

Document Control Sheet

1. ISBN or ISSN	2. type of document (e.g. report, publication) Final Report
3. title FS SONNE Cruise Report SO195 - TOTAL	
4. author(s) (family name, first name(s)) Ingo Grevemeyer, Ernst R. Flüh & cruise participants	5. end of project June2010
	6. publication date December 2010
	7. form of publication Cruise Report
8. performing organization(s) (name, address) Leibniz Institute of Marine Sciences IFM-GEOMAR Wischhofstraße 1-3 24148 Kiel Germany	9. originator's report no. -
	10. reference no. 03G0195A
	11. no. of pages 262
12. sponsoring agency (name, address) Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) 53170 Bonn	13. no. of references 160
	14. no. of tables 4
	15. no. of figures 140
16. supplementary notes	
17. presented at (title, place, date)	
18. abstract In January and February of 2008 the research vessel <i>Sonne</i> surveyed during the cruise SO195 the Tonga subduction zone at its intersection with the subducting Louisville hotspot track. The project TOTAL (Tonga Thrust earthquake Asperity at Louisville Ridge) was an integrated geophysical approach to understand the physical nature of a seismic gap and hence potential seismogenic asperities that may cause a major future megathrust earthquake. In addition, the project investigated the interrelation between subduction erosion and seismic coupling. Major results are: <ol style="list-style-type: none"> 1.) The subducting Louisville seamounts are large loads on the lithosphere that cause deformation of the subducting plate. The wavelength of the deformation matches the size of the seismic gap. Further, the seamount are characterized by fast velocity material caused by intrusions and hence strong material. Thus, it is reasonable to suggest that the strong load and deformation cause the seismic gap. 2.) The seismic gap shows random distribution of small local earthquakes. However, the slip deficit indicated by globally detected earthquakes with magnitudes larger 4.5-5 is not compensated by numerous small magnitude local quakes. Thus, the 250 km by 60-80 km wide gap will cause a future great earthquake with a magnitude of 8-8.5 3.) The strong seamounts resist subduction and govern profound frontal erosion of the Tonga arc 4.) Seismic structure of the Tonga arc is different from continental crust and thus requires profound modification to be turned into future continental crust 	
19. keywords Western Pacific, Tonga trench, seamount subduction, subduction erosion, earthquakes, seismic gaps, seismic coupling, seismic hazards, seismic refraction ad wide-angle data	
20. publisher IFM-GEOMAR	21. price -

Berichtsblatt

1. ISBN oder ISSN	2. Berichtsart (Schlussbericht oder Veröffentlichung) Abschlussbericht
3. Titel FS SONNE Fahrtbericht SO195 - TOTAL	
4. Autor(en) [Name(n), Vorname(n)] Ingo Grevemeyer, Ernst R. Flüh & Fahrtteilnehmer	5. Abschlussdatum des Vorhabens Juni 2010
	6. Veröffentlichungsdatum Dezember 2010
	7. Form der Publikation Fahrtbericht
8. Durchführende Institution(en) (Name, Adresse) Leibniz Institut für Meereswissenschaften IFM-GEOMAR Wischhofstraße 1-3 24148 Kiel Germany	9. Ber. Nr. Durchführende Institution -
	10. Förderkennzeichen 03G0195A
	11. Seitenzahl 262
12. Fördernde Institution (Name, Adresse) Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) 53170 Bonn	13. Literaturangaben 160
	14. Tabellen 4
	15. Abbildungen 140
16. Zusätzliche Angaben	
17. Vorgelegt bei (Titel, Ort, Datum)	
18. Kurzfassung Während der Reise SO195 erforschte das Deutsche Forschungsschiff <i>Sonne</i> die Subduktionszone von Tonga im Bereich der Kollisionszone mit den Tiefseekuppen der Louisville Vulkankette. Das Projekt TOTAL (<u>T</u> onga <u>T</u> hrust earthquake <u>A</u> sperity at <u>L</u> ouisville <u>R</u> idge) beinhaltet integrierte geophysikalische Arbeiten, um die Steuerungsmechanismen seismischer Lücken und das mit ihnen verbundene Gefahrenpotential zu untersuchen. Darüber hinaus hatte das Vorhaben das Ziel, die Beziehung zwischen frontaler Erosion und seismischer Kopplung zu erkunden. Hauptziele des Vorhabens sind: <ol style="list-style-type: none"> 1.) Die Tiefseekuppen der Louisville Vulkankette sind erhebliche Anomalien und Auflasten auf der Lithosphäre und erzeugen eine großräumige Deformation der in die Subduktionszone einfahrenden Platte. Die Wellenlänge der Deformation der Lithosphäre und die räumliche Dimension der seismischen Lücke haben die gleiche Größenordnung. Darüber hinaus ist die interne Struktur der Kuppen durch hohe seismische Geschwindigkeiten charakterisiert und zeigt somit auf, dass intrusive Gesteine den Aufbau der Kuppen dominieren. Es ist somit anzunehmen, dass die Tiefseekuppen und die durch sie verursachte Deformation der Lithosphäre die seismische Kopplung steuert. 2.) Innerhalb der seismischen Lücke sind lokale Erdbeben räumlich eher zufällig verteilt. D.h., das aus den global registrierten Erdbeben (M>4.5-5) abgeleitete Defizit an Verschiebungen in der Bruchzone wird nicht durch eine Vielzahl kleinster lokaler Erdbeben ausgeglichen. Aus diesem Grund ist damit zu rechnen, dass die 250 km lange und 60-80 km Breite seismische Lücken in der Zukunft ein Erdbeben mit der Magnitude 8-8.5 erzeugen wird. 3.) Der mechanisch-kompakte Aufbau der Tiefseekuppen steuert die frontale Erosion des Inselbogens 4.) Die seismische Struktur des Inselbogens weicht erheblich vom Aufbau kontinentaler Kruste ab. Ohne spätere signifikante Modifikation können Inselbögen somit nicht als „Brutstätten“ kontinentaler Kruste angesehen werden. 	
19. Schlagwörter Westpazifik, Tonga Tiefseeegraben, Subduktion von Tiefseevulkanen, Subduktionserosion, Erdbeben, Seismische Lücken, Seismische Kopplung, Seismische Gefahren, Refraktions- und Weitwinkelseismik	
20. Verlag IFM-GEOMAR	21. Preis -

Schlussbericht

1. Aufgabenstellung

Im Südwest Pazifik wird in der Subduktionszone von Tonga der neben der Hawaii Kette prominenteste Hotspot-Rücken subduziert: die Louisville Vulkankette. Ein besonderes Charakteristikum der Subduktion des Louisville Rückens ist eine markante seismische Lücke. Diese Lücke deutet darauf hin, dass der Inselbogen und die hereinkommende Platte miteinander gekoppelt sind und als potentielle Quellregion für ein großes bis sehr großes Überschiebungserdbeben angesehen werden kann. Besonders interessant ist, dass der gekoppelte Bereich („Asperity“) um ein vielfaches breiter ist als der typische Durchmesser der Kuppen der Louisville Kette. Das bedeutet, dass der Louisville Asperity nicht nur durch die Vulkankegel selbst definiert wird, sondern u.U. auch durch den die Vulkane umgebenden Schuttfächer und die Hotspotschwelle (bzw. der durch die Auflast der Vulkane elastisch deformieren Lithosphäre). Darüber hinaus zeigen geologische Hinweise, dass die Subduktion des Louisville Rückens zur Erosion des Inselbogens beiträgt. Inwieweit die Vulkankegel selber erodiert werden ist bislang wenig untersucht und verstanden.

Dieser Rahmen macht die Region zu einem idealen Untersuchungsgebiet um folgende Ziele durch seismische und seismologische Arbeiten zu verfolgen und Thesen zu testen:

A) Definition des „Asperity“ der seismischen Lücke im Bereich der Kollisionszone Louisville Kette mit dem Tonga Forearc

Subduktionszonen sind Regionen auf der Erdoberfläche, in denen die größte seismische Aktivität der Erde konzentriert ist. Vor allem die Überschiebungserdbeben in geringen Tiefen von 10-40 km sind eine Gefahr für die Menschen, welche die angrenzenden Küstenregionen bevölkern. Um die Größe (Energie) eines Erdbebens abzuschätzen, ist es wichtig die Größe der Herdfläche zu kennen, da sie neben dem Versatz entlang der Störung die steuernde Größe für die freigesetzte Energiemenge ist. Generell ist eine Störung jedoch nicht entlang ihrer gesamten Länge aktiv, sondern es sind immer nur sog. „Asperities“ betroffen. Ein besseres Verständnis über die Natur dieser Asperities ist ein wesentliches Ziel dieses Antrags. Ein nahezu ideales natürliches Laboratorium für entsprechende Untersuchungen stellt die Region dar, wo die Vulkankegel des Louisville Hotspot im Tonga Tiefseeegraben subduziert werden. In dieser als entkoppelt klassifizierten Subduktionszone befindet sich eine prominente Lücke in dem Auftreten von Erdbeben. Das bedeutet, dass die abtauchende Platte und der Forearcblock miteinander gekoppelt sind. Diese Lücke ist jedoch deutlich größer als die subduzierenden Tiefseevulkane. Offensichtlich sind neben der Morphologie der Kuppen andere Strukturen oder Kräfte für die seismogene Kopplung verantwortlich (Hotspotschwelle?, Underplating?, Flexur der Platte durch die Auflast der Guyots?, u.a.). Diese sollen hier definiert werden. Durch die Abwesenheit von Sedimenten im Tiefseeegraben kann vor allem davon ausgegangen werden, dass die Interaktion nur durch die Struktur der Kruste und nicht durch die Sedimenteigenschaften in der Kopplungszone gesteuert werden.

B) Aufbau der Louisville Kette und Louisville Hotspot Schwelle / mechanische Eigenschaften von Guyots

Die Menge der über Hotspots generierten Magmen und die Form ihrer Addition zur Lithosphäre sind von fundamentaler Wichtigkeit für unser Verständnis von Hotspotprozessen. Magmen können entweder durch die Vulkankegel eruptieren und an der Oberfläche ausfließen, sie können während ihres Aufstiegs in der Kruste stecken bleiben, oder aber sie formen Intrusionskomplexe an der Basis der Kruste („underplating“). Tiefenseismische Studien haben die Möglichkeit, zwischen diesen Strukturen zu unterscheiden, da sie durch signifikant unterschiedliche seismische Geschwindigkeiten charakterisiert sind. Es ist seit langem bekannt, dass sog. Intraplattenvulkane – wie z.B. die Hawaii Inseln – auf einer regionalen Erhebung des Tiefseebodens sitzen – der sog. Hotspotschwelle. Im der Tonga Subduktionszone scheinen sowohl die Vulkankegel als auch diese Schwelle für das Auftreten der seismischen Lücke verantwortlich zu sein. Eine detaillierte Untersuchung des Aufbaus der Louisville Vulkane und der Schwelle (thermisch bedingt oder durch die elastische Deformation der

Lithosphäre, oder durch Underplating?) ist notwendig, um die Einflussnahme unterschiedliche Komponenten der Louisville Kette auf die Erdbebenprozesse (Asperities) und die Erosion des Inselbogens zu evaluieren.

C) Interaktion zwischen Tonga Inselbogen und Louisville Rücken – Erosion des Inselbogen oder Erosion der Vulkankegel?

Durch das Einfahren des Louisville Rückens wird der Inselbogen von Tonga an seiner Basis frontal erodiert. Dieser Prozess verändert die Morphologie und die interne Struktur des Forearcs. Die Arbeiten sollen dazu beitragen, die Mechanik und Widerstandsfähigkeit des Inselbogens zu erkunden. Darüber hinaus stellt die Subduktion eines Guyots eine Form eines geotechnischen Großversuchs zur Mechanik der Vulkane dar. Seismische Messungen sollen die Struktur und den Aufbau der Guyots vor und nach dem einfahren in die Subduktionszone abbilden und somit erkunden inwieweit Tiefseekuppen intakt subduziert werden, bzw. erkunden, welcher Anteil abgetragen wird. Auch diese Untersuchungen stehen im direkten Zusammenhang zur seismischen Kopplung.

2.) Voraussetzungen

Die für das Vorhaben notwendigen seismischen und gravimetrischen Daten wurden auf der Reise SO195 gewonnen, wobei ein Netzwerk von Ozean-Boden-Seismometern (OBS) zur Überwachung der lokalen Erdbebenaktivität bereits 6 Monate vor der SO195 im Rahmen der Reise SO194 ausgelegt wurden.

3.) Planung und Ablauf

Die Arbeiten des Vorhabens TOTAL begannen mit der Auslage eines seismischen Netzwerks von 23 Langzeit-OBS auf der Reise SO194. Darüber hinaus wurden auf der SO194 ca. 2100 Profilkilometer an EM120 Echolotdaten im TOTAL-Arbeitsgebiet registriert. Auf der Reise SO195 wurden weitere 4500 Profilkilometer EM120 Echolotdaten, 1600 Profilkilometer Magnetik-Daten sowie ca. 2200 Profilkilometer Gravimetrie-Daten gewonnen.

Neben der Bergung der Langzeit-OBS lag der Arbeitsschwerpunkt auf der SO195 in der Gewinnung von 930 Profilkilometern an refraktions- und weitwinkelseismischer Daten entlang von 3 Profilen; P01 sollte die Geschwindigkeitsstruktur im Bereich des seismischen Netzwerks abbilden, P02 die Struktur des Inselbogens und der Subduktionszone und P03 die Struktur der in die Subduktionszone einfahrenden Louisville Vulkankette. Insgesamt wurden Daten guter bis sehr guter Qualität von OBH- und OBS-Stationen gewonnen und bearbeitet und für die 2D Laufzeitmodellierung und 2D tomographischen Inversion herangezogen.

Das seismologische Langzeitnetzwerk zeichnete über 1400 lokalisierbare seismische Ereignisse auf, wobei ca. 300 Erdbeben innerhalb des Netzwerks aus 23 OBS stattfanden.

4.) Wissenschaftlich-technischer Stand

Der wissenschaftlich-technische Stand wurde im Antrag zu dem Vorhaben ausführlich beschrieben.

5.) Zusammenarbeit

Während der Laufzeit des Projekts gab es eine stetige und fruchtbare Zusammenarbeit mit den Projektpartnern der Universität Bremen (Prof. H. Villinger) sowie den Ausländischen Partnern der Universität Oxford (Prof. A.B. Watts) und Universität Durham (Prof. C. Peirce). Die Zusammenarbeit war hervorragend und wird auch über die Projektlaufzeit hinaus fortgesetzt.

6. Wissenschaftliche-technische Ergebnisse

Seismische Lücken abgeleitet aus globalen Daten können zwei Ursachen haben: (i) die Spannungen in der Lücke werden durch zahlreiche kleinere Erdbeben abgebaut, welche unterhalb der Detektionsschwelle globaler Netzwerke liegen, oder (ii) die Lücke stellt eine Region extremer Kopplung zwischen Ober- und Unterplatte dar, so dass sich Spannungen kontinuierlich akkumulieren und in Zukunft ein katastrophales Erdbeben bedingen. Im ersten Fall sollte ein lokales Netzwerk eine erhöhte seismische Aktivität in der Lücke beobachten, während im zweiten Fall die Seismizität gleichverteilt oder geringer sein sollte. Generell zeigt sich, dass die Region der seismischen Lücke nicht durch eine erhöhte seismische Aktivität mit Erdbeben kleiner Magnitude charakterisiert ist. Die seismische Lücke stellt somit eine Region erhöhter Kopplung dar. Die aus den verfügbaren Daten abgeleitete Größe der seismischen Lücke von 12.000-20.000 km² deutet auf ein zukünftiges Erdbeben mit einer Magnitude von Mw=8-8.5 hin.

Die im Netzwerk auftretenden lokalen Erdbeben sind räumlich und zeitlich nicht gleichverteilt, sondern ca. 2/3 der registrierten Beben gehört zu Erdbeben-Sequenzen oder Clustern, die i.allg. durch ein größeres Hauptbeben eingeleitet werden und zwischen 12 und 30 Nachbeben zeigen. Zu diesen Clustern gehören auch 12 global registrierte Erdbeben. Die Missweisung in der durch das USGS gegebene Herdlokation liegt bei 30 bis 60 km in E-W Richtung.

