1992) erlaubte eine präzisere Relokation der Erdbeben, aber es ergaben sich z. T. unerklärbar große Abweichungen [Flueh & Goltz, 2003]. Allgemein sollte der Fehler im Bereich von einigen 10er Kilometern liegen, wobei die Lokalisierung längs des seismischen Netzwerkes besser ist als quer dazu oder in die Tiefe (S. Husen, persönliche Mitteilung). Bestimmt wird die Coda-Magnitude M_c , die sich aus dem Verlauf des S-Wellen Einsatzes ergibt. In der Abbildung 5.11 sind die Erdbeben von 1995 bis 2006 vor der Küste von Nicaragua und den angrenzenden Ländern bis in eine Tiefe von 40 km und für $M_c \geq 3,7$ magnitudenskaliert dargestellt, da die Magnituden-Häufigkeitsverteilung ab diesem Wert einen linearen Verlauf besitzt (siehe Abbildung 5.12). Die Höhe der Seamounts ergibt sich aus ihrer Zweiweg-Laufzeit in den Profilen der EW 00-05 Messfahrt und einer Geschwindigkeit von 4 km/s. Die Existenz von zwei weiteren großen subduzierten Seamounts wird aufgrund von Hangrutschungen (siehe Abbildung 5.3) vermutet. Die Profile der EW 00-05 Messfahrt mit den bearbeiteten Linien NIC-20 und NIC-125 und der Tiefseeegraben sind zur besseren Orientierung

5. INTERPRETATION DER SEISMISCHEN STEILWINKELDATEN

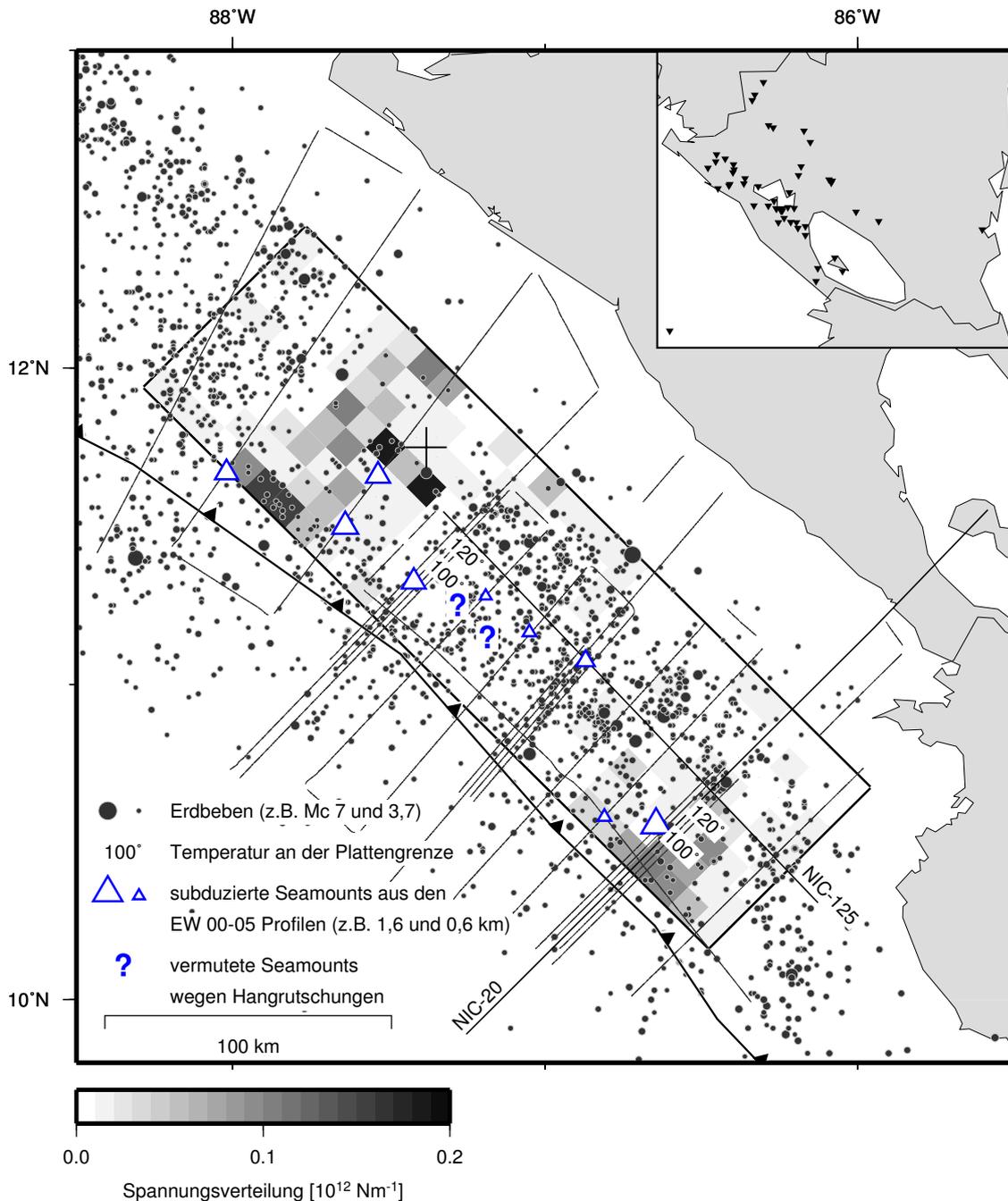


Abbildung 5.11: Magnitudenskalierte Erdbebenverteilung nach dem lokalen Erdbebenetz (siehe Innenkarte) von 1995 bis 2006 und einer maximalen Herdtiefe von 40 km. Außerdem sind die Profile der EW 00-05 Messfahrt eingezeichnet und die Spannungsverteilung für das Tsunami Erdbeben von 1992 ($M_w = 7,6$) ist unterlegt. Die Temperatur an der Plattengrenze wurde mit Hilfe des BSR berechnet und die Höhe der Seamounts wurde aus ihrer Laufzeit in der MCS Sektion bestimmt.

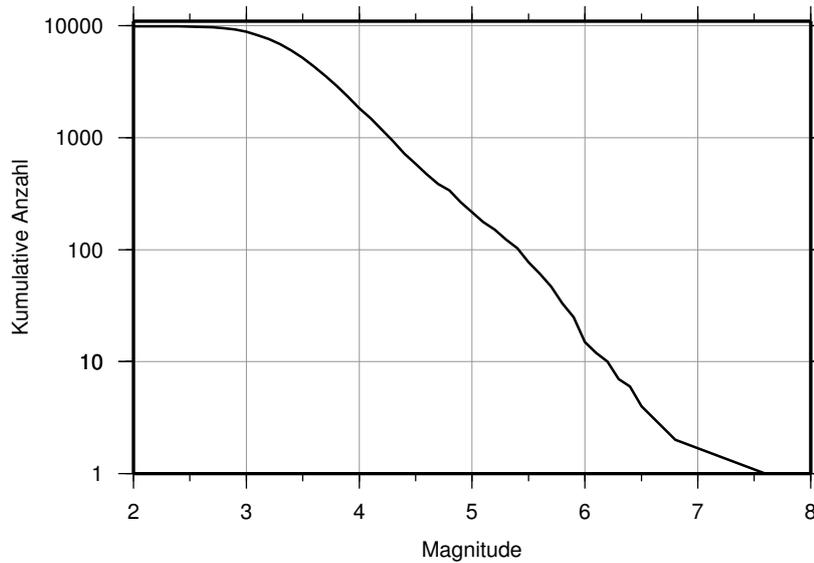


Abbildung 5.12: *Kumulatives Magnituden-Häufigkeits Diagramm für alle ozeanischen Beben des nicaraguanischen Netzes von 1995–2006 bis in eine Tiefe von 40 km.*

eingetragen. Zusätzlich zu den Temperaturen an der Plattengrenze des Profils NIC-20 wurden auch die Temperaturen entlang eines älteren Profils [Ranero *et al.*, 2000, entspricht NIC-80] mit derselben Methode berechnet und hier eingezeichnet. Unterlegt ist die Spannungsverteilung des Tsunami Bebens von 1992 [Ihmlé, 1996a], wobei die Bruchfläche durch die Nachbeben und Tsunami Modellierungen bestimmt wurde. Das Epizentrum ist durch ein Kreuz markiert. Die Spannungsverteilung bestätigt die schon zuvor gefundene Gliederung in einen nordwestlichen und einen südöstlichen Bereich mit einem starken Versatz [Velasco *et al.*, 1994; Piatanesi *et al.*, 1996]. Das nordwestliche Gebiet wurde bereits von Harlow *et al.* [1981] mit den Daten des ersten lokalen seismischen Netzes als seismische Lücke und potentielle Lage eines zukünftigen schweren Bebens erkannt. Auch nach dem Tsunami Beben von 1992 belegen die Erdbebenlokationen von 1995–2006 hier wieder eine seismische Lücke und damit einen möglichen zukünftigen Bebenherd. Die südöstliche Region hingegen, durch die das in dieser Arbeit behandelte Profil NIC-20 mit einem subduzierten Seamount verläuft, ist auf den alten seismischen Daten wegen der geringen Anzahl registrierter Erdbeben kaum als seismische Lücke zu erkennen und auch mit den neueren Daten fällt die Lücke erst bei einer genauen Betrachtung auf. Der Grund hierfür liegt wahrscheinlich in der geringen Anzahl von seismischen Stationen in diesem Bereich, die zudem zeitweise defekt waren (W. Strauch, persönliche Mitteilung) und somit die Menge und Relokationsgenauigkeit von registrierten Erdbeben reduzieren. Auffällig ist außerdem das der Bruch bis in den normalerweise aseismischen Bereich am Tiefseeegraben reicht, da erst die 100° bis 150°C Isotherme als Beginn der seismogenen Zone angenommen wird [Oleskevich *et al.*, 1999]. Da der Bruch hier bis dicht an den Meeresboden reichte, hatte er ein besonders großes Tsunami-Potential. Inwieweit die hier durch das nicaraguanische Netz lokali-

sierten Beben an der Plattengrenze generiert wurden ist wegen der bereits erwähnten Relokationsgenauigkeit nicht eindeutig. Nach einer detaillierten lokalen Studie vor der Nicoya Halbinsel liegt der Beginn der seismogenen Zone dort etwa 50–60 km hinter dem Tiefseegraben [Newman *et al.*, 2002] und die Relokationen der Nachbeben des Tsunami Erdbebens in Nicaragua ergeben ähnliche Werte [Ihmlé, 1996b, Figure 10]. Weitere seismologische Studien zur Untersuchung der seismogenen Zone in Nicaragua wären daher wünschenswert. Da die Bruchgeschwindigkeit durch die S-Wellen Geschwindigkeit der Bruchzone begrenzt wird und hier teilweise nur 0,6 km/s betrug, wird eine Sedimentschicht mit geringer Geschwindigkeit als Bruchzone vermutet [Kanamori & Kikuchi, 1993]. Als Grund für die Ausdehnung des Tsunami Bebens bis dicht an den Tiefseegraben wird in diesen Sedimenten ein Bereich bedingter Stabilität angenommen, in dem Spannungen normalerweise aseismisch aber - ausgelöst durch ein benachbartes Beben - auch seismisch abgebaut werden können [Ihmlé, 1996b]. Bilek & Lay [2002] vermuten hierfür eine heterogenen Zone, in der Seamounts und Horst-und-Graben Strukturen auf der abtauchenden ozeanischen Platte die dafür notwendigen Unebenheiten darstellen (siehe Kapitel 2.3.3). Daher werden die durch die EW 00-05 Profile abgebildeten subduzierten Seamounts zusammen mit den Verwerfungen der gebogenen ozeanischen Platte für das seismische Verhalten der Plattengrenze seewärts der seismogenen Zone verantwortlich gemacht [McIntosh *et al.*, 2005]. In der Abbildung 5.11 zeigt sich eine gute Übereinstimmung der beiden Gebiete maximaler Spannungsverteilung des Tsunami Erdbebens mit großen ($\geq 1,3$ km) subduzierten Seamounts. Außerdem sind diese beiden Bereiche durch eine geringe Erdbebendichte gekennzeichnet. Diese Korrelation passt gut zu dem Modell von Bilek & Lay [2002], wonach die großen Seamounts zunächst die Subduktion blockieren und die Erzeugung von Erdbeben verhindern. Durch ein in der seismogenen Zone entstandenes Erdbeben kann diese angesammelte Spannung freigesetzt und damit ein Erdbeben im normalerweise aseismischen Bereich ausgelöst werden. Andererseits sind in der Abbildung auch außerhalb der Hauptspannungsverteilung einige - zumeist kleinere ($\leq 1,0$ km) - subduzierte Seamounts zu sehen. Die notwendige Mindesthöhe für subduzierte Seamounts beträgt etwa 600–1.000 m um reflexionsseismisch sicher erfasst zu werden und nach der Formel 5.2 ergeben sich für das 80×280 km große Gebiet $25,3 (\pm 3,6)$ Seamounts ≥ 600 m und $8,6 (\pm 1,2)$ Seamounts ≥ 1.000 m. Da bereits sechs subduzierte Seamounts ≥ 1.000 m durch die Seismik gefunden wurden und die Existenz von zwei weiteren großen Seamounts vermutet wird, sind kaum noch Seamounts ≥ 1.000 m in dem Gebiet zu erwarten. Andererseits befinden sich dort noch zahlreiche kleinere Seamounts die noch nicht lokalisiert werden konnten und im nordwestlichen Bereich der Bruchfläche ist die Überdeckung durch EW 00-05 Profile sehr gering.

Eine alternative Methode zur Lokalisierung der Bereiche hoher Spannung besteht in der Bestimmung des b -Wertes. Dabei handelt es sich um die Steigung b der Magnituden-Häufigkeitsverteilung nach der Formel von Gutenberg & Richter [1944]

$$\log_{10} N = a - bM \quad (5.11)$$

mit der kumulativen Erdbebenanzahl N und der Magnitude M . Der Wert von b im linearen Teil der Kurve beträgt normalerweise eins (siehe Abbildung 5.12) und sinkt bei zunehmender Spannung [Wiemer & Wyss, 1997]. Die für diese Arbeit durchgeführten Versuche aus den lokalen Erdbebendaten räumlich oder zeitlich variable b -Werte zu bestimmen ergaben jedoch keine signifikanten Abweichungen von eins. Entweder gibt es diese Variationen des b -Werts hier nicht, oder die Datenqualität ist ungenügend.

Bei der bisherigen Betrachtung ist die variable Horst-und-Graben Struktur der abtauchenden Platte noch nicht berücksichtigt worden, da mit dem Neigungswinkel die Sprunghöhe und Anzahl der Verwerfungen nach Nordwesten hin zunimmt. Die vorhandenen Daten lassen aber vermuten, dass sich die Spannungen - hier seewärts der seismogenen Zone - bevorzugt an den großen Seamounts aufbauen, wohingegen kleinere Seamounts und eventuell auch die Horst-und-Graben Struktur darauf keinen großen Einfluss haben. Diese Vorstellung passt gut zu dem Modell von Scholz & Small [1997], wonach subduzierte Seamounts die Kopplung zwischen den beiden Platten erhöhen und somit Erdbeben über einen größeren Zeitraum verhindern. Erst nach einer längeren Zeitspanne entlädt sich dann die aufgebaute Spannung in einem großen Erdbeben, wie z.B. vor Nicaragua 1992 oder Java 1994 [Abercrombie et al., 2001]. Als offene Fragen bleiben aber noch die Lage der restlichen Seamounts, die nur teilweise Übereinstimmung der Spannungsverteilung mit subduzierten Seamounts, der Einfluss der Horst-und-Graben Struktur sowie die Existenz und Höhe der beiden vermuteten Seamounts.

Ein wichtiger Faktor für die Risikoabschätzung ist die Wiederholungsrate von vergleichbaren Erdbeben und ihr Tsunamipotential. Der Erdbebenkatalog von Ambraseys & Adams [1996] relokalisiert alle großen Beben ($M_s \geq 7,0$) in Mittelamerika seit 1898 und in der Abbildung 5.13 sind die Beben vor Nicaragua zusammen mit den Herdflächenlösungen [Selva & Marzocchi, 2004] dargestellt. Das Beben von 1907 am Tiefseegraben ist mit 39 km zu tief, und die Beben von 1916 liegen am Rande dieses Segments der seismogenen Zone. Daher sind nur die Beben von 1901 - das auch einen kleinen Tsunami erzeugte [Ambraseys & Adams, 1996] - und 1956 mit dem Beben von 1992 vergleichbar. Bei einem Versatz durch das Beben von 3,5–4,5 m [Ihmlé, 1996a] und einer Konvergenzrate von 8,0–8,5 cm/a [DeMets, 2001] ergibt sich eine untere Grenze von 41–56 Jahren für die Wiederholungsrate. Diese Abschätzungen passen gut zu der Periodizität von 50 Jahren für das südlich angrenzende Nicoya Segment (siehe Kapitel 2.3.2). Eine Studie über Tsunami-Gefahren in Mittelamerika ergab 37 Tsunamis seit 1539 an der Pazifikküste, von denen 23 durch Subduktionsbeben verursacht wurden und eine Wahrscheinlichkeit von 45 %, das ein $M_s \geq 7,0$ Beben einen Tsunami verursacht [Fernandez et al., 2000]. Da die meisten Tsunamis erst nach 1850 registriert wurden, kann eine große Dunkelziffer aufgrund der dünnen Besiedlung und mangelnder Aufzeichnungen vermutet werden. Das Tsunami Beben von 1992 erzeugte den bisher stärksten Tsunami in dieser Region, was neben dem ungewöhnlichen Bruchverhalten auch an der großen Herdfläche lag. So ist z.B. im benachbarten Costa Rica die seis-

mogene Zone in mehrere kleine Segmente geteilt. *Bilek & Lay* [2002] fanden eine große Ähnlichkeit im Bruchverhalten zwischen Tsunami Beben und flachen aber meistens schwachen Beben in Subduktionszonen und postulieren daraus die generelle aber seltene Wahrscheinlichkeit von Tsunami Beben in Subduktionszonen. Damit ergibt sich für dieses Gebiet eine Periode von etwa 50 Jahren für ein $M_s \geq 7,0$ Erdbeben in der seismogenen Zone mit der Gefahr eines dadurch ausgelösten Tsunamis.

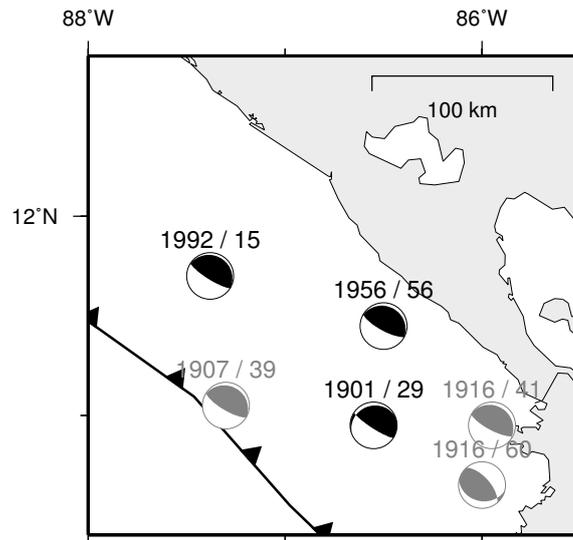


Abbildung 5.13: Große Erdbeben ($M_s \geq 7,0$) seit 1898 vor Nicaragua, mit Jahresangabe und Tiefe in km. Erdbeben außerhalb der seismogenen Zone sind grau markiert.

5.1.3 Der Schelfbereich

Die Abbildung 5.14 zeigt den Schelfbereich des Profils NIC-20, wobei auch ein Teil des Kontinentalhangs mit dargestellt wurde, um die Störungen im Margin Wedge vollständig zu erfassen. Die ältesten Sedimente in dem sich von Guatemala bis Costa Rica erstreckenden Becken wurden bereits in der Kreidezeit abgelagert [*Duarte et al.*, 1990; *Winsemann*, 1992]. Bereits damals existierte eine Schwelle an der Stelle des heutigen Outer High, einer markante Erhöhung des Basements zwischen dem OBH-10 und 11, das an der hier vorhandenen Erosionsplattform (CMP 13.000–13.500) gut zu erkennen ist. Die stärkste Hebung des Outer High erfolgte im Paläozän bis Eozän [*Ladd & Schroeder*, 1985] und vor Guatemala wird als Grund dafür die Akkretion von ophiolithischem Material an das Margin Wedge vermutet [*von Huene et al.*, 1985a]. Danach diente das Outer High als topografische Grenze, was an den gut geschichteten Sedimenten des Sandino Becken (CMP 13.500–17.100) im Vergleich zu dem deutlich gestörteren Ablagerungsmilieu der Hangsedimente erkennbar ist. Das Becken hat hier eine Mächtigkeit von 4–5 s, was etwa einer Tiefe von 6–9 km entspricht und ist damit deutlich flacher als die

5.1. DAS PROFIL NIC-20 ÜBER DIE SUBDUKTIONSZONE

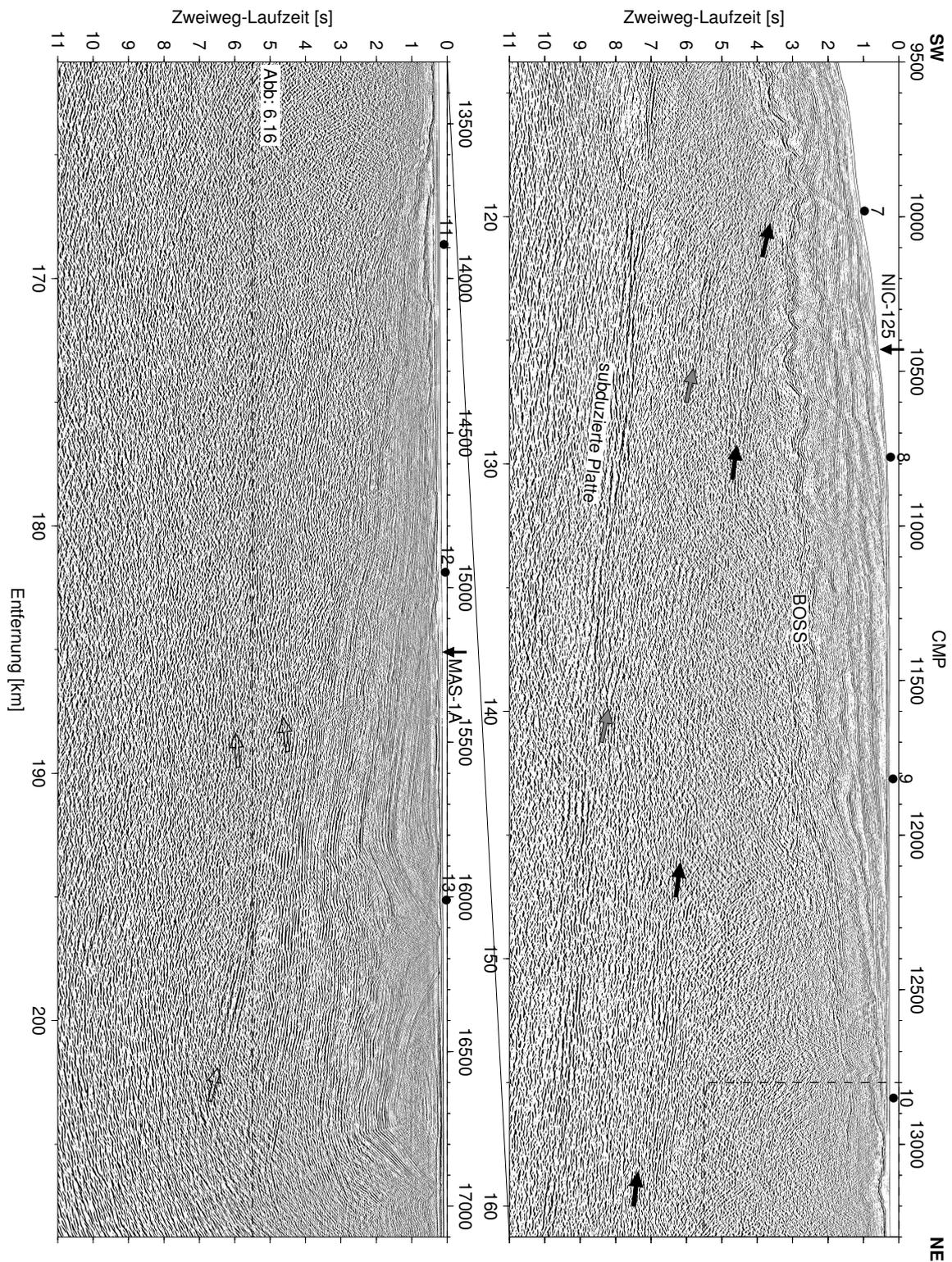


Abbildung 5.14: Der Schelfbereich des Profils NIC-20. Die Positionen der OBH, von Querprofilen sowie einer Ausschnittsvergrößerung sind markiert. Die Pfeile markieren Strukturen im Margin Wedge. BOSS: Bottom Of Slope Sediments.

nördlichen Bereiche des Sandino Beckens vor Nicaragua, wo Tiefen von 14–22 km erreicht werden [McIntosh *et al.*, 2005]. Durch das Profil MAS-1A (Abbildung 5.15, Lageplan siehe Abbildung 3.1), dessen hier nicht gezeigte nordwestliche Verlängerung sich bis zu den Bohrung Corvina-1 und -2 erstreckt, erfolgte eine Korrelation der Sedimente. Durch die Bohrungen wurden die Sedimentschichten stratigrafisch in 6 Formationen unterteilt, die sich an den durch Aufschlüsse an der Küste bekannten Formationen orientieren:

Unit	Formation	Geologische Zeitdauer	Alter [Ma]
1	Rivas bis Brito	Obere Kreide bis Mittleres Eozän	40–100
2	Brito	Oberes Eozän bis Unteres Eozän	28–40
3	Masachapa oder Brito	Oberes Oligozän	23–28
4	Masachapa	Oberes Oligozän bis Unteres Miozän	14–28
5	El Fraile	Mittleres bis Oberes Miozän	5–14
6	El Salto	Pliozän bis Holozän	0–5

Tabelle 5.2: *Stratigrafische Gliederung des Sandino Beckens.*

Wie das Profil MAS-1A zeigt, bestehen die gesamten Sedimente des Sandino Beckens im Profil NIC-20 nur noch aus der Unit1, also der Rivas und Brito Formation. Diese große Schichtmächtigkeit von 6–9 km und die spätere starke Hebung stehen im deutlichen Kontrast zu Zentral-Nicaragua, wo diese Formation nur etwas über 3 km dick ist und im marinen Bereich nicht den Meeresboden erreicht [Ranero *et al.*, 2000]. Daher muss sich das alte Sedimentationszentrum - und damit die tiefste Stelle - früher im Süden vor Nicaragua befunden haben. Die starke Hebung passt zu einer Überschiebung auf der Santa Elena Halbinsel die hier zwischen 99–94 und 71–65 Mio. Jahren [Hauff *et al.*, 2000, siehe Kapitel 2.3.5] stattfand.

Im Sandino Becken herrschte eine Kompression in Subduktionsrichtung, was an den beiden Antiklinen bei den CMP 16.200 und 16.900 in der Abbildung 5.16 zu erkennen ist. Da die hier an Land vorhandene Rivas-1 Bohrung (siehe Abbildung 3.1) ebenfalls in eine Antiklinalstruktur niedergebracht wurde und diese etwa parallel zur Küste verlaufen [Duarte *et al.*, 1990], belegen die drei Antiklinen eine deutliche Kompression. Die Anzahl der Antiklinen und damit die Kompression nimmt nach Norden hin ab. So zeigt das Profile NIC-50 vor Zentral-Nicaragua noch zwei, während das Profil NIC-100 im Norden nur noch eine sehr kleine Antikline abbildet [McIntosh *et al.*, 2005]. Diese Strukturen entstanden im Oberen Oligozän oder Unteren Miozän vor etwa 23 Mio. Jahren [Duarte *et al.*, 1990; Ranero *et al.*, 2000], also etwa beim Auseinanderbrechen der Farallon Platte in die Cocos und Nazca Platte vor 22,7 Mio. Jahren [Barckhausen *et al.*, 2001, siehe Kapitel 2.3.1]. Ranero *et al.* [2000] vermuten als Grund eine Transpression aufgrund der schrägen Subduktion.

5.1. DAS PROFIL NIC-20 ÜBER DIE SUBDUKTIONSZONE

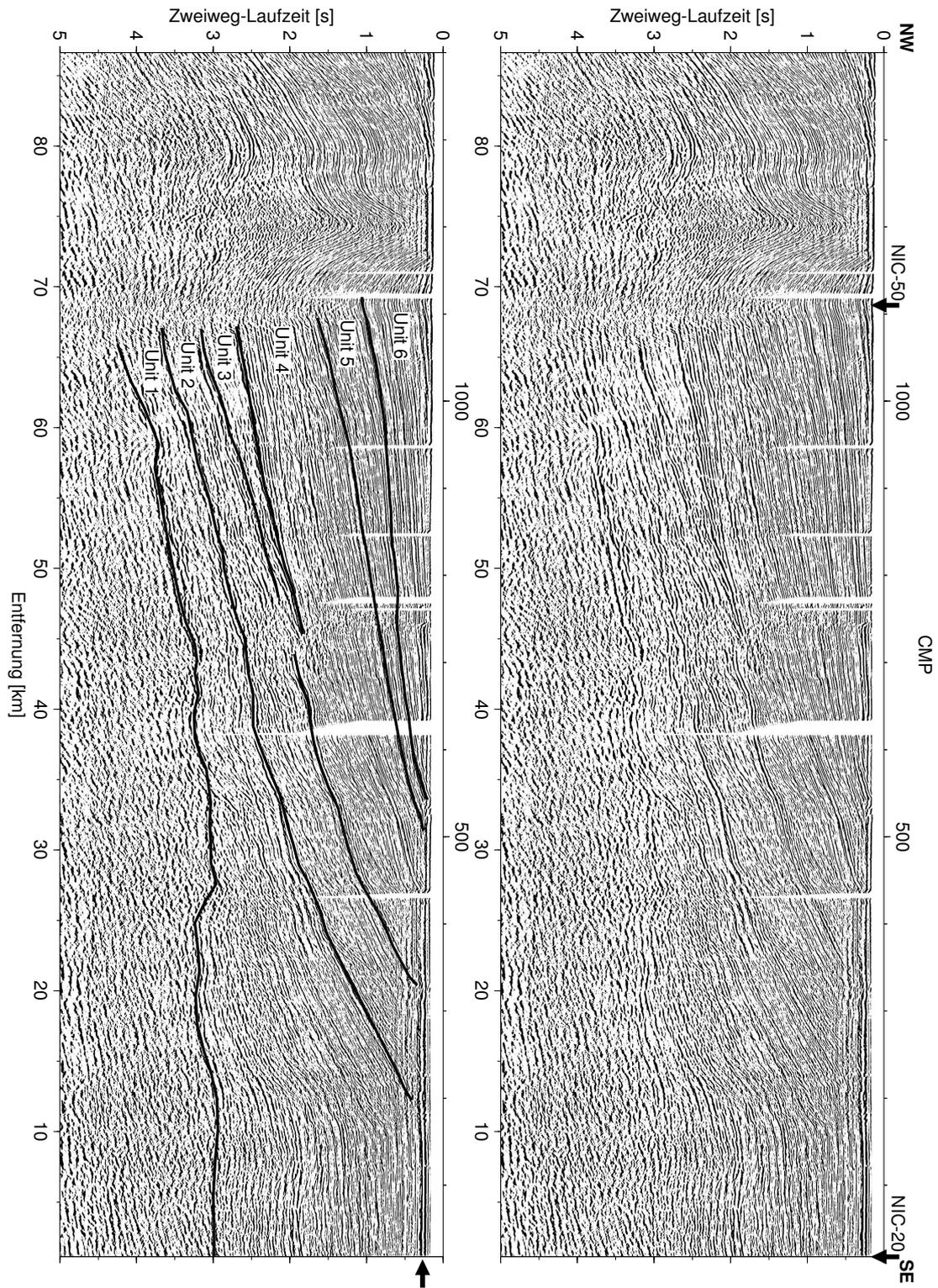


Abbildung 5.15: Profil MAS-1A entlang des Sandino Beckens. Die Kreuzungspunkte mit Querprofilen sind markiert. Der waagerechte Pfeil im unteren Bild markiert eine Erosionsdiskordanz. Modifiziert nach C. Ranero [nicht publiziert] und McIntosh et al. [2005].

Diese Interpretation erklärt jedoch nicht die Abnahme der Kompression von Süd- nach Nord-Nicaragua. In der Abbildung 5.15 ist eine Antiklinalstruktur (CMP 1.100–1.300) zu erkennen, die durch Verwerfungen in SW-NE Richtung entstand [Duarte *et al.*, 1990]. Diese Struktur verläuft quer zur Beckenachse und kann eine Konsequenz aus der schrägen Subduktion der Cocos Platte und dem daraus resultierendem Bookshelf Faulting sein [La Femina *et al.*, 2002, siehe Kapitel 2.3.6].

Am Meeresboden ist etwa ab dem OBH-8 eine bis zum landwärtigen Ende des Profils reichende dünne und horizontale Sedimentschicht zu erkennen, die durch eine deutliche Erosionsdiskordanz von den tieferen Sedimenten getrennt ist. Ihre größte Mächtigkeit (ca. 100 m) erreicht diese Schicht im Bereich des OBH-11, wo auch einige Verwerfungen in den tieferen Sedimenten sichtbar sind, die eine Extension anzeigen (siehe Abbildung 5.16). Auf dem hier quer verlaufendem Profil MAS-1A erstreckt sich diese dünne Sedimentschicht noch etwa 40 km in nordwestliche Richtung. Diese Strukturen belegen gegenwärtig eine Senkung dieses Gebiets, mit einem Maximum im Bereich des Outer High. Das steht im Gegensatz zu Zentral- und Nord-Nicaragua, wo keine entsprechende Sedimentschicht existiert, sondern eine rezente Erosion - und damit eine Hebung des Outer High - festgestellt wurde [Ranero *et al.*, 2000]. Eine Segmentierung des Schelfs wurde auch vor Guatemala anhand der Schichtmächtigkeit von miozänen Sedimenten nachgewiesen [Ladd & Schroeder, 1985].

Innerhalb des Margin Wedges sind einige Strukturen zu erkennen. Im seewärtigen Bereich (siehe Abbildung 5.14, oben) handelt es sich dabei um landwärts geneigte Bündel paralleler Reflektoren, von denen zwei markante mit schwarzen bzw. grauen Pfeilen markiert sind. Dabei belegt eine rezente Verwerfung in den Hangsedimenten am Schnittpunkt der oberen Struktur (schwarze Pfeile) mit dem BOSS Reflektor beim OBH-7 eine aktuelle tektonische Aktivität dieses Reflektors. Vergleichbare Strukturen existieren auch im Margin Wedge vor Zentral-Nicaragua und Guatemala [Ranero *et al.*, 2000; Ibrahim *et al.*, 1979]. Dabei handelt es sich wahrscheinlich um Abschiebungen aufgrund der Subduktion Erosion, was zu den extensionären Verwerfungen in den Hangsedimenten passt (siehe Kapitel 5.1.2.1). Da der Geschwindigkeits- und Dichtekontrast innerhalb des Margin Wedges sehr gering ist, werden andere Ursachen wie z. B. Fluide von der abtauchenden Platte als Grund für die deutlichen Reflektoren vermutet. Unterhalb des Sandino Beckens sind auch einige, z. T. deutlich sichtbare Reflektoren mit see- und landwärtiger Neigung abgebildet (transparente Pfeile in Abbildung 5.14). Aufgrund der Entfernung zum Tiefsee graben von über 110 km und der dadurch bedingten großen Schichtmächtigkeit ist die obige Erklärung für diese Strukturen unwahrscheinlich. Dagegen stimmt die Lage der Reflektoren ungefähr mit der Lage eines Mantelkeils überein, der aufgrund von Refraktions- und Schweredaten vor Zentral-Nicaragua modelliert wurde und als Teil eines akkretierten ozeanischen Plateaus interpretiert wird [Walther *et al.*, 2000].

5.1. DAS PROFIL NIC-20 ÜBER DIE SUBDUKTIONSZONE

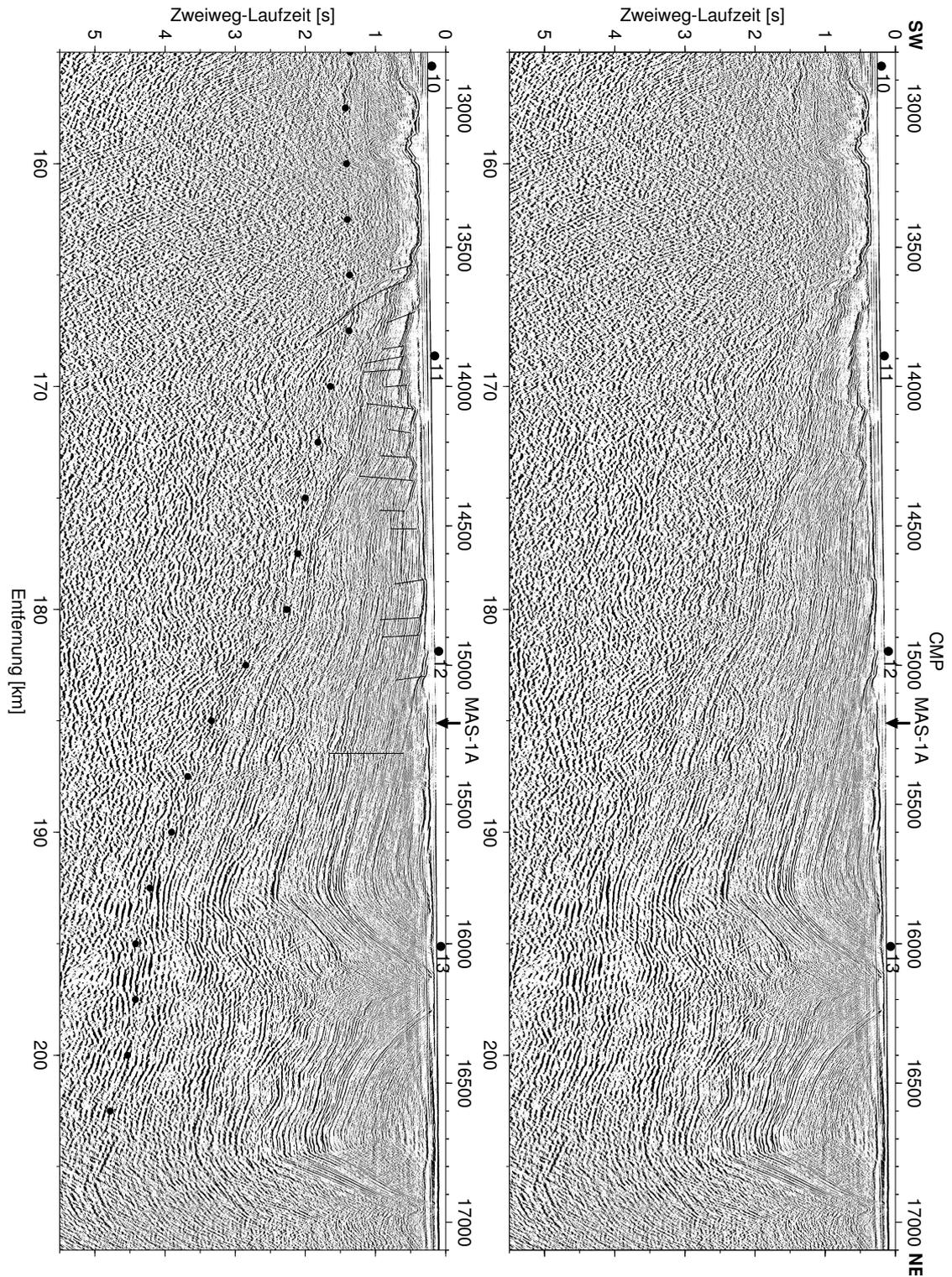


Abbildung 5.16: Das Sandino Becken mit den markantesten Verwerfungen. Die Positionen der OBH und des Querprofils MAS-1A sind markiert. Die schwarzen Kreise markieren den ungefähren Verlauf des Basements.

5.2 Das Profil NIC-125 entlang des Kontinentalhangs

In der Abbildung 5.17 ist das Profil NIC-125 dargestellt, das sich über 190 km entlang des oberen Kontinentalhangs von Zentral-Nicaragua bis zum nördlichen Costa Rica erstreckt. Dieses von K. McIntosh bearbeitete Profil wurde nur mit einem Schussabstand von 125 m abgeschossen, wodurch sich die Anzahl der Spuren pro CMP von 60 auf 24 verringerte. Die dadurch reduzierte Datenqualität ist z. B. anhand der schlechteren Abbildung des BOSS Reflektors (schwarze Kreise) im unteren Bildteil zu erkennen. Die transparenten Quadrate markieren den ungefähren Verlauf zwischen der El Salto Formation (Pliozän bis Holozän) und der Rivas und Brito Formation (Obere Kreide bis Mittleres Eozän), siehe dazu auch das kreuzende Profil NIC-20 (Abbildung 5.7). Am Meeresboden sind zahlreiche Erosionsrinnen zu sehen, die hier auf dem Kontinentalhang verlaufen. Die Existenz eines größeren Erosionssystems im Bereich des OBH-40 ist bereits in den älteren Sedimenten zu erkennen. Ansonsten belegen die Sedimente eine gleichförmige tektonische Entwicklung des Kontinentalhangs, ohne große laterale Variationen. Innerhalb des Margin Wedges sind die bereits vom Profil NIC-20 bekannten Verwerfungen (siehe Abbildung 5.14) mit denselben Pfeilen markiert. Daraus ergibt sich eine Verwerfungsfläche von mindestens $40 \times 60 = 240 \text{ km}^2$ (schwarze Pfeile) bzw. $30 \times 70 = 210 \text{ km}^2$ (graue Pfeile). Bei dem Bruch einer dieser Flächen ergibt sich nach *Vakov* [1996] eine Bebenstärke von etwa $M_s = 6,4$. Damit können zwar Beben innerhalb des Margin Wedges erklärt werden, nicht jedoch das Tsunami Beben von 1992. Dessen Bruchgeschwindigkeit von 0,6–2,3 km/s [*Velasco et al.*, 1994] war zu niedrig für das hier zu vermutende ophiolitische Gestein. Der deutliche Reflektor im Bereich von 6,5–8,5 s ist von der abtauchenden Platte. Das allmähliche Ansteigen nach Südosten folgt dem Trend der Wadati-Benioff Zone, deren Abtauchwinkel gen südliches Costa Rica, wo der mächtige Cocos Rücken subduziert wird, ebenfalls flacher wird [*Protti et al.*, 1994]. Trotz der großen Tiefenlage ist zwischen den Stationen 33 und 34 noch ein Seamount auf der abtauchenden Platte zu erkennen und belegt damit die vollständige Subduktion dieser vulkanischen Strukturen bis mindestens 50 km hinter den Tiefseeegraben. Bei einer Subduktionsgeschwindigkeit von 8,4 cm/a und unter Berücksichtigung der leicht schrägen Konvergenz von etwa 10° [*DeMets*, 2001] ergibt sich hierfür eine Zeitspanne von 0,6 Mio. Jahren seit der Subduktion. Im Gegensatz zum Profil NIC-20 das in Subduktionsrichtung verläuft, ist hier der Subduktionskanal - trotz der großen Tiefenlage - teilweise gut sichtbar und er besteht meistens aus zwei deutlich unterscheidbaren Reflektoren, die seine Ober- und Unterkante darstellen. Somit kann hier seine Mächtigkeit abgeschätzt werden. Da für dieses Profil nur die bereits bearbeiteten Daten zur Verfügung standen, ist eine Phasenverschiebung durch einen nicht optimal bestimmten Dekonvolutionsoperator oder die Bandpassfilterung möglich. Die Datenbearbeitung wurde jedoch durch einen erfahrenen Wissenschaftler (K. McIntosh) durchgeführt. Zudem würde sich auch bei einer Phasenverschiebung die Distanz zwischen den beiden Reflektoren nicht ändern. In der Abbildung 5.18 sind die markantesten Bereiche des

5.2. DAS PROFIL NIC-125 ENTLANG DES KONTINENTALHANGS

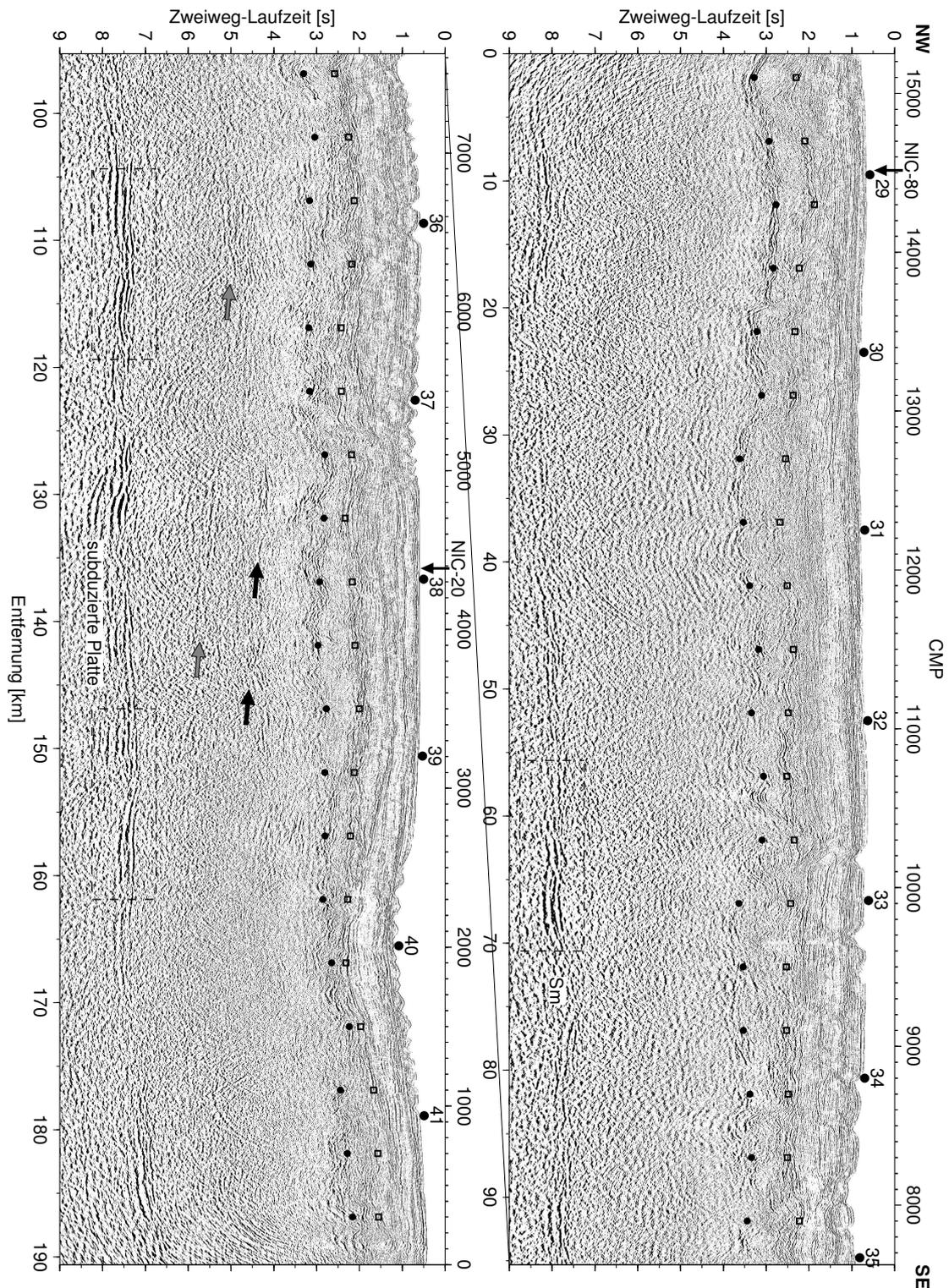


Abbildung 5.17: Das Querprofil NIC-125 entlang des oberen Kontinentalhangs. Die Positionen der OBH, von Querprofilen, von zwei Horizonten sowie von Ausschnittsvergrößerungen sind markiert. Die schwarzen bzw. grauen Pfeile bezeichnen die entsprechenden Reflektoren aus der Abbildung 5.14. Sm: Seamount.

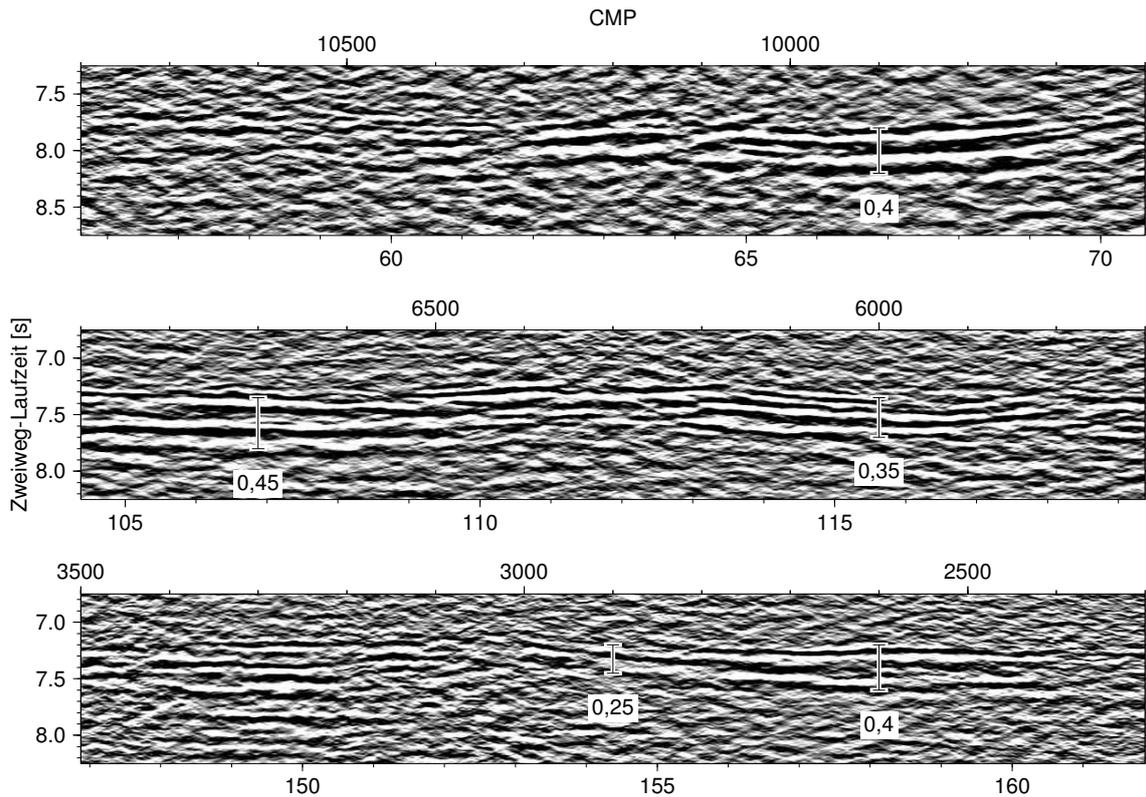


Abbildung 5.18: Ausschnittsvergrößerungen des Subduktionskanals vom Profil NIC-125. Die Schichtmächtigkeit (in Sekunden) ist jeweils angegeben und markiert.

Subduktionskanals in Ausschnittsvergrößerungen dargestellt. Bei den dabei ermittelten Zweiweg-Laufzeiten von 0,25–0,45 s handelt es sich um Maximalwerte, da von beiden Reflektoren der gesamte Wellenzug erfasst wurde. Eine variable Schichtmächtigkeit ist aufgrund der rauen subduzierten Kruste mit ihren zahlreichen Halbgräben (siehe z. B. Abbildung 5.1) zu erwarten. Die Abschätzung der seismischen Geschwindigkeit erfolgt mit Hilfe der Ausbreitungsgeschwindigkeit des Tsunami Bebens von 1992. Wie in der Abbildung 5.11 ersichtlich ist, verläuft der größte Teil des Profils NIC-125 im Bereich der Bruchfläche mit einem geringen Versatz. In dieser Zone betrug die Ausbreitungsgeschwindigkeit 2,2–2,5 km/s [Ihmlé, 1996a]. Nach Kanamori [1994] beträgt die Ausbreitungsgeschwindigkeit meistens das 0,7 bis 0,8-fache der Scherwellengeschwindigkeit V_S , wobei die theoretische Obergrenze für normale Erdbeben beim 0,92-fachen liegt (Rayleigh-Welle). Damit ergibt sich V_S zu 2,4–3,6 km/s und V_P zu 4,1–6,2 km/s, bei einem V_P/V_S Verhältnis von $\sqrt{3}$. Wie die Auswertung der Refraktionsdaten im Kapitel 6.1 zeigt, stellt der Subduktionskanal eine Niedriggeschwindigkeits-Zone (Low Velocity Zone, LVZ) da, weshalb hier die P-Wellen Geschwindigkeit deutlich niedriger als die 5,4–5,7 km/s im unteren Margin Wedge sein muss. Dadurch reduziert sich der mögliche Geschwindigkeitsbereich auf 4,1–5,2 km/s, was auch durch andere Untersuchungser-

gebnisse bestätigt wird. So ergab sich für eine vergleichbare Tiefenlage von 14–16 km ein Wert von 4,5 km/s vor Peru [Krabbenhöft, 2004] und 5,0 km/s vor Alaska [Ye et al., 1997] und vor der benachbarten Nicoya Halbinsel wird eine Geschwindigkeit von 4,0 km/s bereits in einer Tiefe von 8 km durch eine Amplitudenmodellierung bestimmt [Christeson et al., 1999]. Mit den oben bestimmten Laufzeiten ergibt sich somit eine Schichtmächtigkeit von 0,5–1,2 km. Dieses ist deutlich mehr als die subduzierten Sedimente von 0,4 km Dicke, deren Porosität von etwa 60 % [Kimura et al., 1997] eine kompaktierte Mächtigkeit von 0,16 km erwarten lassen. Das zusätzlich subduzierte Material kann durch die Erosion des Margin Wedges erklärt werden. Die aus den ODP Bohrungen vor der Nicoya Halbinsel ermittelten Erosionsraten betragen in den letzten 6,5 Mio. Jahren $107\text{--}123 \text{ km}^3 \text{ My}^{-1} \text{ km}^{-1}$, wobei hier eine Krustenmächtigkeit von 15 km angenommen wurde [Vannucchi et al., 2003]. Da der Subduktionskanal im Profil NIC-125 in 15–16 km Tiefe liegt, muss das gesamte erodierte Material dort entlang transportiert werden. Bei einer konstanten Erosionsrate und einer Subduktionsgeschwindigkeit von 8,4 cm/a, einer schrägen Konvergenz von 10° und einer landwärtigen Verlagerung des Tiefseegrabens (Erosionsrate \div Krustenmächtigkeit, siehe Abbildung 5.19) ergibt sich somit die zusätzliche Schichtmächtigkeit zu:

$$\text{Minimal : } 107 \text{ km}^3 \text{ My}^{-1} \text{ km}^{-1} \div ((84 \text{ km} \times \cos 10^\circ) - 7,1 \text{ km}) = 1,4 \text{ km}$$

$$\text{Maximal : } 123 \text{ km}^3 \text{ My}^{-1} \text{ km}^{-1} \div ((84 \text{ km} \times \cos 10^\circ) - 8,2 \text{ km}) = 1,7 \text{ km}$$

Anstelle dieser für die Nicoya Halbinsel bestimmten Gesamtmächtigkeit von etwa 1,6–1,9 km werden im 100 km entfernten Nicaragua jedoch nur 0,5–1,2 km im Subduktionskanal ermittelt. Die Differenz von 25–74 % ist vergleichbar mit der Abnahme des Bereichs von Extensionsstrukturen auf dem Kontinentalhang von 20 km vor Costa Rica auf 8–12 km vor Nicaragua (siehe Kapitel 5.1.2.1). Auch wenn beide Methoden nur eine ungefähre Abschätzung erlauben, so bestätigen ihre voneinander unabhängigen Ergebnisse eine deutlich geringere Erosionsrate - von ungefähr -50 % - in Nicaragua als im angrenzenden Costa Rica. Mögliche Ursachen hierfür wären unterschiedliche Erosionsraten in diesem Abschnitt der Subduktionszone, oder eine zeitlich variable Erosion. Die Untersuchungen von Vulkaniten in Costa Rica deuten auf variable Erosionsraten in den letzten 1,5 Mio. Jahren [Clift et al., 2005] und auch die aus den ODP Bohrungen vor der Nicoya Halbinsel bestimmten Erosionsraten zeigen markante Schwankungen in den letzten 16,5 Mio. Jahren. Andererseits entwickeln sich die Verwerfungen am Kontinentalhang über einen längeren Zeitraum, so dass die Ausdehnung dieser Extensionsstrukturen die längerfristige Erosionsrate dokumentiert. Während die Dehnungsstrukturen im südlichen Nicaragua (Profil NIC-20) noch bis zum Meeresboden reichen, ist dieses vor Zentral-Nicaragua nicht mehr der Fall [Ranero et al., 2000], so dass hier eine nach Norden abnehmende, oder rezent nicht vorhandene Erosionsrate vermutet werden kann. Das ist in guter Übereinstimmung mit den niedrigen Erosionsraten von $11,3\text{--}13,1 \text{ km}^3 \text{ My}^{-1} \text{ km}^{-1}$ vor Guatemala [Vannucchi et al., 2004]. Damit ergibt sich für dieses 600 km lange Segment der Subduktionszone für die letzten 16 Mio. Jahre eine

CALCULATING VOLUME OF UPPER PLATE CRUST
LOST VIA SUBDUCTION EROSION

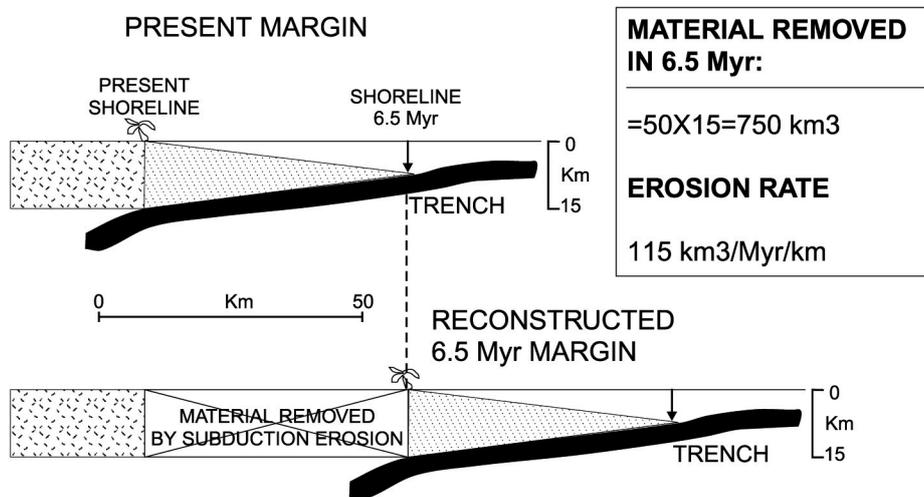


Abbildung 5.19: Berechnung der Erosionsrate durch Subduction Erosion, nach Vannucchi et al. [2003].

hohe Erosionsrate von $45 \text{ km}^3 \text{ My}^{-1} \text{ km}^{-1}$ vor der Nicoya Halbinsel, deutliche Hinweise auf eine wesentlich schwächere Erosion in 100–230 km Entfernung vor Nicaragua und nur noch $11,3\text{--}13,1 \text{ km}^3 \text{ My}^{-1} \text{ km}^{-1}$ vor Guatemala. Dabei scheint die stärkste Reduktion der Erosionsrate (25–74%) auf dem nur 100 km langen Abschnitt zwischen der Nicoya Halbinsel und dem südlichen Nicaragua zu erfolgen.

6

Die Modellierung und Interpretation der seismischen Weitwinkeldaten

Die Entwicklung eines seismischen Geschwindigkeitsmodells erfolgt durch die Auswertung der Seismogramm-Sektionen. Hierzu werden die Einsatzzeiten der kohärenten Signale ermittelt und die sich daraus ergebenden Laufzeitenkurven bestimmt. Diese Informationen bilden die Basis für die Modellierung des seismischen Geschwindigkeits-Tiefen-Modells. Die erste Modellierungsmethode besteht im Einsatz der Strahlenmethode (Ray-Tracing), der sogenannten Vorwärtsmodellierung. Danach erfolgt eine Überprüfung und Verfeinerung durch eine Laufzeiteninversion. An ausgewählten Stationen werden die Modelle durch die Berechnung von synthetischen Seismogrammen zusätzlich ergänzt. Eine weitere Plausibilitätsprüfung ergibt sich durch die Berechnung und den Vergleich der Schwerewerte des Modells mit Messdaten.

Bei der Strahlenmethode werden die Strahlenwege und deren Laufzeiten durch das Geschwindigkeitsmodell berechnet. In der Abbildung 6.1 ist der Zusammenhang zwischen den Laufzeitenkurven und den dazugehörigen Strahlenwegen skizziert. Um die Darstellung einfach zu halten, ist ein söhligler Zweischichten-Fall mit jeweils konstanten Geschwindigkeiten dargestellt. Daraus ergeben sich für die refraktierten Wellen gerade und für die reflektierten Wellen hyperbelförmige Laufzeitenkurven. In der Realität ergeben sich aufgrund von Geschwindigkeitsgradienten und unebenen Schichtgrenzen zumeist deutlich komplexere Laufzeitenkurven. Wegen des geringen Rechenaufwandes ist dieses Verfahren sehr effizient zum Testen verschiedener Modelle. Die Vorwärtsmodellierung liefert jedoch keine Aussage über die Eindeutigkeit einer gefundenen Lösung, da diese von den subjektiven Einschätzungen des Bearbeiters abhängt. Durch die Nutzung aller Einsätze, insbesondere von Triplikationen und von Zusatzinformationen wie z. B. den MCS Sektionen, kann das Modell jedoch weiter verifiziert werden. Außerdem berücksichtigt die Strahlenmethode nicht die dynamischen Eigenschaften der seismischen Wellen, wie Amplituden und Dämpfung. In dieser Arbeit wurde das interaktive Programm MacRay von *Luetgert* [1992] benutzt, durch dessen schnelle Modifikationsfähigkeit zahlreiche Modellvariationen zügig getestet werden konnten. Gerade bei komplexen Strukturen wie Subduktionszonen ermöglicht dieses Verfahren eine gute Zuordnung der Einsätze im Seismogramm zu den jeweiligen Strukturen im Untergrund. Darüber hinaus können wichtige Schichtgrenzen, die aus den MCS Sektionen bekannt sind, mit Hilfe von vertikalen Laufzeiten für die Modellierung mitgenutzt werden. Das Geschwindigkeitsmodell kann aus mehreren Schichten beliebiger Form mit variablen, aber kontinuierlichen Geschwindigkeiten bestehen. Änderungen des

Geschwindigkeitsgradienten oder Geschwindigkeitssprünge - auch Inversionen - können nur an den Schichtgrenzen auftreten. Hier erfolgt die Brechung der Strahlen gemäß dem Snelliusschen Brechungsgesetz. Innerhalb der einzelnen Schichten erfolgt die Berechnung des Strahlenweges durch die stufenweise Integration von Differentialgleichungen nach x , z , t und θ - dem Winkel des Strahls mit der Vertikalen - bei einem gegebenen Geschwindigkeitsfeld $V(x,z)$. Für weitere Details siehe *Cerveny et al.* [1977].

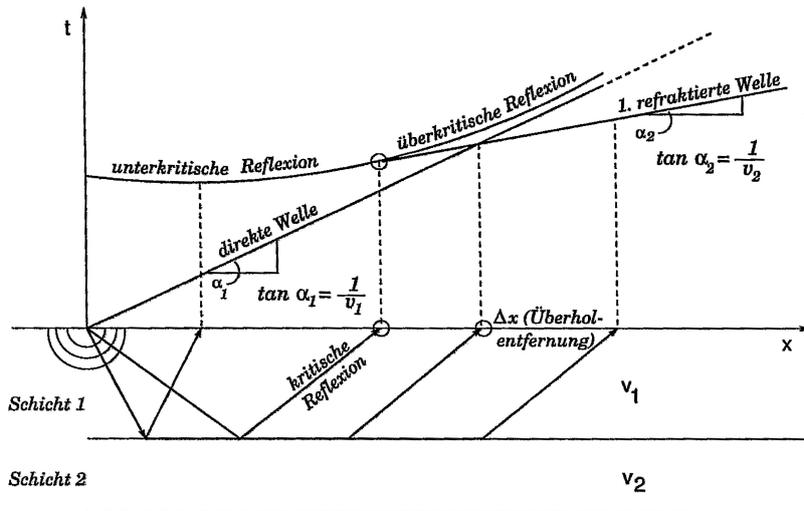


Abbildung 6.1: Laufzeitkurven und Strahlenwege in einem geschichteten Medium [Militzer & Weber, 1987].

Die Laufzeiteninversion erfolgte mit dem Programm Rayinvr von *Zelt & Smith* [1992] in den einzelnen Schichten, wobei die Geschwindigkeit und/oder die Schichtmächtigkeit invertiert wird. Die beiden unterschiedlichen Modellformate wurden durch ein Konvertierungsprogramm transformiert, ansonsten ist der Aufbau des Geschwindigkeitsmodells aber identisch. Der Nutzen der Inversion liegt in der Bestimmung des Root-Mean-Square (RMS) Fehlers zwischen den berechneten und gemessenen Laufzeiten. Damit existiert ein objektives Maß für die Qualität des Modells, mit dessen Hilfe die Fehler in den einzelnen Schichten (Geschwindigkeit und Tiefe) abgeschätzt werden können. Außerdem kann damit zwischen ähnlichen Modellvariationen leichter entschieden werden und eine Feinabstimmung der Geschwindigkeiten und Schichtmächtigkeiten erfolgen.

Die Reflektivitäts-Methode basiert auf den Arbeiten von *Fuchs & Müller* [1971] und erzeugt synthetische Seismogramme mit allen Multiplen und konvertierten Wellen, wobei auch die Dämpfung berücksichtigt wird. Die mathematische Herleitung und eine detaillierte Beschreibung ist im Tutorial von *Müller* [1985] zu finden. Das Modell dazu kann jedoch nur aus homogenen horizontalen Schichten bestehen, weshalb lediglich Stationen mit einer nahezu eindimensionalen Geschwindigkeits-Tiefenfunktion modelliert werden können. Vertikale Gradienten können durch zahlreiche homogene Schichten an-

genähert werden. Da der Rechenaufwand - für die hier benutzten komplexen Modelle aus bis zu 150 Schichten - mit 1–5 Stunden pro Seismogramm sehr hoch ist, kann diese aufwändige Methode nur an ausgewählten Stationen durchgeführt werden. Sie gestattet aber die zusätzliche Nutzung der Amplitudeninformation sowie des Dämpfungsfaktors und ermöglicht dadurch eine detailliertere Modellierung. Dazu wurde zunächst die Geschwindigkeits-Tiefenfunktion an der jeweiligen Station benutzt. Danach erfolgte eine Variation der Geschwindigkeiten und teilweise auch Schichtmächtigkeiten um eine möglichst gute Anpassung an die Originalsektion zu erhalten. Obwohl nur wenige konvertierte S-Wellen registriert wurden, ist die Angabe realistischer Scherwellengeschwindigkeiten für eine genaue Amplitudenberechnung notwendig. Gerade in den Sedimenten ist das - auch von dem Programm vordefinierte - Standard V_P/V_S Verhältnis von $\sqrt{3} \approx 1,73$ zu niedrig und führt zu falschen Einsätzen und Amplituden. Labormessungen an den vor der Nicoya Halbinsel erbohrten Sedimenten ergab V_P/V_S Verhältnisse von 2,5–4 [Gettemy & Tobin, 2003] und auch poröse magmatische Gesteine wie z. B. die extrusiven Basalte junger ozeanischer Kruste (Layer 2A) können Werte von 2,2–7,1 erreichen [Vera et al., 1990; Christeson et al., 1997]. Für Gesteine mit einer geringen Porosität (z. B. Layer 2B und 3) gelten meistens die üblichen V_P/V_S Verhältnisse von 1,7–1,8. Bei dem Dämpfungsfaktor Q (Quality Factor) handelt es sich um das Verhältnis des Energieverlusts durch Dämpfung zur verbleibenden Maximalenergie pro Periode:

$$Q = \frac{2\pi A_{max}}{\delta A}$$

Die Dämpfung ist also Q^{-1} , so dass eine starke Dämpfung ein kleines Q bedeutet. Die Dämpfung in den Sedimenten ist hoch ($Q_P \approx 10$ –100) [Hauge, 1981], ebenso im Layer 2 der ozeanischen Kruste ($Q_P \approx 35$ –100) [Vera et al., 1990; Wilcock et al., 1995]. Dagegen hat der tiefere Teil der ozeanischen Kruste eine geringe Dämpfung mit $Q_P \approx 500$ –1000 und der Mantel von $Q_P \approx 600$ –1000 [Spudich & Orcutt, 1980; Wilcock et al., 1995]. Dämpfung wird sowohl durch Energieverlust und Absorption (intrinsische Dämpfung), als auch durch Streuung verursacht. Da die intrinsische Dämpfung hauptsächlich durch die viskose Dämpfung von Porenwasser und Reibungsverluste an Korngrenzen verursacht wird, besteht eine starke Korrelation von zunehmender Porosität oder Klüftigkeit mit zunehmender Dämpfung [O'Connell & Budiansky, 1977]. Als Quellsignal wurde zunächst das in der Abbildung 3.2 dargestellte Fernfeld mit einer frequenzabhängigen Dämpfung benutzt. Da damit jedoch nicht die in den Seismogrammen sichtbaren tiefrequenten Wellenzüge modelliert werden konnten, wurde schließlich ein ungestörter Wellenzug aus dem Margin Wedge als Quellsignal verwendet. Die benötigten Dichteangaben stammen aus der Schwermodellierung. Das häufig entstehende Aliasing kann durch die Modifikation der Spurlänge T und des Antialiasingfilters TSIGMA, sowie das Einbetten von Schuss und Empfänger in dünne Wasserschichten reduziert werden. Die Darstellung der registrierten seismischen Sektionen und der synthetischen Datensätze erfolgt nach identischer Bearbeitung mit einem Bandpassfilter und einer offsetabhängigen Skalierung. Zusätzlich wird zu den synthetischen Daten noch weißes Rauschen addiert, um das Signal-zu-Rausch Verhältnis der gemessenen Sektionen zu erhalten.

Die Schwereberechnungen erfolgten mit dem in MacRay vorhandenen Schwere-Modul. Dazu wurden die Geschwindigkeitsmodelle mit Hilfe von Geschwindigkeits-Dichte Relationen [Carlson & Herrick, 1990; Carlson & Miller, 2003] und Bohrlochdaten [Kimura et al., 1997; IODP expedition 309 and 312, 2006] in Dichtemodelle umgewandelt und die daraus berechnete Schwere mit den bei der Messfahrt gewonnenen Schwerewerten verglichen. Durch eine Anpassung der Dichtewerte im Rahmen der Geschwindigkeits-Dichte Relationen wird eine gute Übereinstimmung der berechneten und gemessenen Daten angestrebt, um die Untergrundmodelle zusätzlich zu bestätigen.

Anders als im Kapitel 5 wird hier zunächst das Profil NIC-125, das entlang der Schelfkante parallel zum Tiefseeegraben verläuft besprochen. Erst danach erfolgt die Darstellung des Profils NIC-20, das sich von der ozeanischen Kruste über den Tiefseeegraben und den Schelf bis zum vulkanischen Bogen erstreckt. Der Grund dafür liegt in den starken lateralen Variationen des Profils NIC-20, die nur durch eine aufwändige Modellierung zu erfassen sind. Im Gegensatz dazu zeigt das Profil NIC-125 nur geringe laterale Änderungen und ist somit einfacher und eindeutiger zu bearbeiten. Damit können die so ermittelten Geschwindigkeiten am Kreuzungspunkt mit dem Profil NIC-20 als Anhaltspunkt für die Bearbeitung des komplizierteren Profils dienen. Aufgrund der Fehlertoleranz in den jeweiligen Modellen und wegen einer möglichen Anisotropie ist eine kleine Differenz am Schnittpunkt jedoch normal.

6.1 Das Profil NIC-125 entlang des Kontinentalhangs

Das 190 km lange Profil NIC-125 verläuft in etwa 50 km Abstand parallel zum Tiefseeegraben am oberen Kontinentalhang (siehe Abbildung 3.1). Es wurde mit den dreizehn Stationen 29 bis 41 registriert, von denen das OBH-32 keine nutzbaren Daten aufzeichnete. Obwohl die Qualität von Refraktionsmessungen im Flachwasserbereich häufig durch multiple Reflexionen in der Wassersäule und Störgeräusche des Fischerei- und Transitverkehrs beeinträchtigt ist, hat dieser Datensatz ein gutes Signal-zu-Rausch Verhältnis und deutliche Ersteinsätze bis zu einem Offset von 110 km. Frühere Refraktionsprofile im Sandino Becken verliefen zumeist landwärts vom Profil NIC-125 und zeigten meist nur eine moderate Datenqualität [Mrazek et al., 1997; Bialas et al., 1999]. Daher war bisher eine detaillierte Untersuchung des Margin Wedges und der abtauchenden Platte quer zur Subduktionsrichtung nicht möglich. Da die einzelnen Schüsse mit der an Bord registrierten Wassertiefe abgespeichert wurden, konnte die anhand der Messanordnung bestimmte Korrelation mit den Steilwinkeldaten durch den Vergleich der Bathymetrie noch genauer ermittelt werden. Durch die Berechnung der vertikalen Laufzeiten wurde dadurch sowohl die Lage des BOSS Reflektors, als auch die Oberkante der abtauchenden Platte präziser bestimmt. Das sich aus der Modellierung ergebende Geschwindigkeitsmodell ist in der Abbildung 6.2 dargestellt. An vier ausgewählten Stationen (siehe Abbildungen 6.3 bis 6.6) werden die wichtigsten Strukturen des Modells und ihre Abbildung in den Refraktionsdaten gezeigt.

6. DIE MODELLIERUNG UND INTERPRETATION DER SEISMISCHEN WEITWINKELDATEN

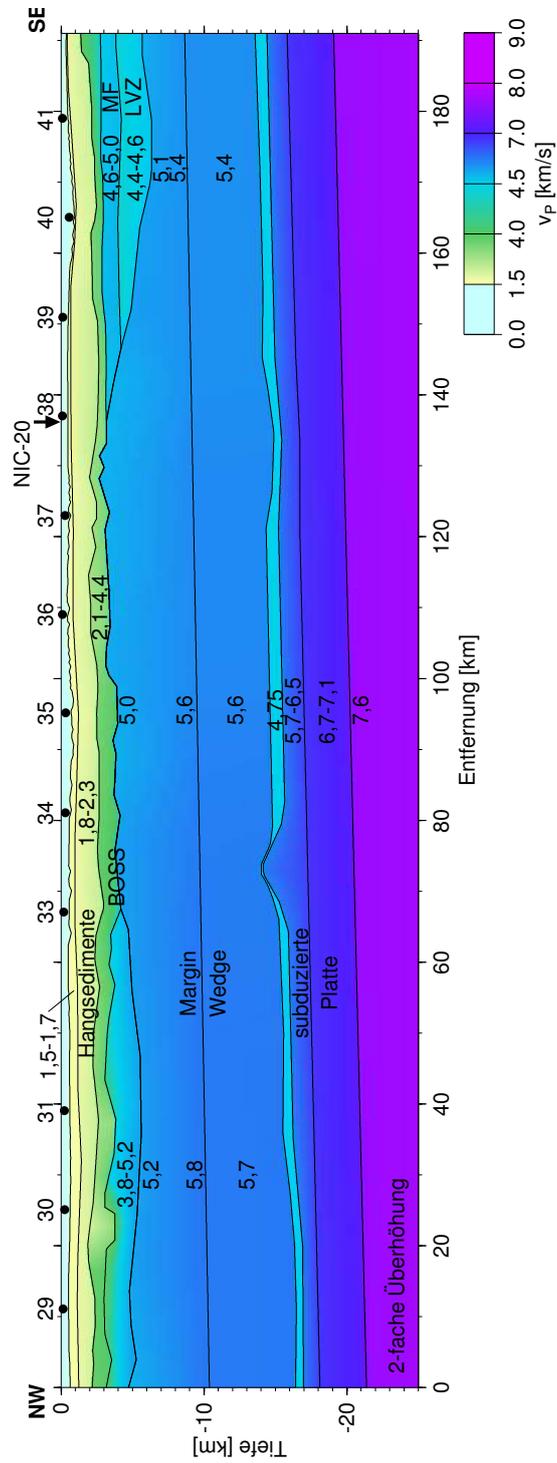


Abbildung 6.2: Geschwindigkeitsmodell für das Profil NIC-125. LVZ: Low Velocity Zone; MF: Matapalo Formation.

6.1. DAS PROFIL NIC-125 ENTLANG DES KONTINENTALHANGS

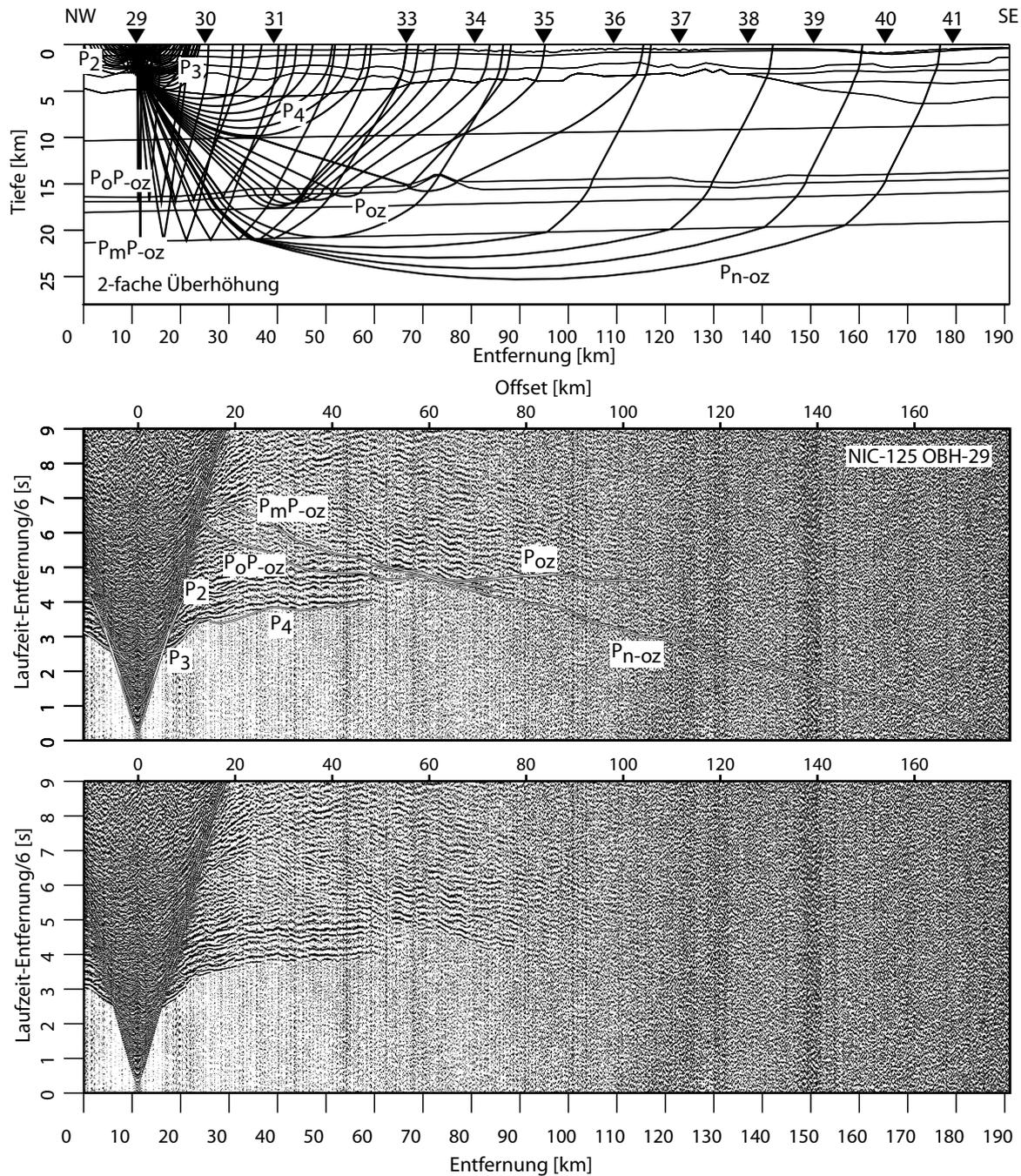


Abbildung 6.3: Krustenmodell für das Profil NIC-125 mit ausgewählten Strahlenwegen für die Station 29 (oben), das dazugehörige Seismogramm mit den berechneten Laufzeitenkurven (mitte) sowie ohne (unten). P_2 , P_3 : Refraktierte aus den Hangsedimenten; P_4 : Refraktierte aus dem Margin Wedge; P_0P_{-oz} : Reflexionen von der Oberkante der abtauchenden Platte; P_{oz} : Refraktierte aus der ozeanischen Kruste; P_mP_{-oz} : Reflexionen von der ozeanischen Moho; P_n_{-oz} : Refraktierte aus dem ozeanischen Mantel.