Zwei seismische Profile des Vorhabens untersuchten unterschiedliche tektonische Regime in Schlüsselregionen. Ein Profil verlief parallel zum Tiefseegraben entlang der elastischen Aufwölbung der abtauchenden Lithosphäre und kreuzt die Hotspotspur des Louisville Rückens. Insgesamt 35 Geräte wurden entlang einer 370 km langen Linie ausgelegt. Die Datenqualität ist exzellent. Die meisten Stationen zeigen Einsätze in Entfernungen von 100 km; Stationen am Südlichen Profilende zeigen seismische Signale in über 200 km Entfernung. Ziel der Arbeiten war es, die Krustenstruktur des Louisville Rückens abzubilden. Die Korrelation der Lage der seismischen Lücke mit den abtauchenden Louisville Kuppen deutet darauf hin, dass die Struktur der abtauchenden Guyots die seismogene Kopplung steuert. Die gemeinschaftliche tomographische Inversion von weitwinkel- und refraktionsseismischen Daten sowie Schwerefeldmessungen zeigt, dass die Tiefseekuppen durch sehr hohe Geschwindigkeiten in ihrem Inneren charakterisiert sind. Diese Geschwindigkeiten deuten auf sehr kompetentes Gestein hin, welches sich möglicherweise der Subduktion widersetzt und somit zu einer effektiven Kopplung von Ober- und Unterplatte führt. Diese Interpretation stützt die Ergebnisse der seismologischen Messungen.

Ein weiteres Profil bildete die Subduktionszone nördlich des Louisville Rückens ab und liegt in einer Region, die durch sehr hohe Raten tektonischer Erosion charakterisiert ist. Darüber hinaus sollte die Linie die Struktur des Inselbogens von Tonga abbilden. Entlang des 400 km langen Profils wurden insgesamt 40 OBS und OBH in Wassertiefen von < 1000 m bis 8000 m ausgelegt. Die Datenqualität ist exzellent. Die meisten Stationen konnten seismische Phasen bis in Entfernungen von 80-120 km registrieren. Der Inselbogen hat eine maximale Mächtigkeit von ca. 18 km. Generell wird die Kruste von Inselbögen als eine Vorstufe zur kontinentalen Kruste angesehen. Ähnlich wie im Falle der Inselbögen von Izu-Bonin und Marianen sind die Geschwindigkeiten in der Kruste deutlich höher als in kontinentaler Kruste und deuten auf eine Unterkruste aus gabbroiden Gesteinen hin. Die Geschwindigkeit im Mantelkeil ist mit ~7.4 km/s sehr gering und deutet auf eine starke Hydrierung hin. Vergleichbare Ergebnisse wurden auch in der Marianen Subduktionszone erzielt.

Die wissenschaftlich-technischen Ergebnisse sind bislang in eine Publikation eingeflossen. Zwei weitere Publikationen sind in Vorbereitung, wobei die Auswertung aller Daten vollständig abgeschlossen ist und anhand von Abbildungen und Kurzfassungen im Anhang dargelegt werden. Desweiteren wurden im Rahmen des Vorhabens eine Diplom-Arbeit an der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel und eine Master-Arbeit an Universität Oxford angefertigt.

6.1 Anlage 1, Reprint der Arbeit

Contreras-Reyes, E., I. Grevemeyer, A.B. Watts, L. Planert, E.R. Flueh, C. Peirce, Crustal intrusion beneath the Louisville hotspot track, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 289, 323-333, 2010.

In dieser Publikation werden die Weitwinkeldaten des Profils P03 über den Louisville Rücken vorgestellt. Die Auswertung der seismischen Daten erfolgt durch die tomographische Inversion der beobachteten Laufzeitdaten, um die Krustenstruktur des Hotspotrückens zu beschreiben und zu interpretieren.

6.2 Anlage 2, Kurzfassung und Abbildungen des in Vorbereitung befindlichen Manuskripts

Contreras-Reyes, E., I. Grevemeyer, A.B. Watts, S. Möller, E.R. Flueh, C. Papenberg, C. Peirce, Crustal and uppermost mantle structure of the Tonga arc and subducting Pacific plate at 24°30'S, *G-cubed*, in Vorbereitung

In dieser Publikation werden die Weitwinkeldaten des Profils P02 über den Tonga Inselbogen und die abtauchende Pazifische Platte vorgestellt. Die Auswertung der seismischen Daten erfolgt durch die tomographische Inversion der beobachteten Laufzeitdaten, um die Krustenstruktur des Inselbogens zu beschreiben und zu interpretieren.

6.3 Anlage 3, Kurzfassung und Abbildungen des in Vorbereitung befindlichen Manuskripts

Grevemeyer, I., E.R. Flueh, S. Möller, D. Frost, A. Dannowski, E. Contreras-Reyes, C. Peirce, A.B. Watts, Mirco-seismicity survey of a seismic gap caused by subduction of the Louisvilles seamount chain, Tonga trench, 26°S to 27°30'S, *J Geophys. Res.*, in Vorbereitung

In dieser Publikation werden die Ergebnisse der lokalen Erdbebenstudie im Bereich der seismischen Lücke in der Kollisionszone zwischen Tonga Tiefsee graben und den Vulkankegeln der in Louisville Kette vorgestellt und Erdbeben Prozesse beschrieben und interpretiert.

6.4 Anlage 4, Diplomarbeit Stefan Möller, CAU Kiel, 2009

Die Struktur der Tonga-Subduktionszone bei 24°S – Modellierung und Ergebnisse seismischer Refraktions- und Weitwinkelmessungen

In der Diplomarbeit wurden die seismischen Daten des Profils über den Tonga Inselbogen durch die strahlenseismische Modellierung der refraktions- und weitwinkelseismischen Daten ausgewertet und interpretiert.

6.5 Anlage 5, Master Thesis Daniel Frost, Universität Oxford, 2010

A marine geophysical study of the Tonga Trench - Louisville ridge collisional system in the South-West Pacific Ocean

In der Master-Arbeit werden globale Erdbebenkataloge und geophysikalische Daten der Reise SO195 verwendet, um den Zusammenhang zwischen der seismischen Lücke und der Struktur der Louisville Vulkankegel zu untersuchen.

Danksagung

Wir danken Kapitän Lutz Mallon und der Mannschaft des FS *Sonne* für die exzellente Zusammenarbeit auf See und das Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft und Forschung für die Finanzierung unserer Arbeiten.

Anlage 1 – Manuskript publiziert in *Earth and Planetary Science Letters*



Crustal intrusion beneath the Louisville hotspot track

E. Contreras-Reyes^{a,b,*}, I. Grevemeyer^a, A.B. Watts^c, L. Planert^a, E.R. Flueh^a, C. Peirce^d

^a IFM-GEOMAR, Leibniz-Institut für Meereswissenschaften, Wischhofstrasse 1-3, D-24148 Kiel, Germany

^b Departamento de Geofísica, Universidad de Chile, Blanco Encalada 2002, Santiago, Chile

^c Department of Earth Sciences, University of Oxford, Parks Road, Oxford OX1 3PR, UK

^d Department of Earth Sciences, Durham University, South Road, Durham DH1 3LE, UK

ARTICLE INFO

Article history:

Received 24 February 2009

Received in revised form 7 October 2009

Accepted 8 November 2009

Available online 5 December 2009

Editor: R.D. van der Hilst

Keywords:

hotspots

Louisville Ridge

intrusion

crustal structure

gravity anomalies

flexure

ABSTRACT

We report here the first detailed 2D tomographic image of the crust and upper mantle structure of a Cretaceous seamount that formed during the interaction of the Pacific plate and the Louisville hotspot. Results show that at ~1.5 km beneath the seamount summit, the core of the volcanic edifice appears to be dominantly intrusive, with velocities faster than 6.5 km/s. The edifice overlies both high lower crustal (>7.2–7.6 km/s) and upper mantle (>8.3 km/s) velocities, suggesting that ultramafic rocks have been intruded as sills rather than underplated beneath the crust. The results suggest that the ratio between the volume of intra-crustal magmatic intrusion and extrusive volcanism is as high as ~4.5. In addition, the inversion of Moho reflections shows that the Pacific oceanic crust has been flexed downward by up to ~2.5 km beneath the seamount. The flexure can be explained by an elastic plate model in which the seamount emplaced upon oceanic lithosphere that was ~10 Myr at the time of loading. Intra-crustal magmatic intrusion may be a feature of hotspot volcanism at young, hot, oceanic lithosphere, whereas, magmatic underplating below a pre-existing Moho may be more likely to occur where a hotspot interacts with oceanic lithosphere that is several tens of millions of years old.

© 2009 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Oceanic hotspots are associated with active volcanism, a seamount trail that progressively increases age away from the hotspot, and a mid-plate topographic swell. The crust and upper mantle structure above hotspots is the product of the transfer of magmatic material from a deep mantle plume to the Earth's surface. Plume models allow the prediction of melt composition and suggest that the seismic structure of the crust and upper mantle reflects the magmatic “pulse” of a hotspot (White and McKenzie, 1989; Kelemen and Holbrook, 1995). In addition, oceanic volcanoes represent large loads on the lithosphere that deform under their weight (Watts et al., 1985, 1997) and so can be used to study the long-term thermal and mechanical properties of the lithosphere.

The Louisville Ridge (LR) is a major Pacific hotspot track composed of basaltic seamounts formed while the Pacific plate moved over a hotspot, presently located near the intersection of the Eltanin Fracture Zone and the SW Pacific–Antarctica Ridge (Lonslade, 1986; Watts et al., 1988) (Fig. 1). Subduction of the Pacific plate beneath the Indo-Australian plate is causing the north-western end of the LR to collide with the Tonga trench at ~25.8°S. Radiometric age dating of dredge rocks suggests seamount ages of 80–60 Ma for the north-western end

of the LR (Koppers et al., 2004). The seafloor that underlies the LR was formed at the Osborn Trough (OT), a slow-spreading ridge, which ceased spreading during Chron C34, prior to 93 or 87 Ma (Downey et al., 2008). The OT is probably an intra-oceanic rift within the spreading system that rifted apart the Manihiki and Hikurangi Plateaus during the Cretaceous.

In order to determine the crust and upper mantle structure associated with the LR hotspot, we carried out a wide-angle seismic refraction experiment in February 2008 during cruise SO195b of R/V SONNE (Fig. 1). The main aim of the experiment was to determine the relative contribution of magmatism and lithospheric flexure to the crust and upper mantle structure of the LR. Results reveal new insights into how hotspot-generated seamounts build up on the seafloor and how magmatic material is transferred from a deep mantle plume to an overlying lithospheric plate. In addition, we used a seismic and density model to constrain the elastic thickness, T_e , of the lithosphere beneath the Louisville Ridge and hence estimate the age of the underlying oceanic crust.

2. Seismic structure of the Louisville hotspot chain

2.1. Seismic data

We acquired a wide-angle seismic refraction profile P03 along a 340 km long transect that intersects the LR at ~27.6°S (Fig. 1). A total of 31 ocean-bottom-hydrophones or seismometers (OBH/S) recorded

* Corresponding author. Departamento de Geofísica, Universidad de Chile, Blanco Encalada 2002, Santiago, Chile. Tel.: +56 2 978 4296; fax: +56 2 6968686.

E-mail address: econtreras@dgf.uchile.cl (E. Contreras-Reyes).

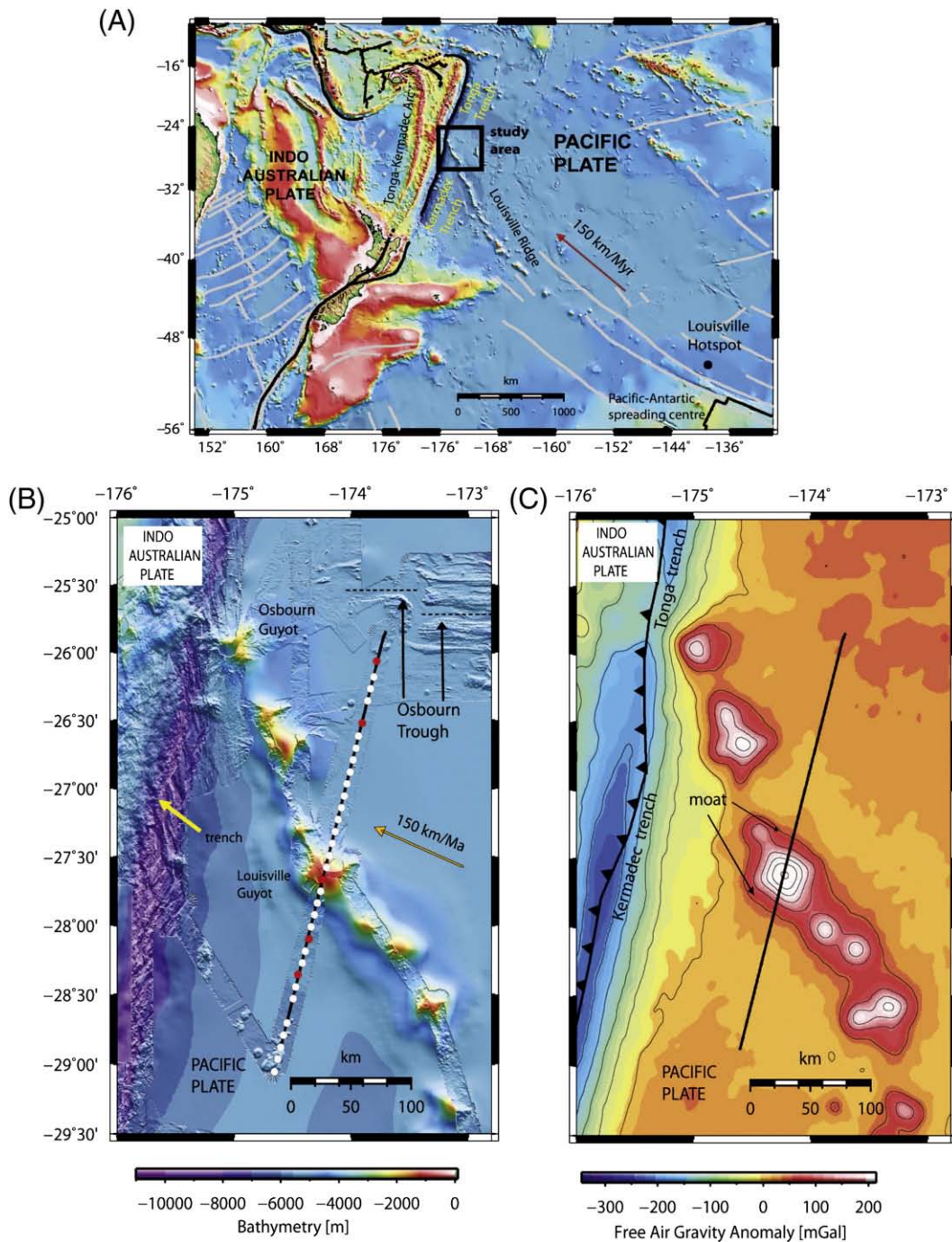


Fig. 1. (A) Tectonic setting showing the Pacific and Indo-Australian plates. The Louisville Ridge is a ~8000 km long volcanic chain of seamounts that formed at a hotspot presently located near the intersection of the Eltanin Fracture Zone with the SW Pacific–Antarctica Ridge (Lonsdale, 1986; Watts et al., 1988). (B) Bathymetric map based on GEBCO and swath bathymetric data (Koppers, pers. com) of Pacific plate and westernmost portion of the Louisville hotspot track. The Pacific plate approaches the Tonga–Kermadec trench at a convergence rate of 150 km/Myr (Lonsdale, 1986). The axial valleys of the extinct Osborn Trough spreading centre are shown, together with the location of wide-angle seismic and shipboard gravity profile (black line) used for models in Figs. 4 and 6, respectively. Red dots indicate the five stations (54, 43, 36, 33 and 29) shown in Fig. 2. (C) Satellite derived gravity map over the Tonga trench and the Louisville hotspot track (Sandwell and Smith, 1997). The Louisville Ridge shows the typical free-air gravity anomaly patterns associated with flexure due to volcano loading with a high over the ridge and lows in flanking regions. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

shots from a G-gun array with a volume of 81 l fired at 60 s time intervals. We recorded intra-crustal refractions (P_g), Moho reflections (P_mP), and upper-mantle refractions (P_n) of excellent quality (Fig. 2). Fig. 2 shows five representative examples of seismic record sections including the identified seismic phases and the predicted travel times based on the final model shown in Fig. 4A. A striking feature of our data is the long offset of both crustal and mantle refractions (>100 km) which enable the detailed structure of the

volcanic edifice, oceanic crust and the uppermost ~10 km of the mantle to be determined. Previous studies of other submarine volcanic edifices report reflections from both the pre-hotspot Moho (P_mP) and the base of an underplated body or post-hotspot Moho reflections (Caress et al., 1995; Grevenmeyer et al., 2001a). Our seismic data, however, are characterized by a very simple wavefield with a single extraordinarily sharp Moho reflection and a strong mantle refraction (Fig. 2), which suggests the absence of a sub-crustal underplated body.