6. DIE MODELLIERUNG UND INTERPRETATION DER SEISMISCHEN WEITWINKELDATEN

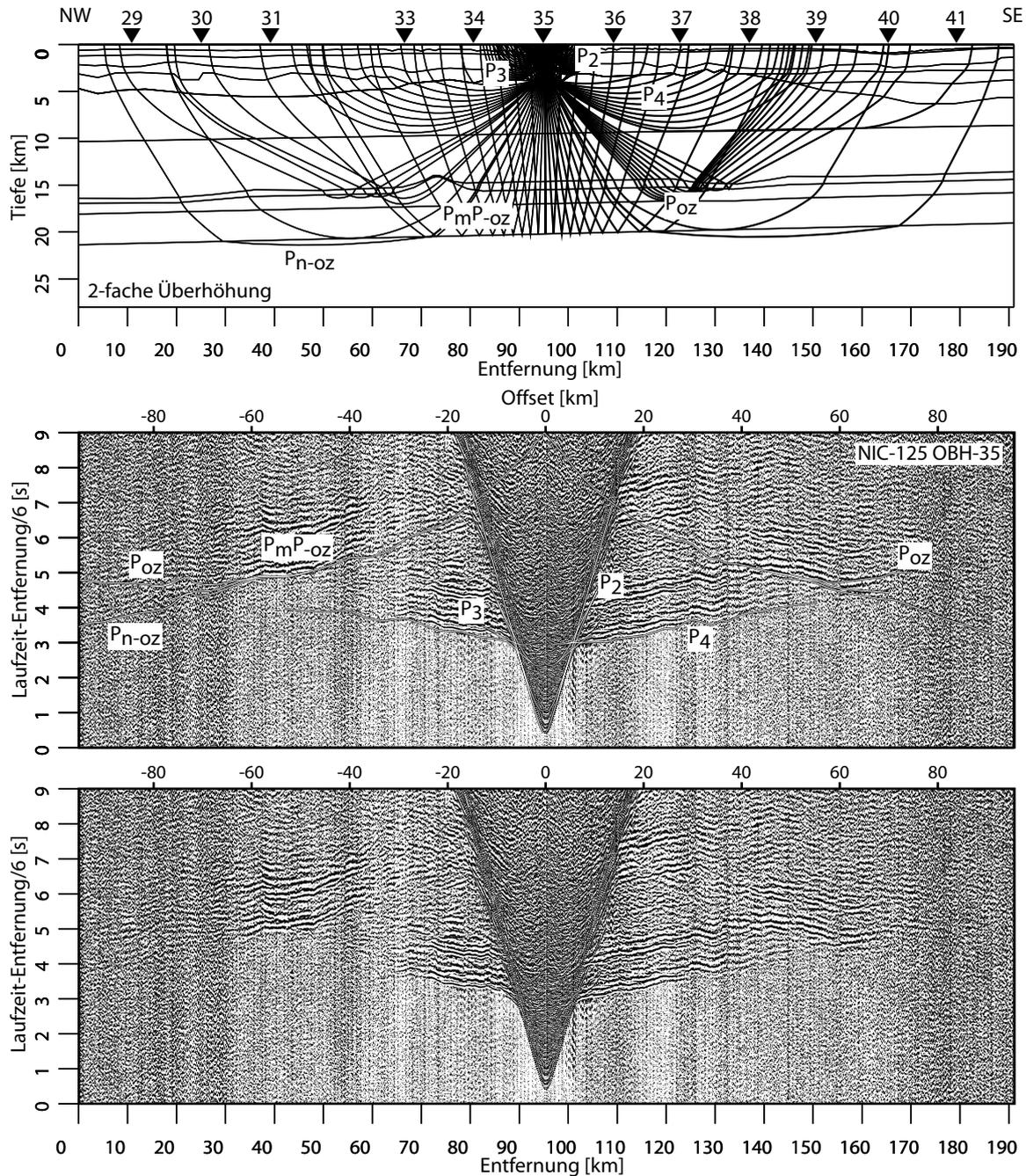


Abbildung 6.4: Krustenmodell für das Profil NIC-125 mit ausgewählten Strahlenwegen für die Station 35 (oben), das dazugehörige Seismogramm mit den berechneten Laufzeitkurven (mitte) sowie ohne (unten). P_2 , P_3 : Refraktierte aus den Hangsedimenten; P_4 : Refraktierte aus dem Margin Wedge; P_{oz} : Refraktierte aus der ozeanischen Kruste; P_mP_{-oz} : Reflexionen von der ozeanischen Moho; P_{n-oz} : Refraktierte aus dem ozeanischen Mantel.

6.1. DAS PROFIL NIC-125 ENTLANG DES KONTINENTALHANGS

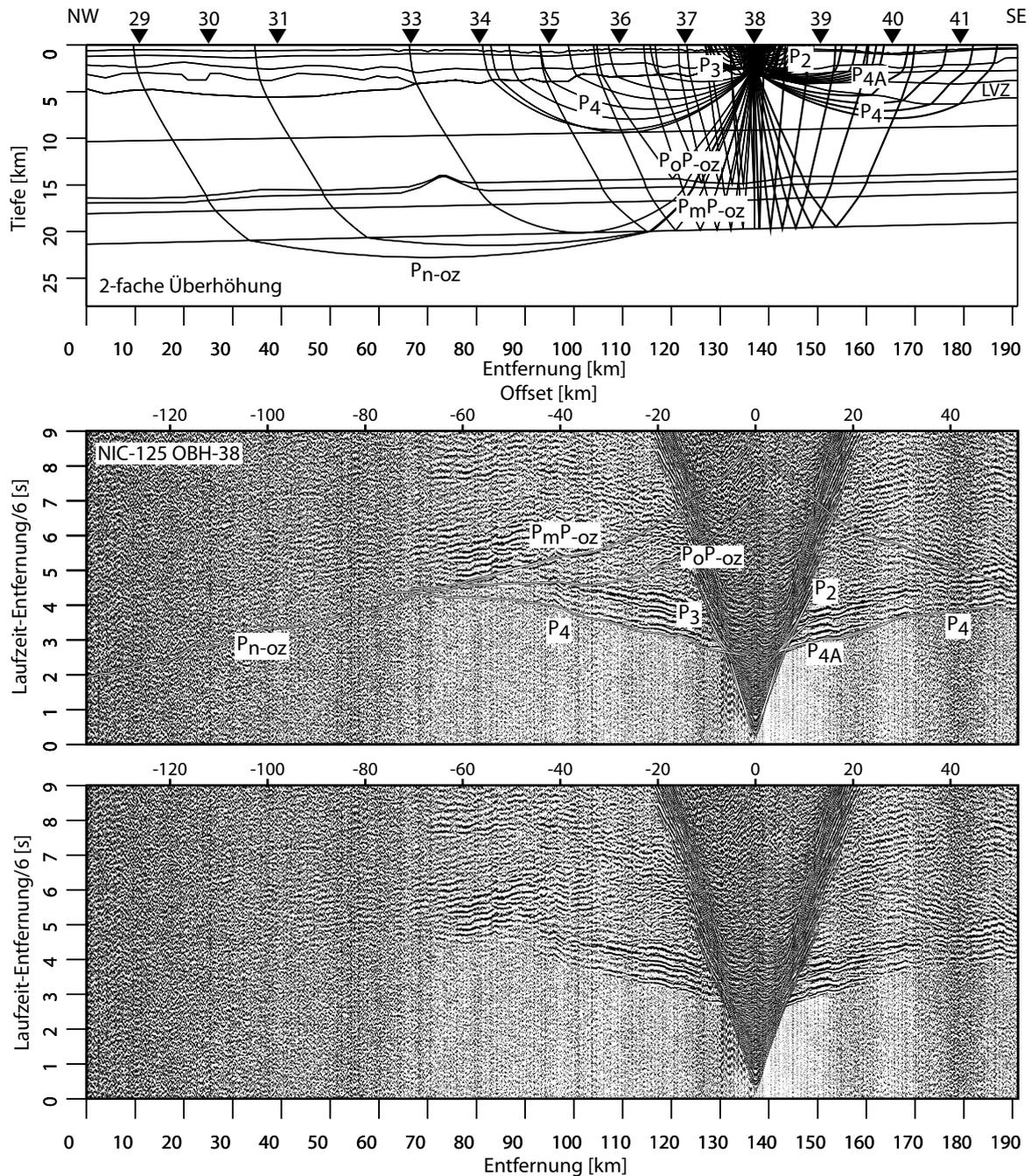


Abbildung 6.5: Krustenmodell für das Profil NIC-125 mit ausgewählten Strahlenwegen für die Station 38 (oben), das dazugehörige Seismogramm mit den berechneten Laufzeitenkurven (mitte) sowie ohne (unten). P_2 , P_3 : Refraktierte aus den Hangsedimenten; P_4 , P_{4A} : Refraktierte aus dem Margin Wedge; P_oP_{-oz} : Reflexionen von der Oberkante der abtauchenden Platte; P_mP_{-oz} : Reflexionen von der ozeanischen Moho; P_n-oz : Refraktierte aus dem ozeanischen Mantel; LVZ: Low Velocity Zone.

6. DIE MODELLIERUNG UND INTERPRETATION DER SEISMISCHEN WEITWINKELDATEN

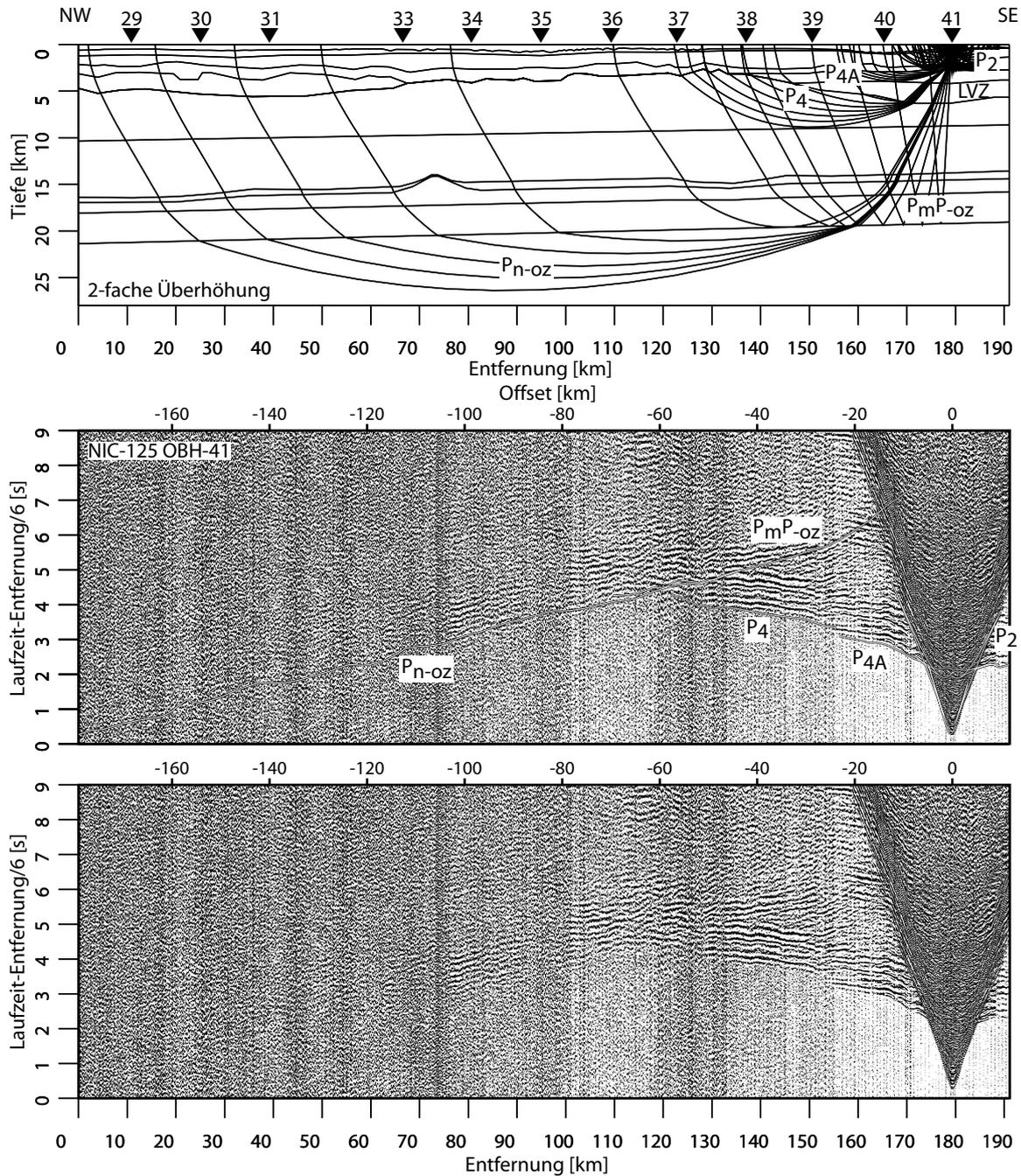


Abbildung 6.6: Krustenmodell für das Profil NIC-125 mit ausgewählten Strahlenwegen für die Station 41 (oben), das dazugehörige Seismogramm mit den berechneten Laufzeitenkurven (mitte) sowie ohne (unten). P_2 : Refraktierte aus den Hangsedimenten; P_4 , P_{4A} : Refraktierte aus dem Margin Wedge; P_mP_{-oz} : Reflexionen von der ozeanischen Moho; P_{n-oz} : Refraktierte aus dem ozeanischen Mantel; LVZ: Low Velocity Zone.

6.1. DAS PROFIL NIC-125 ENTLANG DES KONTINENTALHANGS

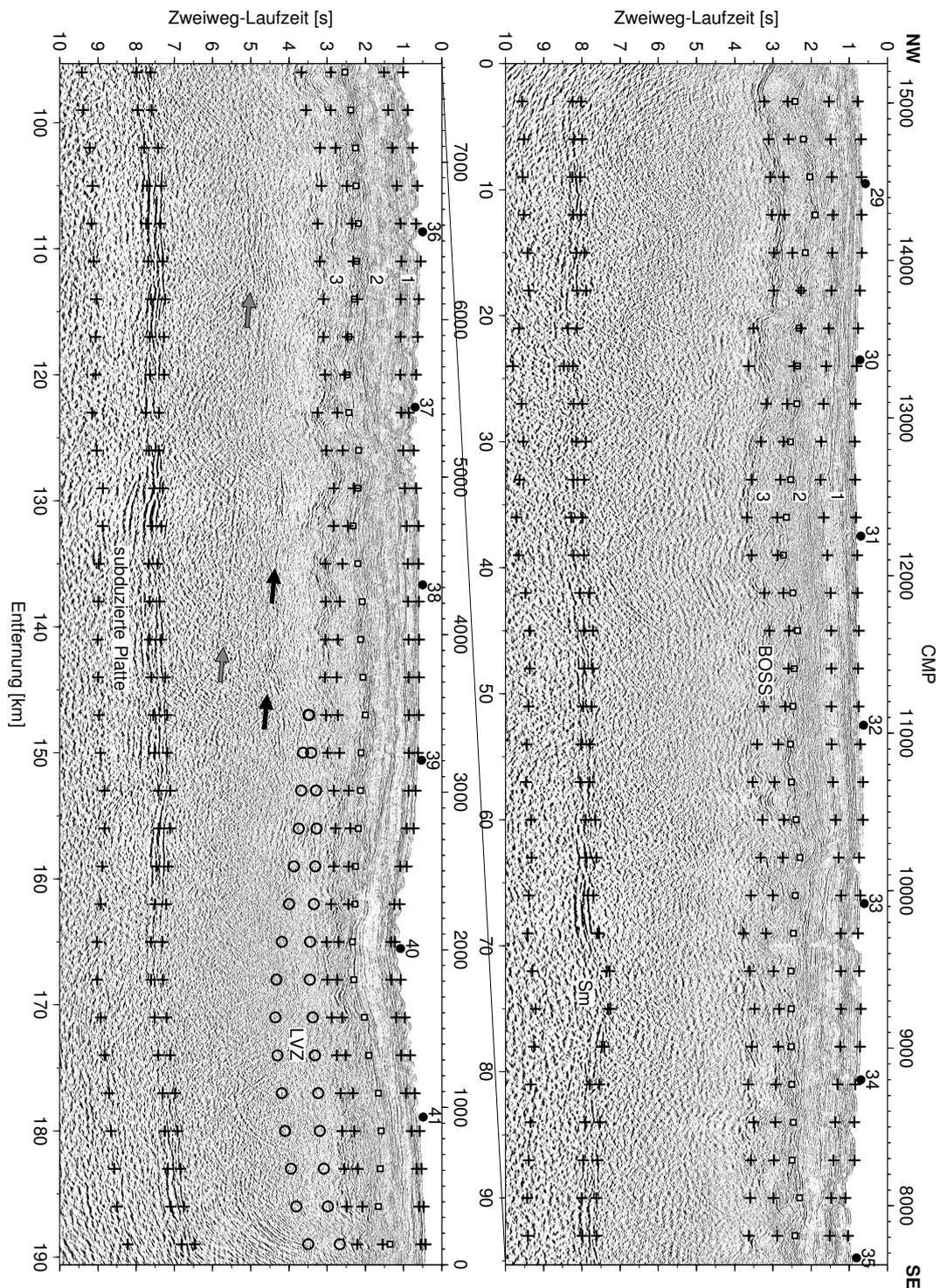


Abbildung 6.7: Das MCS Profil NIC-125 mit den in Zeit konvertierten Horizonten (Kreuze) des Refraktionsprofils. Die Nummern 1–3 korrelieren mit den Schichten der Refraktionseinsätze P_1 bis P_3 . Die offenen Quadrate markieren die Grenze zwischen der El Salto und Rivas/Brito Formation. Die Niedriggeschwindigkeits-Zone (LVZ) im Margin Wedge ist durch Kreise bezeichnet. Die Pfeile markieren Reflektoren im Margin Wedge (vgl. Abbildung 5.17). Sm: Seamount.

6. DIE MODELLIERUNG UND INTERPRETATION DER SEISMISCHEN WEITWINKELDATEN

Die oberste 0,05–0,75 km dicke Sedimentschicht ist im nordwestlichen Bereich durch Refraktionseinsätze belegt. Ansonsten sind ihre Einsätze nur schwer von der direkten Welle zu unterscheiden. Die folgende Sedimentschicht ist auf allen Stationen durch die mit P_2 bezeichneten Einsätze gut zu erkennen. Diese Schicht bildet hier mit einer Mächtigkeit von 0,7–2 km und Geschwindigkeiten von 1,8–2,3 km/s den Hauptteil der Hangsedimente. Die unterste Sedimentschicht ist durch deutlich höhere Geschwindigkeiten von 2,1–4,4 km/s und eine variable Schichtdicke von 0,5–1,4 km gekennzeichnet. Diese Schicht verläuft im Bereich der Rivas und Brito Formation (siehe Kapitel 5.1.2), jedoch stimmt ihre Oberkante nicht eindeutig mit der - in den MCS Daten erkennbaren - Grenze zur El Salto Formation überein (siehe Abbildung 6.7). Die Ursache dafür kann in den markanten Geschwindigkeitsvariationen dieser sehr ungleichmäßigen Schicht liegen, die sich mit einem Stationsabstand von etwa 15 km nicht hinreichend genau auflösen lassen. Im Gegensatz dazu stimmt die Unterkante - der BOSS Horizont - gut mit den in der MCS Sektion erkennbaren Reflektoren überein. Ausnahmen hiervon (z. B. die Refraktierte P_4 in der Abbildung 6.3) werden vermutlich durch dessen sehr raue und dreidimensionale Struktur verursacht. Die Hangsedimente auf einem 120 km weiter nordwestlich gelegenen Refraktionsprofil vor Zentral-Nicaragua zeigen eine vergleichbare Geschwindigkeits-Tiefenfunktionen [Walther *et al.*, 2000] und die hohen seismischen Geschwindigkeiten der tiefsten Sedimentschicht können dort durch eine Bohrung mit verkieselten Kalksteinen korreliert werden [Duarte *et al.*, 1990]. Da vor Costa Rica ebenfalls eine ähnliche Geschwindigkeitsstruktur mit Werten von 1,6–2,0 und 2,5–4,0 km/s am Margin Wedge gefunden wurde [Schnabel & Thierer, 2002], bestätigen diese Geschwindigkeits-Tiefenfunktionen der Sedimente ein ähnliches Ablagerungsmilieu für diesen Bereich seit der Bildung der Rivas und Brito Formationen vor ca. 40–100 Ma (siehe Tabelle 5.2).

Unterhalb des BOSS Reflektors befindet sich das an dieser Stelle etwa 11 km mächtige Margin Wedge, dessen hohen seismischen Geschwindigkeiten von hier 3,8–5,7 km/s auch in Refraktionsmodellen vor Costa Rica [Ye *et al.*, 1996; Christeson *et al.*, 1999] und Nicaragua [Walther *et al.*, 2000] gefunden wurden. Im oberen Teil des Margin Wedges sind deutliche laterale Heterogenitäten sichtbar. So wird die Oberkante vom OBH-33 bis zum nordwestlichen Profilende von einer etwa 2 km dicken Schicht mit einem ungewöhnlich hohen Geschwindigkeitsgradienten von durchschnittlich 0,5 km/s/km gebildet. Der Mittelwert in der oberen Hälfte des Margin Wedges beträgt aber nur 0,1 km/s/km. Die Ursache für diese Anomalie ist unbekannt. Vom südöstlichen Ende des Profils bis zum OBH-39 befindet sich eine Niedriggeschwindigkeits-Zone (Low Velocity Zone, LVZ) innerhalb des oberen Margin Wedges. Der im Seismogramm der Station 41 zu erkennende Laufzeitenversatz belegt diese Geschwindigkeitsinversion (siehe Abbildung 6.6), wohingegen die Station 38 keinen Versatz zeigt (siehe Abbildung 6.5). Daraus bedingt sich dort das keilförmige Auslaufen dieser Niedriggeschwindigkeitsschicht. Das MCS Profil besitzt in diesem Bereich nur wenige Reflektoren (siehe Abbildung 6.7), was durch eine

6.1. DAS PROFIL NIC-125 ENTLANG DES KONTINENTALHANGS

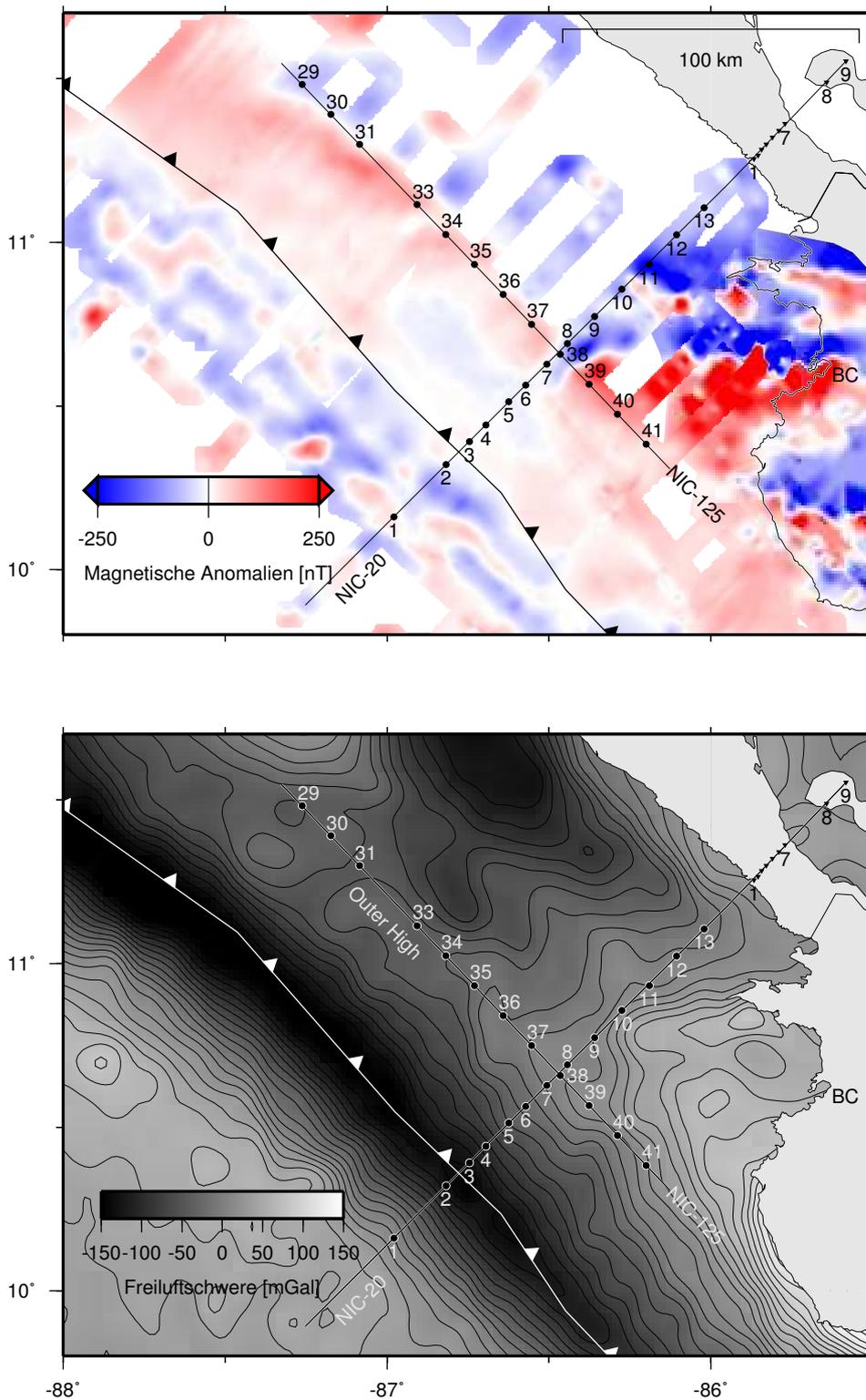


Abbildung 6.8: Das Untersuchungsgebiet mit den bearbeiteten Profilen. Oben sind die magnetischen Anomalien unterlegt [Barckhausen & Ranero, 2003] und unten die Freiluftschwere [Sandwell & Smith, 1997]. Kontourintervall: 10 mGal. BC: Bahia Culebra.

graduelle Geschwindigkeitsänderung verursacht werden kann. Der Vergleich des Profilverlaufs mit der magnetischen Anomalienkarte zeigt zwischen den Stationen 38 und 39 eine sehr markante, in Ost-West Richtung verlaufende Anomalie, die im Bereich der Bahia Culebra die Küste erreicht (siehe Abbildung 6.8). Hier stehen an Land Gabbros, Dolerite und Basalt mit einem hohen Eisengehalt von bis zu 30 %, sowie mit Hämatit imprägnierte Radiolarite an [Bourgeois et al., 1984], wodurch sich die starke magnetische Anomalie erklären lässt. Diese Gesteine gehören zur Matapalo Einheit, deren Ausdehnung an Land fast deckungsgleich mit der positiven (roten) Anomalie ist (siehe z. B. Azéma et al. [1985, Figur 4]) und die als Teil einer südwärts gerichteten Deckenüberschiebung interpretiert wird. Demnach handelt es sich bei der Niedriggeschwindigkeitszone um eine überschobene Einheit, deren langsame Geschwindigkeiten durch die an Land anstehenden Kissenlaven und Sedimente erklärt werden können. Die nur 1,2 km mächtige obere Schicht bildet dann hier die Matapalo Formation. Im Gegensatz zu den magnetischen Anomalien zeigt die Freiluftschwere an dieser Stelle keine vergleichbare Struktur (siehe Abbildung 6.8), weshalb die verschiedenen Gesteinskörper eine ähnliche Dichte besitzen müssen. Wie aus der Abbildung 6.8 ersichtlich ist, liegt das Profil NIC-125 auf der Erhebung des Outer High. Da Sedimente die seismische Energie stark dämpfen, ist die geringe Sedimentmächtigkeit ein Grund für die gute Datenqualität. Die Refraktionseinsätze aus dem Margin Wedge (P_4) haben im Nordwesten einen maximalen Offset von 50 km, während sie im südöstlichen Teil des Profils bis zum Einsatz der tieferen Phasen zu beobachten sind (siehe z. B. die unterschiedlichen Laufzeitenäste in der Abbildung 6.4). Dabei variiert die Dicke der dämpfenden Hangsedimente nur geringfügig. Um diese Amplitudenabnahme zu erzeugen wurde der obere Teil des Margin Wedges mit einem niedrigen Gradienten und der untere mit einer konstanten Geschwindigkeit modelliert. Zusätzlich erfolgt im Nordwesten noch ein negativer Geschwindigkeitssprung um 0,1 km/s. Lateral sinken die Geschwindigkeiten geringfügig um etwa 0,3 km/s von Zentral-Nicaragua im Nordwesten zur Nicoya Halbinsel im Südosten. Die Berechnung von synthetischen Seismogrammen für die etwa 50 km vom Tiefseeegraben entfernten Stationen 29 und 38 (siehe Abbildungen 6.9 bis 6.12) ergab außerdem eine starke Dämpfung von $Q_P = 200-300$ im Margin Wedge, obwohl für ophiolitisches Gestein Werte von 500–1000 zu erwarten wären [Wilcock et al., 1995]. Eine vergleichbare Untersuchung in etwa 100 km Entfernung vor der Nicoya Halbinsel liefert Werte von $Q_P = 25-50$ und $50-75$ in einem Abstand von 10 bzw. 20 km zum Tiefseeegraben [Christeson et al., 2000]. Diese starke Dämpfung kann durch eine starke Porosität oder Klüftigkeit des Margin Wedges und der Streuung an Heterogenitäten erklärt werden. Diese Annahmen stimmen mit den Ergebnissen aus der Steilwinkelseismik überein, die Verwerfungen im Profil NIC-20 sowohl an der Spitze des Margin Wedges (siehe graue Pfeile in der Abbildung 5.8), als auch unterhalb des Schelfbereichs (siehe Abbildung 5.14) abbildet. Da die in der Steilwinkelseismik erkennbaren Strukturen im Margin Wedge des Profils NIC-125 (siehe Pfeile in der Abbildung 5.17) keine eindeutigen Reflexionen in den Weitwinkeldaten oder Geschwindigkeitsvariationen verursachen, ist ihre Interpretation als Verwerfungen wahrscheinlich.

6.1. DAS PROFIL NIC-125 ENTLANG DES KONTINENTALHANGS

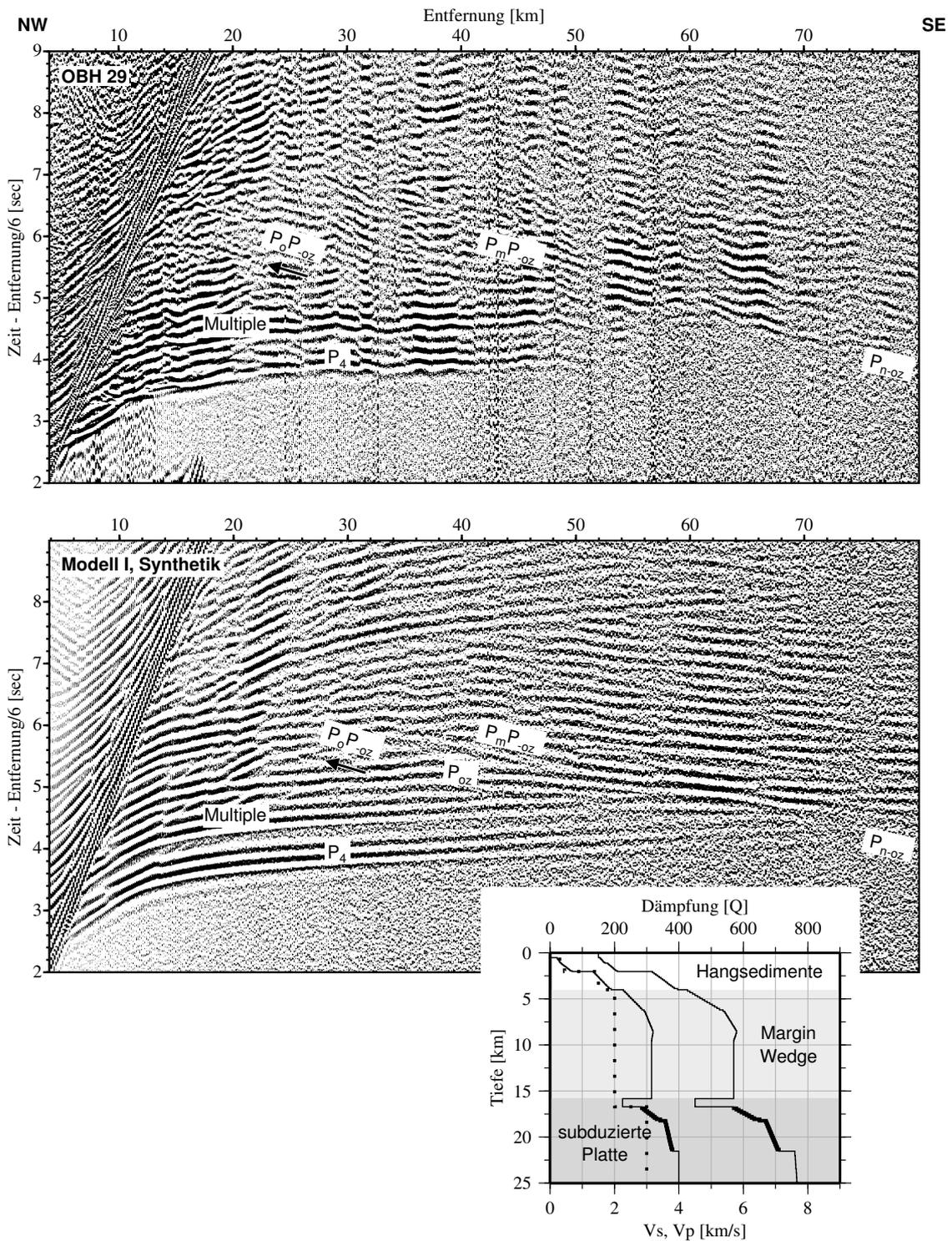


Abbildung 6.9: Vergleich der seismischen Sektion des OBH-29 (oben) mit dem synthetischen Modell I (unten) und dem benutzten Geschwindigkeits- und Dämpfungsprofil (punktiert). P_4 : Refraktierte aus dem Margin Wedge; P_oP_{-oz} : Reflexionen von der Oberkante der abtauchenden Platte; P_{oz} : Refraktierte aus der ozeanischen Kruste; P_mP_{-oz} : Reflexionen von der ozeanischen Moho; P_n-oz : Refraktierte aus dem ozeanischen Mantel.

6. DIE MODELLIERUNG UND INTERPRETATION DER SEISMISCHEN WEITWINKELDATEN

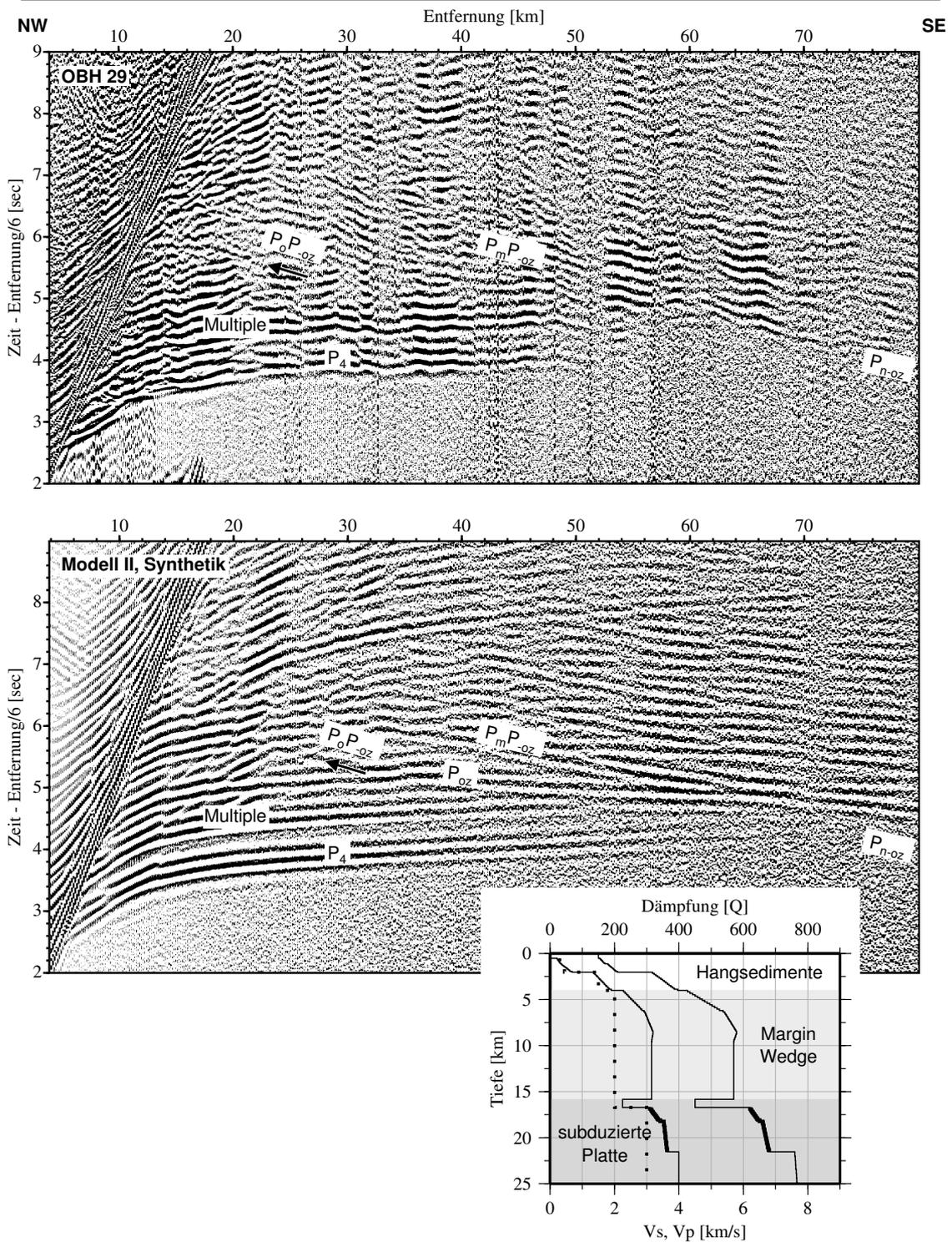


Abbildung 6.10: Vergleich der seismischen Sektion des OBH-29 (oben) mit dem synthetischen Modell II (unten) und dem benutzten Geschwindigkeits- und Dämpfungsprofil (punktiert). P_4 : Refraktierte aus dem Margin Wedge; P_0P_{-oz} : Reflexionen von der Oberkante der abtauchenden Platte; P_{oz} : Refraktierte aus der ozeanischen Kruste; P_mP_{-oz} : Reflexionen von der ozeanischen Moho; P_n_{-oz} : Refraktierte aus dem ozeanischen Mantel.