2.2. Travel-time tomography scheme

We used the inversion method of [Korenaga et al. \(2000\)](#) which allows the joint inversion of seismic refraction and reflection travel time data for a 2-D velocity field. Travel times and ray paths are calculated using a hybrid ray-tracing scheme based on the graph method and local ray-bending refinements ([van Avendonk et al., 1998](#)). Smoothing constraints using predefined correlation lengths and optimized damping constraints for the model parameters are employed to regularize an iterative linearized inversion.

The velocity model consists of the following “layers”, water, sedimentary-infill, oceanic crust and upper oceanic mantle. To derive the velocity depth model, the water depth was taken from the shipboard bathymetry, which remained fixed during the inversion. In order to obtain the velocity structure of the oceanic crust and sedimentary-infill, we inverted P_g phases (first and later arrivals) to their maximum offset and P_mP phases in order to derive the velocity field of the oceanic crust and Moho depth. Thus, crustal velocities and Moho depths remained fixed for the next step of the inversion, where the upper mantle velocities were derived using oceanic P_n arrivals.

The applied hybrid approach uses both first and second arrivals to constrain the velocity model, without the need to disregard for example secondary arrivals such as lower crustal P_g phases, which become secondary arrivals where P_n arrivals overtake P_g . Picking of the seismic phases was carried out manually. Picking errors were assumed to be half a period of one arrival, to account for a possible systematic shift in the arrival identification, and were weighted according to the phase quality.

2.3. Reference model and inversion parameters

We prepared the reference model for the tomographic inversion by 1D-modeling the crustal velocity structure of three OBHs, which we consider as the key stations to define the general structure. [Fig. 3](#) shows the locations of the selected stations. The 2-D reference model was obtained by linearly interpolating the velocities of the three 1-D velocity crustal models ([Fig. 3A](#)) (e.g., [Sallarès et al., 2003](#)). As the mantle phases were omitted for the crustal inversion, the input model still contains lower crustal velocity below the crust–mantle boundary ([Fig. 3A](#)) (e.g., [Kopp et al., 2003](#)). The initial thickness of the sedimentary unit overlying

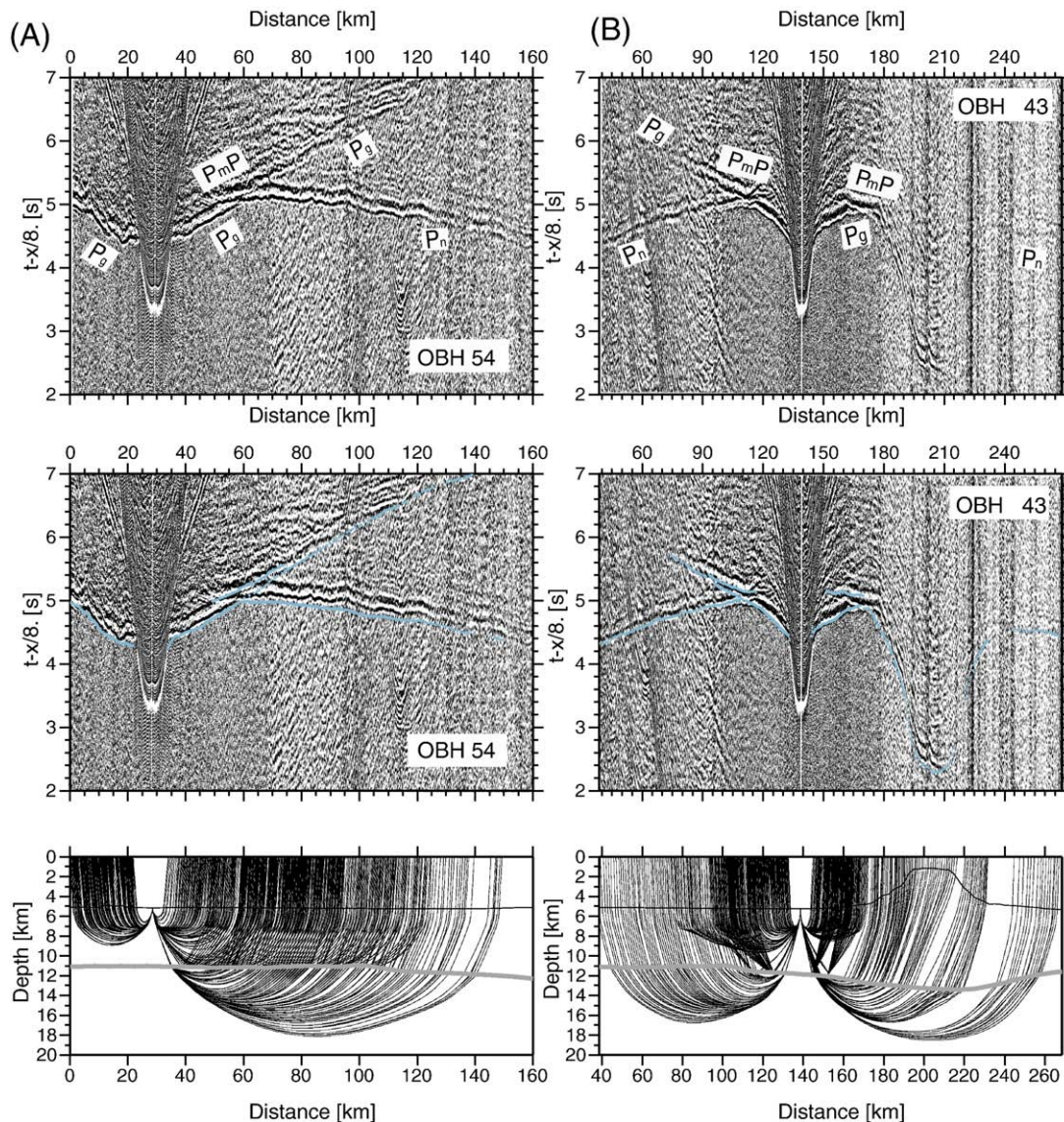


Fig. 2. Examples of wide-angle seismic data with predicted travel times, which are computed based on the velocity model presented in [Fig. 4A](#), and corresponding ray path are also plotted at the bottom. Extremely fast apparent P_n velocities (>8.3 km/s) evidence fast mantle velocities and lack of an underplated subcrustal body. (A) OBH 54, (B) OBH 43, (C) OBH 36, (D) OBH 33 and (E) OBH 29.

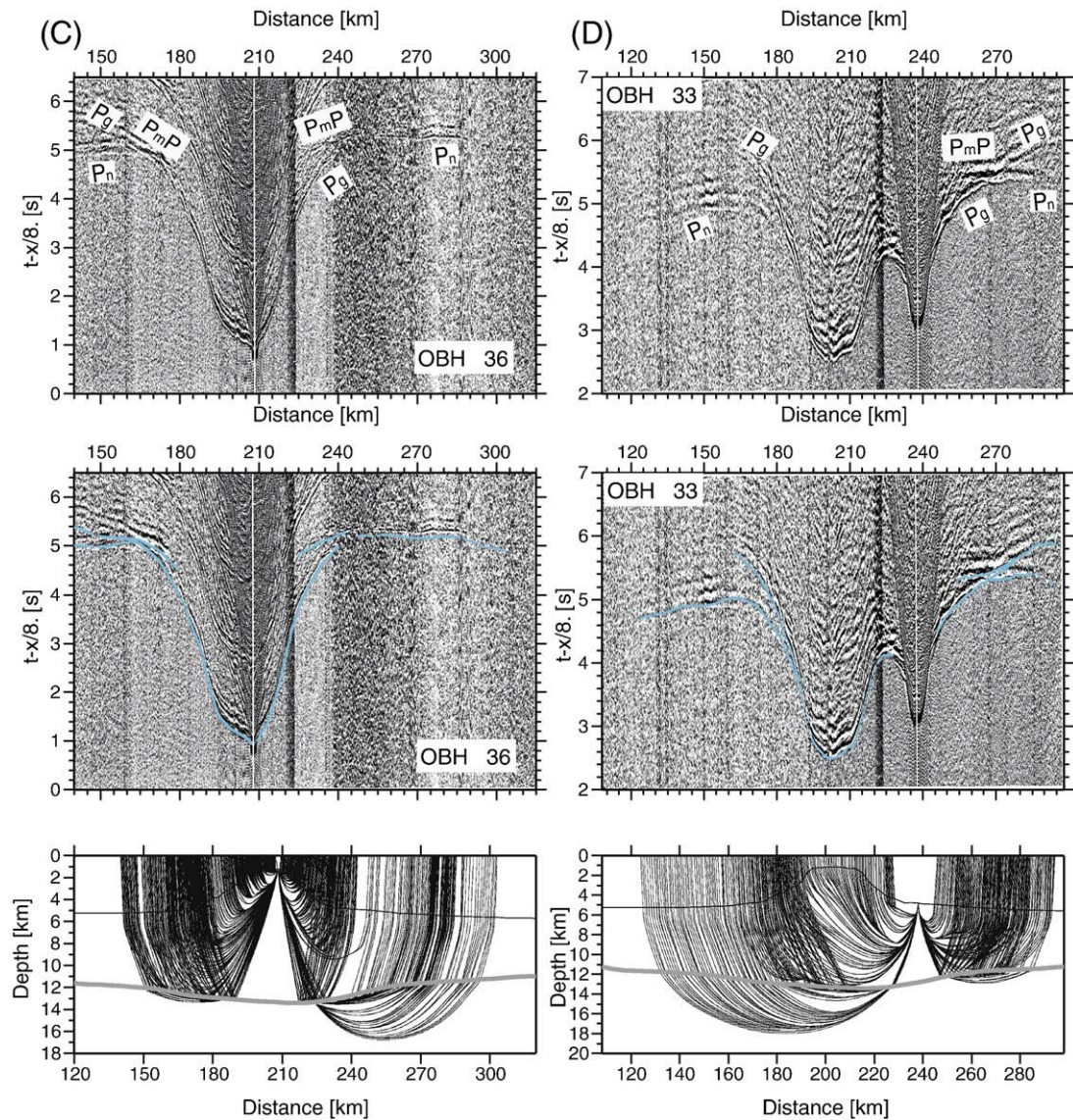


Fig. 2 (continued).

the oceanic crust was obtained by picking and converting the vertical incidence reflections from the time migrated seismic reflection data into depths (see Appendix A), using an uppermost velocity of 1.7 km/s and constant velocity gradient of 0.5 km/s/km. We used one floating reflector to model the oceanic Moho. The horizontal grid spacing of the model used for the velocity inversion is 0.5 km, whereas the vertical grid spacing varies from 0.1 km at the top of the model to 1 km at the bottom. We used horizontal correlation lengths ranging from 2 km at the top to 10 km at the bottom of the model, and vertical correlation lengths varying from 0.1 km to 2.5 km, respectively. Different tests showed that varying the values of correlations lengths by 50% does not significantly affect the main features of our models. Because of the trade-off between correlation lengths and smoothing weights, we tried to use shorter correlation lengths and larger smoothing weights in order to reduce memory requirements (Korenaga et al., 2000). Depth and velocity nodes are equally weighted in the refraction and reflection travel time inversions. For a discussion of the velocity-depth ambiguities see Appendix A.

2.4. Uncertainties in the final velocity model

In order to estimate the velocity and Moho depth uncertainties of the final model, we evaluated the effect of randomly perturbed

velocities and reflector depths in our reference model upon the tomographic inversion using the Monte Carlo approach (Korenaga et al., 2000). We generated 10 random initial velocity models by adding smooth perturbations randomly distributed (maximum velocity perturbations of ± 0.8 km/s at the top and ± 0.4 km/s at the bottom of the 1D crustal reference models shown in Fig. 3C and D). The initial geometry of the Moho reflector was randomly varied within a range of ± 2 km. In addition to the perturbed reference models we produced 10 so-called noisy arrival time sets constructed by adding random phase errors (± 50 ms) and common receiver errors (± 50 ms) to the original data set (Korenaga et al., 2000). Then we performed a tomographic inversion for each velocity model with one noisy data set (resulting in a total of 100 final models), in order to estimate not only the dependence of the solution on the reference model but also the effect of phase arrival time picking errors. The stopping criterion for each inversion was $\chi^2 < 1$. Fig. 3B shows the average velocity-depth model from the 100 final models.

The standard deviation of the velocities (ΔV) is well constrained in the central portion of the velocity-model with values lower than 0.1 km/s (Fig. 3E). Beneath the seamount, ΔV values in the lower crust increase to values of 0.15 km/s, showing a reduced model resolution. Moho depth uncertainties are higher (± 0.6 km) at the southwestern

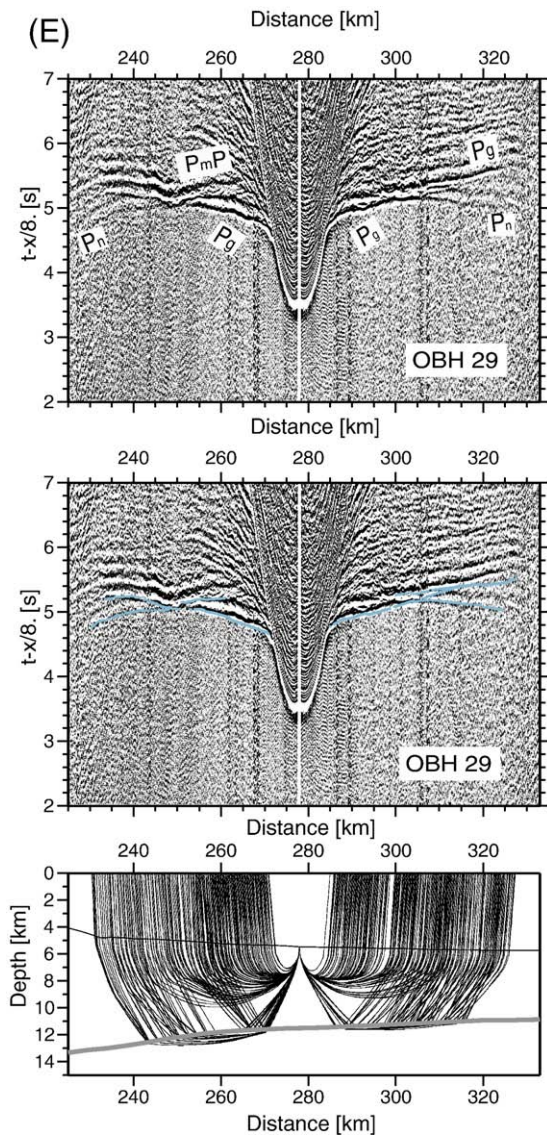


Fig. 2 (continued).

edge of the model (Fig. 3E), which is a zone characterized by the absence of P_mP reflections. However, the oceanic Moho is well constrained in the main part of the velocity-depth model (Fig. 3E and F).

For the subsequent tomographic inversion of mantle refractions, a “layer-stripping” procedure was chosen, preserving the structural and velocity information above the Moho interface gained before. Fig. 5A shows the derivative weight sum of all P_n arrivals. Results indicate a high ray density for the upper mantle. For the Monte Carlo approach, we constructed several initial models by varying the uppermost mantle velocity between 7.6 and 8.5 km/s as is shown in Fig. 5B. The final model obtained by averaging the individual Montecarlo solutions, and its uncertainties are plotted in Figs. 4A and 5C, respectively. Upper mantle velocities are well constrained with uncertainties ranging from 0.1 to 0.2 km/s in the resolved upper mantle portions (Fig. 5C).