6.1. DAS PROFIL NIC-125 ENTLANG DES KONTINENTALHANGS

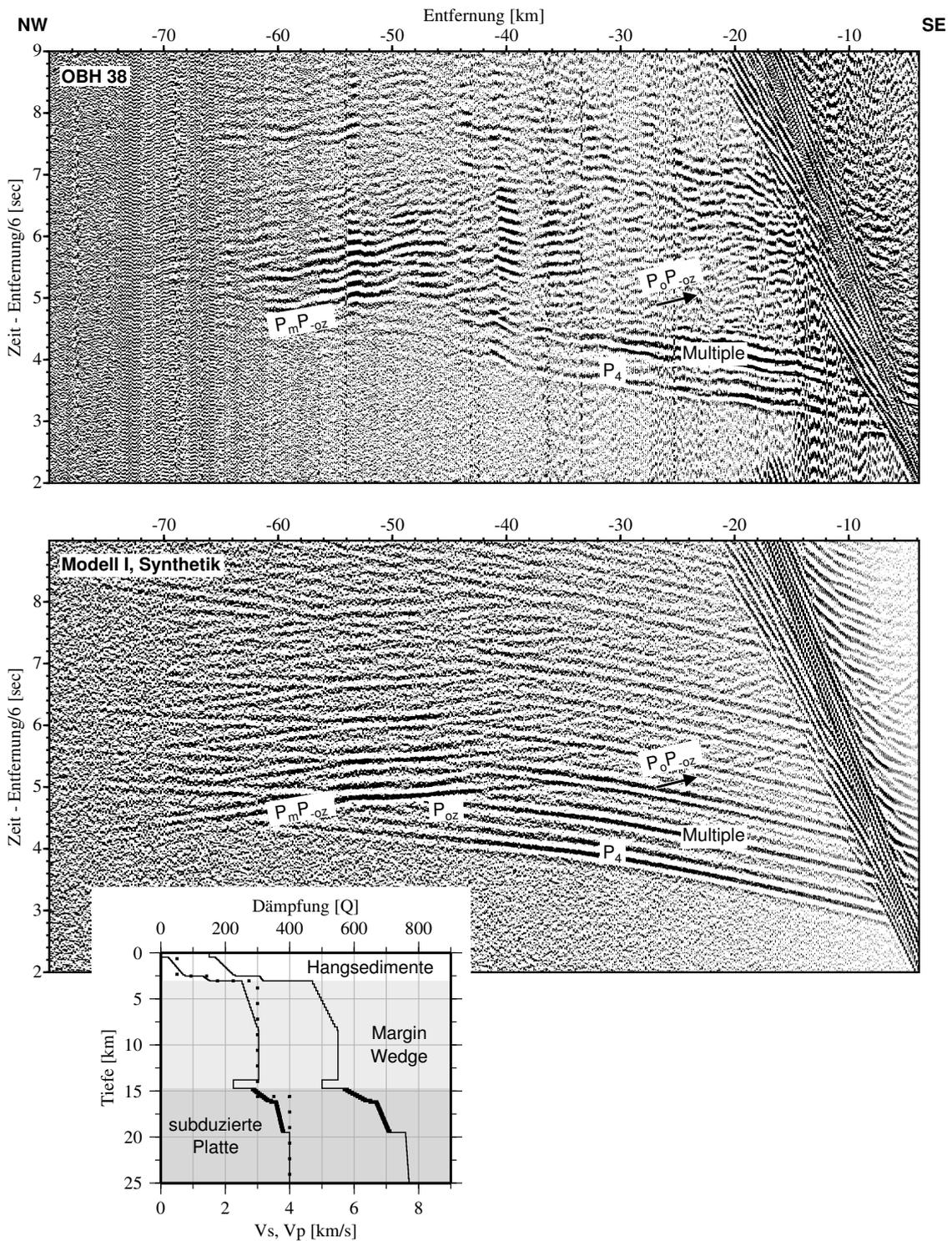


Abbildung 6.11: Vergleich der seismischen Sektion des OBH-38 (oben) mit dem synthetischen Modell I (unten) und dem benutzten Geschwindigkeits- und Dämpfungsprofil (punktiert). P_4 : Refraktierte aus dem Margin Wedge; $P_o P_{-oz}$: Reflexionen von der Oberkante der abtauchenden Platte; P_{oz} : Refraktierte aus der ozeanischen Kruste; $P_m P_{-oz}$: Reflexionen von der ozeanischen Moho.

6. DIE MODELLIERUNG UND INTERPRETATION DER SEISMISCHEN WEITWINKELDATEN

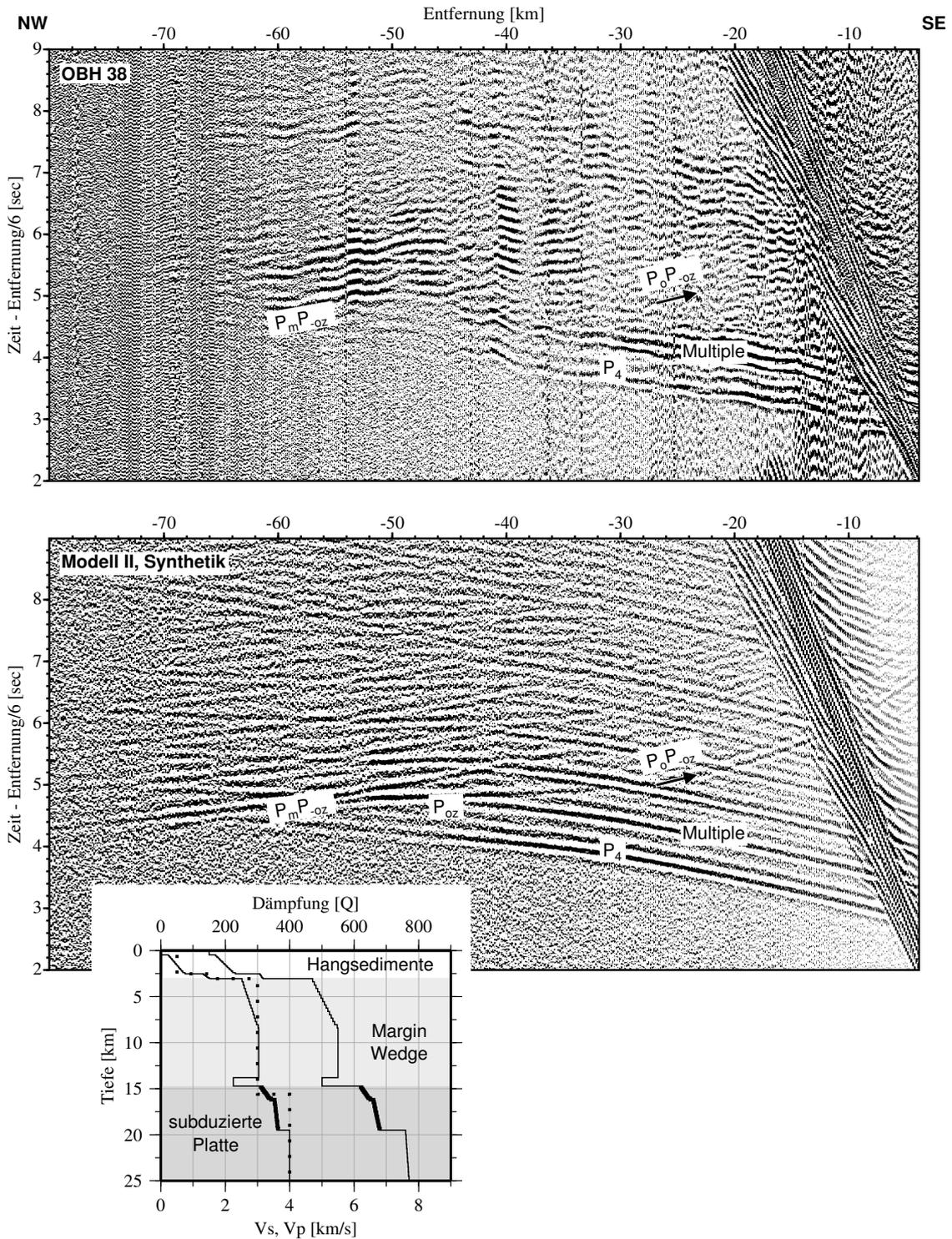


Abbildung 6.12: Vergleich der seismischen Sektion des OBH-38 (oben) mit dem synthetischen Modell II (unten) und dem benutzten Geschwindigkeits- und Dämpfungsprofil (punktiert). P_4 : Refraktierte aus dem Margin Wedge; $P_o P_{-oz}$: Reflexionen von der Oberkante der abtauchenden Platte; P_{oz} : Refraktierte aus der ozeanischen Kruste; $P_m P_{-oz}$: Reflexionen von der ozeanischen Moho.

Um die Oberkante der abtauchenden Platte präzise zu erfassen, wurde dieser Reflektor aus der MCS Sektion mit Hilfe von vertikalen Laufzeiten in das Modell integriert (siehe Abbildung 6.7). Der Verlauf wird durch einige Steilwinkelreflexionen in den Refraktionsdaten bestätigt (siehe Abbildungen 6.3 und 6.5), wobei Details wie der subduzierte Seamount nur in den MCS Daten zu erkennen sind. Da die abtauchende Platte geneigt ist, kommen diese Einsätze nicht mehr aus der Profilebene. Die vertikalen Laufzeiten aus dem hier quer verlaufenden Profil NIC-20 (siehe folgendes Kapitel 6.2) ergeben eine etwa 1 km größere Tiefe in der Profilebene. Für die Mächtigkeit der subduzierten Sedimente wird ein Mittelwert von 0,9 km aus den Analysen im vorherigen Kapitel 5.2 benutzt. Die bei benachbarten Refraktionsmessungen [Walther *et al.*, 2000; Hallenborg *et al.*, 2003] und aus den MCS Daten (siehe Kapitel 5.1.1.3) ermittelte Krustendicke von 5,0–5,5 km wird vom Profil NIC-20 (siehe folgendes Kapitel 6.2) bestätigt. Die dort ermittelte Mächtigkeit von 4,9 km wird auch hier benutzt, da weder die MCS Sektion (siehe Abbildung 6.7), noch die Steilwinkelreflexionen der Refraktionsdaten eine eindeutige Bestimmung erlauben. Die Laufzeiten der tiefen Einsätze erlauben nur eine grobe Abschätzung der seismischen Geschwindigkeiten, weshalb hier die Reflektivitäts-Methode genutzt wurde, um eine detaillierte Analyse der Geschwindigkeiten zu ermöglichen. Dazu wurde ein Geschwindigkeitsmodell mit einem großen Geschwindigkeitsgradienten in der abtauchenden ozeanischen Kruste (Modell I, siehe Abbildungen 6.9 und 6.11) und eins mit einem kleinen Gradienten (Modell II, siehe Abbildungen 6.10 und 6.12) für die Stationen 29 und 38 erzeugt. Zunächst bestätigte diese Untersuchung die Notwendigkeit einer Niedriggeschwindigkeits-Zone für die subduzierten Sedimente. Geschwindigkeiten von 4,5–5,0 km/s waren nötig um Reflexionen von der Oberkante der abtauchenden ozeanischen Platte zu bekommen, die vergleichbare Amplituden wie die registrierten Daten besaßen (P_oP_{-oz} , siehe Pfeil in den Abbildungen). Die in der Synthetik gut zu unterscheidenden Refraktierten aus der ozeanischen Kruste (P_{oz}) und die Reflexionen von der ozeanischen Moho (P_mP_{-oz}) sind in den realen Daten kaum zu unterscheiden. Möglicherweise wegen einer Überlagerung der langen Wellenzüge oder wegen der rauhen Struktur der außerhalb der Profilebene liegenden ozeanischen Kruste (siehe die Halbgräben in der Abbildung 5.8). Die beiden Geschwindigkeitsmodelle unterscheiden sich hauptsächlich in der Ausdehnung der amplitudenstarken P_{oz} und P_mP_{-oz} Einsätze. Diese liegen im Offsetbereich von 40–70 km für das Modell I und bei 35–78 km für das Modell II. In den realen Daten befindet sich dieser Bereich meistens bei 45–65 km und niemals über 70 km, weshalb das Modell I bevorzugt wird. Der längere Offset im Modell II wird durch den größeren Geschwindigkeitssprung an der ozeanischen Moho von 6,8 auf 7,6 km/s im Gegensatz zu 7,1 auf 7,6 km/s im Modell I verursacht. Die Abbildung 6.13 gibt einen Überblick über die unterschiedlichen Geschwindigkeits-Tiefenfunktionen der ozeanischen Kruste. Die ungestörte und am EPR gebildete Kruste der Cocos Platte - 700 km vor dem Tiefseeegraben - wurde am Leg 206 gemessen [Hallenborg *et al.*, 2003]. Die Krustenstruktur 30 km vor dem Tiefseeegraben wird im folgenden Kapitel 6.2 diskutiert und das bevorzugte Modell I liegt etwa 50 km hinter der Subduktionsfront. Der Wertebereich für 3–140 Ma alte EPR

6. DIE MODELLIERUNG UND INTERPRETATION DER SEISMISCHEN WEITWINKELDATEN

Kruste ist grau hinterlegt [White et al., 1992]. Im Vergleich zu dieser durchschnittlichen EPR Kruste fällt der schnelle Geschwindigkeitsanstieg der ungestörten Kruste auf den ersten 1,2 km auf, der inzwischen durch die Erbohrung des Übergangs von Layer 2 zu Layer 3 in dieser Tiefe erklärt werden kann [IODP expedition 309 and 312, 2006]. Die Geschwindigkeit der subduzierten Kruste unterscheidet sich im Layer 3 kaum von der ungestörten Kruste, jedoch sind die Geschwindigkeiten im Layer 2 deutlich gestiegen. Das kann durch den hohen Druck von etwa 400 MPa in dieser Tiefe erklärt werden, durch den die zahlreichen Hohlräume in dieser porösen Schicht zunehmend geschlossen werden. Außerdem können hydrothermale Ablagerungen die Hohlräume gefüllt haben. Die in den synthetischen Sektionen ermittelte Dämpfung mit Q Werten von 300-400 ist zwar stärker als die zu erwartenden 500-1000, aber der Fehler ist mit etwa ± 200 zu groß für eine eindeutige Aussage.

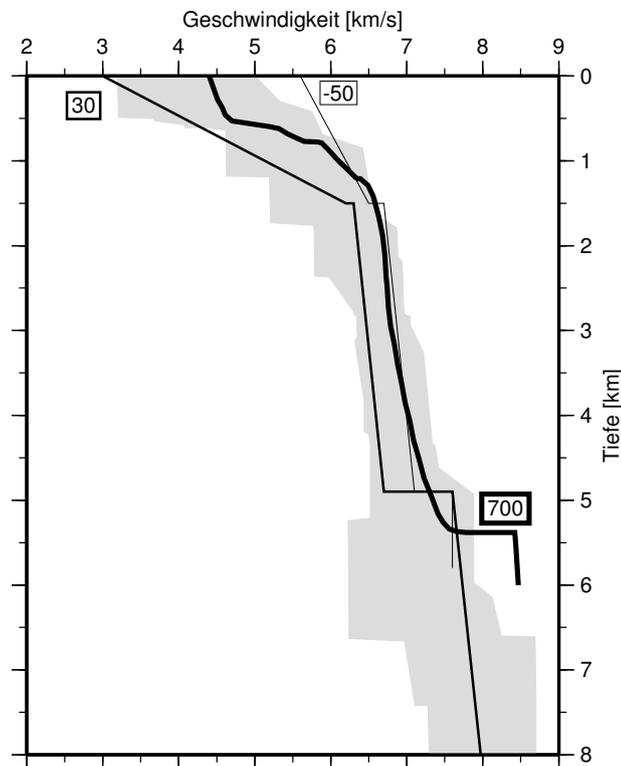


Abbildung 6.13: Die Geschwindigkeits-Tiefenfunktionen der am EPR gebildeten ozeanischen Kruste. Die Entfernung zum Tiefseegraben ist umrahmt [in km] angegeben. Grau: 3-140 Ma alte EPR Kruste zum Vergleich.

Insgesamt 5 Stationen zeigen deutliche P_{n-oz} Einsätze bis zu einem Offset von 110 km (z. B. Abbildung 6.3 und 6.6), aus denen sich eine Geschwindigkeit von 7,6 km/s für den ozeanischen Mantel ergab. Die Diskussion dieser ungewöhnlich niedrigen Mantelgeschwindigkeit erfolgt im Kapitel 6.2.1.

Die Fehler in der Sedimentsektion beruhen hauptsächlich auf dem großen Stationsabstand von etwa 15 km, der nicht immer eine Auflösung der kleinräumigen Details erlaubt. Bei einer Toleranz von $\pm 0,1$ km/s in den Geschwindigkeiten ergibt sich für den BOSS Reflektor ein Tiefenfehler von $\pm 0,25$ km. Während der obere Teil des Margin Wedges durch zahlreiche Tauchwellen gut erfasst wird, ist die Strahlendichte in der unteren Hälfte sehr gering oder fehlt sogar ganz. Die benutzten Geschwindigkeiten werden jedoch durch die Berechnung von synthetischen Sektionen bestätigt. Dagegen stellen die Geschwindigkeiten in der Niedriggeschwindigkeits-Zone im Südosten nur eine Annahme da, die sich mit diesen Daten nicht weiter verifizieren lassen. Insgesamt ist deshalb eine Abweichung von $\pm 0,2$ km/s im Margin Wedge realistisch, durch den sich ein Tiefenfehler von etwa 1 km an der abtauchenden Platte ergibt. Unter der Annahme einer Mächtigkeit von 4,9 km sind die Geschwindigkeiten in der subduzierten ozeanischen Kruste durch die deutlichen $P_m P_{-oz}$ Reflexionen und die synthetischen Seismogramme auf etwa $\pm 0,2$ km/s genau. Die Geschwindigkeit des ozeanischen Mantels kann durch eine Laufzeiteninversion der P_{n-oz} Phasen mit verschiedenen Geschwindigkeiten auf $\pm 0,1$ km/s abgeschätzt werden (siehe Abbildung 6.14).

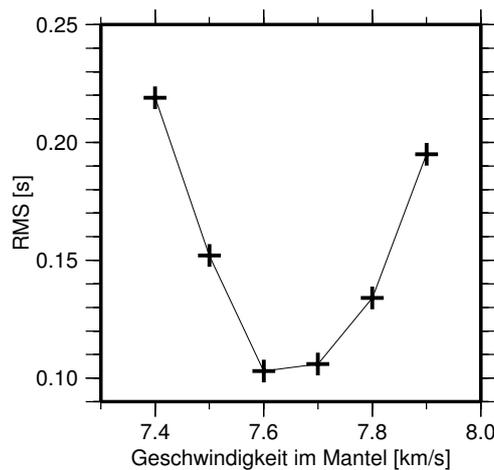


Abbildung 6.14: RMS Fehler für die P_{n-oz} Einsätze aus dem ozeanischen Mantel für verschiedene Geschwindigkeiten.

Die gemessenen Schwerewerte zeigen eine generelle Zunahme nach Südosten, die mit dem Anstieg der subduzierten Cocos Platte korreliert (siehe Abbildung 6.8). Die kleinräumigen Anomalien ergeben sich hauptsächlich aus der Bathymetrie und der Oberkante des Margin Wedges. Da die Modellierung trotz der deutlichen lateralen Schwerevariationen eine gute Anpassung an die Messdaten ergibt, wird das Geschwindigkeitsmodell zusätzlich bestätigt.

6. DIE MODELLIERUNG UND INTERPRETATION DER SEISMISCHEN WEITWINKELDATEN

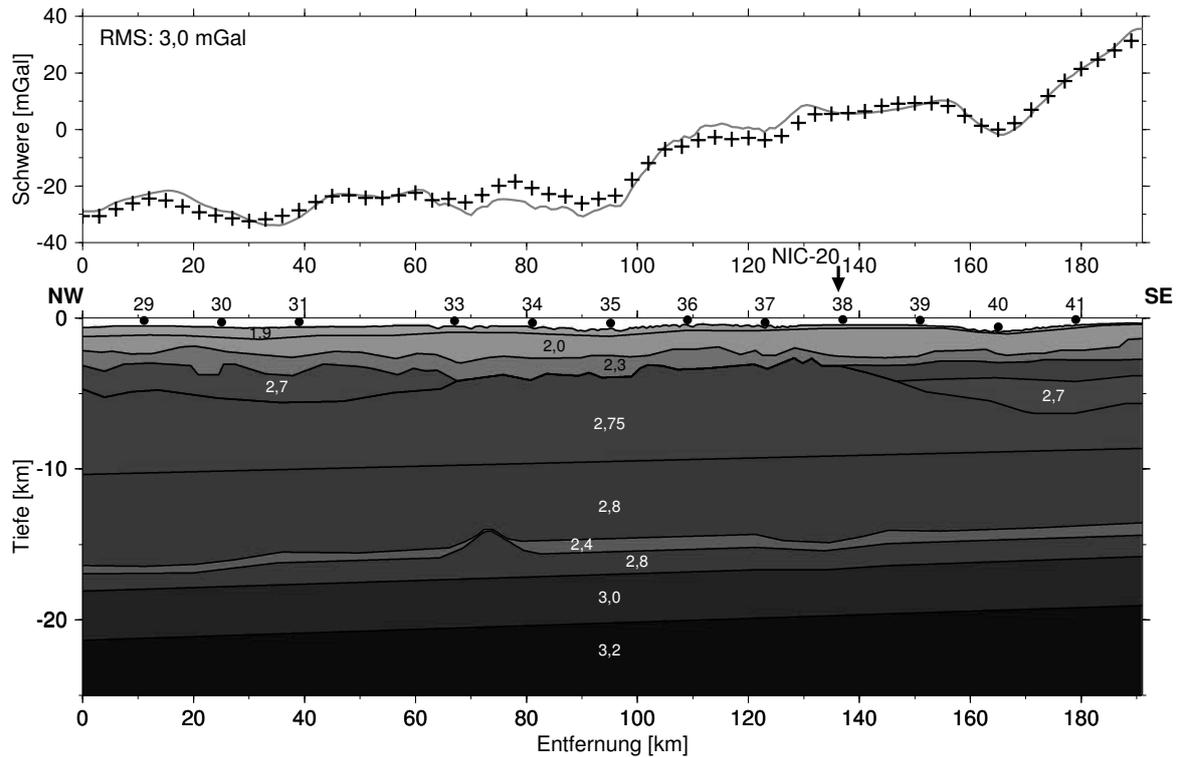


Abbildung 6.15: Modellierung der Schweredaten für das Profil NIC-125. Dichteangaben in g/cm^3 . Messdaten (Kreuze) und modellierte Schwere (durchgezogene Kurve).

6.2 Das Profil NIC-20 über die Subduktionszone

Das Profil NIC-20 erstreckt sich über 260 km von der ozeanischen Kruste bis zum Vulkangürtel (siehe Abbildung 3.1), wobei jedoch nur auf dem 210 km langen marinen Bereich Airgun-Schüsse abgegeben wurden, die auch von den 9 Landstationen registriert wurden. Auf dem 75 km langen Bereich der ozeanischen Kruste sind nur 2 OBH stationiert worden, da hier eine normale Krustenstruktur erwartet wurde. Die restlichen 12 OBH sind auf dem Kontinentalhang und Schelf mit einem mittleren Abstand von 11 km verteilt, wobei das OBH-14 an der Küste keine nutzbaren Daten registrierte. Die Datenqualität der restlichen 13 OBH ist gut, mit deutlichen Einsätzen in bis zu über 160 km Entfernung. Das steht in einem deutlichen Kontrast zum Refraktionsprofil NIC-50 sowie einem älteren Profil [Walther *et al.*, 2000, TRANSECT], die etwa 60 bzw. 120 km weiter nordwestlich die Subduktionszone überqueren (siehe Abbildung 3.1) und selten Einsätze über 50 km registrierten. Die Ursache dafür ist vermutlich die starke Dämpfung der dort mächtigeren Sedimente. Die Datenqualität der Landstationen ist nur moderat, mit maximalen Offsets von 120 km. Wie bereits für das Profil NIC-125 geschildert, wurde auch hier das koinzidente Steilwinkelprofil für eine genaue Lokation von amplitudenstarken Reflektoren - Ober- und z. T. Unterkante der ozeanischen

Kruste, Sediment-Baseament Grenze, sowie einer Struktur im Margin Wedge - genutzt. Das durch die gemeinsame Modellierung der Steil- und Weitwinkeldaten erzeugte Geschwindigkeitsmodell ist in der Darstellung 6.16 abgebildet. Durch vier ausgewählte Stationen auf der ozeanischen Kruste (OBH-2, siehe Abbildung 6.17), am Kontinentalhang (OBH-4, siehe Abbildung 6.18), auf dem Schelf (OBH-10, siehe Abbildung 6.19) sowie an Land (PDAS-3, siehe Abbildung 6.20) werden die Strukturen des Modells und ihre Abbildung in den Refraktionsdaten gezeigt. In der Darstellung 6.21 sind die wichtigsten Horizonte des Geschwindigkeitsmodells, in die Zweiweg-Laufzeit konvertiert, mit der Steilwinkelseismik dargestellt.

6.2.1 Die ozeanische Platte

Der Aufbau der ozeanischen Platte wird durch die Stationen OBH-1 und 2 auf der ozeanischen Kruste, die sich etwa 30 bzw. 5 km seewärts des Tiefseegrabens befinden, sowie der Stationen auf dem angrenzenden Kontinentalhang erfasst. Da es keine erkennbaren Refraktionseinsätze von den Sedimenten gibt, wurde die dafür genutzte Geschwindigkeit von 1,6 km/s aus den Ergebnissen der benachbarten Bohrung 1039 vom Leg 170 übernommen (Lageplan siehe Abbildung 3.1) [Kimura *et al.*, 1997]. Für den Meeresboden sowie die Sediment-Baseament Grenze und die Moho werden zusätzlich die vertikalen Laufzeiten der MCS Daten genutzt (siehe Abbildung 5.1). Die Refraktionsdaten ergeben ein Geschwindigkeitsprofil mit einer starken Geschwindigkeitszunahme von 3,0 auf 6,2 km/s im 1,5 km mächtigem Layer 2 (Phase P_{2-oz} in der Abbildung 6.17), sowie einem Anstieg von 6,3 auf 6,7 km/s im Layer 3 mit einer Dicke von 3,4 km (Phase P_{3-oz} in der Abbildung 6.17). Die geringe Krustenmächtigkeit von $\sim 5,0$ km wurde bereits im Kapitel 5.1.1.3 diskutiert und kann als untere Grenze für normale ozeanische Kruste angesehen werden. Diese Ergebnisse sind vergleichbar mit einem Refraktionsprofil vor Zentral-Nicaragua, wo im Layer 2 und 3 Geschwindigkeiten von 3,3–5,5 km/s bzw. 6,5–6,8 km/s und eine Krustenmächtigkeit von 5,5 km ermittelt wurde [Walther *et al.*, 2000]. Die Unterschiede können durch die Fehlertoleranz von $\pm 0,1$ km/s bzw. $\pm 0,2$ km und leichte Variationen der ozeanischen Kruste erklärt werden. In der Darstellung der unterschiedlichen Geschwindigkeitsfunktionen der ozeanischen Platte (Abbildung 6.13) fallen die niedrigen Krustengeschwindigkeiten dieser etwa 30 km vor dem Tiefsee graben bestimmten Werte im Gegensatz zur ungestörten Kruste 700 km vor der Tiefseerinne auf. Eine mögliche Erklärung dafür ist eine Rissbildung, da die seismischen Geschwindigkeiten durch Risse und Porosität stark reduziert werden [Cheng & Toksöz, 1979]. Die bei der Biegung der ozeanischen Platte in die Subduktionszone entstehende Spannung ist an der landwärts zunehmenden Sprunghöhe der Halbgräben zu erkennen (siehe Abbildung 5.1), so dass hier auch eine kleinräumige Rissbildung erwartet werden kann. Der Tiefsee graben verläuft parallel zu den magnetischen Anomalien. Daher können die am Spreizungszentrum gebildeten Störungen nun reaktiviert und erweitert werden, wodurch sich die Rissbildung vereinfacht. Da Alteration die seismischen Geschwindigkeiten ebenfalls

6. DIE MODELLIERUNG UND INTERPRETATION DER SEISMISCHEN WEITWINKELDATEN

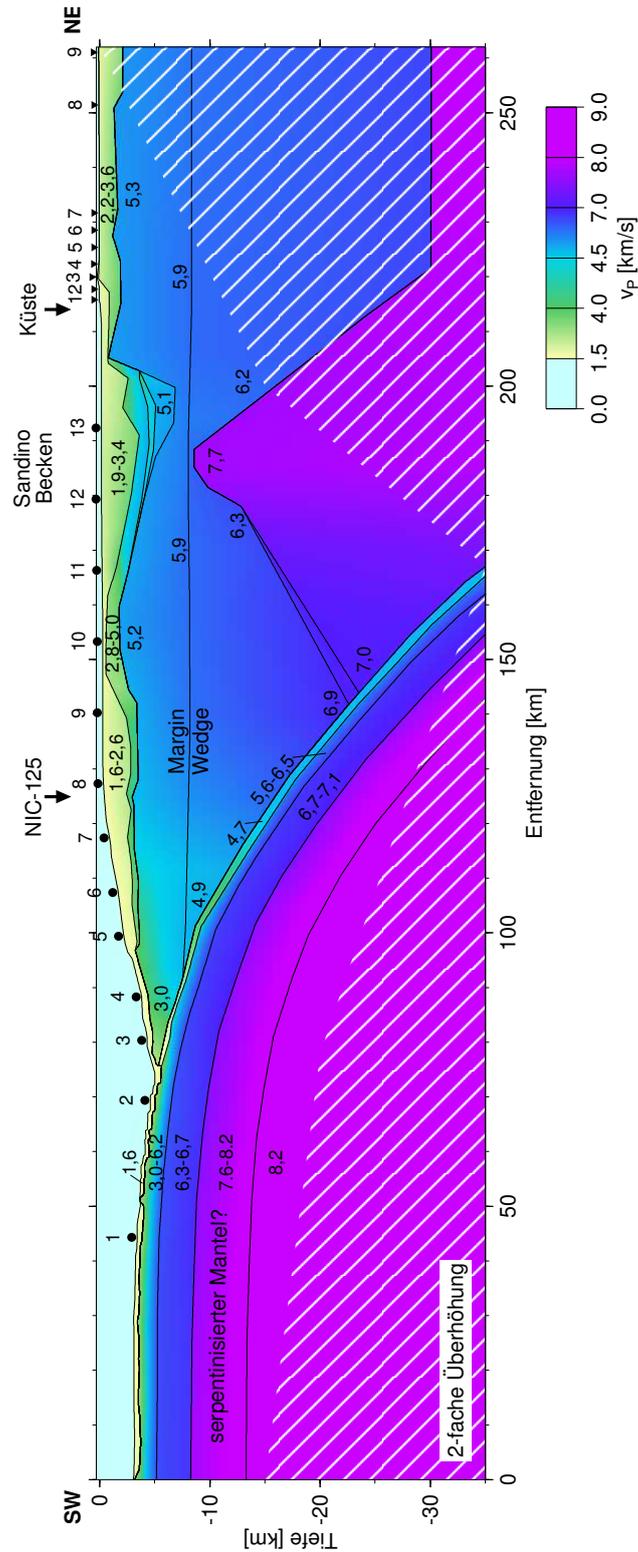


Abbildung 6.16: Geschwindigkeitsprofil für das Profil NIC-20. Der schraffierte Bereich wird von den kombinierten Steil- und Weitwinkeldaten nicht aufgelöst.

6.2. DAS PROFIL NIC-20 ÜBER DIE SUBDUKTIONSZONE

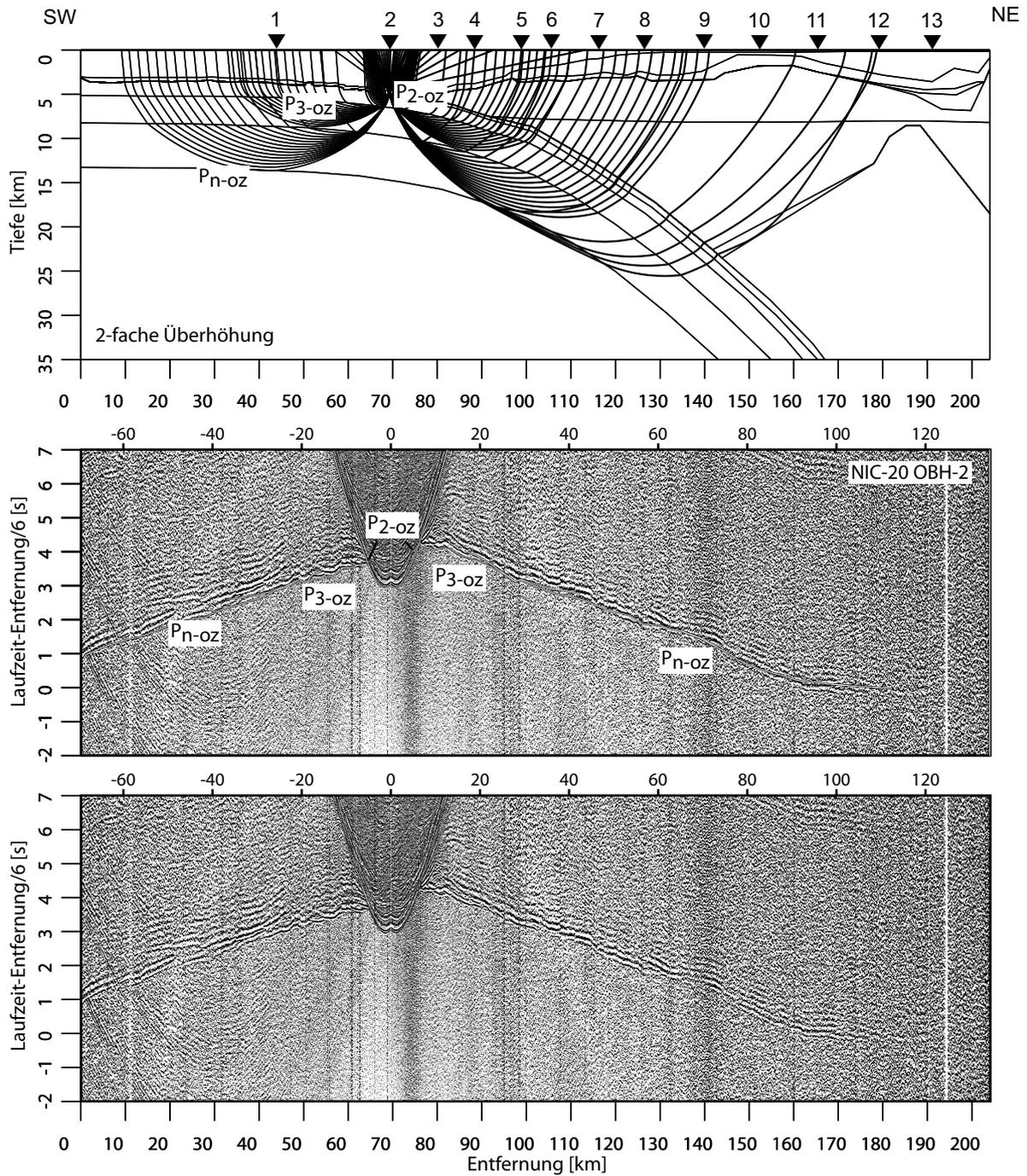


Abbildung 6.17: Krustenmodell für das Profil NIC-20 mit ausgewählten Strahlenwegen für das OBH-1 (oben), das dazugehörige Seismogramm mit den berechneten Laufzeitkurven (mitte) sowie ohne (unten). P_{2-oz} : Refraktierte aus dem Layer 2 der ozeanischen Kruste; P_{3-oz} : Refraktierte aus dem Layer 3 der ozeanischen Kruste; P_{n-oz} : Refraktierte aus dem ozeanischen Mantel.

6. DIE MODELLIERUNG UND INTERPRETATION DER SEISMISCHEN WEITWINKELDATEN

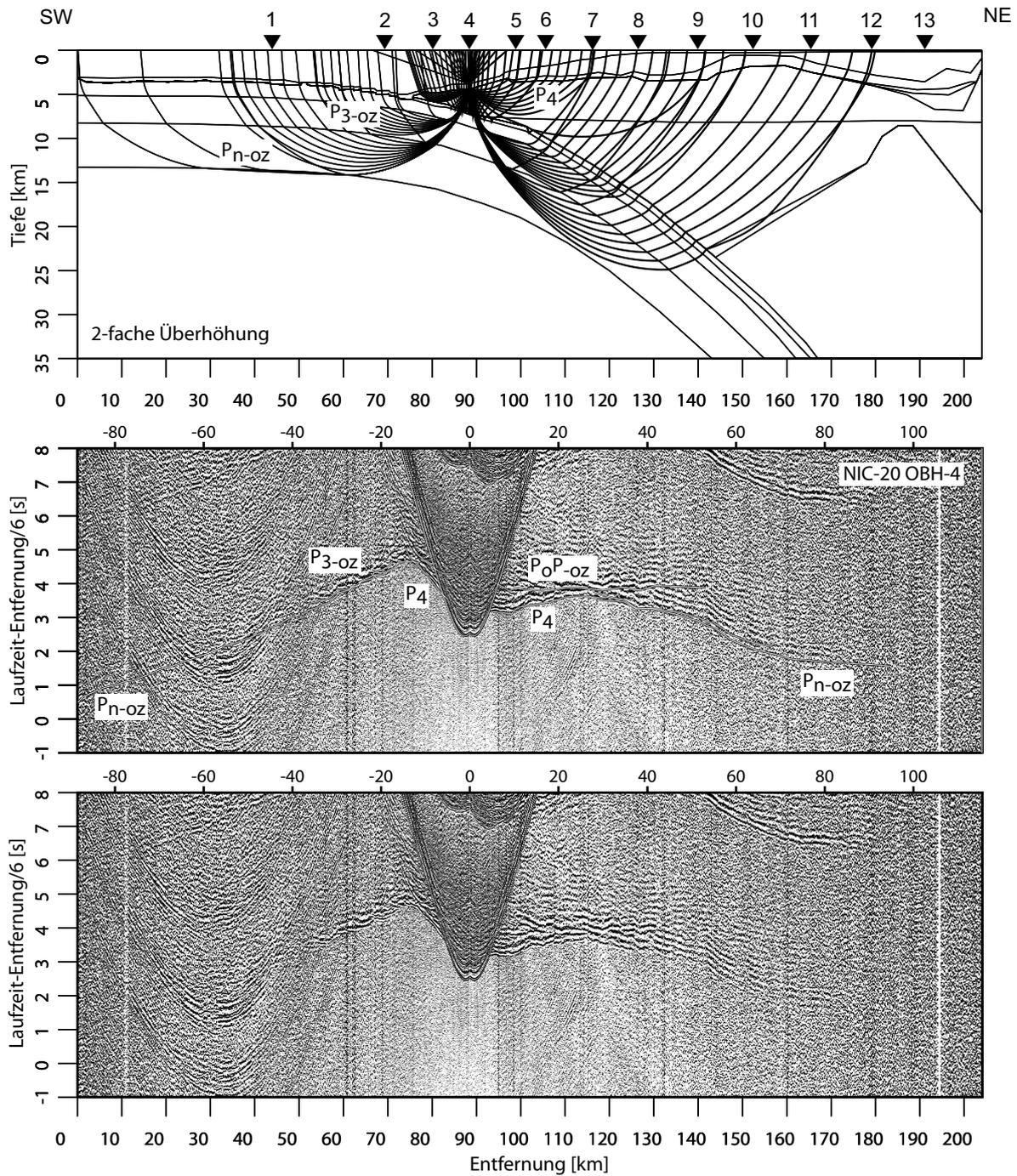


Abbildung 6.18: Krustenmodell für das Profil NIC-20 mit ausgewählten Strahlenwegen für das OBH-4 (oben), das dazugehörige Seismogramm mit den berechneten Laufzeitkurven (mitte) sowie ohne (unten). P_4 : Refraktierte aus dem Margin Wedge; P_oP_{-oz} : Reflexion von der Oberkante der abtauchenden Platte; P_{3-oz} : Refraktierte aus dem Layer 3 der ozeanischen Kruste; P_{n-oz} : Refraktierte aus dem ozeanischen Mantel.

6.2. DAS PROFIL NIC-20 ÜBER DIE SUBDUKTIONSZONE

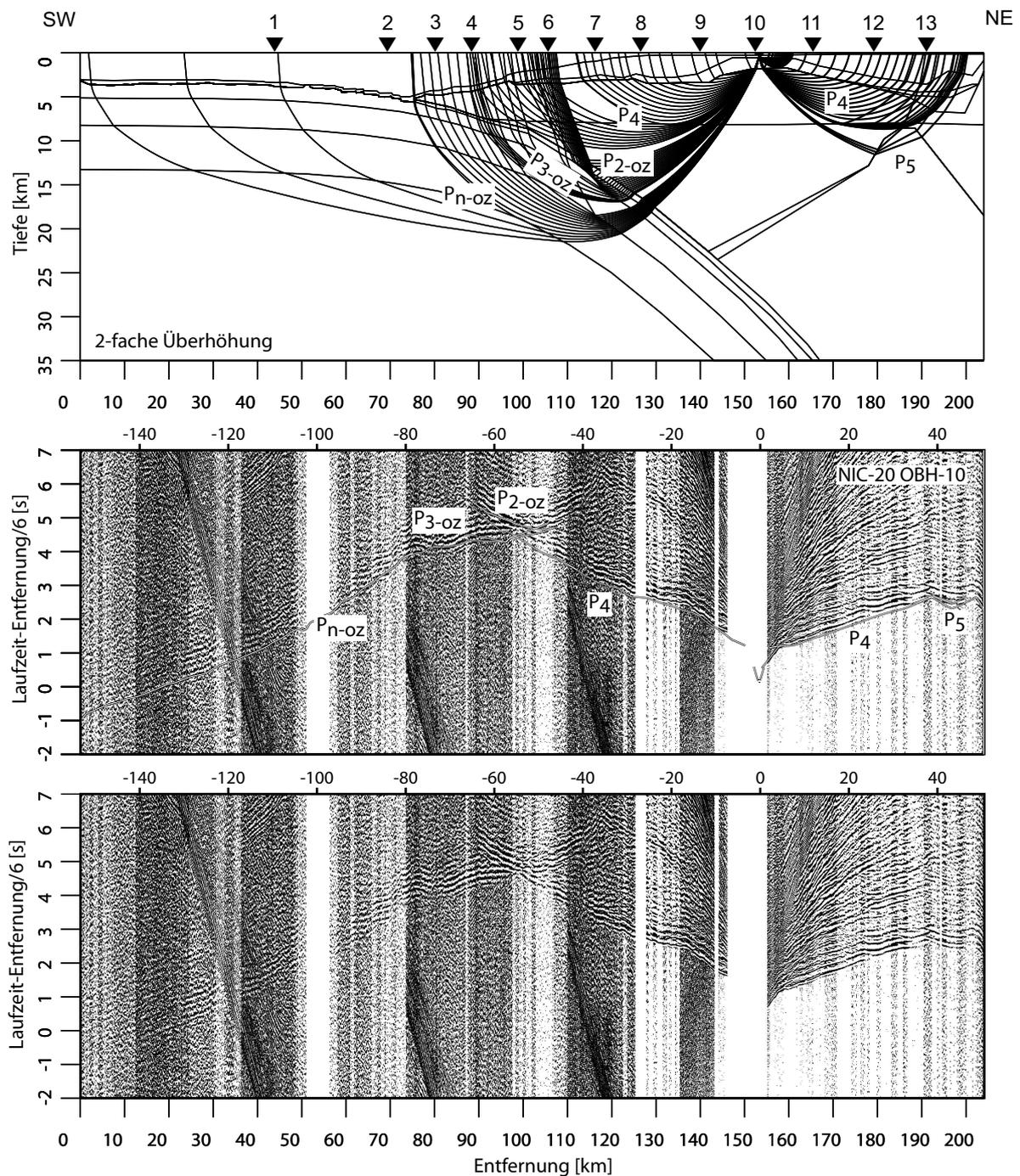


Abbildung 6.19: Krustenmodell für das Profil NIC-20 mit ausgewählten Strahlenwegen für das OBH-10 (oben), das dazugehörige Seismogramm mit den berechneten Laufzeitkurven (mitte) sowie ohne (unten). P_4 : Refraktierte aus dem Margin Wedge; P_5 : Refraktierte aus einem Hochgeschwindigkeitskörper; P_{2-oz} : Refraktierte aus dem Layer 2 der ozeanischen Kruste; P_{3-oz} : Refraktierte aus dem Layer 3 der ozeanischen Kruste; P_{n-oz} : Refraktierte aus dem ozeanischen Mantel. Wegen Aufzeichnungslücken ist dieses Seismogramm aus zwei Datensätzen zusammengefügt.

6. DIE MODELLIERUNG UND INTERPRETATION DER SEISMISCHEN WEITWINKELDATEN

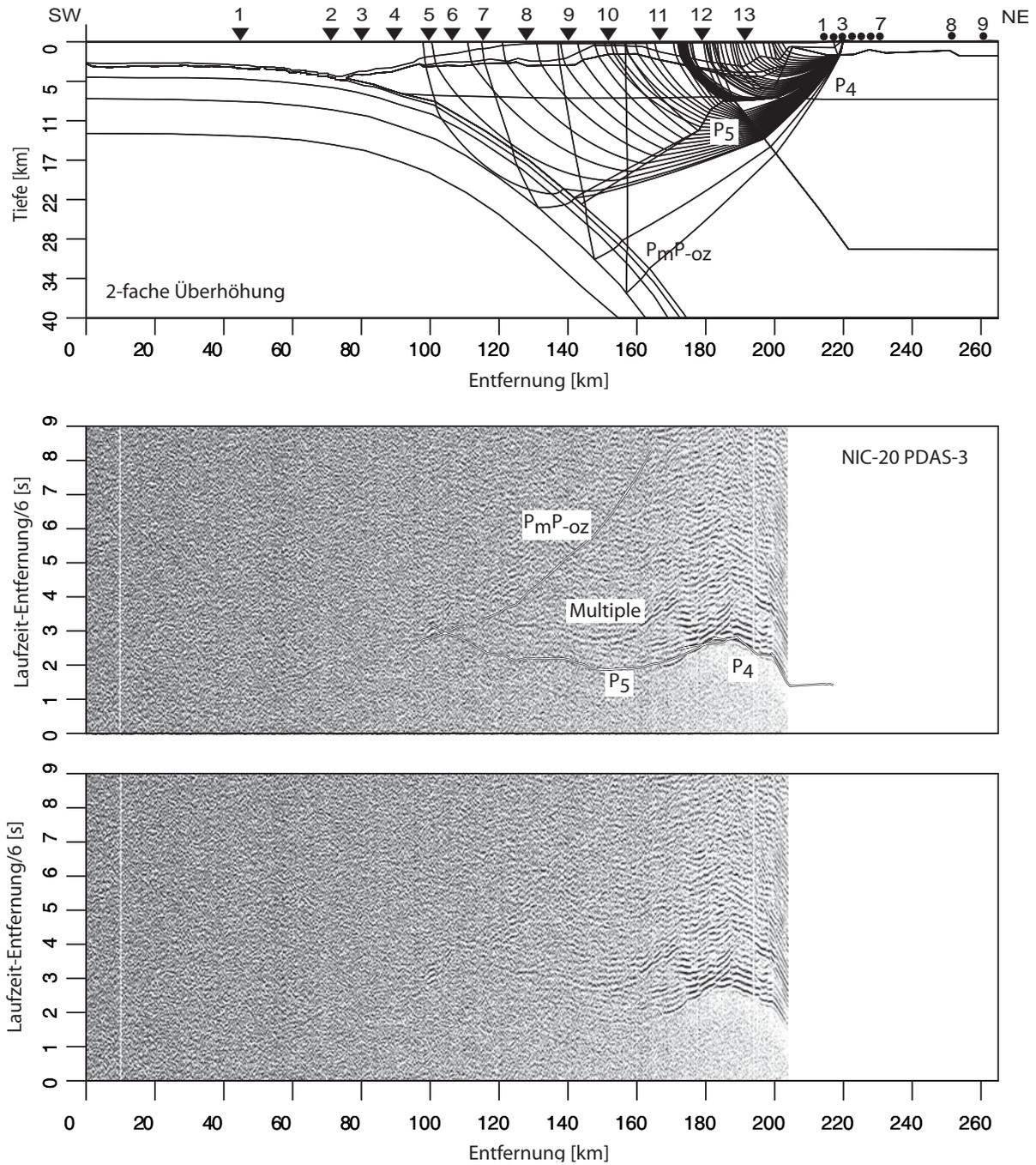


Abbildung 6.20: Krustenmodell für das Profil NIC-20 mit ausgewählten Strahlenwegen für die Landstation PDAS-3 (oben), das dazugehörige Seismogramm mit den berechneten Laufzeitenkurven (mitte) sowie ohne (unten). P_4 : Refraktierte aus der oberen Kruste; P_5 : Refraktierte aus einem Hochgeschwindigkeitskörper; P_mP_{-oz} : Reflexion von der Unterkante der abtauchenden Platte. Eine deutliche Multiple aus den Sedimenten des Sandino Beckens und den angrenzenden Schelfsedimenten ist markiert.

6.2. DAS PROFIL NIC-20 ÜBER DIE SUBDUKTIONSZONE

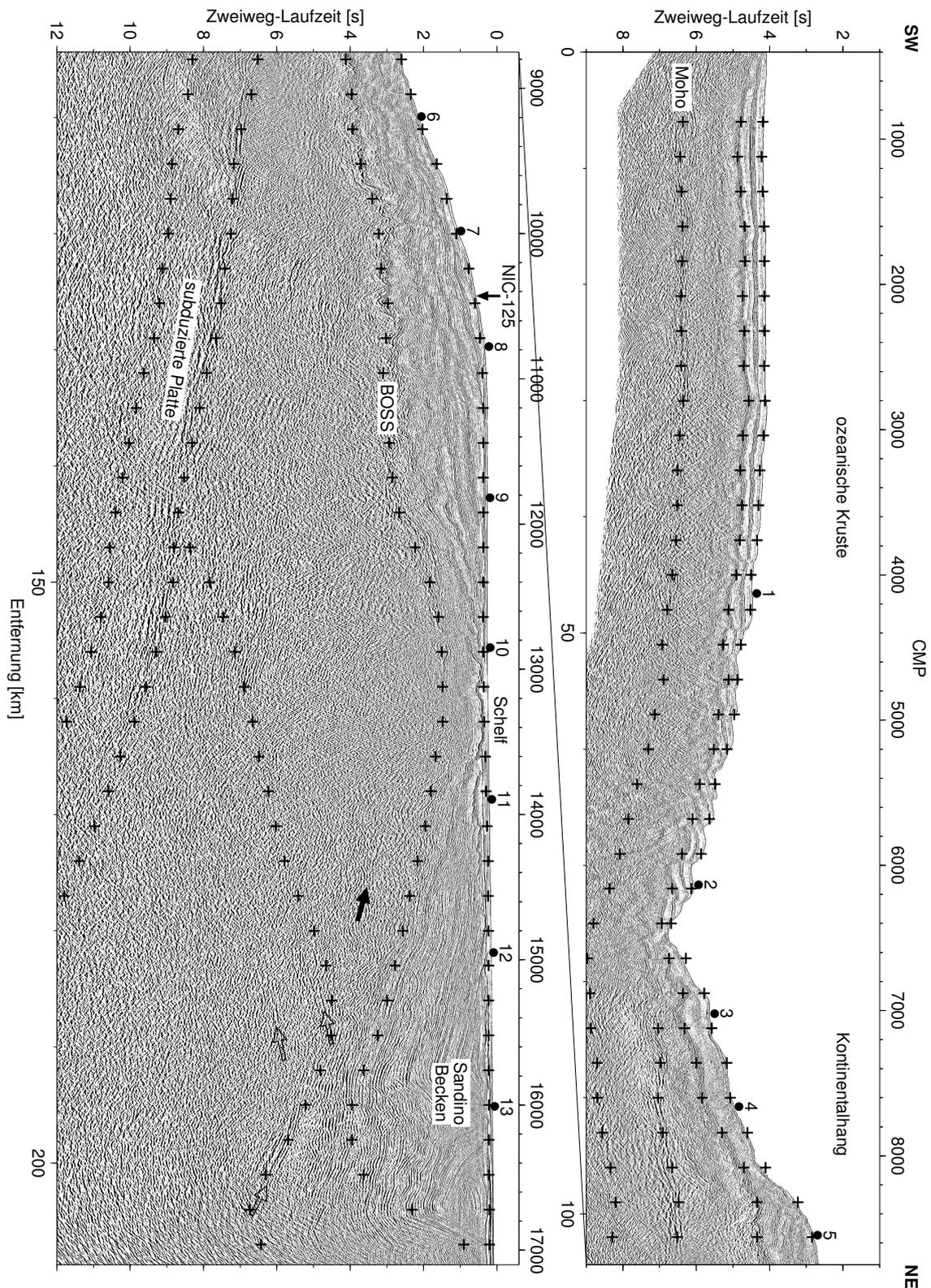


Abbildung 6.21: Das MCS Profil NIC-20 mit den wichtigsten, in Zeit konvertierten Horizonten (Kreuze) des Geschwindigkeitsmodells. Die markantesten Strukturen sind bezeichnet. Die Pfeile markieren Reflektoren im Margin Wedge (vergleiche Abbildung 5.14).

reduziert [Carlson, 2003], werden die niedrigen Geschwindigkeiten der ozeanischen Kruste eines Refraktionsprofils am Tiefseegraben vor Chile durch eine Hydratisierung der basaltischen Kruste erklärt [Ranero & Sallarès, 2004]. Die dafür benötigten Fluide können durch die bei der Plattenbiegung entstehenden Verwerfungen in die Kruste gelangen. Dieses Modell wird jedoch in Nicaragua durch die Zunahme der Geschwindigkeiten in der ozeanischen Kruste nach der Subduktion widerlegt, da eine durch Hydratisierung verursachte Geschwindigkeitsreduktion auch nach der Subduktion fortbestehen müsste. In der Abbildung 6.13 ist aber ein deutlicher Anstieg der Geschwindigkeiten 50 km landwärts des Tiefseegrabens auf die Werte der ungestörten ozeanischen Kruste zu sehen. Dieser Geschwindigkeitsanstieg in der subduzierten ozeanischen Kruste ist sowohl durch die Amplitudenmodellierung des Profils NIC-125 in Streichrichtung (Abbildungen 6.9 und 6.11), als auch durch die Laufzeitenmodellierung der amplitudenstarken Refraktionseinsätze des Dip-Line Profils NIC-20 (Phasen P_{2-oz} und P_{3-oz} in der Abbildung 6.19) gut belegt. Labormessungen an ozeanischen Gesteinen zeigen bei einer Drucksteigerung bis ~ 200 MPa eine deutliche Geschwindigkeitszunahme [Fox *et al.*, 1973], die durch das Schließen von Rissen und Poren erklärt werden kann. Bei einer weiteren Drucksteigerung bis 500 MPa ist der Anstieg der Geschwindigkeiten gering und beträgt etwa 0,1-0,15 km/s für ozeanische Krustengesteine des EPR [Iturrino *et al.*, 1996]. Daher kann die Druckzunahme von etwa 150 MPa am Tiefseegraben auf 500 MPa in 20 km Tiefe die hier bestimmte Geschwindigkeitszunahme durch das Schließen oder die Versteifung von Rissen erklären. Der zu erwartende zusätzliche Geschwindigkeitsanstieg um 0,1–0,15 km/s liegt innerhalb der Fehlertoleranz der Geschwindigkeitsmodelle.

Der Anfang der niedrigen Krustengeschwindigkeit kann vor Nicaragua nicht bestimmt werden (≥ 30 km seewärts des Tiefseegrabens), jedoch belegt ein Refraktionsprofil auf der ozeanischen Kruste vor Chile deren Beginn mit dem Start der Biegung der ozeanischen Platte, ~ 170 km vor dem Tiefseegraben [Contreras-Reyes *et al.*, 2006]. Da die Hydratisierung von Basalt und Gabbro ein sehr langsamer Prozess ist, wäre eine Geschwindigkeitsreduktion hierdurch erst nach einer längeren Zeitdauer und damit näher am Tiefseegraben zu erwarten. Damit widerspricht dieses Ergebnis ebenfalls der Theorie von einer intensiven Hydratisierung der ozeanischen Kruste am Tiefseegraben als Ursache für die niedrigen Geschwindigkeiten. Daher lassen sich die Änderungen der Geschwindigkeiten in der ozeanischen Kruste vor Nicaragua am besten durch eine verstärkte Rissbildung aufgrund der Plattenbiegung erklären, da die Geschwindigkeitszunahme nach der Subduktion eine verstärkte Hydratisierung der ozeanischen Kruste widerlegt. Es ist aber unklar, warum diese verstärkte Rissbildung zusammen mit dem aktiven hydrothermalen System in der Oberkruste (siehe Kapitel 5.1.1.2) nicht für eine verstärkte Alterierung der ozeanischen Kruste sorgt, zumal es deutliche Hinweise auf eine Hydratisierung des Mantels gibt (s. u.). Mögliche Ursachen sind die erwähnte langsame Hydratisierung von Basalt und Gabbros in Verbindung mit den niedrigen Temperaturen von etwa 150° C (L. Rüpke, persönliche Kommunikation) an der Moho. Dieses bedeutet jedoch nicht das die ozeanische Kruste unalteriert wäre, da bereits die

normalen seismischen Geschwindigkeiten der Unterkruste von 6,7–7,0 km/s durch eine Alteration von 5-15% erklärt werden und damit eine gering bis moderate Alteration der gesamten Kruste implizieren [Carlson & Miller, 2004].

Die Geschwindigkeiten im oberen Mantel zeigen ebenfalls einen ungewöhnlichen Verlauf. Die hohe seismische Geschwindigkeit von 8,4 km/s in der ungestörten ozeanischen Platte, 700 km vor der Subduktionsfront, wurden auf einem Profil in Spreizungsrichtung gemessen [Hallenborg *et al.*, 2003]. Diese hohe Mantelgeschwindigkeit kann hier durch eine einheitliche Ausrichtung der anisotropen Olivin Kristalle in Spreizungsrichtung aufgrund der extrem hohen Paläospreizungsrate von 18–20 cm/a [Wilson, 1996] erklärt werden (A. Harding, persönliche Mitteilung). Entlang des Profils NIC-20 besitzt der obere ozeanische Mantel eine 5 km mächtige Schicht, in der sich die P-Wellen Geschwindigkeit von 7,6 auf 8,2 km/s erhöht. Die im Vergleich zur ungestörten Platte etwas geringere Geschwindigkeit von 8,2 km/s im tieferen Mantel kann hier durch die niedrigere Paläospreizungsrate von 12 cm/a erklärt werden. Die Modellierung der Mantelgeschwindigkeiten wurde durch die Registrierung der P_n Phasen aus dem ozeanischen Mantel auf den Seismogrammen der OBH-1 bis 11 ermöglicht, die deutliche Einsätze aus beiden Richtungen bis zu einer Entfernung von über 160 km zeigen. Da die Stationen auf dem Schelf auch die tief in den Mantel eindringenden Wellenfronten aufzeichneten (siehe die P_{n-oz} Phasen in der Abbildung 6.19), kann eine Geschwindigkeits-Tiefenfunktion für den Mantel bestimmt werden. Dazu wurden zunächst die Geschwindigkeiten im Margin Wedge und der ozeanischen Kruste bestimmt. Anschließend erfolgte die Berechnung des RMS Laufzeitenfehlers der P_{n-oz} Phase für etwa 400 verschiedene Geschwindigkeitsfunktionen die unterhalb der Moho mit Werten von 6,6–8,4 km/s beginnen und in einer 1–15 km dicken Übergangszone linear auf 7,9–8,4 km/s ansteigen. Darunter wurde ein konstanter Gradient von 0,003 km/s/km angenommen. In der Abbildung 6.22 sind alle getesteten Geschwindigkeitsfunktionen grau eingezeichnet. Die optimale Funktion hat einen Fehler von 0,159 s (rot markiert) und der Fehlerbereich wird mit einer Abweichung von max. 5% angenommen (blau markiert). Dieser relativ deutliche Fehler für die optimale Funktion kann durch die hier vermutete Serpentinisierung entlang von Verwerfungsflächen verursacht werden (siehe Kapitel 5.1.1.4), da das daraus resultierende Geschwindigkeitsfeld sehr heterogen wäre und mit dieser Methode nicht aufgelöst, sondern nur durch eine gemittelte Übergangszone im Mantel dargestellt werden kann. In der Darstellung 6.23 sind die Fehler dieser Modelle farbkodiert zusammen mit den RMS Laufzeitenfehlern für eine konstante Mantelgeschwindigkeit abgebildet, deren Fehler jedoch um mindestens 20% größer sind. Damit ergibt sich eine 5 km mächtige Schicht (Fehlerbereich: 3–13 km), in der die Geschwindigkeiten von 7,6 km/s (Fehlerbereich: 7,2–7,8 km/s) auf 8,2 km/s (Fehlerbereich: 8,1–8,4 km/s) ansteigen. Niedrige Geschwindigkeiten im ozeanischen Mantel am Tiefsee-graben von 7,3–7,6 km/s wurden bereits bei anderen Subduktionszonen gemessen [Kopp *et al.*, 2004; Ranero & Sallarès, 2004], jedoch konnte bisher noch nicht die Mächtigkeit dieser Schicht ermittelt werden. In den MCS Daten sind in diesem Bereich des Mantels landwärts geneigte Reflektoren sichtbar

6. DIE MODELLIERUNG UND INTERPRETATION DER SEISMISCHEN WEITWINKELDATEN

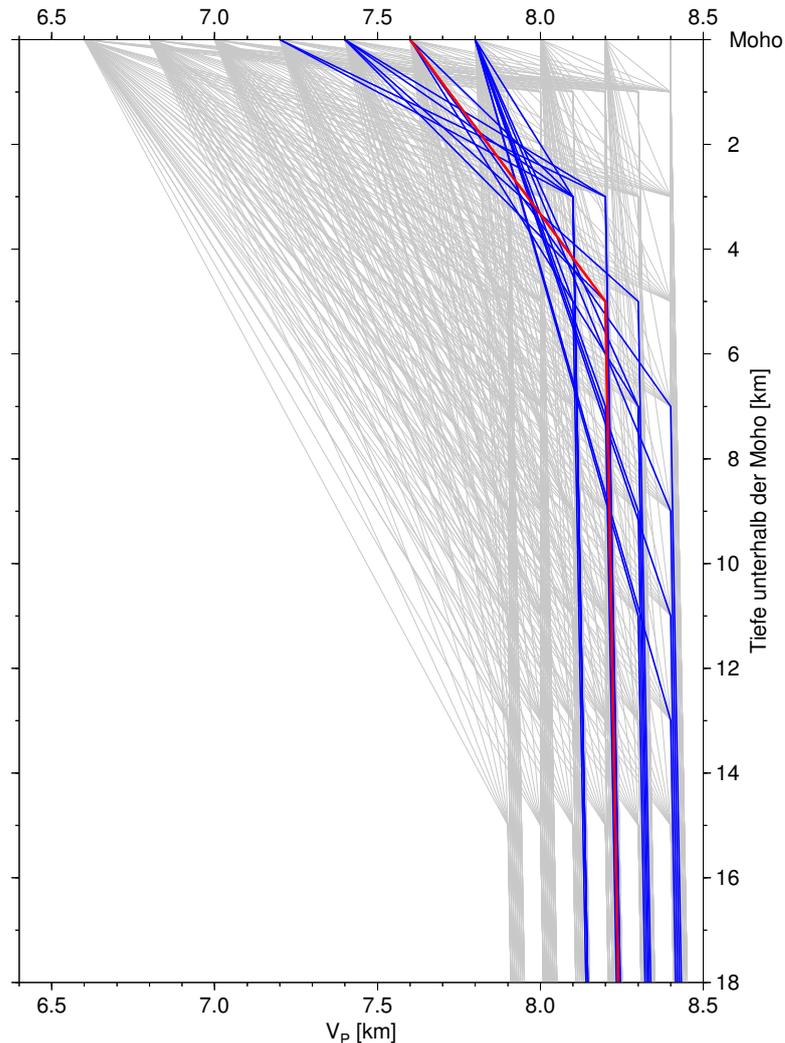


Abbildung 6.22: Die getesteten Geschwindigkeits-Tiefenfunktionen (grau) mit dem optimalen Modell (rot) und dem Fehlerbereich (blau).

(siehe Kapitel 5.1.1.4), die durch eine Hydratisierung des Mantels entlang von Verwerfungen interpretiert werden [Ranero *et al.*, 2003]. Durch eine Hydratisierung wird der Peridotit im Mantel in Serpentin umgewandelt, das P-Wellen Geschwindigkeiten von 4,7–8,1 km/s besitzt [Carlson & Miller, 2003] und somit die niedrigen Mantelgeschwindigkeiten erklären kann. Um diese Theorie näher zu untersuchen wurde die Reflektivitäts-Methode auf den seewärtigen Teil des Seismogramms vom OBH-1 angewandt, da hier S-Wellen Einsätze registriert wurden, mit denen das V_P/V_S Verhältnis bestimmt werden kann. Dieses liegt für Peridotit bei etwa 1,8 und steigt mit zunehmender Serpentinisierung auf einen ungewöhnlich hohen Wert von 2,2 [Carlson & Miller, 2003]. Da die Neigung der ozeanischen Platte hier weniger als 1° beträgt, ist die Bedingung einer 1-dimensionalen $v(z)$ Funktion für die Modellierung erfüllt. Das Signal-zu-Rausch Verhältnis der S-Wellen Einsätze ist nur moderat und es gibt keinen entgegengesetzten

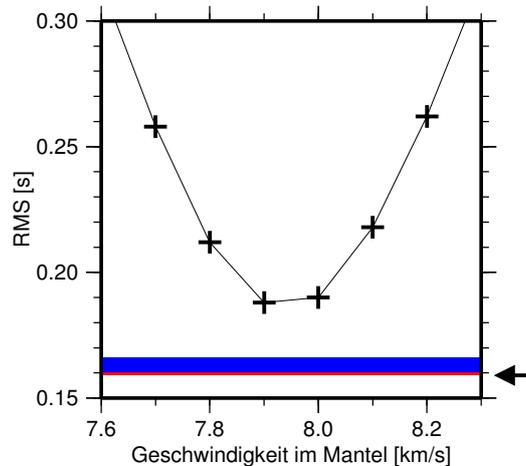


Abbildung 6.23: Der RMS Laufzeitenfehler für konstante Mantelgeschwindigkeiten (Kreuze) und den Fehler für das optimale Modell (rot), sowie den Fehlerbereich bei dem Gradientenmodell (blau).

Laufzeitenast, aber durch die 1-dimensionale Untergrundstruktur ist hier trotzdem die Modellierung der S-Wellen möglich. Weitere Randbedingungen ergeben sich aus den gemessenen S-Wellen Geschwindigkeiten der ozeanischen Sedimente von 0,4–0,55 km/s am Leg 170 [Gettemy & Tobin, 2003], sowie den V_P/V_S Verhältnissen für ozeanische Kruste (s. o.). Das finale Modell besitzt ein V_P/V_S Verhältniss von 6,1–3,1 in den Sedimenten, das über 2,2 an der Oberkante von Layer 2 und 1,85 am Übergang von Layer 2 zu 3 auf 1,75 an der Unterkante von Layer 3 sinkt. Für den Mantel werden zwei unterschiedliche Modelle mit einem V_P/V_S Verhältniss von 1,88 (siehe Abbildung 6.24) und einem von 1,8 für einen nicht serpentinisierten Mantel (siehe Abbildung 6.25) berechnet. Der amplitudenstarke S-Wellen Einsatz bei einem Offset von -24 km wird durch die S_mS Phase des Modells I deutlich besser modelliert als durch das Modell II, wo die markante S_mS Reflexion bereits bei einem Offset von -20 km einsetzt. Auch durch andere Geschwindigkeitsmodelle in der Kruste, aber mit einem V_P/V_S Verhältniss von 1,8 im Mantel, kann für das Modell II keine bessere Anpassung erreicht werden. Durch weitere Modellierungen zur Fehlerabschätzung ergibt sich ein V_P/V_S Verhältniss von $1,88 \pm 0,04$ (Poisson Verhältniss $\sigma = 0,30 \pm 0,01$) im Mantel, das auf eine teilweise Serpentinisierung im oberen Mantel hindeutet. Aufgrund der moderaten Datenqualität der S-Wellen Einsätze und der fehlenden Bestätigung durch eine weitere Seismogramm-sektion, kann dieses hohe V_P/V_S Verhältniss nicht als Beweis, sondern nur als deutlicher Hinweis auf eine Serpentinisierung des oberen Mantels angesehen werden.

Eine weitere Option zur Überprüfung einer möglichen Serpentinisierung des oberen Mantels besteht in der Modellierung der Schweredaten, da Peridotit mit zunehmender Hydratisierung eine geringere Dichte aufweist. Dazu wurde das

6. DIE MODELLIERUNG UND INTERPRETATION DER SEISMISCHEN WEITWINKELDATEN

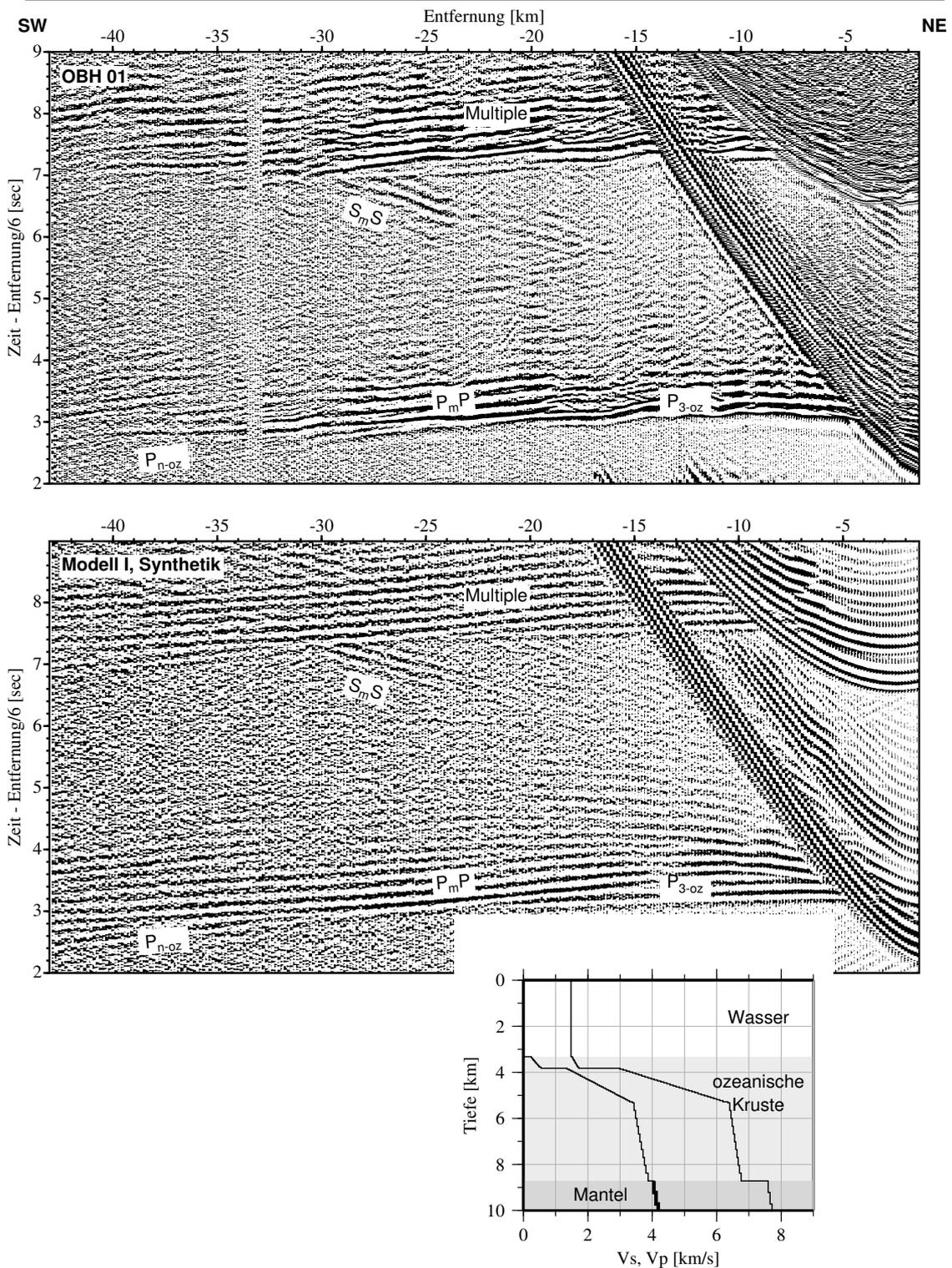


Abbildung 6.24: Vergleich der seismischen Sektion des OBH-1 (oben) mit dem synthetischen Modell I (unten) und dem benutzten Geschwindigkeitsprofil. P_{3-oz} : Refraktierte aus dem Layer 3 der ozeanischen Kruste; P_{n-oz} : Refraktierte aus dem ozeanischen Mantel. ; $P_m P$: Reflexionen von der ozeanischen Moho; $S_m S$: S-Wellen Reflexionen von der ozeanischen Moho.

6.2. DAS PROFIL NIC-20 ÜBER DIE SUBDUKTIONSZONE

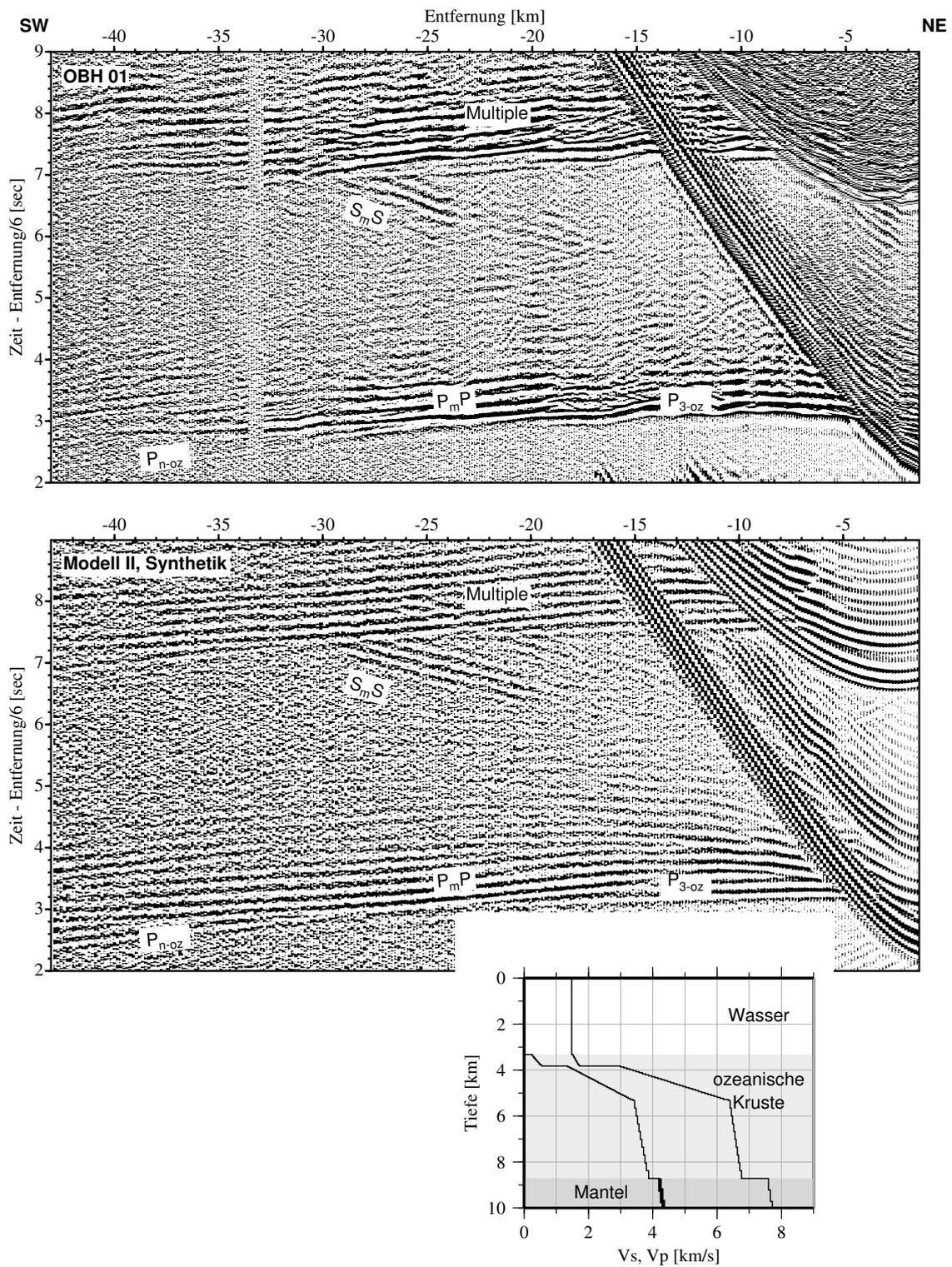


Abbildung 6.25: Vergleich der seismischen Sektion des OBH-1 (oben) mit dem synthetischen Modell II (unten) und dem benutzten Geschwindigkeitsprofil. P_{3-oz} : Refraktierte aus dem Layer 3 der ozeanischen Kruste; P_{n-oz} : Refraktierte aus dem ozeanischen Mantel. ; P_mP : Reflexionen von der ozeanischen Moho; S_mS : S-Wellen Reflexionen von der ozeanischen Moho.