2.5. Seismic results

The final tomographic model suggests that the Pacific oceanic crust is of normal thickness (5.8 ± 0.3 km) to the northeast and southwest

of the volcanic edifice (Fig. 4). Wide-angle P_mP reflections beneath the seamount suggest that the oceanic crust has been flexed downwards by volcano loading, which is consistent with the reduced seismic velocities and free-air gravity anomaly lows (Figs. 1, 4 and 6). The flexural moat that flanks the LR is associated with prominent free-air anomaly lows and is infilled with up to 1–2 km of volcanoclastic material and mass wasting products (e.g., debris flows) derived from individual seamounts along the chain. The infill material is characterized by velocities in the range of 1.6–4.0 km/s. Similar low velocities are associated with the summit region of the seamount, where they may reflect a pelagic drape, hyoclastics or sub-aerial volcanic rocks.

Seismic velocities of the volcanic edifice are generally higher than those observed in the upper crust away from the seamount at equivalent depths (Fig. 4A). We believe these velocities reflect basaltic rocks with a low degree of porosity and fracturing. At ~ 1.5 km beneath the seamount summit, these velocities transition to high velocities (>6.4 – 7.2 km/s) which we interpret as mafic intrusive rocks. The high velocities define a symmetrical, semi-conical, shaped core (Fig. 4B) and they suggest that the seamount has built both upwards and outwards. The velocity structure suggests that the volcano has grown dominantly through intrusive, rather than extrusive, processes. Weigel and Grevenmeyer (1999) reported similar high velocities (>6.0 km/s) for the core of the Great Meteor seamount but only deeper than 3 km beneath the summit. Zucca et al. (1982) and Canales et al. (2000) have reported velocities of >7 km/s for the intrusive core of the main Island of Hawaii and Tenerife (Canary Islands) respectively, in agreement with our results.

The lowermost oceanic crust shows abnormally fast velocities with values of >7.2 – 7.6 km/s, suggesting that hotspot volcanism has intruded the pre-existing crust with material characterized by velocities intermediate between mafic lower crust and ultramafic upper mantle. Beneath the edifice and its flanking moat, the mantle is characterized by fast velocities (>8.3 km/s) that reach 8.7 km/s at 7 km mantle-depth (Fig. 4A). Thus, we see no evidence for any high velocity (i.e., >7.2 – <8.0 km/s) sub-crustal bodies or underplating of the type described by Watts et al. (1985), Caress et al. (1995), and Charvis et al. (1999) beneath the Hawaiian Islands, Marquesas Islands, and La Reunion respectively.

The relatively fast uppermost mantle velocities of ~ 8.3 km/s can be attributed to seismic anisotropy in the mantle. Since the seismic transect is oriented approximately orthogonal to the OT spreading centre (Fig. 1B), we would expect that the faster P_n velocity is oriented in that direction (Hess, 1964). Corroborating that, Scherwath et al. (2008) reported P_n velocities of ~ 7.4 km/s along a trench-perpendicular seismic line at $\sim 29^\circ$ S, which runs parallel to the OT axis and hence likely matches the orientation of the slow mantle velocity.

3. Gravity model

In order to obtain additional constraints in the structure of the LR, we calculated the gravity effect of the seismic model and compared it to the observed free-air gravity anomaly. Our 2D gravity calculation is based on Parker's (1972) spectral method (see Korenaga et al. (2001) for details). We converted velocity (V) to density (ρ) using the following relationships:

Nafe and Drake (1963) relationship for the sedimentary section,

$$\rho = 1.75 + 0.16V,$$

Carlson and Herrick (1990) relationship for igneous upper crust,

$$\rho = 3.61 - 6.0/V.$$

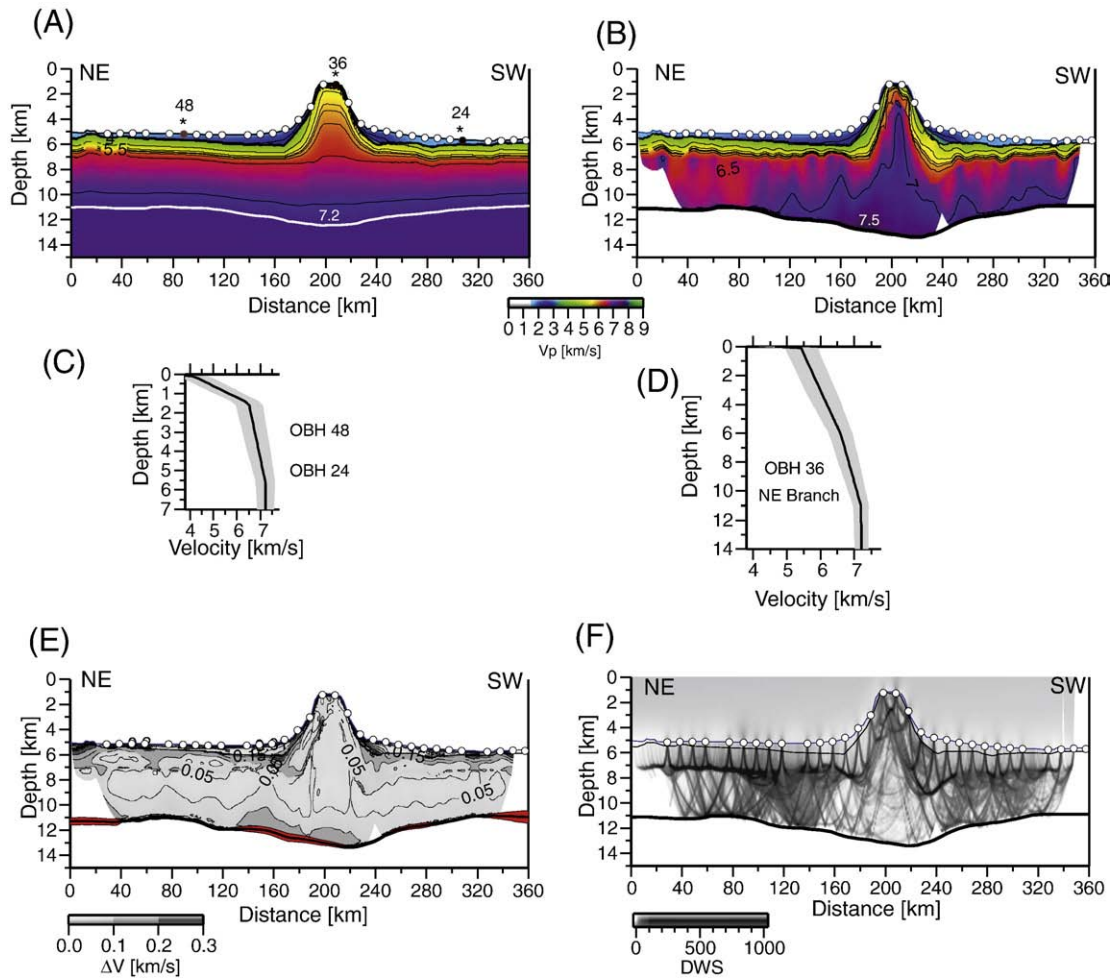


Fig. 3. Result of crustal tomographic inversion using P_g and P_mP phases. (A) Initial velocity model used as a reference for the Monte Carlo analysis and for velocity inversion. (B) Final velocity model derived by averaging all Monte Carlo ensembles. One-dimensional reference models beneath stations 48, 24 (C) and 36 (D) used for the interpolated 2D reference model shown in A. (E) Corresponding standard deviation for velocity and depth nodes (red area), contour interval is at 0.05 km/s. (F) Derivative Weight Sum (DWS) for rays traveling throughout model shown in B. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Birch (1961) law for plagioclase, and diabase-gabbro ecoglitte (lower crust),

$$\rho = 0.375(1 + V).$$

Mantle density was kept and assumed to be 3300 kg/m^3 . Fig. 6A shows the observed and predicted calculated free-air gravity anomaly obtained by using the derived density model shown in Fig. 6B. The calculated gravity effect of the seismic model fits the gravity data well, and the misfit is smaller than 7 mGal along most of the transect. The best fitting densities of the volcanic load, infill material, oceanic crust and mantle densities are 3000 , 2500 , 2800 and 3300 kg/m^3 , respectively.

Since the density model was derived using analytical velocity-density relationships we can directly compute the density uncertainties $\Delta\rho$ from the velocity uncertainties ΔV through:

for the sedimentary section,

$$\Delta\rho = 0.16\Delta V,$$

for igneous upper crust,

$$\Delta\rho = 6.0\Delta V / V^2,$$

for lower crust,

$$\Delta\rho = 0.375\Delta V.$$

The density uncertainty model is shown in Fig. 6C. The highest values are found in the upper crust and in the region of high lowermost crustal velocities where $30 < \Delta\rho < 80 \text{ kg/m}^3$. Additionally, we test a linear regression for lower crustal rocks of the form $\rho = (V + a)/b$, keeping unchanged the upper crust and sedimentary density structures in order to study the sensibility of the gravity anomaly due to crust density uncertainties. Thus, we set the upper/lower crust boundary to 2800 kg/m^3 and we test different values of a and b in order to vary the lowermost density (ρ_{lc}) between values of 2900 and 3100 kg/m^3 . Fig. 6A shows the results using $\rho_{lc} = 2900$, 3000 and 3100 kg/m^3 . The best fit is reached with 3000 kg/m^3 , which is clearly higher than typical gabbro density ($\sim 2800 \text{ kg/m}^3$) and much lower than mantle density ($\sim 3300 \text{ kg/m}^3$). Therefore we can conclude that seismically constrained high lower crustal velocities under the seamount are in accord with the gravity anomaly data.

4. Flexure of the lithosphere

The LR represents a load on the oceanic lithosphere that should flex under its weight and so it is useful to also compare the seismically constrained Moho depths to predictions based on elastic plate models. We have used a fast Fourier transform technique to calculate the flexure

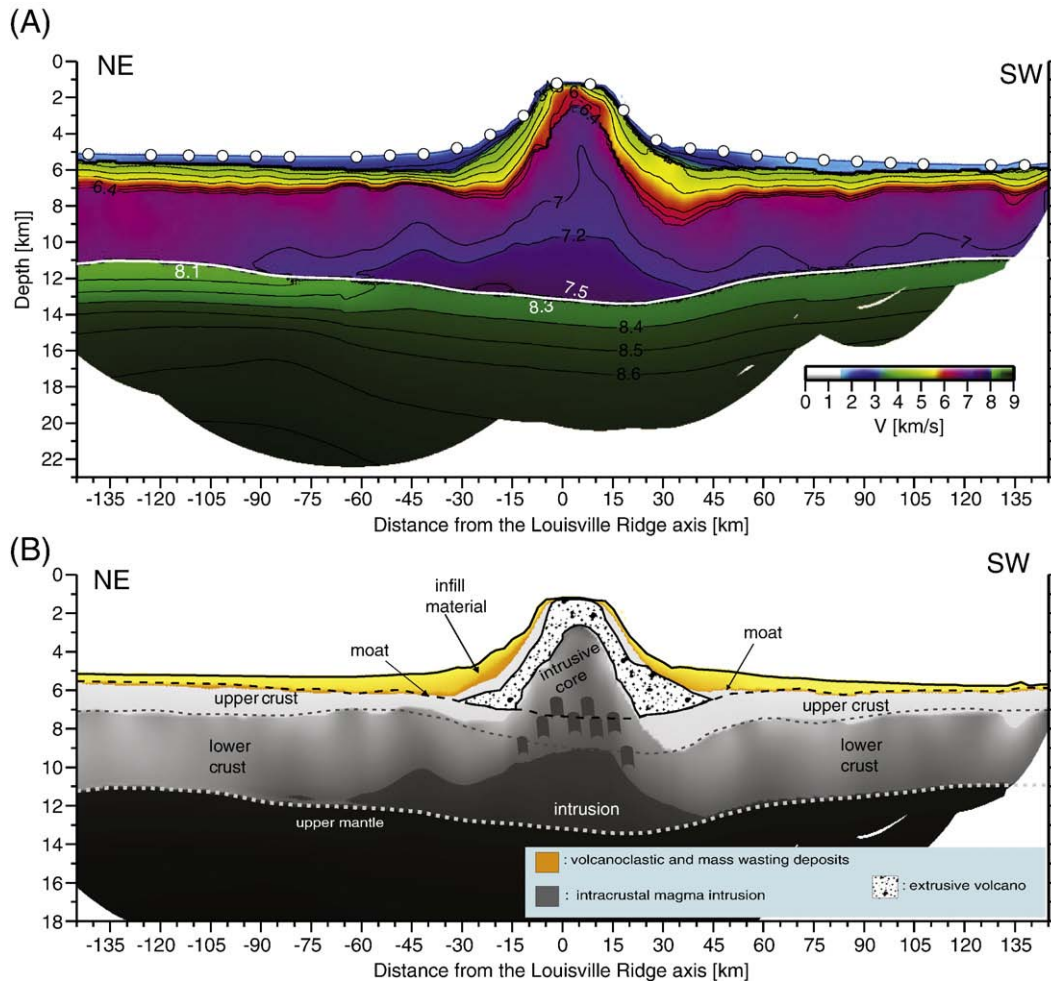


Fig. 4. (A): Velocity model obtained from tomographic inversion of travel times from crustal and mantle phases. The root mean square travel time residuals (TRMS) obtained with the 2-D final model were ~ 50 ms for crustal phases ($P_g + P_mP$) and ~ 51 ms for mantle phases. (B): Interpretation based on the detailed tomographic model. Geological structures are based on the following seismic velocities values: >1.5 – 4.0 km/s for volcanoclastic and mass wasting deposits; >7.2 – 7.6 km/s for intracrustal magma intrusion; >8.0 km/s for the upper mantle; 5.0 – 6.4 km/s for the extrusive volcano; and >6.4 – 7.0 km/s for the intrusive core. Assumed upper and lower crustal velocity ranges are 4.0 – 6.4 km/s and >6.4 – 7.2 km/s, respectively.

(e.g., Watts, 1994) and assumed a 5.8 km thick oceanic crust and a constant elastic thickness, T_e , for the Pacific lithosphere. Densities of the volcanic load (3000 kg/m^3), infill material (2500 kg/m^3), and mantle (3300 kg/m^3) were derived from the seismic model. In order to calculate the volcano load we used a median filter (width = 400 km) to remove the outer topographic rise seaward of the Tonga trench from the observed GEBCO 2×2 minute bathymetry. The flexure due to the load was calculated for a range of elastic thickness values ($5 < T_e < 15$ km) and we found that $T_e = 10 \pm 2$ km described the change in seismic Moho depth with an average root mean square misfit (RMS) similar to the Moho depth uncertainties (Fig. 7A).

The flexure models in Fig. 7 depend, of course, on the parameters assumed for the densities of the load, infill and mantle. The load density is of particular importance and large uncertainties in this parameter can lead to large uncertainties in the resulting flexure and, hence, estimate of T_e (e.g., Watts, 1994; Minshull and Charvis, 2001). However, the uncertainties can be significantly reduced by using combined seismic and gravity modeling constraints since there is strong correlation between seismic velocity and density (Carlson and Herrick, 1990).

In order to demonstrate the “trade-off” between volcanic load density and elastic thickness we compare the seismic Moho reflector with the predicted flexed Moho due to different load densities ranging from 2700 to 3100 kg/m^3 at $T_e = 5, 10$ and 15 km. Fig. 7B shows the Moho deflection

envelope at $T_e = 10$ km for the mentioned range of load densities. The results show that the predicted flexed Moho depths are comparable to the seismic Moho depths within their uncertainties, which implies that independent of the load density $T_e = 10$ km is a good approximation and it is consistent with the seismic data. In fact, envelopes associated to the crustal flexure at the range of load densities (2700 – 3100 kg/m^3) with $T_e = 5$ and 15 km shown in Fig. 7C shows an evident mismatch with the seismic Moho even taken in to account the Moho depth uncertainties. $T_e = 5$ km produce too much flexure and $T_e = 15$ km too little (Fig. 7C). Thus, we conclude that $T_e = 10 \pm 2$ km best described the measured change in seismic Moho depth.