6. DIE MODELLIERUNG UND INTERPRETATION DER SEISMISCHEN WEITWINKELDATEN

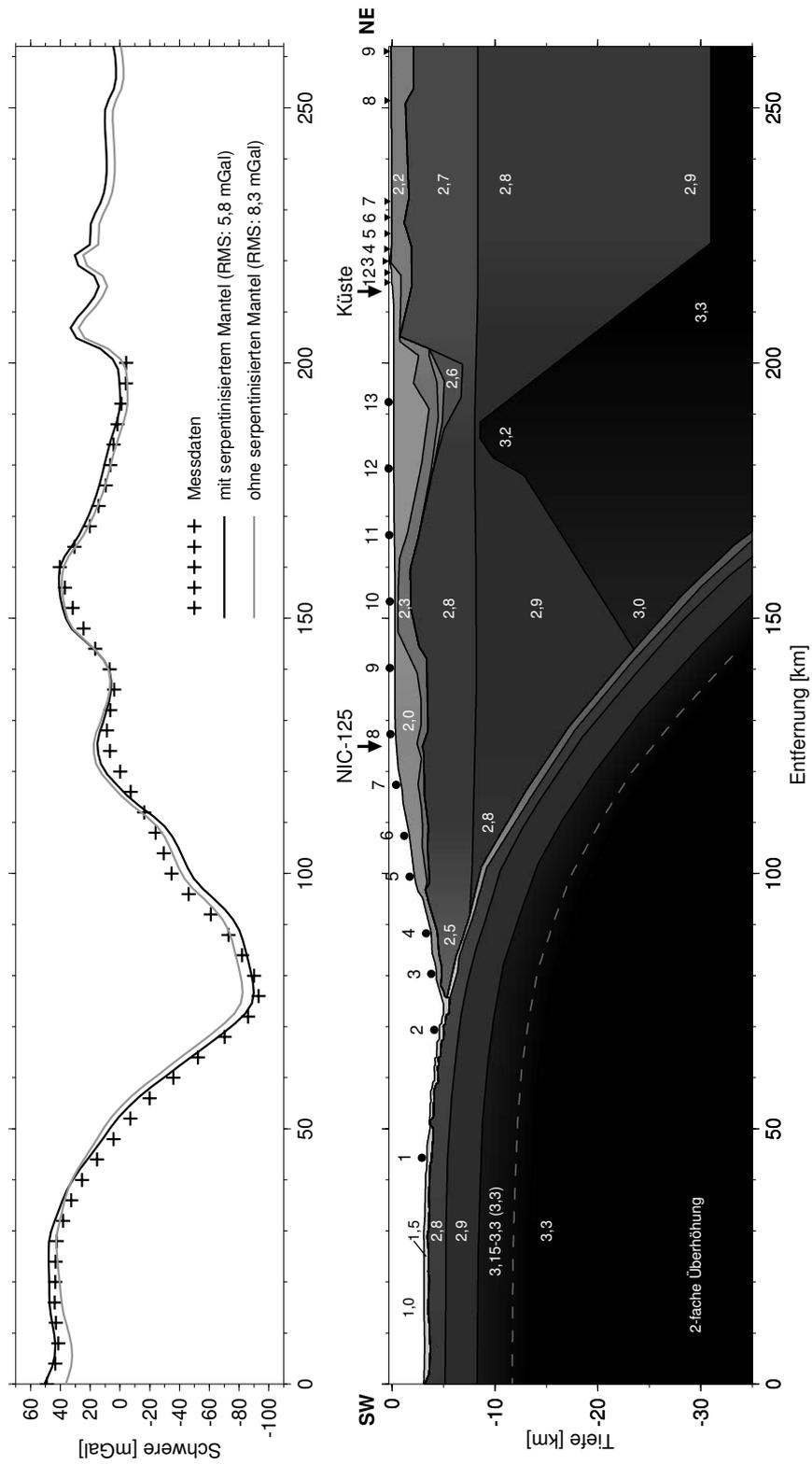


Abbildung 6.26: Modellierung der Schweredaten für das Profil NIC-20 mit und ohne einem serpentinisierten Mantel. Dichteangaben in g/cm^3 .

Geschwindigkeitsmodell mit Hilfe von Geschwindigkeits-Dichte Relationen [*Carlson & Herrick*, 1990; *Carlson & Miller*, 2003] in ein Dichtemodell umgewandelt und die daraus berechnete Schwere mit den gemessenen Schwerewerten verglichen und angepasst. Um eine optimale Übereinstimmung zu erhalten, musste ein zusätzlicher lateraler Schweregradient von $\sim 0,6$ mGal/km angenommen werden, der sich wahrscheinlich aus der 3-dimensionalen Struktur des Schwerfeldes im Untersuchungsgebiet ergibt (siehe Abbildung 6.8). Das Schweremodell mit einem serpentinierten Mantel (Manteldichten von $3,15\text{--}3,3$ g/cm³) hat nur einen RMS Fehler von 5,8 mGal im Gegensatz zu 8,3 mGal für einen nicht hydratisierten Mantel (konstante Dichte im Mantel von $3,3$ g/cm³). Damit bestärken die niedrigen P-Wellen Geschwindigkeiten, eine Amplitudenmodellierung und das daraus abgeleitete V_P/V_S Verhältnis sowie die Schweremodellierung die Annahme von einer teilweisen Hydratisierung des Mantels. Zudem bietet diese Theorie bisher die beste Erklärung für die in den MCS Daten sichtbaren Reflektoren im ozeanischen Mantel.

Bislang wurde eine tiefreichende Hydratisierung des Mantels bis zur Stabilitätsgrenze von Serpentin bei etwa 600°C (~ 35 km für 24 Mio. Jahre alte Lithosphäre) [*Ranero et al.*, 2003] oder bis zur maximalen Tiefenerstreckung von Outer Rise Erdbeben (einige 10er Kilometer) [*Peacock*, 2001] angenommen. Diese neue Untersuchung belegt vor Nicaragua aber nur eine 3–13 km mächtige Zone mit erniedrigten Geschwindigkeiten. Nach *Carlson & Miller* [2003] entsprechen die dort modellierten Geschwindigkeiten von $7,2\text{--}7,8$ km/s einer Serpentinisierung von 7–27% bzw. 1–3,5 Gew.-% Wasser an der Moho. Mit den Geschwindigkeits-Tiefenfunktionen aus dem Fehlerbereich (blaue Funktionen in der Abbildung 6.22) und einer durchschnittlichen Manteldichte von $3,2$ g/cm³ ergibt sich daraus eine Wassersäule von 0,05–0,21 km pro Einheitslänge des Tiefseegrabens. Damit liefert diese Studie deutlich geringere Werte als die bisherige Abschätzung von 0,17–1,7 km pro Einheitslänge des Tiefseegrabens [*Ranero et al.*, 2003]. Zum Vergleich: eine normale 7 km mächtige ozeanische Kruste enthält - ohne Sedimente - eine Wassersäule von etwa 0,36 km [*Carlson*, 2003]. Die in der MCS Sektion (Abbildung 5.5) im Mantel sichtbaren Reflektoren haben einen Abstand von 1–3 km, woraus sich mit den Serpentinisierungsraten (s. o.) und unter Berücksichtigung des Neigungswinkels von 35° (siehe Kapitel 5.1.1.4) Mächtigkeiten von 0,04–0,46 km für vollständig serpentinierte Schichten an der Moho ergeben.

Diese Ergebnisse stehen nicht im Widerspruch zu der Beobachtung von Reflektoren in den MCS Daten die bis zu 20 km in den Mantel reichen [*Ranero et al.*, 2003], wobei jedoch auch die mit der Tiefe abnehmende Abbildungsqualität zu berücksichtigen ist. Da eine Serpentinisierung entlang von landwärts geneigten Störungszonen stattfindet, wird von dem im Mantel hauptsächlich horizontal verlaufenden Strahlwegen [siehe z. B. Abbildung 6.19) nur eine durchschnittliche Geschwindigkeit ermittelt. Diese hängt ab von der Anzahl und Mächtigkeit der dabei durchlaufenen serpentinierten Störungszonen. Das so bestimmte Geschwindigkeitsmodell bildet im Mantel also nur eine ungefähr horizontal gemittelte Geschwindigkeitsfunktion ab. Dabei können einzelne serpentini-

sierte Zonen durchaus tiefer in den Mantel reichen, sofern ihre Anzahl und Mächtigkeit die Geschwindigkeit des unalterierten Mantels nicht signifikant ändert. Der Geschwindigkeitsfehler für den unalterierten Mantel beträgt $\pm 0,1$ km/s (siehe Abbildung 6.22) und eine Reduktion von 8,2 auf 8,1 km/s könnte durch eine 2,93% Serpentinisierung verursacht werden [Carlson & Miller, 2003], was bei einem Abstand der Verwerfungen von 3 km und einem Neigungswinkel von 35° eine 0,05 km dicke und vollständig serpentinisierte Schicht bedeuten würde. Die durch die Modellierung bestimmten hohen Mantelgeschwindigkeiten von über 8,1 km/s deuten jedoch auf eine fehlende oder nur sehr geringe Serpentinisierung des tieferen Mantels hin.

6.2.2 Der Kontinentalhang

Am seewärtigen Bereich der Hangsedimente befindet sich an den OBH-3 und 4 eine Hangrutschung. Da es keine erkennbaren Einsätze aus den Sedimenten gibt, werden hier die Stapelgeschwindigkeiten der Steilwinkeldaten von 1,6 km/s genutzt. Damit ergibt sich eine Mächtigkeit von etwa 0,5 km. Die landwärts anschließenden Sedimente erstrecken sich bis zu einem Basement Hoch am OBH-10. Die Schichtmächtigkeit variiert von 1–3,2 km und ist in eine mächtigere jüngere Sektion mit Geschwindigkeiten von 1,6–2,6 km/s, sowie eine ältere und dünnere Schicht mit variablen Geschwindigkeiten von 2,8–4,2 km/s gegliedert. Diese Zweiteilung der Sedimente existiert auch entlang der Line NIC-125 in Streichrichtung und die älteren Sedimente korrelieren dort mit der Rivas und Brito Formation die von der Kreide bis zum Eozän entstand. Die jüngeren Sedimente gehören zur El Salto Formation aus dem Pliozän bis Holozän. Die Anpassung des BOSS Reflektors an der Oberkante des Margin Wedges geschah sowohl mit den Steilwinkelreflexionen der OBH Sektionen, als auch mit den MCS Daten. Die Geschwindigkeitsstruktur des Margin Wedges wurde durch die Modellierung der mit P_4 bezeichneten Einsätze in den Refraktionsdaten bestimmt. Dabei ergab sich ein deutlicher landwärtiger und ein starker vertikaler Geschwindigkeitsgradient. Die Geschwindigkeiten steigen von $\sim 3,0$ km/s an der Spitze des Wedges bis auf 5,2 km/s am Basement Hoch an. Als Ursache hierfür kann eine starke Fragmentierung der Spitze des Margin Wedges durch die Subduktion der Halbgräben und Seamounts auf der Cocos Platte vermutet werden. So sind in diesem Bereich in den MCS Daten oberhalb eines subduzierten Seamounts landwärts geneigte Reflektoren sichtbar, die als Verwerfungen interpretiert werden (siehe graue Pfeile in der Abbildung 5.8). Das Margin Wedge besteht aus einem oberen, etwa 5 km mächtigen Teil mit einem Geschwindigkeitsgradienten von etwa 0,1–0,2 km/s/km und einem unteren Bereich mit einem kleineren Gradienten von 0,02–0,07 km/s/km. In den MCS Daten sind einige Reflektoren innerhalb des Margin Wedges erkennbar, deren tektonische Aktivität durch eine rezente Verwerfung in den angrenzenden Hangsedimenten belegt ist (siehe Kapitel 5.1.3, sowie die schwarzen und grauen Pfeile in der Abbildung 5.14). Diese Reflektoren bestehen aus landwärts geneigten parallelen Bündeln und werden hier als Verwerfungen interpretiert, die durch die Subduction Erosion verursacht werden. Diese Interpretation wird unterstützt durch

6.2. DAS PROFIL NIC-20 ÜBER DIE SUBDUKTIONSZONE

die Refraktionsseismik, in der diese Strukturen weder durch eine Steilwinkelreflexion, noch durch einen markanten Geschwindigkeitssprung gekennzeichnet sind. Daher muss der Impedanzkontrast und damit die Dichte- und Geschwindigkeitsvariation entlang der Struktur gering sein. Diese Reflektoren können auch auf dem kreuzenden Profil NIC-125 beobachtet werden und zeigen dort identische Eigenschaften.

Der Verlauf der abtauchenden Platte ist sowohl durch Steilwinkelreflexionen von ihrer Ober- und Unterkante in den Refraktionsdaten (siehe die P_oP_{-oz} Phase in der Abbildung 6.18), als auch durch die MCS Daten belegt. Diese ermöglicht eine Modellierung bis zu einer Tiefe von 35 km ($\cong 11$ s Zweiweg-Laufzeit). Der Neigungswinkel steigt von 5° am Tiefseegraben über 19° am Schnittpunkt mit dem Profil NIC-125 auf 32° in 35 km Tiefe an. Die Mächtigkeit der subduzierten Sedimente sowie ihre P-Wellen Geschwindigkeit wurden vom Profil NIC-125 übernommen und bis zum Tiefseegraben interpoliert, sowie für größere Tiefen konstant gehalten. Die Geschwindigkeiten der subduzierten Platte stammen sowohl von der Amplitudenmodellierung des Profils NIC-125 in Streichrichtung, als auch von der Laufzeitenmodellierung der amplitudenstarken Refraktionseinsätze aus der ozeanischen Kruste (Phasen P_{2-oz} und P_{3-oz} in der Abbildung 6.19).

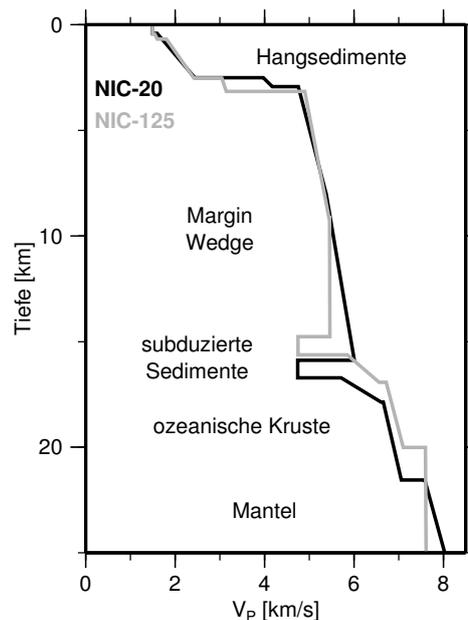


Abbildung 6.27: Die Geschwindigkeits-Tiefenfunktionen der Profile NIC-20 und NIC-125 am Kreuzungspunkt.

In der Abbildung 6.27 sind die beiden $v(z)$ Funktionen der Profile NIC-20 und NIC-125 an ihrem Kreuzungspunkt gegenübergestellt. Die unterschiedlichen Geschwindigkeiten in den unteren Hangsedimenten werden durch die dort verlaufende dünne Sedimentschicht mit starken Geschwindigkeitsvariationen verursacht, die sich mit den großen Stationsabständen nicht detailliert auflösen lassen. Die Geschwindigkeiten im oberen

Margin Wedge sind sehr ähnlich, unterscheiden sich aber im unteren Bereich. Aufgrund der Neigung der abtauchenden Platte verlaufen die von dort kommenden Strahlen des Profils NIC-125 nicht mehr in der Profilebene, sondern erfassen die subduzierte Platte ungefähr 3 km weiter seewärts und somit etwa 1 km höher als in der Profilebene. Zwar werden die niedrigen Geschwindigkeiten des ozeanischen Mantels auch im Profil NIC-125 modelliert, eine Tiefenabschätzung ist hier jedoch nicht mehr möglich. Die Berechnung des RMS Laufzeitenfehlers für die P_{n-oz} Phasen des Profils NIC-125 mit den Mantelgeschwindigkeiten des Profils NIC-20 ergibt einen um lediglich 1% kleineren Fehler als mit dem bisherigen Modell. Zudem hätte ein aus serpentinierten Verwerfungsflächen bestehender Mantel ein sehr heterogenes Geschwindigkeitsfeld, trotz der Isotropie von Serpentin. Die Olivin Kristalle des nicht serpentinierten Mantels hingegen sind anisotrop. Die durch Refraktionsseismik ermittelten Geschwindigkeiten in Fall- und Streichrichtung dieser Verwerfungen müssen daher nicht übereinstimmen.

6.2.3 Vom Schelf bis zum Vulkangürtel

Der Schelfbereich mit dem Sandino Becken wird von den OBH Stationen 10–13 erfasst und das ~50 km lange Landprofil bis zum Vulkangürtel ist mit den PDAS Stationen 1–9 besetzt. Da es an Land weder Schüsse, noch eine Steilwinkelsektion gibt, ist dort die Modellierung nicht eindeutig. Die Struktur des hier ~7 km tiefe Sandino Beckens besteht aus einer maximal 3,6 km mächtigen oberen Schicht mit moderaten Geschwindigkeiten von 1,9–3,4 km/s, unter der sich eine dünne Schicht (0,8–1,2 km) mit hohen Geschwindigkeiten von 3,3–5,0 km/s befindet. Ein Versatz in den Laufzeiten der OBH Sektionen macht darunter eine Niedriggeschwindigkeits-Zone nötig und den Abschluss bilden hohe Geschwindigkeiten von 5,1 km/s. Das MCS Profil MAS-1A (siehe Abbildung 5.15) verbindet die Corvina-1 Bohrung mit diesem Profil (Lageplan siehe Abbildung 3.1) und ermöglicht so die Korrelation der gesamten Sedimentsektion mit der Rivas und Brito Formation (40–100 Ma). Die steile landwärtige Begrenzung des Sandino Beckens wird durch die Refraktierte in der oberen Kruste (Phase P_4) auf den Registrierungen der Landstationen definiert (siehe Abbildung 6.20). Diese Grenze ist auch teilweise noch am Ende der MCS Sektion zu erkennen, jedoch variiert ihre Lage dort etwas (siehe Abbildung 6.21). Die Mächtigkeit der Sedimente in der Nicaraguan Depression wurde durch Magnetotellurik und Gravimetrie mit ~2 km abgeschätzt [Elming & Rasmussen, 1997] und für die obere kontinentale Kruste werden Werte von einem benachbarten Refraktionsprofil benutzt [Walther et al., 2000]. Eine besonders auffällige Struktur ist ein Körper mit hohen seismischen Geschwindigkeiten und einer steilen, landwärts geneigten Begrenzung von etwa 33° unterhalb des Sandino Beckens, die sowohl durch die MCS Daten, als auch die Refraktionsseismik bis in eine Tiefe von mindestens 15 km verfolgt werden kann. Die transparenten Pfeile in den MCS Daten 6.21 zeigen auf Reflektoren die mit der Oberkante dieses Körpers korrelieren. Die hohen Geschwindigkeiten sind durch die hier Refraktierten belegt (Phase P_5 in der Abbildung 6.20). Gleichzeitig zeigen die späteren Einsätze der Refraktierten aus der oberen Kruste (Phase P_4), dass

dieser Hochgeschwindigkeitskörper nicht die Unterkante des Sandino Beckens bildet. Die seewärtige Begrenzung ist nur in den MCS Daten durch einige schwache, seewärts geneigte Reflektoren markiert, weshalb hier ein gradueller Übergang modelliert wurde. Auf dem nur 50 km entfernten Parallelprofil NIC-40 (Lageplan siehe Abbildung 3.1) wird bei einer Laufzeit von 9 s ein markanter Reflektor über der Plattengrenze abgebildet, der als potentielle kontinentale Moho interpretiert wird [McIntosh *et al.*, 2005]. Entlang des Profils NIC-20 endet die nur ungefähr bestimmbare seewärtige Grenze des Hochgeschwindigkeitskörpers bei einer Laufzeit von 8,5 s (siehe Abbildung 6.21), weshalb der Reflektor vom Profil NIC-40 bei 9 s als dessen wahrscheinliche seewärtige Grenze interpretiert wird. Einige amplitudenschwache Reflexionen von der ozeanischen Moho auf den Landregistrierungen (Phase $P_m P_{-oz}$ in der Abbildung 6.20) belegen etwas geringere Geschwindigkeiten von 7,0 km/s im seewärtigen Bereich des Hochgeschwindigkeitskörpers. Für die Schweremodellierung wurden hier Dichten von 3,0–3,2 g/cm³ angenommen, die durch die Modellierung bestätigt wurden. Ein vergleichbarer Hochgeschwindigkeitskörper mit Manteldichten wurde bereits auf einem Refraktionsprofil vor Zentral-Nicaragua modelliert (Profil TRANSECT in der Abbildung 3.1) und als untere Kruste bzw. Mantel eines akkretierten ozeanischen Plateaus interpretiert [Walther *et al.*, 2000]. Diese tektonische Interpretation wird - in modifizierter Form - auch hier genutzt.

Im Mesozoikum wurde die Farallon Platte unter die Kruste von Nicaragua, die ein Teil des Chortis Blocks ist, subduziert (Abbildung 6.28,a). In dieser Zeit wurden auch viele Terrane an die westliche Plattengrenze der Nordamerikanischen Platte akkretiert. Ob der damalige aktive Kontinentalrand des Chortis Blocks bereits aus akkretiertem Material bestand ist ungewiss. Magnetotellurische und gravimetrische Untersuchungen deuten auf einen Unterschied im Krustenaufbau zwischen der Nicaraguan Depression und den Nicaraguan Highlands hin (Übersichtsbild in Abbildung 3.1), was die Hypothesen eines Terrans unterstützt [Elming & Rasmussen, 1997]. Da dieser Bereich des Refraktionsmodells aber nicht detailliert genug aufgelöst werden konnte, wird die gesamte überfahrende Platte als Chortis Block bezeichnet. Die landwärtige Begrenzung des Sandino Beckens wird durch eine steile Diskontinuität gebildet, deren Herkunft unbekannt ist. Da das ozeanische Plateau aufgrund seiner geringen Dichte nicht subduziert werden konnte, kann sich am ehemaligen Tiefseeegraben ein Sedimentenbecken bilden (Abbildung 6.28,b). Das erklärt die Entstehung der ältesten Sedimente des Sandino Beckens - der Rivas Formation - im Tiefwasserbereich. Bisher wurde eine Herkunft des Plateaus vom Galapagos Hot Spot vermutet, was aber durch aktuelle geochemische Untersuchungen nicht bestätigt wird. Die neuen Analysen von Gesteinen des Margin Wedges vor Guatemala (DSDP Leg 67 und 84) sowie der magmatischen Gesteine der Santa Elena Halbinsel ergeben eine sehr heterogene Zusammensetzung, die auf OIB (Ocean Island Basalts) und Inselbogen Gesteine hindeuten. Die geochemische Signatur hat wenig Ähnlichkeit mit dem Galapagos Hot Spot. Erste Datierungen ergeben Alter von 100–219 Mio. Jahren, was deutlich älter ist als bisherige Datierungen von

6. DIE MODELLIERUNG UND INTERPRETATION DER SEISMISCHEN WEITWINKELDATEN

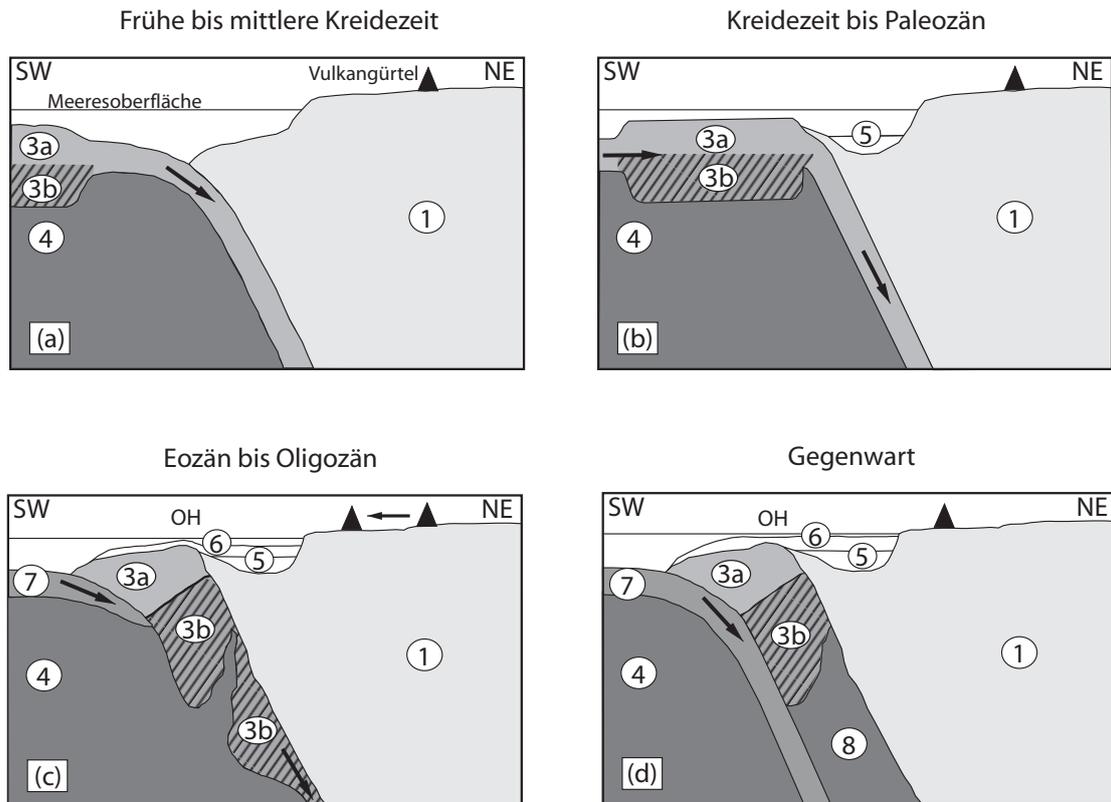


Abbildung 6.28: Tektonisches Modell für die nicaraguanische Subduktionszone nach Walther et al. [2000, modifiziert]. 1: Chortis Block; 3: ozeanisches Plateau mit effusiver oberer (3a) und intrusiver unterer Kruste (3b); 4: ozeanischer Mantel; 5: Tiefwasser Sedimente des Sandino Beckens; 6: Flachwasser Sedimente des Sandino Beckens; 7: neue abtauchende Platte; 8: Mantelsplitter; OH: Outer High.

Vulkaniten des Galapagos Hot Spots (J. Geldmacher, persönliche Mitteilung). Durch die Blockade der Subduktionszone kann die nordöstliche Bewegung der Farallon Platte auf den Chortis Block übertragen werden, wodurch dessen Strike-Slip Bewegung an der Motagua-Polochic Transformstörung in Guatemala vor 125–65 Mio. Jahren [Harlow et al., 2004] erklärt werden kann. Im Eozän bis Oligozän erfolgte eine Ablagerung von Flachwassersedimenten im Sandino Becken und weiter seewärts (Abbildung 6.28,c und d). Dabei kann die Sedimentschicht mit den hohen Geschwindigkeiten auf dem Kontinentalhang und im Sandino Becken aus verkieselten Kalksteinen entstanden sein. In der Zwischenzeit entwickelte sich seewärts eine neue Subduktionszone die noch heute aktiv ist. Durch deren Verlagerung kann auch die seewärtige Migration des nicaraguanischen Vulkangürtels erklärt werden.

Die wichtigsten Unterschiede zur Interpretation von Walther et al. [2000] bestehen im Basement des Sandino Beckens, das nun vollständig vom ursprünglichen Chortis Block

gebildet wird, der Abbildung des Outer High als landwärtiger Begrenzung des akkretierten Plateaus, sowie der unbekannt Herkunft des akkretierten Terrans. Diese neue Interpretation der Terrangrenze beruht sowohl auf der Modellierung der Refraktionsdaten die einen deutlichen Abstand zwischen dem Sandino Becken und dem Hochgeschwindigkeitskörper zeigen (siehe die getrennten Phasen P_4 und P_5 in der Darstellung 6.20), sowie der Abbildung eines Reflektors in den MCS Daten unterhalb des Sandino Beckens, der die Grenze zwischen dem alten Chortis Block und dem Layer 3a des akkretierten ozeanischen Plateaus markiert (schwarzer Pfeil in der Abbildung 6.21). Der geringe Geschwindigkeits- und Dichtekontrast verhindert die Erfassung dieser Grenze in den Refraktionsdaten, während eingeschlossene dünne Sedimentlagen oder Fluide an dieser alten Suturzone durch die Steilwinkelseismik abgebildet werden können. Da die Suturzone eine Schwächezone darstellt, können hier Kompression oder Extension zu einer Auf- oder Abschiebung führen. Starke vertikale Bewegungen am Outer High sind sowohl vor Guatemala [Ladd & Schroeder, 1985], als auch vor Nicaragua belegt [Ranero *et al.*, 2000]. Zudem ist das alte Chortis Basement an der seewärtigen Unterkante des Sandino Beckens nur wenige Kilometer mächtig, so dass es hier leicht deformierbar ist. Damit könnten die Antiklinalstrukturen im Sandino Becken durch eine Kompression entlang der Suturzone als Verwerfungsfläche erklärt werden.

Diskussion und Zusammenfassung der Ergebnisse

Im bisherigen Teil der Arbeit beschränkte sich die Interpretation zumeist auf den Bereich des jeweils bearbeiteten Profils. Im Folgenden werden die dabei erzielten Resultate mit weiteren - zumeist bereits publizierten - Ergebnissen verglichen, um so die im Kapitel 3.1 geschilderten Ausgangsfragen nach dem Aufbau und der Herkunft des etwa 900 km langen Margin Wedges von Costa Rica nach Guatemala so weit wie möglich zu klären. Außerdem wird nach den im Kapitel 6.2.1 erarbeiteten deutlichen Hinweisen auf eine Serpentinisierung des ozeanischen Mantels vor Nicaragua die Ausdehnung dieses Bereichs entlang der mittelamerikanischen Subduktionszone untersucht, sowie die weiteren Ergebnisse dieser Arbeit zusammengefasst.

Zu Beginn dieser Studie gab es über den aktiven nicaraguanischen Kontinentalhang zwei unterschiedliche Theorien, wonach er entweder der westliche Rand des Chortis Blocks ist [Ranero *et al.*, 2000], oder durch ein akkretiertes Terran gebildet wird [Walther *et al.*, 2000]. Die Bestätigung eines Hochgeschwindigkeitskörpers mit Manteldichten in einer Tiefe von 8,6 km und einer steilen landwärtigen Begrenzung, die ungefähr parallel zur rezent subduzierten Platte verläuft, kann nur ungenügend durch die kontinentale Kruste des Chortis Blocks erklärt werden. Altersdatierungen auf der Santa Elena Halbinsel in 25 km Entfernung, sowie von Gesteinen des Margin Wedges vor Guatemala (DSDP Leg 67 und 84) ergeben Alter von 100–219 Mio. Jahren (J. Geldmacher, persönliche Mitteilung), was nicht zum Krustenalter des Chortis Blocks von über 950 Mio. Jahre passt [Nelson *et al.*, 1997]. Zudem deutet die geochemische Signatur auf OIB (Ocean Island Basalt) und Inselbogen Gesteine. Die geochemischen Analysen sind jedoch nur dann für Nicaragua gültig, wenn ein zusammenhängendes Margin Wedge von der Santa Elena Halbinsel in Costa Rica bis nach Guatemala existiert, was nun untersucht wird.

In der Abbildung 7.1 ist die Freiluftschwere [Sandwell & Smith, 1997] zusammen mit einigen ausgewählten Profilen dargestellt. Ein markantes Schwerehoch am Outer High verläuft von Guatemala nach Nicaragua wo es sich abschwächt und eventuell an der Santa Elena Halbinsel in Costa Rica endet. Um den Verlauf des Hochgeschwindigkeitskörpers - sofern vorhanden - verfolgen zu können, ist dessen höchster Punkt auf dem Profil mit einem roten Kreuz gekennzeichnet. Die Refraktionsprofile 301/302 [Stavvenhagen, 1998] und TICOSECT/COTCOR [Sallarès *et al.*, 2001] (siehe Abbildung 7.2) in Costa Rica zeigen keine vergleichbare Struktur. Auf den Profilen NIC-20 und TRANSECT [Walther *et al.*, 2000] (siehe Abbildung 7.3) bzw. NIC-80 ist dieser Körper

sowohl im Refraktionsmodell, als auch in den MCS Daten als markanter Reflektor erkennbar. Daher konnte er auch auf dem MCS Profil NIC-100 eindeutig identifiziert werden. Da es vor Guatemala keine modernen Profile gibt die auch tiefere Strukturen erfassen, wurde hier mit den vorhandenen MCS [Ladd *et al.*, 1982], Refraktions- [Shor & Fisher, 1961; Ibrahim *et al.*, 1979; Ambos & Hussong, 1985] und Schweredaten [Sandwell & Smith, 1997] ein neues Dichteprofil erzeugt. Das ungefähr 2-dimensionale Schwerfeld erlaubt hier die Modellierung des 2-dimensionalen Modells. Dazu wurde ein neues Profil über die Subduktionszone gelegt, dass zwischen zwei MCS Profilen liegt und von einigen, zumeist 1-dimensionalen Refraktionsprofilen gekreuzt wird, deren Ergebnisse auf das Profil projiziert wurden. Die Reflektoren der benachbarten MCS Profile wurden mit den Refraktionsdaten in die Tiefe konvertiert und ähnliche Dichten wie für das Modell des Profils NIC-20 benutzt. Der Abtauchwinkel der subduzierten Platte stammt von Burbach *et al.* [1984]. Fehlende Horizonte wurden dann unter Berücksichtigung der Refraktionsgeschwindigkeiten und Schwerewerte modelliert (siehe Abbildung 7.4). Die Aussagekraft des Profils ist zwar begrenzt, aber bessere Daten gibt es hier bisher nicht.

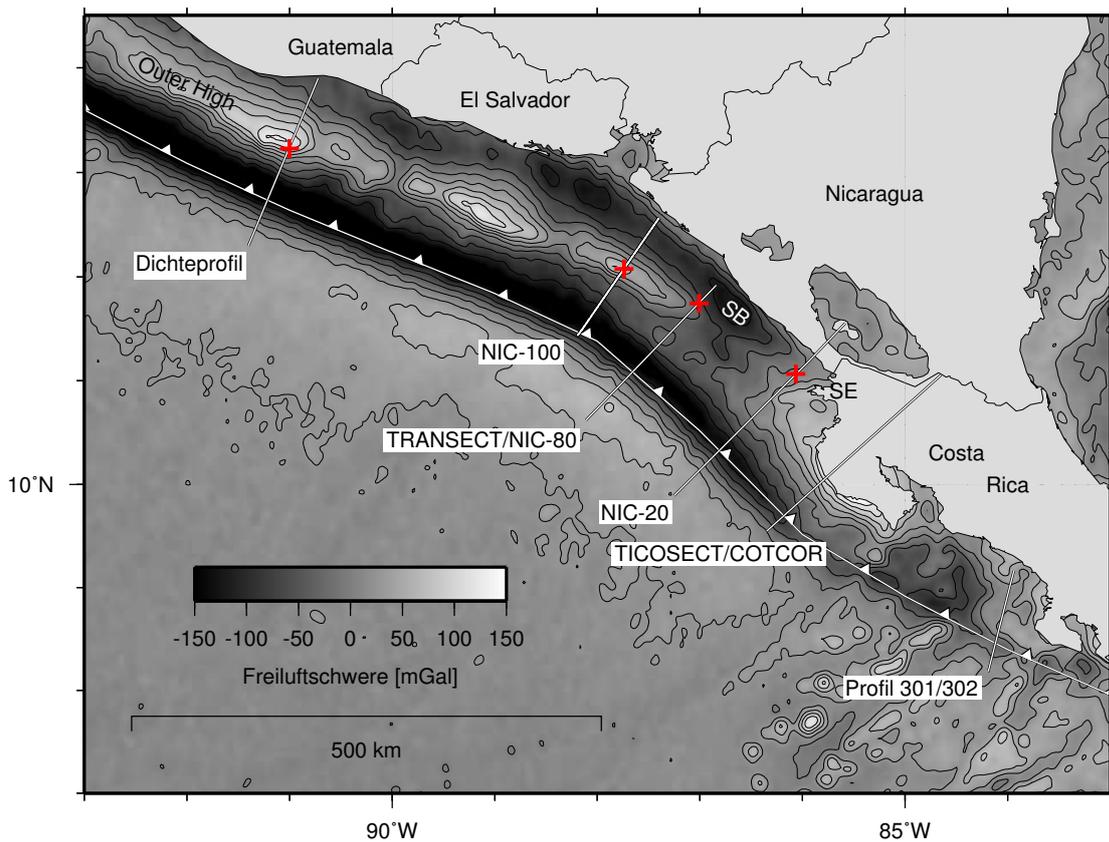


Abbildung 7.1: Freiluftschwere entlang der mittelamerikanischen Subduktionszone mit ausgewählten Profilen. Die roten Kreuze markieren die obere Spitze des Hochgeschwindigkeitskörpers. SB: Sandino Becken; SE: Santa Elena Halbinsel.

7. DISKUSSION UND ZUSAMMENFASSUNG DER ERGEBNISSE

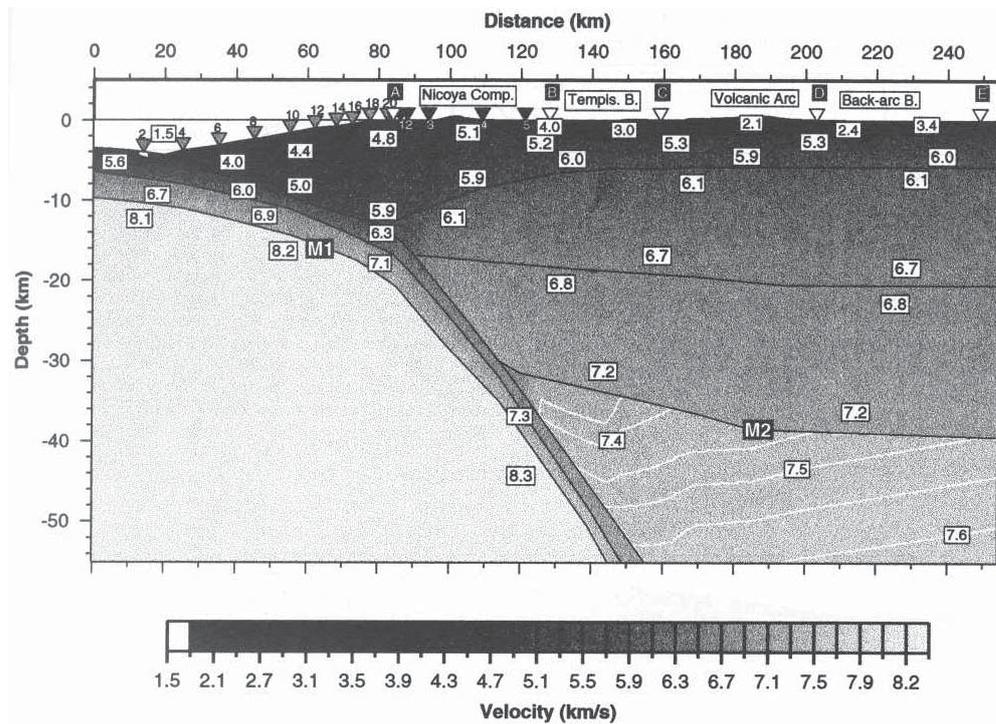


Abbildung 7.2: Refraktionsprofil TICOSECT/COTCOR im nördlichen Costa Rica von Sallarès et al. [2001].