Our estimate of T_e is lower than that derived by Lyons et al. (2000) and Watts et al. (2006) using gravitational admittance and predicted bathymetry ($27 < T_e < 29$ km). One possibility is that their values reflect the T_e structure of the outer rise, rather than the LR. Indeed, the age of the oceanic crust that underlied the LR suggests that it should be associated with $T_e \sim 25$ – 30 km, although this may be reduced somewhat by yielding in the seaward wall of the Tonga-Kermadec trench (Billen and Gurnis, 2005). If we assume that the relationship between T_e and age of the oceanic lithosphere at the time of loading is described by the depth to the 450°C oceanic isotherm (Watts, 1978) and that the age of the northern LR is 80–60 Ma (Koppers et al., 2004), this suggests that the age of the crust beneath the LR is ~ 90 –80 Ma. This is generally consistent with the age

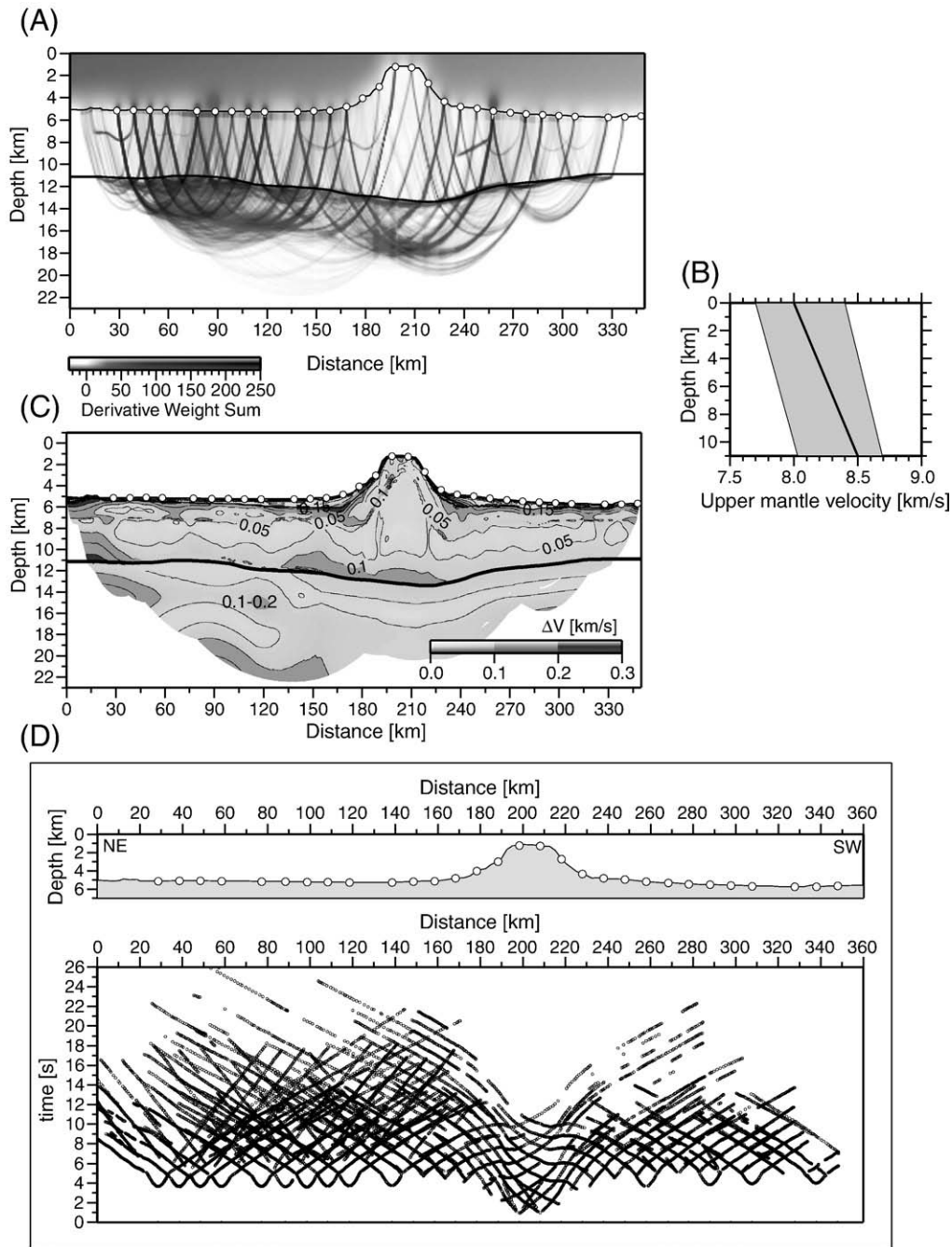


Fig. 5. (A) Derivative Weight Sum (DWS) for rays traveling throughout model shown in Fig. 4A. (B): Reference 1D mantle velocity model measured from the seismic Moho which is used as a reference for the Monte Carlo analysis. (C): Velocity uncertainty model after Monte Carlo type realizations. (D): Travel time picks used for the tomographic inversions and the respective source-receiver geometry and bathymetry of the experiment. More than 12,000 crustal (P_g and P_m) and 4800 mantle P_n arrivals were picked and inverted to derived the detailed tomographic model shown in Fig. 4A.

proposed by Billen and Stock (2000) and Downey et al. (2008) who suggest that spreading at the OT had ceased by ~ 84 Ma.

5. Discussion and conclusions

5.1. Volcanic edifice structure

The amount of volcanic material that has been added to the surface of the oceanic crust and intruded into the crust can be estimated by calculating the volume of the volcanic edifice, infill and flexural root. We follow the standard seismic definitions of Houtz and Ewing (1976) which

set seismic velocities in the range of $4.0\text{--}6.6$ km/s and $>6.5\text{--}7.5$ km/s to the extrusive-upper and intrusive-lower oceanic layer, respectively. This classification implies that $\sim 60\%$ of the Louisville volcanic edifice is associated to a high-density intrusive core and only the outer ~ 1.5 km layer corresponds to extrusive high-porosity rocks (Fig. 4). This result is similar to those found by Zucca et al. (1982) and Canales et al. (2000) with volcanic edifice velocities >7.0 km/s for the main Island of Hawaii and Tenerife (Canary Islands), respectively, which were interpreted to be intrusive plutonic complexes. In contrast, other seamounts imaged by seismic refraction data do not present evidence from P wave velocity structure of any intrusives such as Marquesas and Tenerife which is

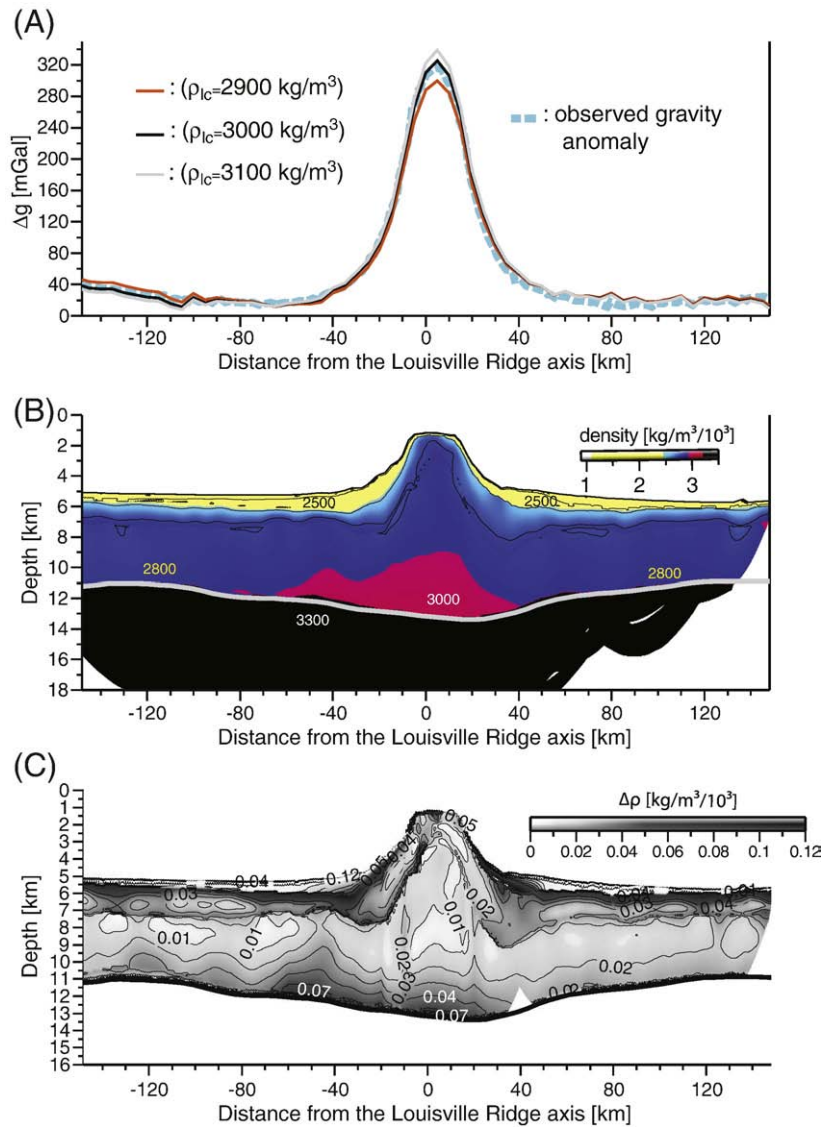


Fig. 6. (A): Dotted blue-light and black lines are the observed and predicted free air gravity anomaly (Δg), respectively. The average root mean square (RMS) residual anomaly is less than 7 mGal. Also we plotted the predicted free air gravity anomaly with lower crustal densities of 2900 kg/m³ (red line) and 3100 kg/m³ (gray line) immediately beneath the seamount. The best fit is reached with lower crustal densities of 3000 kg/m³ (black line) indicative of possible magmatic intrusion into the crust. (B): Preferred density model obtained by converting the velocities to densities. (C): Density uncertainty model obtained from the velocity uncertainty model shown in Fig. 3E. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

indicated by the fact that the 6.0 km/s iso-velocity contour is not elevated beneath the volcano, but is either flat or depressed downwards (Watts et al., 1997).

Using the seismic information shown in Fig. 4 we estimate a total volume of $0.17 \times 10^5 \text{ km}^3$ for the magmatic material that has been trapped in the Pacific oceanic crust and intrusive core, whereas the extrusive volume composed of the outer extrusive layer and volcano deposits (infill material) is about $0.38 \times 10^4 \text{ km}^3$. That is, the intrusive/extrusive ratio is as high as ~ 4.5 . This finding reveals that the volcano has grown mainly by intrusive processes and that a much greater amount of magmatic material provided by the hotspot plume has intruded the oceanic crust than has been erupted onto the surface of the crust.

Hammer et al. (1994) studied the seismic structure of Jasper seamount, a small submarine volcano ($\sim 3.5 \text{ km}$ high) that maybe part of a hotspot generated chain of seamounts 500 km West of Baja, California, and they imaged slow seismic velocities compared to those observed in typical oceanic crust at equivalent subbasement depths. This suggests that the seamount is constructed predominantly of

extrusive lavas with high average porosity. Hammer et al. (1994) proposed that seamount size controls the intrusive/extrusive ratio pointing out that Jasper seamount is far smaller than Hawaii, yet both volcanoes exhibit an outer extrusive layer of similar thickness. However, our new results suggest a seamount formed mainly by intrusive processes despite the LR being far smaller than Hawaii. We therefore conclude that the size of a seamount is not a necessary condition controlling the extrusive/intrusive ratio.

5.2. Intra-crustal intrusion versus magmatic underplating

Previous seismic studies of hotspot generated volcanic seamounts and oceanic islands have revealed velocities that are intermediate between typical lower crustal and upper mantle values and therefore that magmatic material may have either ponded beneath or intruded the base of the oceanic crust (e.g. Caress et al., 1995; Grevemeyer et al., 2001a). The high-magnesium basalts generated from abnormally hot mantle, for example, typically exhibit high crustal densities and velocities when they crystallize (White and McKenzie, 1989; Kelemen

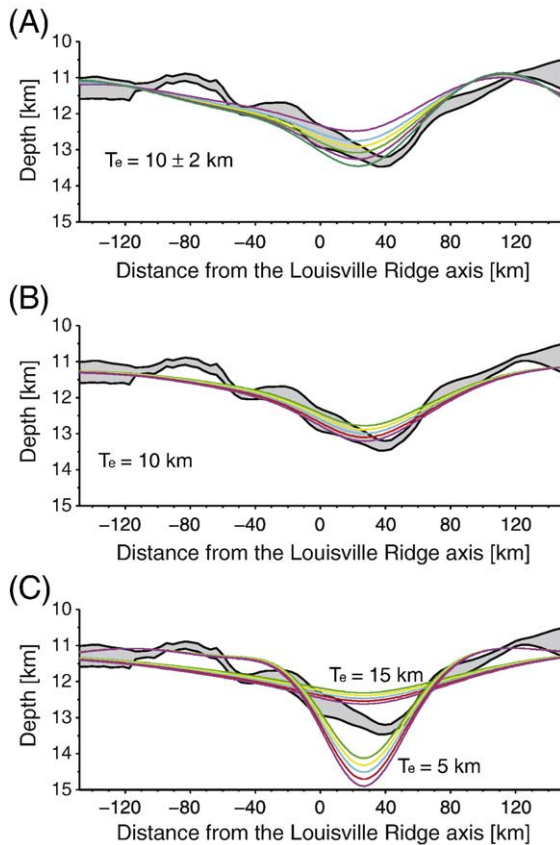


Fig. 7. (A): Comparison between the seismic and flexed Moho using an elastic thickness ranging from 5 to 15 km. Gray area denote the Moho depth uncertainties. $T_e = 10 \pm 2$ km fit the seismic Moho with a RMS misfit comparable to the Moho depth uncertainties. (B): Comparison between the seismic and flexed Moho using an elastic thickness of 10 km and load crustal densities of 2700, 2800, 2900, 3000 and 3100 kg/m^3 . Gray area denote the Moho depth uncertainties. (C): Same as (B) but with elastic thickness of 5 and 15 km. Those solutions fail to predict the seismic Moho even if one takes into account the Moho depth uncertainties.

and Holbrook, 1995). Velocities intermediate between lower crustal and upper mantle rocks, interpreted as magmatic underplate have been proposed beneath the Hawaiian and Marquesas islands (e.g. Watts et al., 1985; ten Brink and Brocher, 1987; Caress et al., 1995; Charvis et al., 1999). Other seamounts and oceanic islands, however, do not appear to be underplated (Operto and Charvis 1996; Watts et al., 1997; Grevemeyer et al., 2001b). At the LR, our seismic data reveal much higher mantle velocities (>8.3 km/s) than are typical of underplated seamounts. However, our high lower crustal velocities (7.2–7.6 km/s) suggest that magmatic intrusion is occurring in an intra-crustal rather than a sub-crustal setting. Similarly, recent seismic refraction data at the Hatton Bank and Faroe rifted volcanic margins (White et al., 2008) suggest magmatic bodies that have intruded the lower part of the extended continental crust as sills rather than as an “underplate” of 100% melt.

We believe that the oceanic crust underlying the LR is heavily intruded, because we could not trace a seismic boundary separating the base of the volcanic edifice from the top of the original crust (Fig. 4). Caress et al. (1995) reported high lower crustal velocities (>7.2 – 7.6 km/s) and low upper mantle velocities (>7.7 – 8.0 km/s) beneath the Marquesas Islands. The upper crust, however, does not appear to have been intruded. Our new seismic data, in contrast, show magma penetration in both the upper and lower crust, but no melt accumulation in the uppermost mantle below Moho.