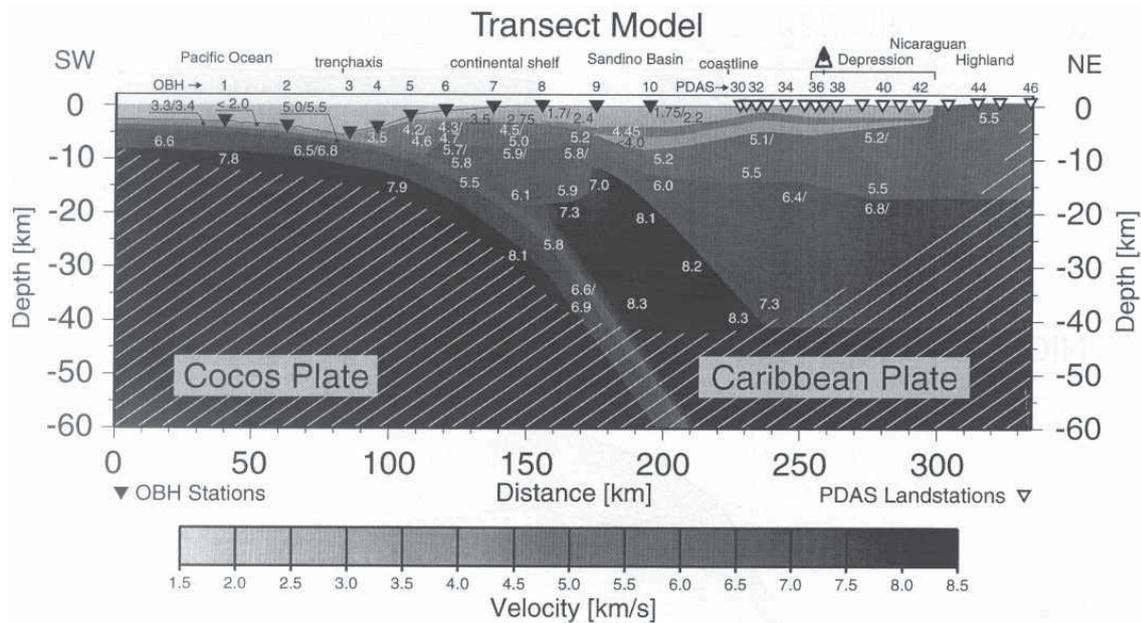


Abbildung 7.3: Refraktionsprofil TRANSECT vor Zentral-Nicaragua von Walther et al. [2000].

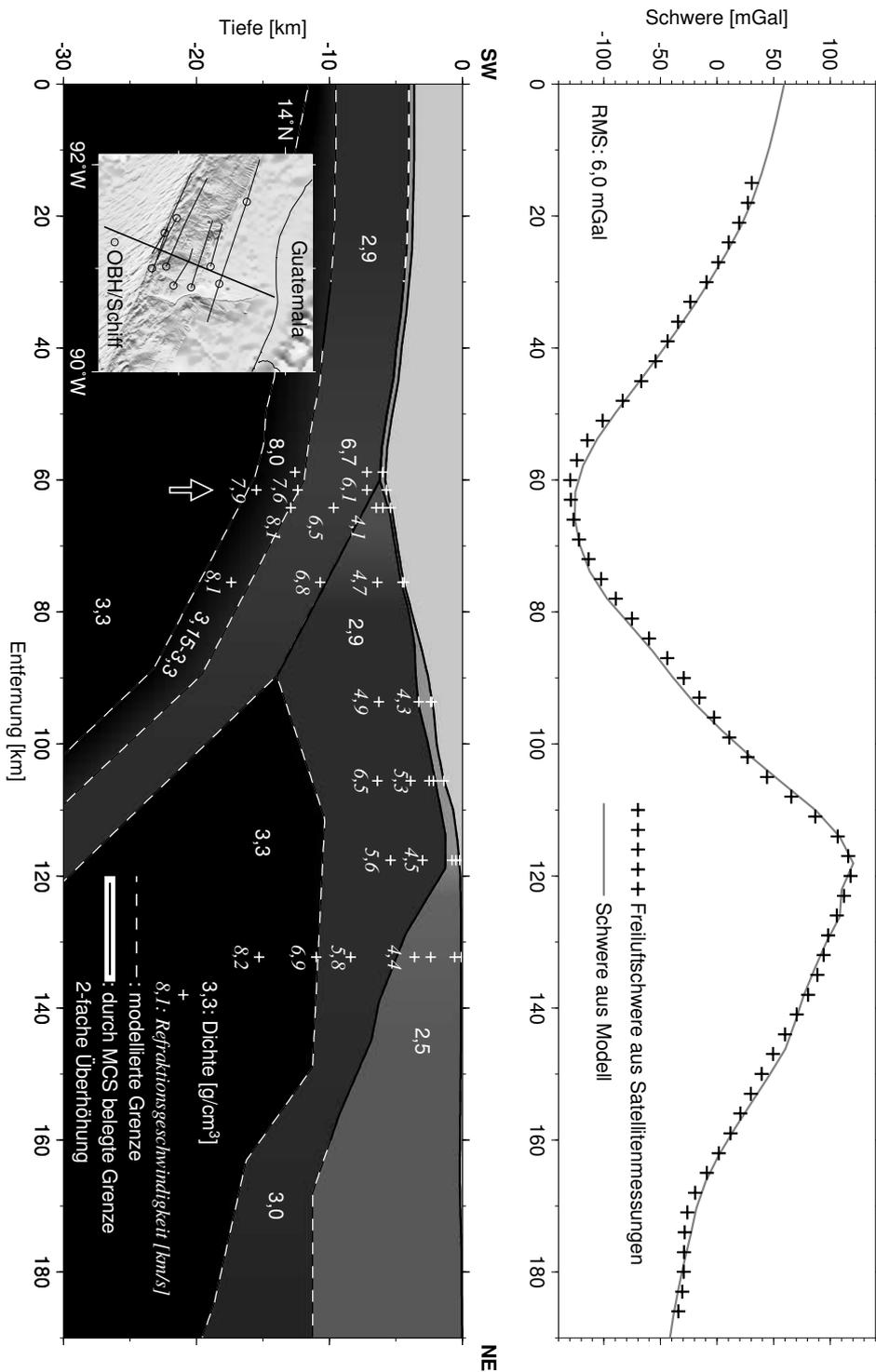


Abbildung 7.4: Dichteprofil aus MCS, Refraktions- und Schweredaten. Lokation der auf das Profil projizierten Refraktionsdaten siehe Innenkarte.

Die Modellierung ergibt mit $2,9 \text{ g/cm}^3$ noch etwas höhere Dichten im Margin Wedge als für das Profil NIC-20, wo nur $2,8\text{--}2,9 \text{ g/cm}^3$ modelliert wurden. Manteldichten von $3,3 \text{ g/cm}^3$ müssen etwa ab einer Tiefe von 10 km in der überfahrenden Platte vorhanden sein, sowie bis zu 30 km an den Tiefseeegraben reichen, um eine gute Anpassung der Schwerewerte zu erreichen. Damit unterstützen die nördlichen 4 Profile auf der Abbildung 7.1 die Annahme eines einheitlichen Margin Wedges von Guatemala bis zur Santa Elena Halbinsel. Dabei verringert sich der Abstand von der Spitze dieses Hochgeschwindigkeitskörpers zum Tiefseeegraben von 90 km auf dem Profil NIC-20, zu 74 bzw. 50 km auf den Profilen NIC-100 und dem Dichteprofil vor Guatemala. Der Grund dafür kann in einer unterschiedlichen Mächtigkeit oder Länge des akkretierten Terrans liegen. Zudem korreliert dieser größere Abstand im Profil NIC-20 mit einer stärkeren Kompression des Sandino Beckens, während die MCS Daten entlang des Profils NIC-100 nur noch eine sehr geringe Kompression erkennen lassen (siehe auch Kapitel 5.1.3).

Da der Körper mit den hohen Geschwindigkeiten und Dichten nur auf den Profilen nördlich der Santa Elena Halbinsel abgebildet wird, muß im Bereich der Santa Elena Halbinsel eine Suturzone verlaufen. Diese Vermutung wurde bereits häufig geäußert und Altersdatierungen an einer Überschiebung auf der Santa Elena Halbinsel ergeben hierfür eine Zeitspanne zwischen 99–94 und 71–65 Mio. Jahren [Hauff *et al.*, 2000]. Da sich auch die Motagua-Polochic Transformstörung in Guatemala vor 125–65 Mio. Jahren bildete [Harlow *et al.*, 2004], kann dieses auf eine Phase von Nord-Süd-Konvergenz in Mittelamerika hindeuten. Die Annahme einer Suturzone wird ebenfalls durch die magnetische Anomalienkarte (siehe Abbildung 4.5) bestätigt, die etwas südlich der Santa Elena Halbinsel eine sehr markante, in Ost-West Richtung verlaufende Anomalie besitzt, die auf dem dortigen Refraktionsprofil NIC-125 mit einer Niedriggeschwindigkeitszone korreliert, bei der es sich um eine Überschiebung handeln kann (siehe Kapitel 6.1). Nördlich der Santa Elena Halbinsel kann die deutliche Magnetisierung des Margin Wedges durch ophiolitisches Gestein erklärt werden, dass jedoch keine vergleichbare markante Anomalie wie bei der Santa Elena Halbinsel mehr besitzt und damit ebenfalls ein zusammenhängendes Margin Wedge bis nach Guatemala bestätigt. Die besonders mächtigen Ablagerungen der ältesten Sedimente des Sandino Beckens - der Rivas und Brito Formation - im Süden von Nicaragua können durch vertikale Bewegungen an dieser Suturzone entstanden sein. Da die geochemische Signatur des Margin Wedges vor Guatemala wenig Ähnlichkeit mit der des Galapagos Hot Spots aufweist, ist die Herkunft unbekannt. Die hier früher subduzierte Farallon Platte hatte eine nördliche Bewegungsrichtung, so dass Hot Spots aus dem Süd-Pazifik als Herkunft möglich sind.

Zusammengefasst ergibt sich damit ein akkretiertes ozeanisches Plateau unbekannter Herkunft am aktiven Plattenrand von Nicaragua, das sich vermutlich von Guatemala bis zur Santa Elena Halbinsel erstreckt und hier durch die Suturzone zwischen dem Chortis und Chorotega Block begrenzt wird.

In dieser Studie wurde die Theorie eines partiell serpentinierten Mantels durch die Bestimmung der niedrigen P-Wellen Geschwindigkeit von $7,2\text{--}7,8 \text{ km/s}$ im Mantel

und dessen Poisson Verhältnisses von $\sigma = 0,30 \pm 0,01$, der Abbildung von Verwerfungen im Mantel, sowie einer Schweremodellierung bekräftigt. Der anhand der P-Wellen Geschwindigkeit berechnete Serpentinisierungsgrad ist jedoch mit maximal 7–27% bzw. 1–3,5 Gew.-% Wasser deutlich geringer als bisherige Abschätzungen. Die Ausdehnung des serpentinierten Mantels entlang des Tiefseegrabens wird nun durch einen Vergleich mit den Profilen aus der Abbildung 7.1 abgeschätzt. Das südlichste Profil 301/302 verläuft über der etwa 15 km mächtigen Kruste des aseismischen Cocos Rückens [Stavenhagen, 1998]. Eine Serpentinisierung des Mantels ist wegen der großen Krustenmächtigkeit unwahrscheinlich und die Mantelgeschwindigkeiten von 8,0 km/s bestätigen dies. Besonders der seewärtige Teil des Profils TICOSECT/COTCOR wurde von Christeson *et al.* [1999] detailliert bearbeitet. Das Modell besitzt zwar eine Mantelgeschwindigkeit von 8,1 km/s, jedoch sind die variablen Mächtigkeiten der ozeanischen Kruste von 5–7,5 km untypisch für die EPR Kruste der Cocos Platte. Zudem wird auf die unerklärbar schlechte Übereinstimmung der P_n Phasen mit den berechneten Laufzeiten bei großen Entfernungen hingewiesen. Daher wurden die P_n Phasen der Landstationen bei der Modellierung nicht mit berücksichtigt. Ähnliche Probleme gab es auch bei der Modellierung des Profils NIC-20, die jedoch durch eine Gradientenzone im Mantel reduziert werden konnten. Daher kann eine Serpentinisierung entlang des Profils TICOSECT/COTCOR angenommen werden, der Serpentinisierungsgrad ist aber unbekannt. Das Profil TRANSECT [Walther *et al.*, 2000] hat bereits eine variable Mantelgeschwindigkeit von 7,8–8,1 km/s sowie eine 1,25 km mächtige Gradientenzone von 6,75–7,9 km/s an der Moho. Da sowohl das Profil NIC-20, als auch die Messungen auf der ungestörten Kruste [Hallenborg *et al.*, 2003] Mantelgeschwindigkeiten von 8,2–8,4 km/s ergeben und die hier benutzte Geschwindigkeitsstruktur eine gewisse Ähnlichkeit mit der des Profils NIC-20 hat, kann auch hier von einer teilweisen Serpentinisierung des Mantels ausgegangen werden. Für die Modellierung des Dichteprofiles vor Guatemala wurde auch ein Refraktionsmodell am Tiefsee Graben benutzt, dass eine 3 km mächtige Gradientenzone im Mantel mit Geschwindigkeiten von 7,4–7,9 km/s besitzt (weißer Pfeil in der Abbildung 7.4) [Ambos & Hussong, 1985] und ein Hinweis auf eine Serpentinisierung des ozeanischen Mantels vor Guatemala ist. Damit ergibt sich für die mittelamerikanische Subduktionszone ein teilweise serpentinierter ozeanischer Mantel von der nördlichen Nicoya Halbinsel bis nach Guatemala und damit der gesamten am EPR gebildeten Kruste.

Die Annahme das die niedrigen seismischen Geschwindigkeiten in der ozeanischen Kruste am Tiefsee Graben vor Chile durch eine verstärkte Alterierung bei der Biegung der Platte verursacht werden [Ranero & Sallarès, 2004], werden in Nicaragua durch den schnellen Geschwindigkeitsanstieg nach der Subduktion widerlegt.

Die in Costa Rica vor der Nicoya Halbinsel an Bohrkernen ermittelte Rate der Subduction Erosion wurde vor Nicaragua durch zwei unterschiedliche Methoden abgeschätzt. Einmal durch die Bestimmung der Mächtigkeit der subduzierten Sedimente mithilfe der Steilwinkelseismik, als auch durch einen Vergleich der durch die Subduction

Erosion an der Schelfkante verursachten Abschiebungen. Beide Methoden ergeben eine Reduktion um $50 \pm 25\%$ im Vergleich zur Rate vor der nur 100 km entfernten Nicoya Halbinsel. Das passt zum lokalen Trend, da die Erosionsraten in Guatemala nur noch 25% des Wertes von Costa Rica betragen [Vannucchi *et al.*, 2004].

Durch den Vergleich der in der Steilwinkelseismik erkennbaren subduzierten Seamounts mit der Spannungsverteilung eines lokalen Tsunami Erdbebens wird dessen Entstehung durch Asperities (in diesem Fall die höchsten subduzierten Seamounts) im aseismischen Bereich der Subduktionszone bestätigt. Dabei zeigt sich außerdem, dass die ozeanische Kruste vor Nicaragua eine der bisher größten weltweit gemessenen Seamountdichten besitzt, die zumeist durch den Einfluss eines Hot Spots entstehen. Bisher wurden jedoch erst 2 Seamounts vor Nicaragua geochemisch untersucht und die Ergebnisse ergaben eine normale MORB (Mid Ocean Ridge Basalt) Zusammensetzung [Werner *et al.*, 2003].

Ausblick

Durch zahlreiche seismische Untersuchungen an der Subduktionszone von Mittelamerika ist vor Costa Rica und Nicaragua inzwischen eine gute Datenbasis geschaffen worden, wodurch die großräumigen Strukturen inzwischen gut abgebildet und interpretiert wurden. Auf dem Übersichtsbild 7.1 fällt aber eine Lücke in El Salvador auf und die Daten von Guatemala sind inzwischen über 25 Jahre alt und erlauben keine zuverlässige Abbildung der tiefen Strukturen. Das in dieser Arbeit erzeugte Dichtemodell für die guatemalteckische Subduktionszone hat einige Unterschiede im Vergleich zu Nicaragua. So hat z. B. der Körper mit einer Dichte von $3,3 \text{ g/cm}^3$ im Margin Wedge deutlich geringere Neigungen an seiner oberen Begrenzungsfläche und erstreckt sich näher an den Tiefseegraben. Da diese Modellierung aber auf alten und nicht sehr tiefreichenden Daten beruht, ist die Aussagekraft begrenzt. Daher wäre ein modernes Reflexions- und/oder Refraktionsprofil über die Subduktionszone vor Guatemala und El Salvador wünschenswert, um auch hier die Krustenstruktur zu erfassen und mit den bisherigen Ergebnissen zu vergleichen. Wegen des guten Signal-zu-Rausch Verhältnisses auf dem Profil NIC-20, das auf einem Schwerehoch mit einer nur mäßigen Sedimentüberdeckung registriert wurde, würde sich die Berücksichtigung der Schwere auch bei diesen Profilen lohnen. Vor El Salvador und Guatemala sind entsprechende Lokationen vorhanden. Die zusätzliche Registrierung eines Refraktionsprofils durch Landstationen ist wünschenswert wie das Profil NIC-20 zeigt. Hier wäre die Modellierung des Hochgeschwindigkeitskörper ohne die Landstationen nicht möglich gewesen.

Um die Serpentinisierung des ozeanischen Mantels vor Nicaragua detaillierter zu untersuchen, wurde das hier bearbeitete Refraktionsprofil NIC-20, sowie die Linie NIC-80 auf der FS METEOR Messfahrt 66/4A seewärts verlängert um den Beginn der Serpentinisierung zu bestimmen. Mit zwei zusätzlichen Profilen auf der ozeanischen Kruste parallel zu den magnetischen Anomalien soll die Anisotropie bestimmt werden. Da Serpentin im Gegensatz zu Peridotit isotrop ist, kann damit ebenfalls der Serpentinisierungsgrad bestimmt werden. Die Bestimmung des Geschwindigkeitsgradienten im ozeanischen Mantel kann durch P_n Phasen mit einem großen Offset oder durch die Bestimmung der Amplitudenabnahme der P_n Phasen durch die Erzeugung von synthetischen Seismogrammen ermittelt werden. Bisher gibt es noch nicht genügend Messungen der Serpentinisierungsrate des ozeanischen Mantels an Subduktionszonen für eine globale Abschätzung des dadurch subduzierten Wassers. Außerdem ist der Einfluss der verschiedenen Parameter wie z. B. Krustenalter, Krustendicke, Sedimentmächtigkeit usw. auf die Serpentinisierungsrate unbekannt.

In einem Projektantrag vom IFM-GEOMAR soll die Geochemie der Seamounts vor Nicaragua untersucht werden. Dadurch würde auch die Frage geklärt, ob die große Seamountdichte vor Nicaragua durch den zusätzlichen Einfluss des Galapagos Hot Spots erklärt werden kann (K. Hoernle, persönliche Mitteilung).

Literaturverzeichnis

- Abercrombie, R.E., Antolik, M., Felzer, K., Ekström, G., The 1994 Java tsunami earthquake: Slip over a subducting seamount. *J. Geophys. Res.*, vol. 106(B4), 6595–6607, 2001.
- Abers, G.A., Parsons, B., Weissen, J.K., Seamount abundances and distributions in the southeast Pacific. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 87, 137–151, 1988.
- Abers, G.A., Plank, T., Hacker, B.R., The wet Nicaraguan slab. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 30(2), 1098, doi:10.1029/2002GL015649, 2003.
- Abratis, M. and Wörner, G., Ridge collision, slab-window formation, and the flux of Pacific asthenosphere into the Caribbean realm. *Geology*, vol. 29(2), 127–130, 2001.
- Allerton, S., Worm, H.U., Stokking, L.B., Paleomagnetic and rock magnetic properties of Hole 896A. *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results*, vol. 148, 217–226, 1996.
- Alt, J.C., Kinoshita, H., Stokking, L.B. (eds.), *Proc. ODP, Init. Repts.*, vol. 148, Texas A&M University, College Station TX, 352 pp., 1993.
- Alvarado, G.E., Denyer, P., Sinton, C.W., The 89 Ma Tortugal komatiitic suite, Costa Rica: Implications for a common geological origin of the Caribbean and Eastern Pacific region from a mantle plum. *Geology*, vol. 25, 439–442, 1997.
- Alvarez, W., Eastbound sublithosphere mantle flow through the Caribbean gap and its relevance to the continental undertow hypothesis. *Terra Nova*, vol. 13, 333–337, 2001.
- Ambos, E.L. and Hussong, D.M., Structure at the toe of the subduction complex: Middle America Trench offshore Guatemala. In: von Huene, R., Auboin, J. (eds.), *Init. Repts. DSDP*, vol. 84, Washington, 861–877, 1985.
- Ambraseys, N.N. and Adams, R.D., Large-magnitude Central American earthquakes, 1898–1994. *Geophys. J. Int.*, vol. 127, 665–692, 1996.
- Astorga Gättgens, A., El puente-istmo de América Central y la evolución de la Placa Caribe (con énfasis en el Mesozoico). In: *Profil 12*, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Stuttgart, 1–201, 1997.
- Auboin, J. and von Huene, R., Summary: Leg 84, Middle America Trench transect off Guatemala and Costa Rica. In: von Huene, R., Auboin, J. (eds.), *Init. Repts. DSDP*, vol. 84, Washington, 939–957, 1985.
- Azéma, J., Bourgois, J., Baumgartner, P.O., Tournon, J., Desmet, A., Auboin, J., A tectonic cross-section of the Costa Rica pacific littoral as a key to the structure of the landward slope of the Middle America Trench off Guatemala. In: von Huene, R., Auboin, J. (eds.), *Init. Repts. DSDP*, vol. 84, Washington, 831–849, 1985.

LITERATURVERZEICHNIS

- Baltuck, M., Taylor, E., McDougall, K., Mass movement along the inner wall of the Middle America Trench In: von Huene, R., Aubouin, J. (eds.), *Init. Repts. DSDP*, vol. 84, Washington, 551–570, 1985.
- Barckhausen, U., Roeser, H.A., von Huene, R., Magnetic signature of upper plate structures and subducting seamounts at the convergent margin off Costa Rica. *J. Geophys. Res.*, vol. 103, 7079–7093, 1998.
- Barckhausen, U., Ranero, C.R., von Huene, R., Cande, S.C., Roeser, H.A., 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.*, vol. 106, 19207–19220, 2001.
- Barckhausen, U. und Ranero, C.R., New maps of magnetic and gravimetric anomalies in Costa Rica and Nicaragua. *Eos Trans. AGU*, vol. 84(46), Fall Meet. Suppl., Abstract T52B-0265, 2003.
- Barth, G.A., Mutter, J.C., Madsen, J.A., Upper-mantle seismic reflections beneath the East Pacific Rise. *Geology*, vol. 19, 994–996, 1991.
- Barth, G.A. und Mutter, J.C., Variability in oceanic crustal thickness and structure: Multichannel seismic reflection results from the northern East Pacific Rise. *J. Geophys. Res.*, vol. 101, 17951–17975, 1996.
- Bemis, K.G. and Smith, D.K., Production of small volcanoes in the superswell region of the South Pacific. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 118, 251–262, 1993.
- Bialas, J., Flueh, E.R., Bohrmann, G., Panama Basin and Galapagos „Plume“ - New investigations of intraplate magmatism. *Cruise report SO144/1&2, PAGANINI*. Geomar Report 94, 139–170, 1999.
- Bilek, S.L. and Lay, T., Tsunami earthquakes possibly widespread manifestations of frictional conditional stability. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 29, doi:10.1029/2002GL015215, 2002.
- Bilek, S.L., Schwartz, S.Y., DeShon, H.R., Control of seafloor roughness on earthquake rupture behavior. *Geology*, vol. 31, 455–458, 2003.
- Bird P., An updated digital model of plate boundaries. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, vol. 4, 1027, doi:10.1029/2001GC000252, 2003.
- Bourgeois, J., Azema, J., Baumgartner, P.O., Tournon, J., Desmet, A., Aubouin, J., 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*, vol. 108, 1–32, 1984.
- Brown, K.M. and Bangs N.L., Thermal regime of the Chile triple junction: constraints provided by downhole temperature measurements and distribution of gas hydrate. In: Lewis, S.D., Behrmann, J.H., Musgrave, R.J., Cande, S.C. (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, vol. 141, Texas A&M University, College Station TX, 259–275, 1995.
- Brückmann, W., Bialas, J., Rehder, G., Cruise Report METEOR M66, September - December 2005, 2005.
- Burbach, G.V., Frohlich, C., Pennington, W.D., Matumoto, T., Seismicity and tectonics of the subducted Cocos Plate. *J. Geophys. Res.*, vol. 89, 7719–7735, 1984.

- Burkart, B., Northern Central America. In: Donovan S.K. and Jackson, T. A., (eds.), *Caribbean Geology: An Introduction*. University of the West Indies Publishers Association/University of the West Indies Press, Kingston, Jamaica, 265–284, 1994.
- Burke, K., Tectonic evolution of the Caribbean. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, vol. 16, 201–230, 1988.
- Canales, J.P., Detrick, R.S., Bazin, S., Harding, A.J., Orcutt, J.A., Off-axis crustal thickness across and along the East Pacific Rise within the MELT area. *Science*, vol. 280, 1218–1221, 1998.
- Canales, J.P., Detrick, R.S., Toomey, D.R., Wilcock, W.S.D., Segment-scale variations in the crustal structure of 150–300 kyr old fast spreading oceanic crust (East Pacific Rise, 8°15'N–10°5'N) from wide-angle seismic refraction profiles. *Geophys. J. Int.*, vol. 152, 766–794, 2003.
- Cande, S.C. and Kent, D.V., Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, vol. 100, 6093–6095, 1995.
- Carbotte, S. and Macdonald, K., East Pacific Rise 8°–10°31'N: Evolution of ridge segments and discontinuities from SeaMARC II and three-dimensional magnetic studies. *J. Geophys. Res.*, vol. 97, 6959–6982, 1992.
- Carlson, R.L. and Herrick, C.N., Densities and porosities in the oceanic crust and their variations with depth and age. *J. Geophys. Res.*, vol. 95, 9153–9170, 1990.
- Carlson, R.K., Bound water content of the lower oceanic crust estimated from modal analyses and seismic velocities of oceanic diabase and gabbro. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 30(22), doi:10.1029/2003GL018213, 2003.
- Carlson, R.L. and Miller, D.J., Mantle wedge water contents estimated from seismic velocities in partially serpentinized peridotites. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 30(5), doi:10.1029/2002GL016600, 2003.
- Carlson, R.L. and Miller, D.J., Influence of pressure and mineralogy on seismic velocities in oceanic gabbros: Implications for the composition and state of the lower oceanic crust. *J. Geophys. Res.*, vol. 109, doi:10.1029/2003JB002699, 2004.
- Carr, M.J. and Stoiber, R.E., Volcanism. In: Dengo, G. and Case, J.E. (eds.), *The geology of North America, Volume H, The Caribbean Region*, Boulder, Colorado, Geol. Soc. America, 375–391, 1990.
- Carr, M.J., Feigenson, M.D., Patino, L.C., Walker, J.A., Volcanism and geochemistry in Central America: progress and problems. In: J. Eiler and M. Hirschmann (eds.), *Inside the subduction factory*. Geophysical Monograph, vol. 138, 153–179, 2003.
- Cerveny, V., Molotkov, I.A., Psencik, I., Ray method in seismology. /it Charles University Press, Prague, 214 pp., 1977.
- Cheng, C.H. and Toksöz, M.N., Inversion of seismic velocities for the pore aspect ratio spectrum of a rock. *J. Geophys. Res.*, vol. 84(B13), 7533–7543, 1979.
- Christeson, G.L., Shaw, P.R., Garmany, J.D., Shear and compressional wave structure of the East Pacific Rise, 9°–10°N. *J. Geophys. Res.*, vol. 102(B4), 7821–7835, 1997.

- Christeson, G.L., McIntosh, K.D., Shipley, T.H., Flueh, E.R., Goedde, H., Structure of the Costa Rica convergent margin, offshore Nicoya Peninsula. *J. Geophys. Res.*, vol. 104, 25443–25468, 1999.
- Christeson, G.L., McIntosh, K.D., Shipley, T.H., Seismic attenuation in the Costa Rica margin wedge: amplitude modeling of ocean bottom hydrophone data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 179, 391–405, 2000.
- Christie, D.M. and Sinton, J.M., Evolution of abyssal lavas along propagating segments of the Galapagos spreading center. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 56, 321–335, 1981.
- Clift, P.D., Chan, L.H., Blusztajn, J., Layne, G.D., Kastner, M., Kelly, R.K., Pulsed subduction accretion and tectonic erosion reconstructed since 2.5 Ma from the tephra record offshore Costa Rica. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, vol. 6, Q09016, doi:10.1029/2005GC000963, 2005.
- Collins, J.A., Brocher, T.M., Purdy, G.M., Seismic velocity structure at Deep Sea Drilling Project Site 504B, Panama Basin: Evidence for thin oceanic crust. *J. Geophys. Res.*, vol. 94, 9283–9302, 1989.
- Coltrin, G., Backus, M., Shipley, T.H., Cloos, M., Seismic reflection imaging problems resulting from a rough surface at the top of the accretionary prism at convergent margins. *J. Geophys. Res.*, vol. 94, 17485–17496, 1989.
- Contreras-Reyes, E., Scherwath, M., Flueh, E.R., Grevemeyer, I., Impact of the incoming plate on seismogenesis - the role of hydration in the outer rise offshore Chiloe Island, Southern Chile. *Geophysical Research Abstracts, EGU*, vol. 8, EGU06-A-01371, 2006.
- Corti, G., Carminati, E., Mazzarini, F., Oziel Garcia, M., Active strike-slip faulting in El Salvador, Central America. *Geology*, vol. 33(12), 989–992, 2005.
- Crowe, J.C. and Buffler, R.T., Multichannel seismic records across the Middle America Trench and Costa Rica-Nicaragua convergent margin, NCY-7 and NIC-1. In: Ladd, J.W. & Buffer, R.T., (eds.), *Middle America Trench off Western Central America, Ocean Drilling Program, Reg. Data Syn. Ser.*, Atlas 7, Mar. Sci. Int., Woods Hole, 11 pp., 1985.
- Currie, C.A., Hyndman, R.D., Wang, K., Kostoglodov, V., Thermal models of the Mexico subduction zone: Implications for the megathrust seismogenic zone. *J. Geophys. Res.*, vol. 107(B12), 2370, doi:10.1029/2001JB000886, 2002.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., Current plate motions. *Geophys. J. Int.*, vol. 101, 425–478, 1990.
- DeMets, C., Jansma, P.E., Mattioli, G.S., Dixon, T.H., Farina, F., Bilham, R., Calais, E., Mann, P., GPS geodetic constraints on Caribbean-North America plate motion. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 27, 437–440, 2000.
- DeMets, C., A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motions: Implications for slip along the Central American volcanic arc. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 28, 4043–4046, 2001.
- Dengo, G., Tectonic-igneous sequence in Costa Rica. In: Engel, A.E.J., James, H.L., Leonard, B.F., (eds.), *Petrologic studies - A volume in honor of A.F. Buddington. Geol. Soc. Of Am.*, Boulder, Colorado, 133–161, 1962.
- Desmet, A., Tournon, J., Azéma, J., Bourgois, J., Le matériel ophiolitique foré du Leg 84 (Fosse du Guatemala) et les ophiolites du Massif de Santa Elena (Costa Rica). Comparaison pétrologique et géochimique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, n° 3, 309–328, 1985.

- Dick, H.J.B.H. and Natland, J.H., Late-stage melt evolution and transport in the shallow mantle beneath the East Pacific Rise. In: Mével, C.G., Allan, K.M., Meyer, P.S. (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, vol. 147, Texas A&M University, College Station TX, 103–134, 1996.
- Dickens, G.R. and Quinby-Hunt, M.S., Methane hydrate stability in seawater. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 21(19), 2115–2118, 1994.
- Di Marco, G., Baumgartner, P.O., Channell, J.E.T., Late cretaceous-early tertiary paleomagnetic data and a revised tectonostratigraphic subdivision of Costa Rica and western Panama. In: Mann, P., (ed.), *Geologic and tectonic development of the Caribbean Plate boundary in southern Central America, Boulder, Colorado, Geol. Soc. of America, Special paper*, 295, 1–27, 1995.
- Dominguez, S., Lallemand, S.E., Malavieille, J., von Huene, R., Upper plate deformation associated with seamount subduction. *Tectonophysics*, 293, 207–224, 1998.
- Donnelly, T.W., Horne, G.S., Finch, R.C., López-Ramos, E., Northern Central America; The Maya and Chortis blocks. In: Dengo, G. and Case, J.E. (eds.), *The geology of North America, Volume H, The Caribbean Region*, Boulder, Colorado, Geol. Soc. America, 37–76, 1990.
- Duarte, M., Munoz, A., Lanza, L., Leo, C.T.A.M., *Statoil Bericht für: The Norwegian Agency for Development Cooperation (Norad)*, 1990.
- Duncan, R.A. and Hargraves, R.B., The Caribbean region in the mantle reference frame. In: Bonini, W., Hargraves, R.B., Shagam, R., (eds.), *The Caribbean-South America plate boundary and regional tectonics. Geol. Soc. A. Mem.*, 162, 89–121, 1984.
- Eittreim, S.L., Gribidenko, H., Helsley, C.E., Sliter, R., Mann, D., Ragozin, N., Oceanic crustal thickness and seismic character along a central Pacific transect. *J. Geophys. Res.*, vol. 99(B2), 3139–3145, 1994.
- Elming, S.Å. and Rasmussen, T., Results of magnetotelluric and gravimetric measurements in western Nicaragua, Central America. *Geophys. J. Int.*, vol. 128, 647–658, 1997.
- Elming, S.A., Lauer, P., Ubieta, K., A palaeomagnetic study and age determinations of Tertiary rocks in Nicaragua, Central America. *Geophys. J. Int.*, vol. 147, 294–309, 2001.
- Engdahl, E.R., van der Hilst, R.D., Buland, R.P., Global teleseismic earthquake relocation from improved travel times and procedures for depth determination. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, vol. 88, 722–743, 1998.
- Expedition 309 and 312 Scientists. Superfast spreading rate crust 3: a complete in situ section of upper oceanic crust formed at a superfast spreading rate. *IODP Prel. Rept.*, 312. doi:10.2204/iodp.pr.312.2006, 2006.
- Fernandez, M., Molina, E., Havskov, J., Atakan, K., Tsunamis and Tsunami hazards in Central America. *Natural Hazards*, vol. 22, 91–116, 2000.
- Fisher, R.L., Middle America Trench: Topography and structure. *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 72, 703–720, 1961.
- Fisher, A.T. and Becker, K., Channelized fluid flow in oceanic crust reconciles heat-flow and permeability data. *Nature*, vol. 403, 71–74, 2000.

- Fisher, A.T., Stein, C.A., Harris, R.N., Wang, K., Silver, E.A., Pfender, M., Hutnak, M., Cherkaoui, A., Bodzin, R., Villinger, H., Abrupt thermal transitino reveals hydrothermal boundary and role of seamounts within the Cocos Plate. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 30(11), 1550, doi:10.1029/2002GL016766, 2003.
- Fisher, A.T., Davis, E.E., Hutnak, M., Spiess, V., Zühlsdorff, L., Cherkaoui, A., Christiansen, L., Edwards, K., Macdonald, R., Villinger, H., Mottl, M.J., Wheat, C.G., Becker, K., Hydrothermal recharge and discharge across 50 km guided by seamounts on a young ridge flank. *Nature*, vol. 421, 618–621, 2003.
- Flueh, E.R. and Bialas, J., A digital, high data capacity ocean bottom recorder for seismic investigations. *Int. Underwater System Design*, vol. 18, 18–20, 1996.
- Flueh, E.R., Ranero, C., von Huene, R., The Costa Rica Pacific margin: from accretion to erosion. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I, Heft 7/8*, 669–678, 2000.
- Flueh, E.R. and Goltz, C., Coupling and mass transfer between upper and lower plate. In: Suess, E. (ed.), *Arbeitsbericht SFB 574, Volatile und Fluide in Subduktionszonen: Klima-Rückkopplung und Auslösemechanismen von Naturkatastrophen*. 57–98, 2003.
- Fox, P.J., Schreiber, E., Peterson, J.J., The geology of the oceanic crust: Compressional wave velocities of oceanic rocks. *J. Geophys. Res.*, vol. 78(23), 5155–5172, 1973.
- Frisch, W., Meschede, M., Sick, M., Origin of the Central American ophiolites: Evidence from paleomagnetic results. *Geol. Soc. of America Bulletin*, vol. 104, 1301–1314, 1992.
- Fuchs, K. and Müller, G., Computations of synthetic seismograms with the reflectivity method and comparison with observations. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, vol. 23, 417–433, 1971.
- Fujiwara, T. and Fujimoto, H., Seafloor geomagnetic vector anomaly of the intersection of the Mid-Atlantic Ridge and the Kane Transform Fault: Implications for magnetization of the oceanic crust. *J. Geophys. Res.*, vol. 103, 30335–30349, 1998.
- Gettemy, G.L. and Tobin, H.J., Tectonic signatures in centimeter-scale velocity-porosity relationships of Costa Rica convergent margin sediments. *J. Geophys. Res.*, vol. 108(B10), 2494, doi:10.1029/2001JB000738, 2003.
- Gillis, K., Mével, C., Allan, J. (eds.), *Proc. ODP, Init. Repts.*, vol. 147, Texas A&M University, College Station TX, 366 .pp, 1993.
- Gödde, H., Die Krustenstruktur am konvergenten Plattenrand Costa Ricas. *Scientific Technical Report STR99/17*, GeoForschungsZentrum Potsdam, 1999.
- Gordon, M.B., and Muehlberger, W.,R., Rotation of the Chortis block causes dextral slip on the Guayape fault. *Tectonics*, vol. 13, 858–872, 1994.
- Gose, W.A., Late Cretaceous-Early Tertiary tectonic history of southern Central America. *J. Geophys. Res.*, vol. 88, 10585–10592, 1983.
- Gose, W.A., Paleomagnetic results from Honduras and their bearing on Caribbean tectonics. *Tectonics*, vol. 4, 565–585, 1985.
- Graefe, K., Frisch, W., Villa, I.M., Meschede, M., Geodynamic evolution of southern Costa Rica related to low-angle subduction of the Cocos Ridge: Constraints from thermochronology. *Tectonophysics*, vol. 348, 187–204, 2002.

- Grevemeyer, I. and Villinger, H., Gas hydrate stability and the assessment of heat flow through continental margins. *Geophys. J. Int.*, vol. 145, 647–660, 2001.
- Grevemeyer, I., Kaul, N., Diaz-Naveas, J., Villinger, H., Ranero, C., Reichert, C., Heat flow and bending-related faulting at subduction trenches: Case studies offshore Nicaragua and Central Chile. *Earth Planet. Sci. Lett.*, in press, 2005.
- Gripp, A.E and Gordon R.G., Young tracks of hotspots and current plate velocities. *Geophys. J. Int.*, vol. 150, 321–361, <http://tectonics.rice.edu/hs3.html>, 2002.
- Gurnis, M., Rapid continental subsidence following the initiation and evolution of subduction. *Science*, vol. 255, 1556–1558, 1992.
- Gussone, N., Eisenhauer, A., Tiedemann, R., Haug, G.H., Heuser, A., Bock, B., Nægler, T.F., Müller, A., Reconstruction of Caribbean surface temperature and salinity fluctuations in response to the Pliocene closure of the Central American Gateway and radiative forcing, using $\delta^{44/40}\text{Ca}$, $\delta^{18}\text{O}$ and Mg/Ca ratios. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 227(3-4), 201–214, 2004.
- Gutenberg, R. and Richter, C.F., Frequency of earthquakes in California. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, vol. 34, 185–188, 1944.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., Chronology of fluctuating sea levels since the triassic. *Science*, vol. 235, 1156–1166, 1987.
- Hallenborg, E., Harding, A.J., Kent, G., Wilson, D.S., Seismic structure of 15 Ma oceanic crust formed at an ultrafast spreading East Pacific Rise: Evidence for kilometer-scale fracturing from dipping reflectors. *J. Geophys. Res.*, vol. 108(B11), 2532, doi:10.1029/2003JB002400, 2003.
- Harlow, D.H., White, R.A., Cifuentes, I.L., Quiet zone within a seismic gap near western Nicaragua: Possible location of a future large earthquake. *Science*, vol. 213, 648–651, 1981.
- Harlow, G.E., Hemming, S.R., Lallemand, H.G.A., Sisson, V.B., Sorensen, S.S., Two high-pressure-low-temperature serpentinite-matrix mélange belts, Motagua fault zone, Guatemala: A record of Aptian and Maastrichtian collisions. *Geology*, vol. 32, 17–20, 2004.
- Harris, R.N. and Wang, K., Thermal models of the Middle America Trench at the Nicoya peninsula, Costa Rica. *Geophys. Res. Lett.*, 29(21), doi:10.1029/2002GL015406, 2002.
- Hauff, F., Hoernle, K., van den Bogaard, P., Alvarado, G., Garbe-Schönberg, D., Age and geochemistry of basaltic complexes in western Costa Rica: Contributions to the geotectonic evolution of Central America. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, vol. 1, 1999GC000020, 2000.
- Hauge, P.S., Measurements of attenuation from vertical seismic profiles. *Geophysics*, vol. 46(11), 1548–1558, 1981.
- Henriet, J.P. and Mienert, J., Gashydrates: Relevance to world margin stability and climate change. /it Geological Society, London, Special Publication no. 137, 338 pp., 1998.
- Hensen, C., Wallmann, K., Schmidt, M., Ranero, C.R., Suess, E., Fluid expulsion related to mud extrusion off Costa Rica - A window to the subducting slab. *Geology*, vol. 32(3), 201–201, 2004.
- Herrstrom, E.A., Reagan, M.K., Morris, J.D., Variations in lava composition associated with flow of asthenosphere beneath southern Central America. *Geology*, vol. 23, 617–620, 1995.

- Hey, R., Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, 1404–1420, 1977.
- Hinz, K., von Huene, R., Ranero, C.R., PACOMAR working group, Tectonic structure of the convergent Pacific margin offshore Costa Rica from multichannel seismic reflection data. *Tectonics*, vol. 15, 54–66, 1996.
- Hinz, K., Bönnemann, C., Ranero, C., Ristow, D., Hauschild, J., Gindler, T., Three-dimensional detailed imaging of prominent structures in reflection seismics at the active continental margin off Costa Rica. *BGR-Report: 0119373*, 1999.
- Hoernle, K., Werner, R., Morgan, J.P., Garbe-Schönberg, D., Bryce, J., Mrazek, J., Existence of complex spatial zonation in the Galápagos plume for at least 14 m.y. *Geology*, vol. 28, 435–438, 2000.
- Hoernle, K., Hauff, F., van den Bogaard, P., 70 m.y. history (139–69) for the Caribbean large igneous province. *Geology*, vol. 32, 697–700, 2004.
- Husen, S., Kissling, E., Quintero, R., Tomographic evidence for a subducted seamount beneath the Gulf of Nicoya, Costa Rica: The cause of the 1990 Mw = 7.0 Gulf of Nicoya Earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 29(8), doi:10.1029/2001GL014045, 2002.
- Husen, S., Quintero, R., Kissling, E., Hacker, B., Subduction-zone structure and magmatic processes beneath Costa Rica constrained by local earthquake tomography and petrological modelling. *Geophys. J. Int.*, vol. 155, 11–32, 2003.
- Hyndman, R.D., Foucher, J.P., Yamano, M., Fisher, A. and scientific team of Ocean Drilling Program Leg 131, Deep sea bottom-simulating-reflectors: calibration of the base of the hydrate stability field as used for heat flow estimates. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 109, 289–301, 1992.
- Hyndman, R.D. and Wang, K., Thermal constraints on the zone of major thrust earthquake failure: The Cascadia subduction zone. *J. Geophys. Res.*, vol. 98(B2), 2039–2060, 1993.
- Hyndman, R.D. and Wang, K., The rupture zone of Cascadia great earthquakes from current deformation and the thermal regime. *J. Geophys. Res.*, vol. 100(B11), 22133–22154, 1995.
- Ibrahim, A.B.K., Latham, G.V., Ladd, J., Seismic refraction and reflection measurements in the Middle America Trench offshore Guatemala. *J. Geophys. Res.*, vol. 84, 5643–5649, 1979.
- Ide, S., Imamura, F., Yoshida, Y., Abe, K., Source characteristics of the Nicaraguan tsunami earthquake of September 2, 1992. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 20, 863–866, 1993.
- Ihmlé, P.F., Monte Carlo slip inversion in the frequency domain: Application to the 1992 Nicaragua slow earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 9, 913–916, 1996.
- Ihmlé, P.F., Frequency-dependent relocation of the 1992 Nicaragua slow earthquake: an empirical Green's function approach. *Geophys. J. Int.*, vol. 127, 75–85, 1996.
- Instituto Nicaragüense de Energía (INE), Petroleum exploration activities in Nicaragua. *Dirección exploración petrolera*, 15 pp., 1994.
- Iturrino, G.J., Miller, D.J., Christensen, N.I., Velocity behavior of lower crustal and upper mantle rocks from a fast-spreading ridge at Hess Deep. In: Mével, C, Gillis, K.M., Allan, J.F, Meyer, P.S., (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, vol. 147, Texas A&M University, College Station TX, 417–440, 1996.

- Kanamori, H., Mechanism of tsunami earthquakes, *Phys. Earth. Planet. Inter.*, vol. 6, 346–359, 1972.
- Kanamori, H. and Kikuchi, M., The 1992 Nicaragua earthquake: a slow tsunami earthquake associated with subducted sediments. *Nature*, vol. 361, 714–716, 1993.
- Kanamori, H., Mechanics of earthquakes. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, vol. 22, 207–237, 1994.
- Kappelmeyer, O., Implication of heat flow studies for geothermal energy prospects. In: Čermák, V. and Rybach, L. (eds.), *Springer Verlag*, Berlin Heidelberg New York, 126–135, 1979.
- Kimura, G., Silver, E., Blum, P., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Init. Repts.*, vol. 170, Texas A&M University, College Station TX, Ocean Drilling Program, 1997.
- Kopp, H., Flueh, E.R., Papenberg, C., Klaeschen, D., Seismic investigations of the O’Higgins Seamount group and the Juan Fernández Ridge: Aseismic ridge emplacement and lithosphere hydration. *Tectonics*, vol. 23, doi:10.1029/2003TC001590, 2004.
- Krabbenhöft, A., Crustal structure of the Peruvian continental margin: Results from wide-angle seismic studies. *Dissertation an der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel*, 103 pp., 2004.
- Krawinkel, J. and Seyfried, H., A review of plate-tectonic processes involved in the formation of the southwestern edge of the Caribbean Plate. In: Seyfried, H. and Hellmann, W., (eds.), *Geology of an evolving island arc, the isthmus of southern Nicaragua, Costa Rica and western Panama. Profil 7*, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Stuttgart, 47–61, 1994.
- Kvenfolden, K.A. and McDonald, T.J., Gas hydrates of the Middle America Trench - Deep sea drilling project Leg 84. In: von Huene, R., Aubouin, J. (eds.), *Init. Repts. DSDP*, vol. 84, Washington, 667–682, 1985.
- Ladd, J.W., Ibrahim, A.K., McMillen, K.J., Latham, G.V., von Huene, R.E., Interpretation of seismic reflection data of the Middle America Trench offshore Guatemala. In: Aubouin, J., von Huene, R. (eds.), *Init. Repts. DSDP*, vol. 67, Washington, 675–689, 1982.
- Ladd, J.W. and Schroeder, S., Seismic stratigraphy of the continental shelf offshore Guatemala - implications for vertical tectonics related to subduction. In: von Huene, R., Aubouin, J. (eds.), *Init. Repts. DSDP*, vol. 84, Washington, 879–893, 1985.
- La Femina, P.C., Dixon, T.H., Strauch, W., Bookshelf faulting in Nicaragua. *Geology*, vol. 30(8), 751–754, 2002.
- Lallemand, S.E., Schnürle, P., Malavieille, J., Coulomb theory applied to accretionary and nonaccretionary wedges: Possible causes for tectonic erosion and/or frontal accretion. *J. Geophys. Res.*, vol. 99(B6), 12033–12055, 1994.
- Langseth, M.G. and Silver, E.A., The Nicoya convergent margin - a region of exceptional low heat flow. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 23, 891–894, 1996.
- Lapierre, H., Bosch, D., Dupuis, V., Polvé, M., Maury, R.C., Hernandez, J., Monié, P., Yeghicheyan, D., Jaillard, E., Tardy, M., Mercier de Lepinay, B., Mamberi, M., Desmet, A., Keller, F., Sénebier, F., Multiple plume events in the genesis of the pre-Caribbean Cretaceous oceanic plateau province. *J. Geophys. Res.*, vol. 105, 8403–8421, 2000.
- Levitt, D.A. and Sandwell, D.T., Lithospheric bending at subduction zones based on depth soundings and satellite gravity. *J. Geophys. Res.*, 100, 379–400, 1995.

LITERATURVERZEICHNIS

- Lonsdale, P., Structural pattern of the Galapagos microplate and evolution of the Galapagos triple junction., *J. Geophys. Res.*, 93, 13551–13574, 1988.
- Luetgert, J.H., Interactive two-dimensional seismic raytracing for the MacintoshTM. *U.S. Geological Survey, Open-File Report 92-356*, 44 pp. 1992.
- Lundgren, P., Protti, M., Donnellan, A., Heflin, M., Hernandez, E., Jefferson, D., Seismic cycle and plate margin deformation in Costa Rica: GPS observations from 1994 to 1997. *J. Geophys. Res.*, vol. 104, 28915–28926, 1999.
- MacDonald, W.D., Survey of Caribbean paleomagnetism In: Dengo, G. and Case, J.E. (eds.), *The geology of North America, Volume H, The Caribbean Region*, Boulder, Colorado, Geol. Soc. America, 393–404, 1990.
- Madsen, J.A., Fornari, D.J., Edwards, M.H., Gallo, D.G., Perfit, M.R., Kinematic framework of the Cocos-Pacific plate boundary from 13°N to the Orozco transform fault: Results from an extensive magnetic and SeaMARC II survey. *J. Geophys. Res.*, vol. 97, 7011–7024, 1992.
- Mammerickx, J. and Klitgord, K.D., Northern East Pacific Rise: Evolution from 25 m.y. B.P. to the present. *J. Geophys. Res.*, 87, 6751–6759, 1982.
- Mann, P. and Corrigan, J., Model for late Neogene deformation of Panama. *Geology*, vol. 18, 558–562, 1990.
- Marshall, J.S., Fisher, D., Gardner, T.W., Central Costa Rica deformed belt: Kinematics of diffuse faulting across the western Panama block. *Tectonics*, vol. 19, 468–492, 2000.
- Marshall, J.S., Idlemann, B.D., Gardner, T.W., Fisher, D.M., Landscape evolution within a retreating volcanic arc, Costa Rica, Central America. *Geology*, vol. 31, 419–422, 2003.
- Mauffret, A., and Leroy, S., Seismic stratigraphy and structure of the Caribbean igneous province. *Tectonophysics*, vol. 283, 61–104, 1997.
- McIntosh, K., Silver, E., Shipley, T., Evidence and mechanisms for forearc extension at the accretionary Costa Rica convergent margin. *Tectonics*, vol. 12(6), 1380–1392, 1993.
- McIntosh, K., Akbar, F., Calderon, C., Stoffa, P., Operto, S., Christeson, G., Nakamura, Y., Shipley, T., Flueh, E., Stavenhagen, A., Leandro, G., Large aperture seismic imaging at a convergent margin: Techniques and results from the Costa Rica seismogenic zone. *Mar. Geophys. Res.*, vol. 21, 451–474, 2000.
- McIntosh, K.D., Silver, E.A., Ahmed, I., Berhorst, A., Ranero, C.R., Kelly, R.K., Flueh, E.R., The Nicaraguan convergent margin: Seismic reflection imaging of the source of a tsunami earthquake. *US Margins special publication*, submitted, 2005.
- Meschede, M., and Frisch, W., A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. *Tectonophysics*, vol. 296, 269–291, 1998.
- Meschede, M., Barckhausen, U., Worms, H.U., Extinct spreading on the Cocos Ridge. *Terra Nova*, vol. 10, 211–216, 1998.
- Meschede, M. and Barckhausen, U., Plate tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center. In: Silver, E.A., Kimura, G., Shipley, T.H. (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, vol. 170, Texas A&M University, College Station TX, 1–10[Online], http://www-odp.tamu.edu/publications/170_SR/chap_07/chap_07.htm, 2000.

- Mienert, J., Posewang, J., Baumann, M., Gas hydrates along the northeastern Atlantic margin: possible hydratebound margin instabilities and possible release of methane. In: Henriot, J.P. and Mienert, J., (eds.), *Gas hydrates: Relevance to world margin stability and climate change*, Geological Society, London, Special Publication, 275–291, 1998.
- Militzer, H. and Weber, F., *Angewandte Geophysik 3: Seismik*, Springer Verlag, Wien, 420 pp., 1987.
- Moerz, T., Kopf, A., Brueckmann, W., Sahling, H., Fekete, N., Huenerbach, V., Masson, D., Hepp, D.A., Suess, E., Styles and productivity of mud diapirism along the Middle American margin, part I: Margin evolution, segmentation, dewatering and mud diapirism. In: Martinelli, G. and Panahi, B. (eds.), *Mud volcanoes, geodynamics and seismicity*, NATO Sci. Ser. IV: Dordrecht (Springer), 35–48, 2005.
- Molina-Garza, R.S., Van der Voo, R., Urrutia-Fucugauchi, J., Paleomagnetism of the Chiapas Massif, southern Mexico: Evidence for rotation of the Maya Block and implications for the opening of the Gulf of Mexico. *Geol. Soc. of America Bulletin*, vol. 104, 1156–1168, 1992.
- Moore, J.C. and Saffer, D., 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*, vol. 29(2), 183–186, 2001.
- Moritz, E., Bornholdt, S., Westphal, H., Meschede, M., 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, 2000.
- Morris, J., Valentine, R., Harrison, T., ^{10}Be imaging of sediment accretion and subduction along the northeast Japan and Costa Rica convergent margins. *Geology*, vol. 30, 59–62, 2002.
- Mrazek, J., Spangenberg, T., von Huene, R., PACOMAR 3: Geologische und geophysikalische Untersuchungen vor Costa Rica und Nicaragua - Beiträge zum Verständnis des aktiven Kontinentalrandes. *FS Sonne - Fahrtbericht SO 107*, Universität Greifswald, GEOMAR, 1997.
- Müller, G., The reflectivity method: a tutorial. *J. Geophys.*, vol. 58, 153–174, 1985.
- Negredo, A.M., Jiménez-Munt, I., Villaseñor, A., Evidence for eastward mantle flow beneath the Caribbean plate from neotectonic modelling. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 31, L06615, doi:10.1029/2003GL019315, 2004.
- Nelson B.K., Herrmann U.R., Gordon M.B., Ratschbacher L., Sm-Nd and U-Pb evidence for Proterozoic crust in the Chortis Block, Central America: Comparison with the crustal history of southern Mexico. *Terra Nova*, v. 9, Abstract Supplement No 1, 496, 1997.
- Newman, A.V., Schwartz, S.Y., Gonzalez, V., DeShon, H.R., Protti, J.M., Dorman, L.M., Along-strike variability in the seismogenic zone below Nicoya Peninsula, Costa Rica. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 29(20), 1977, doi:10.1029/2002GL015409, 2002.
- Nicolas, A. and Christensen, N.E., Formation of anisotropy in upper mantle peridotites - A review. In: Fuchs, K. and Froidevaux, C., *Composition, structure and dynamics of the lithosphere-asthenosphere system*. *Geodyn. Ser., AGU*, vol. 16, 111–123, 1987.
- O'Connell, R.J. and Budiansky, B., Viscoelastic properties of fluid-saturated cracked solids. *J. Geophys. Res.*, vol. 82, 5719–5735, 1977.
- Oleskevich, D.A., Hyndman, R.D., Wang, K., The updip and downdip limits to great subduction earthquakes: Thermal and structural models of Cascadia, south Alaska, SW Japan, and Chile. *J. Geophys. Res.*, vol. 104(B7), 14965–14991, 1999.

- Peacock, S.M., Are the lower planes of double seismic zones caused by serpentine dehydration in subducting oceanic mantle? *Geology*, vol. 29, 299–302, 2001.
- Pecher, I.A., Ranero, C.R., von Huene, R., Minshull, T.A., Singh, S.C., The nature and distribution of bottom simulating reflectors at the Costa Rica convergent margin. *Geophys. J. Int.*, vol. 133, 219–229, 1998.
- Pecher, I.A., Kukowski, N., Ranero, C.R., von Huene, R., Gas hydrates along the Peru and Middle America trench systems. In: Paull, C.K. and Dillon, W.P. (eds.), *Natural gas hydrates: occurrence, distribution, and detection*. Washington, DC: American Geophysical Union. Geophysical monograph 124, 257–271, 2001
- Piatanesi, A., Tinti, S., Gavagni, I., The slip distribution of the 1992 Nicaragua earthquake from tsunami run-up data. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 23(1), 37–40, 1996.
- Pindell, J.L., Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. In: Donovan S.K. and Jackson, T. A., (eds.), *Caribbean Geology: An Introduction*. University of the West Indies Publishers Association/University of the West Indies Press, Kingston, Jamaica, 13–39, 1994.
- Pindell, J.L., and Barrett, S.F., Geological evolution of the Caribbean region; A plate-tectonic perspective. In: Dengo, G. and Case, J.E. (eds.), *The geology of North America, Volume H, The Caribbean Region*, Boulder, Colorado, Geol. Soc. America, 405–431, 1990.
- Pisias, N.G., Mayer, L.A., Mix, A.C., Paleooceanography of the eastern equatorial Pacific during the Neogene: Synthesis of Leg 138 drilling results. In: Pisias, N.G., Mayer, L.A., Janecek, T.R., Palmer-Julson, A., van Andel, T.H. (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, vol. 138, Texas A&M University, College Station TX, 5–21, 1995.
- Plank, T., Balzer, V., Carr, M., Nicaraguan volcanoes record paleoceanographic changes accompanying closure of the Panama gateway. *Geology*, vol. 30(12), 1087–1090, 2002.
- Pockalny, R.A., Fox, P.J., Fornari, D.J., Macdonald, K.C., Perfit, M.R., Tectonic reconstruction of the Clipperton and Siqueiros Fracture Zones: Evidence and consequences of plate motion change for the last 3 Myr. *J. Geophys. Res.*, vol. 102, 3167–3181, 1997.
- Polet, J. and Kanamori, H., Shallow subduction zone earthquakes and their tsunamigenic potential. *Geophys. J. Int.*, vol. 142, 684–702, 2000.
- Pollack, H.N., Hurter, S.J., Johnson, Heat flow from the earth's interior: analysis of the global data set. *Rev. geophys.*, vol. 31, 267–280, 1993.
- Protti, M., Gündel, F., McNally, K., The geometry of the Badati-Benioff zone under southern Central America and its tectonic significance: results from a high-resolution local seismographic network. *Phys. Earth Planet. Inter.*, vol. 84, 271–287, 1994.
- Ranero, C.R., Reston, T.J., Belykh, I., Gribidenko, H., Reflective oceanic crust formed at fast-spreading center in the Pacific. *Geology*, vol. 25(6), 499–502, 1995.
- Ranero, C.R. and von Huene, R., Subduction erosion along the Middle America convergent margin. *Nature*, vol. 404, 748–752, 2000.
- Ranero, C.R., von Huene, R., Flueh, E., Duarte, M., Baca, D., McIntosh, K., A cross section of the convergent Pacific margin of Nicaragua. *Tectonics*, vol. 19, 335–357, 2000.
- Ranero, C.R., Morgan, J.P., McIntosh, K., Reichert, C., Bending-related faulting and mantle serpentinization at the Middle America Trench. *Nature*, vol. 425, 367–373, 2003.

- Ranero, C.R. and Sallarès, V., Geophysical evidence for hydration of the crust and mantle of the Nazca plate during bending at the north Chile trench. *Geology*, vol. 32(7), 549–552, 2004.
- Ranero, C.R., Villaseñor, A., Morgan, J.P., Weinrebe, W., Relationship between bend-faulting at trenches and intermediate-depth seismicity. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, vol. 6, Q12002, doi:10.1029/2005GC000997, 2005.
- Ristow, D., Prestack-Poststack-Migration: Vorteile und Nachteile. In: *Perspektiven in Akquisition und Processing seismischer Daten*, 17. Mintrop-Seminar, Tagungsband, 1997.
- Robinson, P.T., von Herzen, R. (eds.), *Proc. ODP, Init. Repts.*, vol. 118, Texas A&M University, College Station TX, 826 pp, 1989.
- Rolandone, F., Bürgmann, R., Nadeau, R.M., The evolution of the seismic-aseismic transition during the earthquake cycle: Constraints from the time-dependent depth distribution of aftershocks. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 31, L23610, doi:10.1029/2004GL021379, 2004.
- Rüpke, L.H., Morgan, J.P., Hort, M., Connolly, J.A.D., Are the regional variations in Central American arc lavas due to differing basaltic versus peridotitic of fluids? *Geology*, vol. 30, 1035–1038, 2002.
- Ruppel, C. and Kinoshita, M., Fluid, methane and energy flux in an active margin gas hydrate province, offshore Costa Rica. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 179, 153–165, 2000.
- Rybach, L., Amount and significance of radioactive heat sources in sediments. In: Burrus, J. (ed.), *Thermal modelling in sedimentary basins, collections colloques et séminaires*. Editions Technip, Paris, vol. 44, 1986.
- Sallarès, V., Dañobeitia, J.J., Flueh, E.R., Leandro, G., Seismic velocity structure across the middle American landbridge in northern Costa Rica. *Geodynamics*, vol. 27, 327–344, 1999.
- Sallarès, V., Dañobeitia, J.J., Flueh, E.R., Lithospheric structure of the Costa Rica Isthmus: Effects of subduction zone magmatism on an oceanic plateau. *J. Geophys. Res.*, vol. 106, 621–643, 2001.
- Sandwell, D.T. and Smith, W.H.F., Marine Gravity from Geosat and ERS 1 Satellite Altimetry. *J. Geophys. Res.*, vol. 102, 10039–10054, 1997.
- Sapper, K., Über Gebirgsbau und Boden des südlichen Mittelamerika. *Ergänzungsheft No. 151 zu „Petermanns Mitteilungen“*, Gotha, J. Perthes, 1905.
- Scheirer, D.S. and Macdonald, K.C., Near-axis seamounts on the flanks of the East Pacific Rise. *J. Geophys. Res.*, vol. 100(B2), 2239–2259, 1995.
- Scheirer, D.S., Macdonald, K.C., Forsyth, D.W., Shen, Y., Abundant Seamounts of the Rano Rahi seamount field near the Southern East Pacific Rise, 15° S to 19° S. *Mar. Geophys. Res.*, vol. 18, 13–52, 1996.
- Scheirer, D.S., Forsyth, D.W., Cormier, M.H., Macdonald, K.C., Shipboard geophysical indications of asymmetry and melt production beneath the East Pacific Rise near the MELT experiment. *Science*, vol. 280, 1221–1224, 1998.
- Schmidt, M., Hensen, C., Mörz, T., Müller, C., Grevemeyer, I., Wallmann, K., Mau, S., Kaul, N., Methane hydrate accumulation in „Mound 11“ mud volcano, Costa Rica forearc. *Marine Geology*, doi:10.1016/j.margeo.2005.01.001, vol. 216, 83–100, 2005.

LITERATURVERZEICHNIS

- Schmidt-Effing, R., Alter und Genese des Nicoya-Komplexes, einer ozeanischen Paläokruste (Oberjura bis Eozän) im südlichen Zentralamerika. *Geologische Rundschau*, Bd. 68, 457–494, 1979.
- Schnabel, M. and Thierer, P.O., The megalens. In: Weinrebe, W. and Flueh, E., (eds.), *Cruise report SO163, Subduction I*. Geomar Report 106, 275–276, 2002.
- Scholl, D.W. and von Huene, R., Mass flux of continental material at Cenozoic subduction zones - New global and trench-sector calculations using new geological and geophysical observations. *EOS Trans. AGU*, vol. 82(47), Fall Meet. Suppl., Abstract V11B-01, 2001.
- Scholz, C.H. and Small, C., The effect of seamount subduction on seismic coupling. *Geology*, vol. 25(6), 487–490, 1997.
- Sclater, J.G., Crow, J., Anderson, R.N., On the reliability of ocean heat flow averages. *J. Geophys. Res.*, vol. 81, 2997–3006, 1976.
- Sclater, J.G., Jaupart, C., Galson, D., The heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss of the earth. *J. Geophys. Res.*, vol. 73, 5207–5221, 1981.
- Seely, D.R., Vail, P.R., Walton, G.G., Trench slope model. In: Burk, G.A. and Drake, C.L., (eds.), *The Geology of continental margins*. Springer, New York, 249–260, 1974.
- Seely, D.R., The evolution of structural highs bordering major forearc basins. In: Watkins, J.S. and Montadert, L., (eds.), *Geological and geophysical investigations of continental margins. AAPG Mem.*, vol. 51, 245–260, 1979.
- Selva, J. and Marzocchi, W., Focal parameters, depth estimation and plane selection of the worldwide shallow seismicity with $M_s = 7.0+$ for the period 1900–1976. *G-cubed*, vol. 5, Q05005, doi:10.1029/2003GC000669, 2004.
- Seyfried, H., Astorga, A., Amann, H., Calvo, C., Kolb, W., Schmidt, H., Winsemann, J., Anatomy of an evolving island arc: tectonic and eustatic control in the south Central American fore-arc area. In: Mac Donald, D.I.M., (ed.), *Sea-level changes at active plate margins: processes and products. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, vol. 12, 273–292, 1991.
- Shiple, T.H., Moore, G.F., 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.*, vol. 91, 2019–2028, 1986.
- Shiple, T.H., McIntosh, K., Silver, E.A., Stoffa, P.L., Three-dimensional seismic imaging of the Costa Rica accretionary prism: structural diversity in a small volume of the lower slope. *J. Geophys. Res.*, vol. 97, 4439–4459, 1992.
- Shor, G.G. and Fisher, R., Middle America Trench: Seismic-refraction studies. *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 72, 721–730, 1961.
- Silver, E.A., Leg 170: Synthesis of fluid-structural relationships of the Pacific margin of Costa Rica. In: Silver, E.A., Kimura, G., Shipley, T.H. (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, vol. 170, Texas A&M University, College Station TX, 1–11, 2000.
- Silver, E.A., McIntosh, K.D., Rasero, C., Ahmed, I., Jiao, J., Johnson, K., Meckel, T., Walther, C., Berhorst, A., Guzman, C., Kelly, R., Kling, S., Ramirez, T., Taylor, B., Influence of lower plate structure on the overriding slope offshore Nicaragua: New geophysical observations and the first dredge samples of basement rocks. *EOS Trans. AGU*, 81, Fall Meet. Suppl., Abstract F1204, 2000.

- Silver, E., Costa Pisani, P., Hutnak, M., Fisher, A., DeShon, H., Taylor, B., An 8–10 Ma tectonic event on the Cocos Plate offshore Costa Rica: Results of Cocos Ridge collision? *Geophys. Res. Lett.*, vol. 31, L18601, doi:10.1029/2004GL020272, 2004.
- Sinton, C.W., Duncan, R.A., Storey, M., Lewis, J., Estrada, J.J., An oceanic flood basalt province within the Caribbean plate. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 155, 221–235, 1998.
- Smith, D.K. and Jordan, T.H., The size distribution of Pacific seamounts. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 14(11), 1119–1122, 1987.
- Smith, D.K. and Jordan, T.H., Seamount statistics in the Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, vol. 93(B4), 2899–2918, 1988.
- Smith, W.H.F. and Sandwell, D.T., Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, vol. 277, 1957–1962, 1997.
- Spinelli, G.A. & Saffer, D.M., Along-strike variations in underthrust sediment dewatering on the Nicoya margin, Costa Rica related to the updip limit of seismicity. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 31, L04613, doi:10.1029/2003/GL018863, 2004.
- Spudich, P. and Orcutt, J., Petrology and porosity of an oceanic crustal site: Results from wave form modeling of seismic refraction data. *J. Geophys. Res.*, vol. 85(B3), 1409–1433, 1980.
- Stavenhagen, A.U., Refraktionsseismische Untersuchungen on- und offshore Costa Rica. *Dissertation an der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel*, 182 pp., 1998.
- Stern, T.A. & Holt, W.E., Platform subsidence behind an active subduction zone. *Nature*, vol. 368, 233–236, 1994.
- Stoffa, P.L., Shipley, T.H., Kessinger, W., Dean, D.F., Elde, R., Silver, E., Reed, D., Aguilar, A., Three-dimensional seismic imaging of the Costa Rica accretionary prism: field program and migration examples. *J. Geophys. Res.*, vol. 96, 21693–21712, 1991.
- Tivey, M.A., Vertical magnetic structure of ocean crust determined from near-bottom magnetic field measurements. *J. Geophys. Res.*, vol. 101, 20275–20296, 1996.
- Tournon, J., Seyler, M., Astorga, A., Les péridotites du Rio San Juan (Nicaragua et Costa Rica): jalons possibles d’une suture ultrabasique E-W en Amérique Central méridionale. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 320, série II a, 757–764, 1995.
- Turcotte, D.L. and Schubert, G., *Geodynamics*. Cambridge University Press, second edition, 456 pp., 2002.
- Vakov, A.V., Relationship between earthquake magnitude, source geometry and slip mechanism. *Tectonophysics*, vol. 261, 97–113, 1996.
- Vannucchi, P., Ranero, C.R., Galeotti, S., Straub, S.M., Scholl, D.W., McDougall-Ried, K., Fast rate of subduction erosion along the Costa Rica Pacific margin: Implications for non-steady rates of crustal recycling at subduction zones. *J. Geophys. Res.*, vol. 108(B11), 2511, doi:10.1029/2002JB002207, 2003.
- Vannucchi, P., Galeotti, S., Clift, P.D., Rasero, C.R., von Huene, R., Long-term subduction-erosion along the Guatemalan margin of the Middle America Trench. *Geology*, vol. 32, 617–620, 2004.

- Velasco, A.A., Ammon, C.J., Lay, T., Zhang, J., Imaging a slow bilateral rupture with broadband seismic waves: The September 2, 1992 Nicaraguan tsunami earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 21, 2629–2632, 1994.
- Vera, E.E., Mutter, J.C., Buhl, P., Orcutt, J.A., Harding, A.J., Kappus, M.E., Detrick, R.S., Brocher, T.M., The structure of 0 to 0.2 m.y. old oceanic crust at 9°N on the East Pacific Rise from expanded spread profiles. *J. Geophys. Res.*, vol. 95, 15529–15556, 1990.
- von Herzen, R.P. and Uyeda, S., Heat flow through the Eastern Pacific ocean floor. *J. Geophys. Res.*, vol. 68, 4219–4250, 1963.
- von Huene, R. and Aubouin, J., Summary-Leg 67, Middle America Trench transect off Guatemala. In: Aubouin, J., von Huene, R. (eds.), *Init. Repts. DSDP*, vol. 67, Washington, 775–793, 1982.
- von Huene, R., Miller, J., Taylor, D., Blackmann, D., A study of geophysical data along the Deep Sea Drilling Project active margin transect off Guatemala. In: von Huene, R., Aubouin, J. (eds.), *Init. Repts. DSDP*, vol. 84, Washington, 895–910, 1985.
- von Huene, R., Aubouin, J. (eds.), *Init. Repts. DSDP*, vol. 84, Washington, 967 pp, 1985.
- von Huene, R. and Flueh, E.R., A review of marine geophysical studies along the Middle America Trench off Costa Rica and the problematic seaward terminus of continental crust. In: Seyfried, H. and Hellmann, W., (eds.), *Geology of an evolving island arc. Profil, Band 7*, 143–159, 1994.
- von Huene, R., Bialas, J., Flueh, E., Cropp, B., Csernok, T., Fabel, E., Hoffmann, J., Emeis, K., Holler, P., Jeschke, G., Leandro, M.C., Pérez Fernández, I., Chavarria, S.J., Florez, H.A., Escobedo, Z.D., León, R., Barrios, L.O., Morphotectonics of the Pacific convergent margin of Costa Rica. In: Mann, P., (ed.), *Geologic and tectonic development of the Caribbean plate boundary in southern Central America*, Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper 295, 291–307, 1995.
- von Huene, R., Ranero, C.R., Weinrebe, W., Hinz, K., Quaternary convergent margin tectonics of Costa Rica, segmentation of the Cocos Plate, and Central America volcanism. *Tectonics*, vol. 19, 314–334, 2000.
- von Huene, R., Ranero, C.R., Watts, P., Tsunamigenic slope failure along the Middle America Trench in two tectonic settings. *Marine Geology*, doi:10.1016/S0025-3227(03)00312-8, 2004.
- von Huene, R., Ranero, C.R., Vannucchi, P., Generic model of subduction erosion. *Geology*, vol. 32, 913–916, 2004.
- Walther, C.H.E., Flueh, E.R., Ranero, C.R., von Huene, R., Strauch, W., Crustal structure across the Pacific margin of Nicaragua: evidence for ophiolitic basement and a shallow mantle sliver. *Geophys. J. Int.*, vol. 141, 759–777, 2000.
- Walther, C. and Flueh, E., Remnant of the ancient Farallon Plate breakup: A low-velocity body in the lower oceanic crust off Nicoya peninsula, Costa Rica - evidence from wide-angle seismics. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 29(19), 1939, doi:10.1029/2002GL015026, 2002.
- Walther, C.H.E., The crustal structure of the Cocos ridge off Costa Rica. *J. Geophys. Res.*, vol. 108(B3), 2136, doi:10.1029/2001JB000888, 2003.

- Weber, J.C., Dixon, T.H., DeMets, C., Ambeh, W.B., Jansma, P., Mattioli, G., Saleh, J., Sella, G., Bilham, R., Pérez, O., GPS estimate of relative motion between the Caribbean and South American plates, and geologic implications for Trinidad and Venezuela. *Geology*, vol. 29, 75–78, 2001.
- Wegener, A., Die Entstehung der Kontinente. In: Engelmann, W. (ed.), *Geologische Rundschau - Zeitschrift für allgemeine Geologie*, Band III Heft 4, 1912.
- Weinberg, R.F., Neotectonic development of western Nicaragua. *Tectonics*, vol. 11(5), 1010–1017, 1992.
- Werner, R., Hoernle, K., Barckhausen, U., Hauff, F., Geodynamic evolution of the Galápagos hot spot system (Central East Pacific) over the past 20 m.y.: Constraints from morphology, geochemistry, and magnetic anomalies. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, vol. 4(12), doi:10.1029/2003GC000576, 2003.
- White, R.S., McKenzie, D., O’Nions, R.K., Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions. *J. Geophys. Res.*, vol. 97(B13), 19683–19715, 1992.
- Wiemer, S. and Wyss, M., Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: An improved technique to calculate recurrence times? *J. Geophys. Res.*, vol. 102, 15115–15128, 1997.
- Wilcock, W.S.D., Solomon, S.C., Purdy, G.M., Toomey, D.R., Seismic attenuation structure of the East Pacific Rise near 9°30’N. *J. Geophys. Res.*, vol. 100(B12), 24147–24165, 1995.
- Wilson, D.S., Fastest known spreading on the Miocene Cocos-Pacific plate boundary. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 23, 3003–3006, 1996.
- Wilson, D.S. and Teagle, D.A.H., An in situ section of upper oceanic crust created by superfast seafloor spreading. *Ocean Drilling Program Scientific Prospectus*, No. 106(8), http://www-odp.tamu.edu/publications/prosp/206_prs/206toc.html, 2002.
- Winsemann, J., Tiefwasser-Sedimentationsprozesse und -produkte in den Forearc-Becken des mittelamerikanischen Inselbogensystems: eine sequenzstratigraphische Analyse. *Profil 2*, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Stuttgart, 1992.
- Yamasaki, T. and Seno, T., Double seismic zone and dehydration embrittlement of the subducting slab. *J. Geophys. Res.*, 108(B4), 2212, doi:10.1029/2002JB001918, 2003.
- Ye, S., Bialas, J., Flueh, E.R., Stavenhagen, A., von Huene, R., Leandro, G., Hinz, K., Crustal structure of the Middle American Trench off Costa Rica from wide-angle seismic data. *Tectonics*, vol. 15, 1006–1021, 1996.
- Ye, S., Flueh, E., Klaeschen, D., von Huene, R., Crustal structure along the EDGE transect beneath the Kodiak shelf off Alaska derived from OBH seismic refraction data. *Geophys. J. Int.*, vol. 130, 283–302, 1997.
- Yilmaz, Ö., Seismic data processing. *Society of Exploration Geophysicists*, Series: Investigations in Geophysics, Volume 2, Tulsa, 260–263, 1996.
- Zelt, C.A. and Smith, R.B., Seismic travelttime inversion for 2-D crustal velocity structure. *Geophys. J. Int.*, vol. 108, 16–34, 1992.
- Zhong, S. and Gurnis, M., Control in trench topography from dynamic models of subducted slabs. *J. Geophys. Res.*, vol. 99, 15683–15695, 1994.

Danksagung

Mein Dank gilt der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die finanzielle Förderung dieser Arbeit am IFM-GEOMAR.

Ich danke Ernst Flüh für die Ermöglichung dieser Doktorarbeit, sowie der Teilnahme an Tagungen und Messfahrten.

Mein besonderer und herzlicher Dank gilt Cesar Ranero, Ingo Grevemeyer und Christian Walther für ihre Unterstützung und freundlichen Begleitung dieser Arbeit. Die zahlreichen Diskussionen über die nicaraguanische Subduktionszone und die ozeanische Kruste haben meine Ideen konkretisiert und diese Studie voran gebracht.

Many thanks to Kirk McIntosh, for the successful cruise with the R/V Maurice Ewing, the good collaboration and the introduction to Rayinvr.

Für die vielen Ratschläge zur seismischen Datenbearbeitung mit Seimos bin ich Dirk Kläschen zu großem Dank verpflichtet.

Udo Barckhausen hat nicht nur meine Fragen zu den magnetischen Anomalien beantwortet, sondern auch große Teile dieser Arbeit durch zahlreiche Vorschläge verbessert, wofür ich mich besonders bedanke.

Die zusätzlichen Informationen über das nicaraguanische Erdbebennetz sowie die aktuelle Kohlenwasserstoffexploration vor Nicaragua verdanke ich Wilfried Strauch.

Vielen Dank auch an Tim Reston, der trotz seiner vielen Verpflichtungen noch etwas Zeit für die Begutachtung dieser Arbeit fand.

Vielen Dank an die vielen Kolleginnen und Kollegen der Abteilung Marine Geodynamik für die freundliche Unterstützung und die nette Arbeitsatmosphäre. Besonders für Frank Cord Lohmann, Lars Planert und Viola Gaw, mit denen ich Mühe, Leid und Nacharbeit bis zur Vollendung der Doktorarbeit geteilt habe.

Vielen Dank an Gregor Reder für die Daten der CTD, an Stephan Husen für die Information über den Relokationsfehler der Erdbeben und Alistair Harding für die Informationen zur Geschwindigkeits-Tiefenfunktion am ODP Leg 206.

Folkmar Hauff, Jörg Geldmacher und Kai Hoernle danke ich für die anregenden Diskussionen über die geochemischen Ergebnisse im Untersuchungsgebiet.

Schließlich danke ich meinen Eltern, die mir das Studium ermöglicht und an meinem Werdegang stets regen Anteil genommen haben.

Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass die von mir für das Promotionsverfahren vorgelegte Abhandlung „Die Struktur des aktiven Kontinentalhangs vor Nicaragua und Costa Rica - marin-seismische Steil- und Weitwinkelmessungen“, abgesehen von der Beratung der Betreuer nach Inhalt und Form, meine eigene Arbeit ist. Bisher ist die Arbeit noch nicht an anderer Stelle im Rahmen eines Prüfungsverfahrens vorgelegt worden.

Arnim Berhorst.