The transition from the crust to the mantle is marked in our seismic data by a step in velocity and, hence, density. Unlike other

hotspot provinces such as Hawaii and the Marqueses, where seismic imaging has detected the presence of magmatic underplating that lies largely beneath the oceanic Moho, our study of the Louisville Ridge seamount reveals intruded material that lies above the Moho and has seismic velocities more characteristic of the lower oceanic crust. Although developing a more detailed model of the magmatic processes responsible for the Louisville intrusive body is beyond the scope of this study, we are able to speculate here regarding possible explanations.

The seamounts that comprise the northern end of the LR formed on relatively young oceanic crust, and hence the primary mantle melts rose through relatively thin, weak, lithosphere, as compared with the Hawaiian and Marqueses cases, where volcanic edifices were constructed on much older lithosphere of age ~ 80 Ma and ~ 40 Ma, respectively. Thus it is possible that a weaker plate facilitated shallower penetration of mantle melts beneath the locus of volcanic extrusion. For example, old, cold and rigid oceanic lithosphere may act to hinder intra-crustal melt penetration, while young, hot and weak lithosphere may allow it (Pollack et al., 1981). The flexural strength depends on the elastic thickness which, in turn, depends upon the thermal age of the lithosphere at the time of volcano emplacement (e.g., Watts, 1978; Calmant et al., 1990). Our estimated elastic thickness suggests the LR formed on a relative young (~ 10 Myr), hot and thin lithosphere. Perhaps young, hot and thin lithosphere beneath the LR is more vulnerable to magma intrusion than old lithosphere.

By the same token, it is also possible that hot material associated with the Louisville plume was able to rise to relatively shallow depths beneath the oceanic Moho, resulting in lower final pressures of equilibration between melt and residual mantle, and hence lower melt densities (see, e.g., Farnetani et al., 1996). Relatively buoyant primary melt derived from, say, 5–10 km depth, would, upon crystallization, exhibit densities similar to or slightly greater than gabbro, and hence rise naturally above the oceanic Moho. Melts derived from deeper melting, say at 50–150 km depth, would be much more magnesium-rich, with densities intermediate between normal mantle and crustal values, and hence would pond beneath rather than penetrate the Moho. In this way both the temperature and depth of melting in the source plume material may govern the final disposition of intruded magmas. The Louisville Ridge seamount studied here may therefore represent a case of relatively shallow plume melting beneath a young plate, with relatively buoyant intrusive bodies emplaced above the Moho, rather than at or below the Moho as found elsewhere.

Other oceanic hotspot provinces that have been seismically imaged suggest broad, but not perfect, agreement with the Louisville/Hawaii/Marqueses comparison discussed above (Richards et al., pers. com). Of course, other factors such as plate motion, rheology, thermal rejuvenation and plume flux may also affect the amount of magma that is intruded into the crust or underplated.

Acknowledgments

We thank the captain, crew, and technical staff of MV SONNE cruise SO195b for their help at sea. This work was supported by the German Ministry of Education and Research (BMBF), grant 03G0195A and UK Natural Environmental Research Council (NERC) grant NE/F005318/1. Fruitful discussions with Mark A. Richards are greatly appreciated. We wish to acknowledge the useful comments and suggestions from the editor, Rob van der Hilst, and two anonymous reviewers.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data associated with this article can be found, in the online version, at doi:10.1016/j.epsl.2009.11.020.

References

- Billen, M.I., Stock, J., 2000. Morphology and origin of the Osborn Trough. *J. Geophys. Res.* 105, 13481–13489.
- Billen, M.I., Gurnis, M., 2005. Constraints on subducting plate strength within the Kermadec trench. *J. Geophys. Res.* 110. doi:10.1029/2004JB003308.
- Birch, F., 1961. The velocity compressional waves in rocks to 10 kilobars, part 2. *J. Geophys. Res.* 66 (7), 2199–2224.
- Calmant, S., Francheteau, J., Cazenave, A., 1990. Elastic layer thickening with age of the oceanic lithosphere: a tool for prediction of the age of volcanoes or oceanic crust. *Geophys. J. Int.* 100, 59–67.
- Canales, J.P., Danobeitia, J.J., Watts, A.B., 2000. Wide-angle seismic constraints on the internal structure of Tenerife, Canary Islands. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 103, 65–81.
- Caress, D.W., McNutt, M.K., Detrick, R.S., Mutter, J.C., 1995. Seismic imaging of hot spot-related crustal underplating beneath the Marquesas islands. *Nature* 373, 600–603.
- Carlson, R.L., Herrick, C.N., 1990. Densities and porosities in the oceanic crust and their variations with depth and age. *J. Geophys. Res.* 95, 9153–9170.
- Charvis, P., et al., 1999. Spatial distribution of hotspot material added to the lithosphere under La Réunion, from wide-angle data. *J. Geophys. Res.* 104, 2875–2893.
- Downey, N.J., Stock, J.M., Clayton, R.W., Cande, S.C., 2008. Correction to "History of the Cretaceous Osborn spreading center". *J. Geophys. Res.* 113, B09102. doi:10.1029/2008JB006012.
- Farnetani, C., Richards, M.A., Ghiorso, M.S., 1996. Petrological models of magma evolution and deep crustal structure beneath hotspots and flood basalts provinces. *Earth planet. Sci. Lett.* 143 (1–4), 81–94.
- Grevemeyer, I., Flueh, E.R., Reichert, C., Bialas, J., Kläschen, D., Kopp, C., 2001a. Crustal architecture and deep structure of the Ninetyeast Ridge hotspot trail from active-source ocean-bottom seismology. *Geophys. J. Int.* 144, 414–431.
- Grevemeyer, I., Weigel, W., Schuessler, S., Avedic, F., 2001b. Crustal and upper mantle seismic structure and lithospheric flexure along the Society Island hot spot chain. *Geophys. J. Int.* 137, 123–140.
- Hammer, P.T.C., Dorman, L.M., Hildebrand, J.A., Cornuelle, B.D., 1994. Jasper Seamount structure: seafloor seismic refraction tomography. *J. Geophys. Res.* 99 (B4), 6731–6752.
- Hess, H.H., 1964. Seismic anisotropy of the upper mantle under oceans. *Nature* 203, 629–631.
- Houtz, R., Ewing, J., 1976. Upper crustal structure as a function of plate age. *J. Geophys. Res.* 81, 2490–2498.
- Kelemen, P.B., Holbrook, W.S., 1995. Origin of thick, high-velocity igneous crust along the U.S. East Coast Margin. *J. Geophys. Res.* 100 (B6), 10077–10094.
- Kopp, H., Kopp, C., Phipps Morgan, J., Flueh, E.R., Weinrebe, W., Morgan, W.J., 2003. Fossil hot spot-ridge interaction in the Musicians Seamount Province: geophysical investigations of hot spot volcanism at volcanic elongated ridges. *J. Geophys. Res.* 108 (B3), 2160. doi:10.1029/2002JB002015.
- Koppers, A.A.P., Duncan, R.A., Steinberger, B., 2004. Implications of a nonlinear $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age progression along the Louisville seamount trail for models of fixed and moving hot spots. *Geochim. Geophys. Res.* 5, Q06L02. doi:10.1029/2003GC000671.
- Korenaga, J., Holbrook, W.S., Kent, G.M., Kelemen, P.B., Detrick, R.S., Larsen, H.C., Hopper, J.R., Dahl-Jensen, T., 2000. Crustal structure of the southeast Greenland margin from joint refraction and reflection seismic tomography. *J. Geophys. Res.* 105, 21591–21614.
- Korenaga, J., Holbrook, W.S., Detrick, S., Kelemen, P.B., 2001. Gravity anomalies and crustal structure at the southeast Greenland margin. *J. Geophys. Res.* 106, 8853–8870.
- Lonsdale, P., 1986. A multibeam reconnaissance of the Tonga trench axis and its intersection with the Louisville chain. *Mar. Geophys. Res.* 8, 295–327.
- Lyons, S.N., Sandwell, D.T., Smith, W.H.F., 2000. Three-dimensional estimation of elastic thickness under the Louisville Ridge. *J. Geophys. Res.* 105 (B6), 13239–13252.
- Minshull, T.A., Charvis, P., 2001. Ocean island densities and models of lithospheric flexure. *Geophys. J. Int.* 145, 731–739.
- Nafe, J.E., Drake, C.L., 1963. Physical properties of marine sediments. In: Hill, M.N. (Ed.), *The Sea*. Wiley-Interscience, New York, pp. 794–815.
- Operto, S., Charvis, P., 1996. Deep structure of the southern Kerguelen Plateau (southern Indian Ocean) from ocean bottom seismometer wide-angle seismic data. *J. Geophys. Res.* 101 (B11), 25077–25103.
- Parker, R.L., 1972. The rapid calculation of potential anomalies. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 31, 447–455.
- Pollack, H.N., Gass, I.G., Thorpe, R.S., Chapman, D.S., 1981. On the Vulnerability of Lithospheric Plates to Mid-Plate Volcanism: reply to comments by P.R. Vogt. *J. Geophys. Res.* 86 (B2), 961–966.
- Sallarès, V., Charvis, P., Flueh, E.R., Bialas, J., 2003. Seismic structure of Cocos and Malpelo Volcanic Ridges and implications for hot spot-ridge interaction. *J. Geophys. Res.* 108 (B12), 2564. doi:10.1029/2003JB002431.
- Scherwath, M., Kopp, H., Flueh, E.R., Henrys, S.A., Sutherland, R., 2008. Structure and deformation of the Hikurangi-Kermadec subduction zone-transitions revealed by seismic wide-angle data. Fall Meet, Suppl., Abstract T23A-1997: *Eos Trans. AGU*, vol. 89(52).
- Sandwell, D.T., Smith, W.H.F., 1997. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1 satellite altimetry. *J. Geophys. Res.* 102, 10039–10054.
- Ten Brink, U.S., Brocher, T.M., 1987. Multichannel seismic evidence for a subcrustal intrusive complex under Oahu and a model for Hawaiian volcanism. *J. Geophys. Res.* 92 (B13), 13687–13707.
- van Avendonk, H.J.A., Harding, A.J., Orcutt, J.A., 1998. A two-dimensional tomographic study of the Clipperton transform fault. *J. Geophys. Res.* 103, 17885–17899.
- Watts, A.B., 1978. An analysis of isostasy in the world's oceans 1. Hawaiian-Emperor Seamount Chain. *J. Geophys. Res.* 83, 5989–6004.
- Watts, A.B., ten Brink, U.S., Buhl, P., Brocher, T., 1985. A multichannel seismic study of lithospheric flexure across the Hawaiian-Emperor seamount chain. *Nature* 315, 105–111.
- Watts, A.B., Weisell, J.K., Duncan, R.A., Larson, R.L., 1988. Origin of the Louisville Ridge and its relationship to the Eltanian fracture zone system. *J. Geophys. Res.* 93, 3051–3077.
- Watts, A.B., Peirce, C., Collier, J., Dalwood, R., Canales, J.P., Henstock, T.J., 1997. A seismic study of lithosphere flexure in the vicinity of Tenerife, Canary Islands. *Earth Planet. Sci. Lett.* 146, 431–447.
- Watts, A.B., 1994. Crustal structure, gravity anomalies and flexure of the lithosphere in the vicinity of the Canary Islands. *Geophys. J.* 119, 648–666.
- Watts, A.B., Sandwell, D.T., Smith, W.H.F., Wessel, P., 2006. Global gravity, bathymetry, and the distribution of submarine volcanism through space and time. *J. Geophys. Res.* 111, B08408. doi:10.1029/2005JB004083.
- Weigel, W., Grevemeyer, I., 1999. The Great Meteor seamount: seismic structure of a submerged intraplate volcano. *J. Geodyn.* 28, 27–40.
- White, R.S., McKenzie, D.P., 1989. The generation of volcanic continental margins and flood basalts. *J. Geophys. Res.* 94, 7685–7729.
- White, R.S., Smith, L.K., Roberts, A.W., Christie, P.A.F., Kusznir, N.J., and the rest of the iSIMM Team, 2008. Lower-crustal intrusion on the North Atlantic continental margin. *Nature* 452, 460–464. doi:10.1038/nature06687.
- Zucca, J.J., Hill, D.P., Kovach, R.L., 1982. Crustal structure of Mauna Loa Volcano, Hawaii from seismic refraction and gravity data. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 72, 1535–1550.

Anlage 2 – Manuskript in Vorbereitung zur Publikation in *G³ - Geochemistry, Geophysics, Geosystems*

Crustal and uppermost mantle structure of the Tonga arc and subducting Pacific plate at 24°30'S

Contreras-Reyes, E. (1), Grevemeyer, I. (2), A.B. Watts (3), S. Möller (2), E.R. Flueh (2),
C. Papenberg(2), C. Peirce(4)

¹ DGF, Universidad de Chile, Santiago, Chile – formally at IFM-GEOMAR, Kiel

² IFM-GEOMAR, Leibniz Institut für Meereswissenschaften, 24148 Kiel

³ Department of Earth Sciences, University of Oxford, Oxford OX1 3 PR, U.K.

⁴ Department of Earth Sciences, University of Durham, Durham DH1 3LE, U.K.

The Tonga subduction zone to the north of 24°S is the world's subduction zone with the highest rate of subduction erosion of 135 km frontal erosion in the last 34 Myr; 80 km of frontal erosion is related to the subduction of the Louisville hotspot chain. Here, we report the seismic structure of the Tonga subduction zone and volcanic arc to the north of the Louisville seamount where recent seamount subduction affected the forearc structure. Travel time data from seismic refraction and wide angle data recorded on 40 ocean bottom seismometers (OBS) were jointly inverted using seismic tomography, yielding a detailed velocity model of a 400 km long profile covering the incoming and subducting plate, the forearc and the magmatic arc. Seaward of the trench, a 6 km thick incoming oceanic crust is highly faulted in the outer rise prior to subduction, promoting hydration of the subducting crust and mantle. Low velocity mantle of 7.3 km/s supports that 50% of mantle rocks has been serpentinized. Volcanic arcs are often suggested to resemble continental crust, being settings where new continental crust is formed. However, similar to other arcs, the roughly 30 km thick Tonga arc has velocities much faster than those typical for continental crust, suggesting that the arc is dominated by basaltic and gabbroic rocks. It is interesting to note that crust with fast velocities occurs near the toe of the forearc and hence near the trench, suggesting that frontal erosion caused by seamount subduction has removed the highly fractured fore-arc reported for the Kermadec arc to the south of 28°S. Below the active arc, high velocity material extends into the middle crust, supporting intrusions that may feed arc volcanoes. Low mantle velocities in the mantle wedge support 40-50% of serpentinization or may suggest that some crustal material has been trapped in the mantle. Gravity modeling suggests that anomalous mantle with reduced densities occurs down to 60 km below the arc. At the incoming plate, reduced mantle densities occur 20 km below the seismic Moho.

Figure 1. Tectonic map of the south-western Pacific and Kermadec-Tonga subduction zones.

Figure 2. a) Location map of the seismic refraction and wide-angle profile crossing the deep-sea trench and volcanic arc. Topography is based on multi-beam bathymetry and predicted topography from satellite altimetry. b) Transect showing the seismic stations available for geophysical interpretation and tomographic inversion.

Figure 3. Detailed blow up of the multi-beam bathymetric map.

Figure 4. a) Detailed multi-beam bathymetry and b) backscatter image of multi-beam bathymetry. c) selected profiles shown in a).

Figure 5. Results from tomographic inversion. Examples of observed (top) and modeled (middle) seismic data and traced rays (bottom). a) OBS216 westward of the volcanic arc, b) OBS206 near the active volcanic arc, c) + d) OBS191 and OBS184 on the slope and forearc, e) + f) OBS 179 and OBS177 on the incoming plate.

Figure 6. a) Final velocity model derived from joint tomographic inversion of seismic refraction and wide-angle data. b) blow up of the incoming plate and forearc, c) volcanic arc.

Figure 7. Velocities from our study compared to other arcs.

Figure 8. a) preferred starting model for inversion, b) final velocity model, c) model coverage (derivative weight sum), d) uncertainty of velocity model from Monte-Carlo-Inversion of 100 different starting models.

Figure 9. Results from gravity modeling. a) density model defined by seismic model, b) modified density model to fit gravity, c) observed and modeled fit for a) + b).

Figure 10. Interpretation of features detected in the seismic tomographic model.

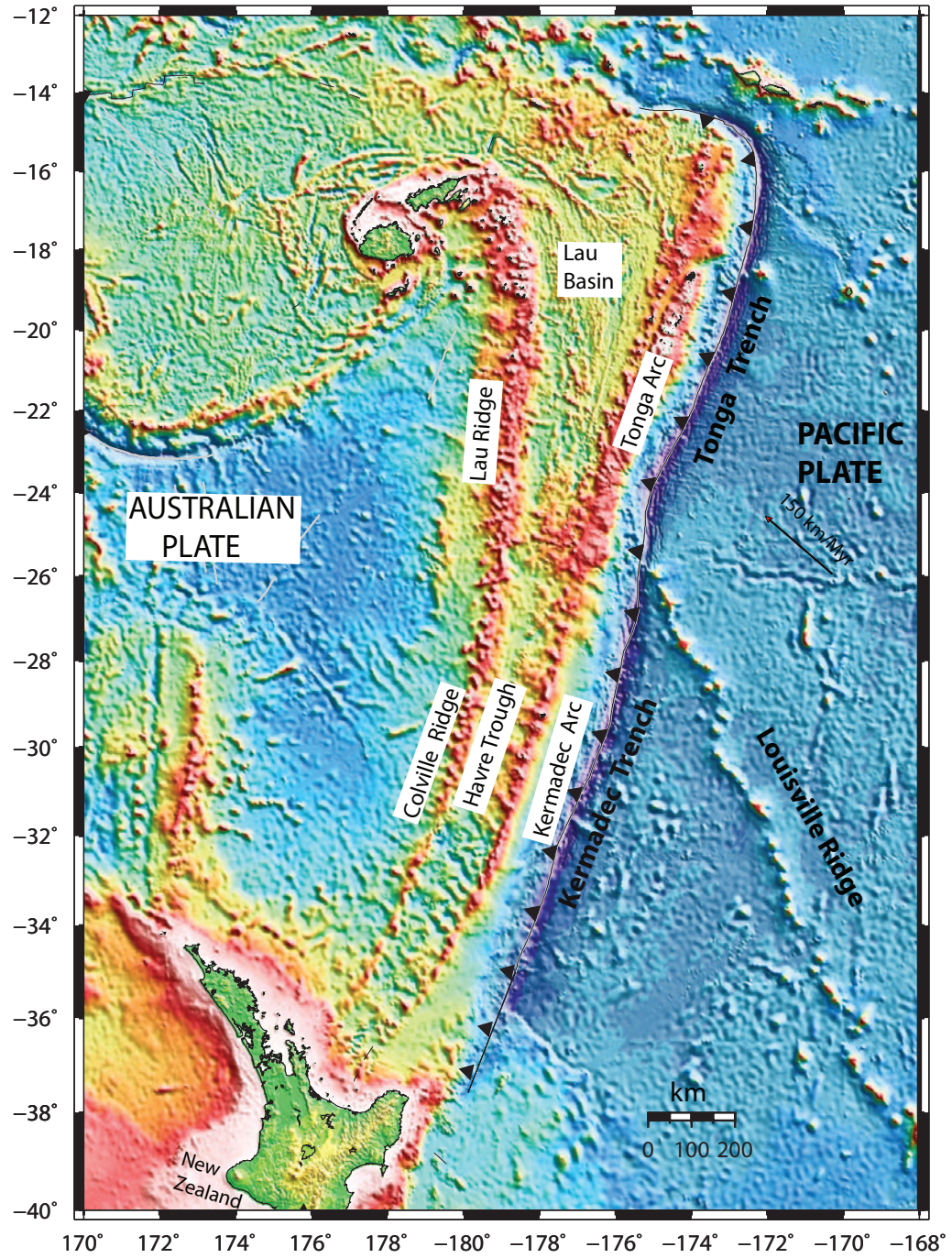


Figure 1

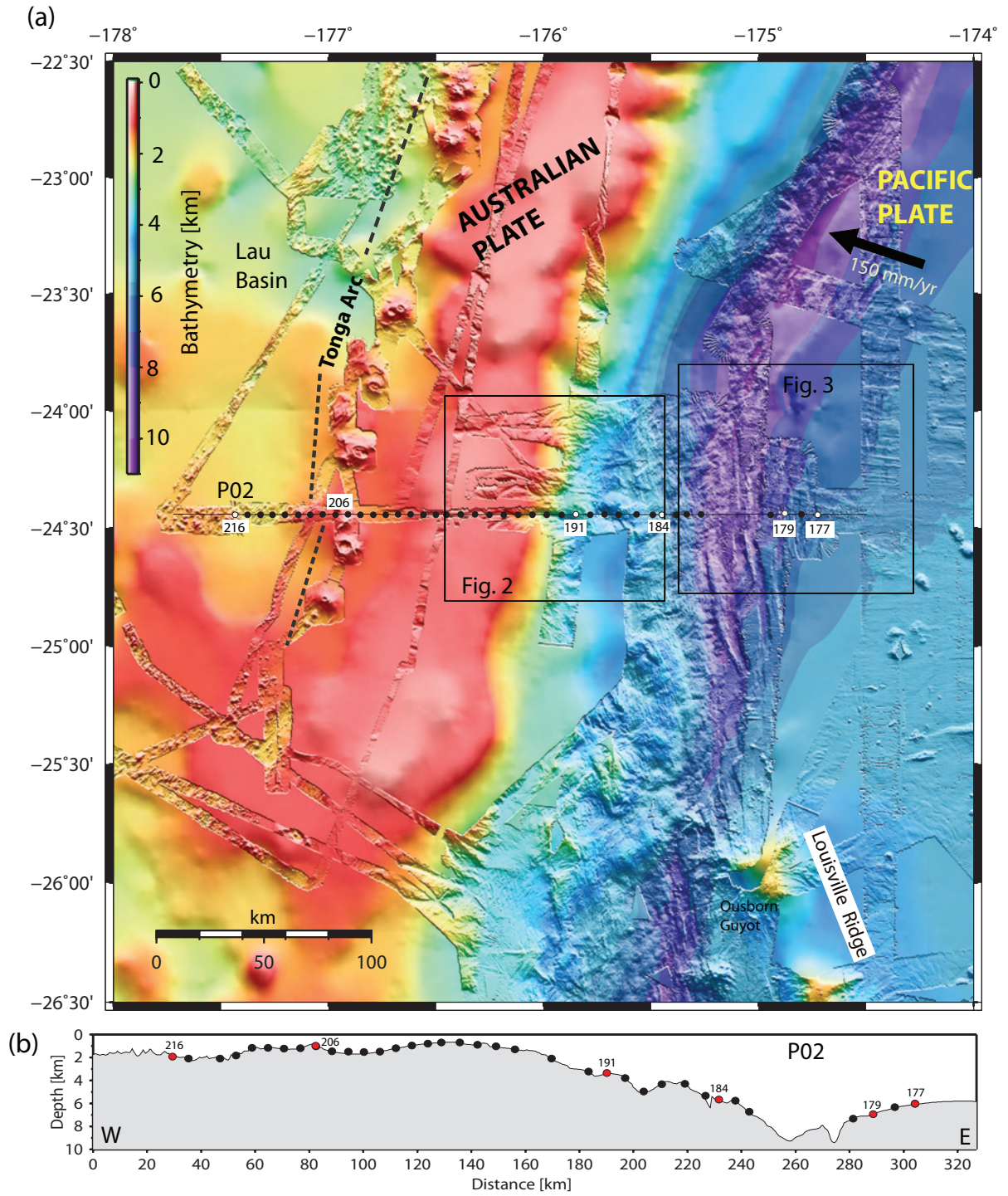


Figure 2

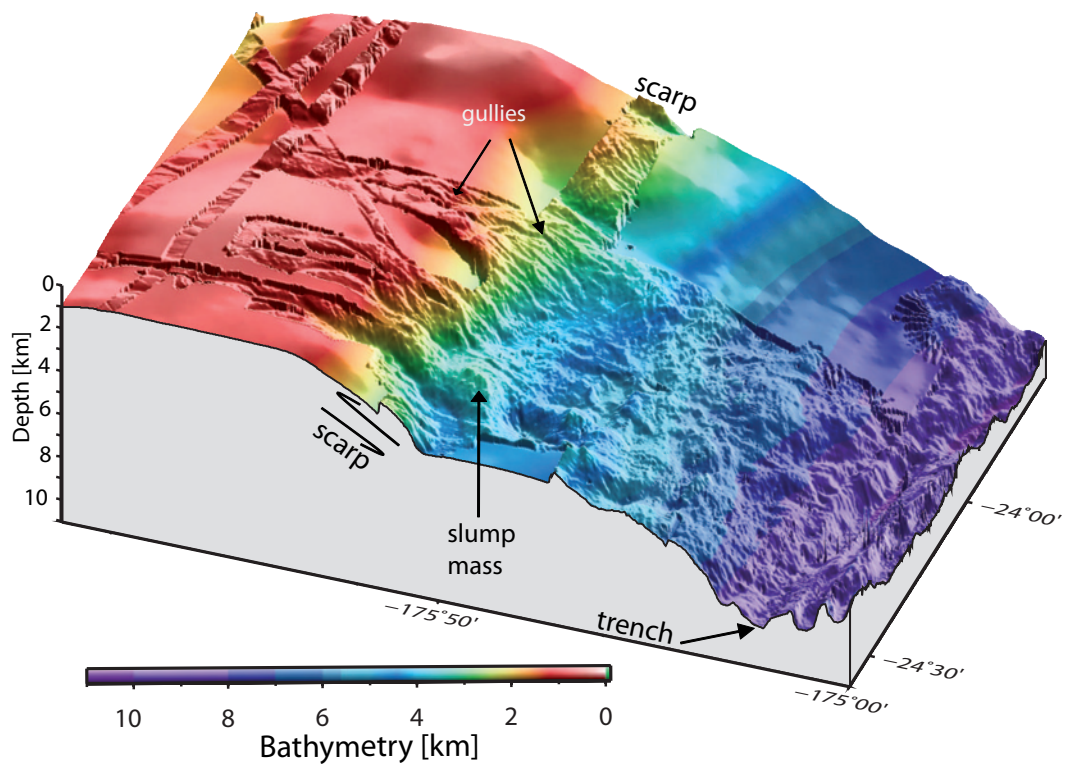


Figure 3

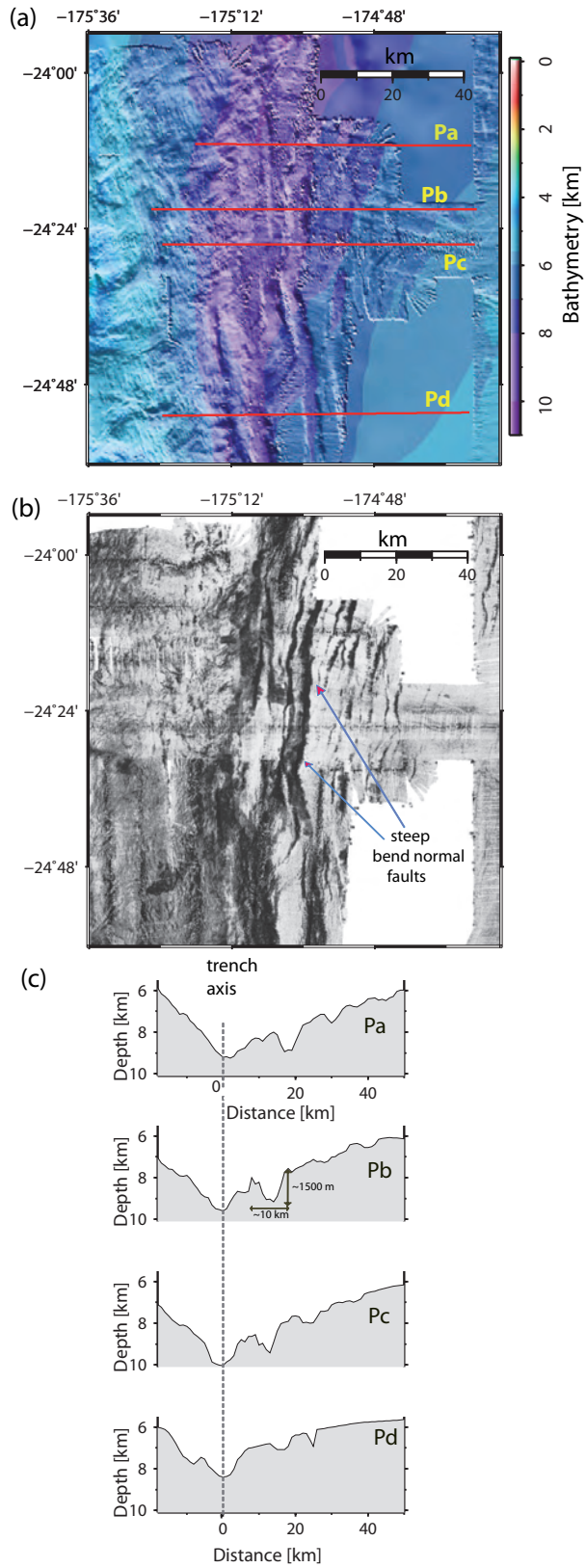


Figure 4

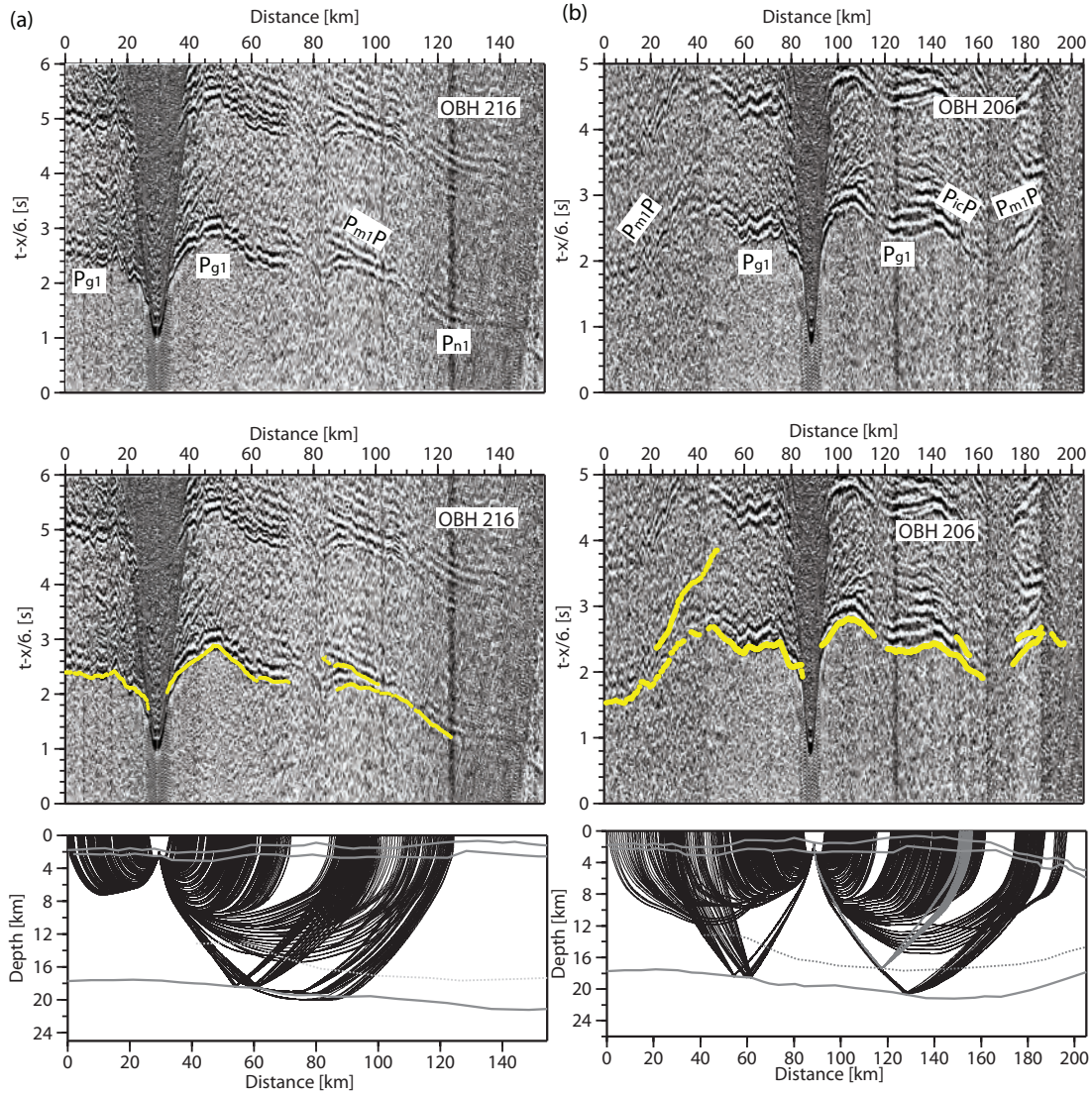


Figure 5

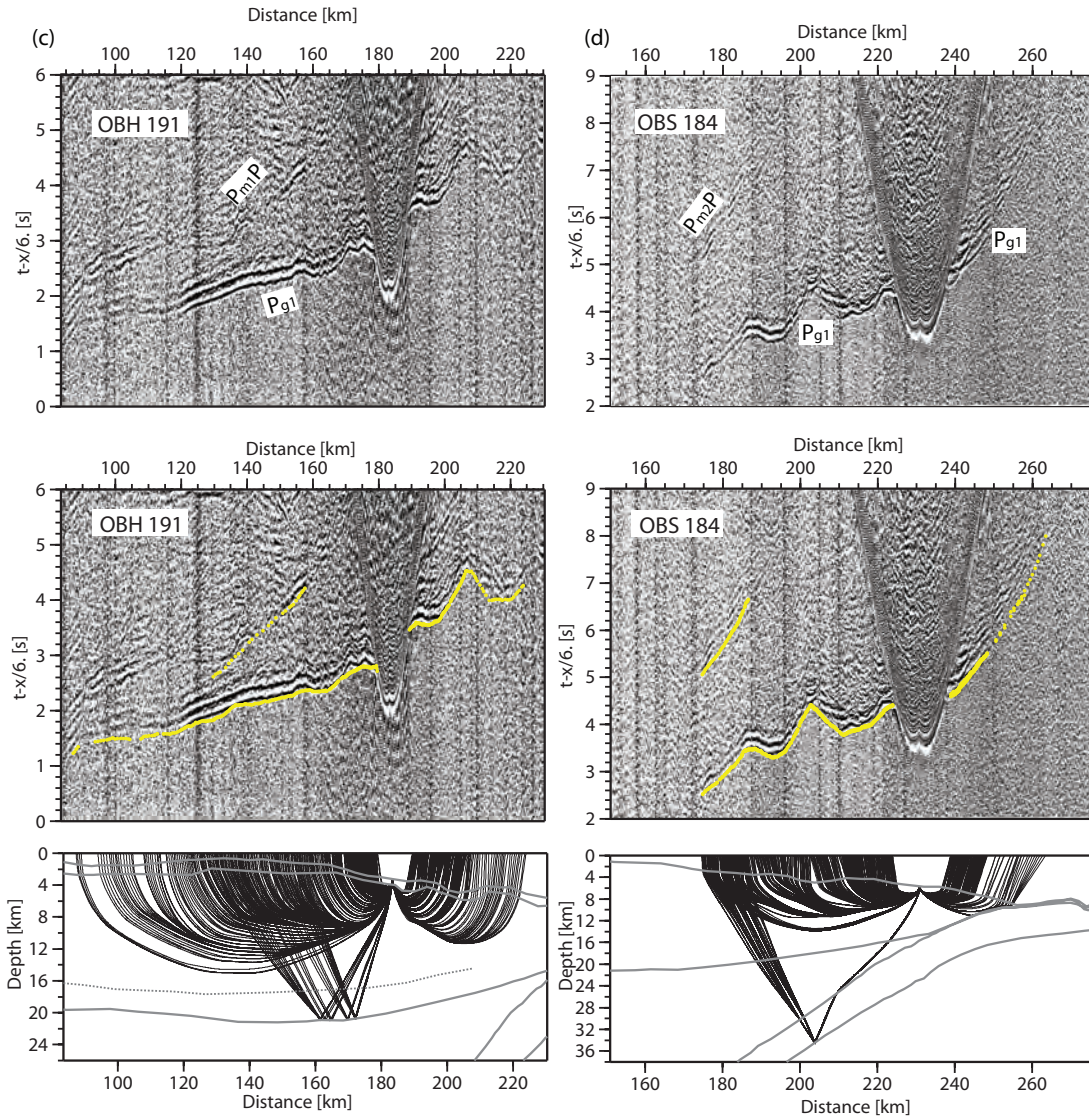


Figure 5 (continued)

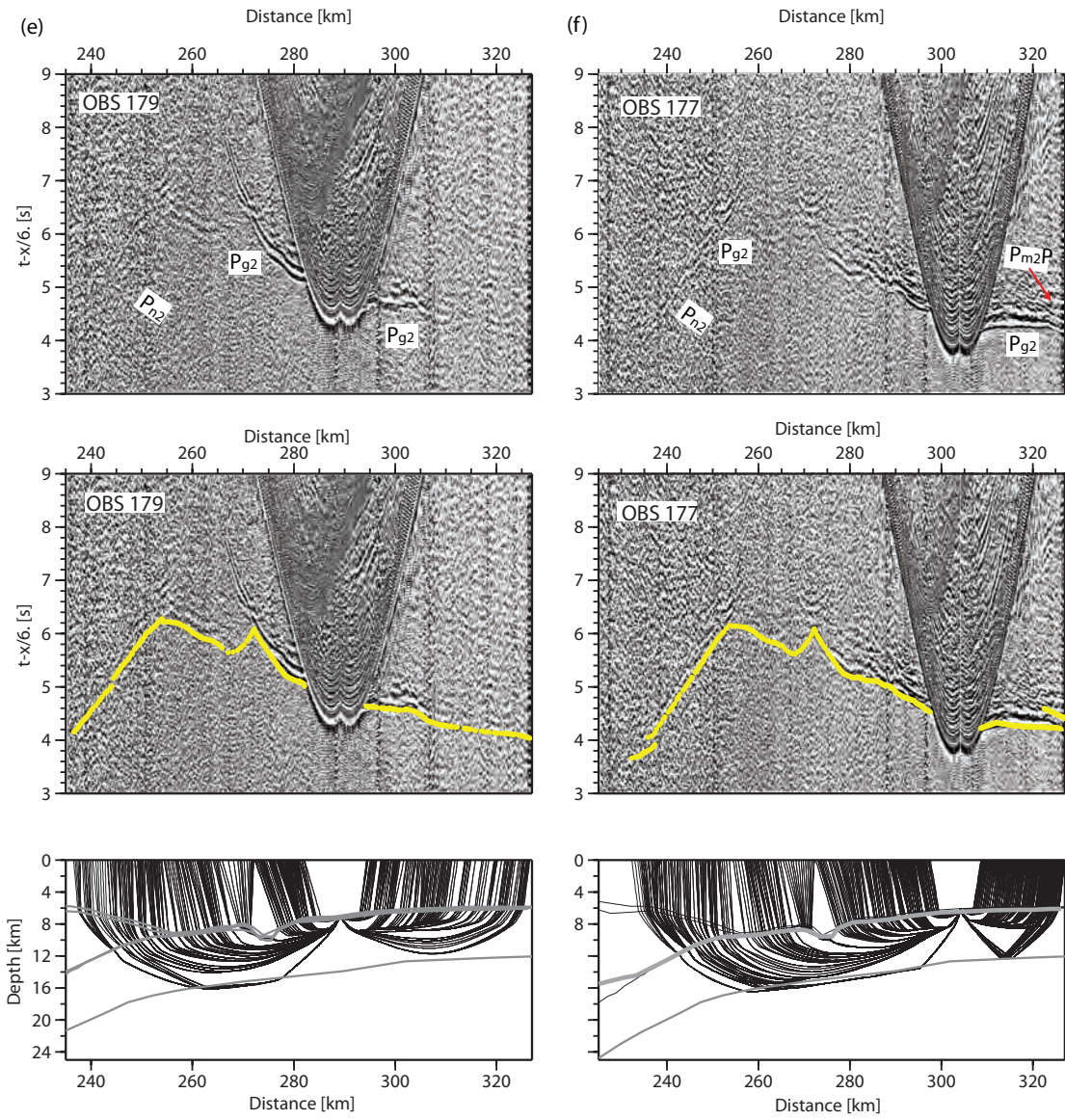


Figure 5 (continued)

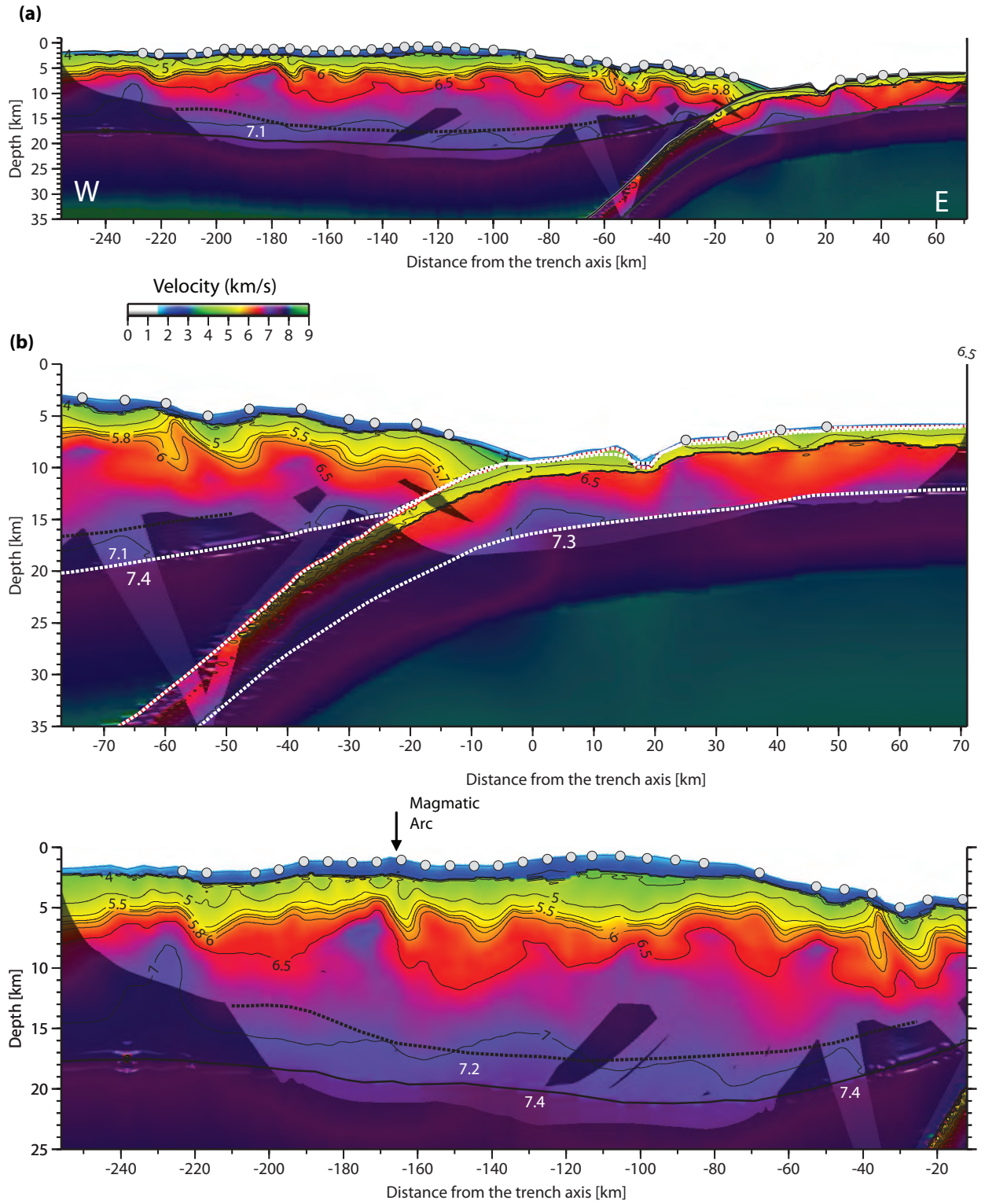


Figure 6

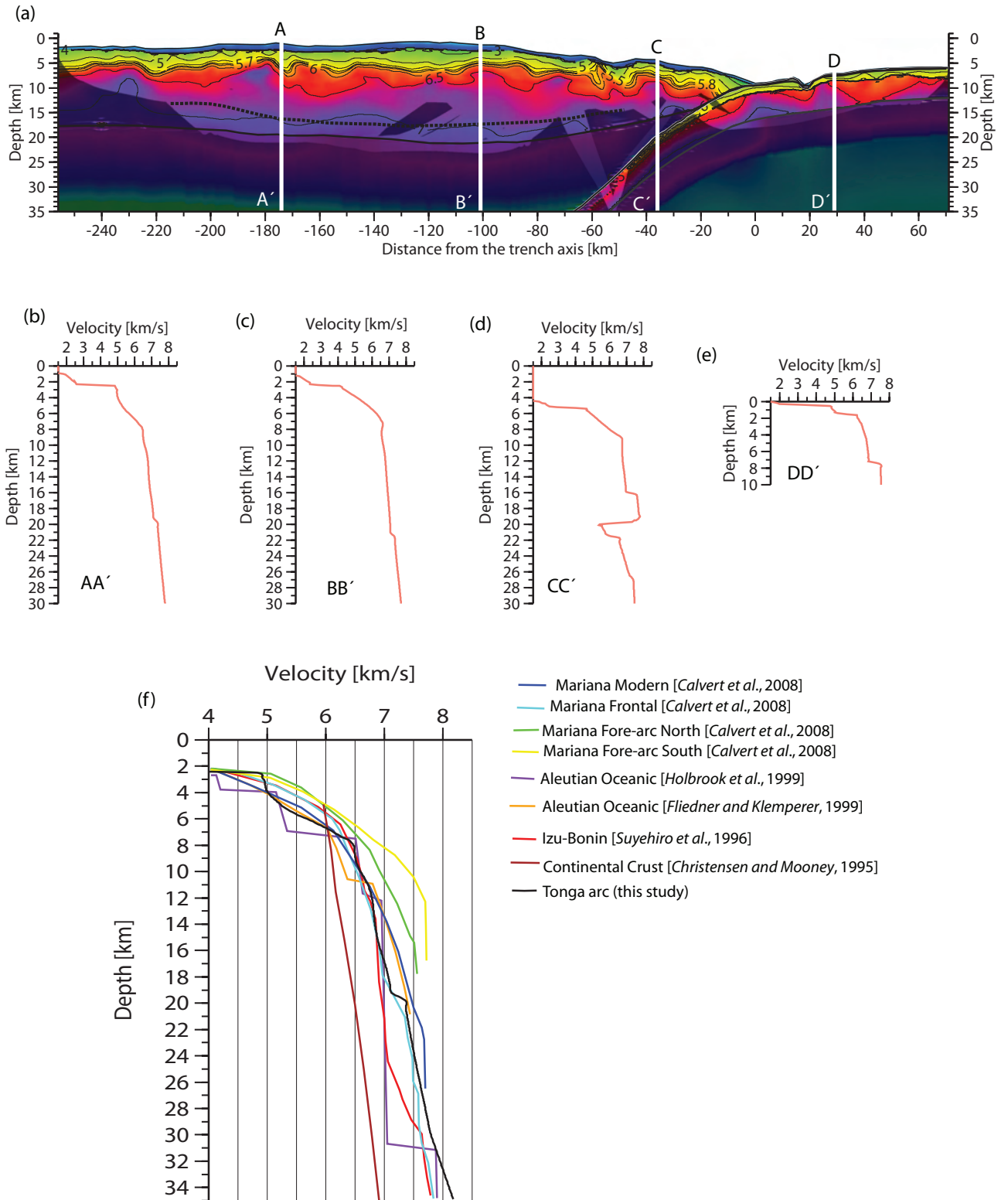


Figure 7

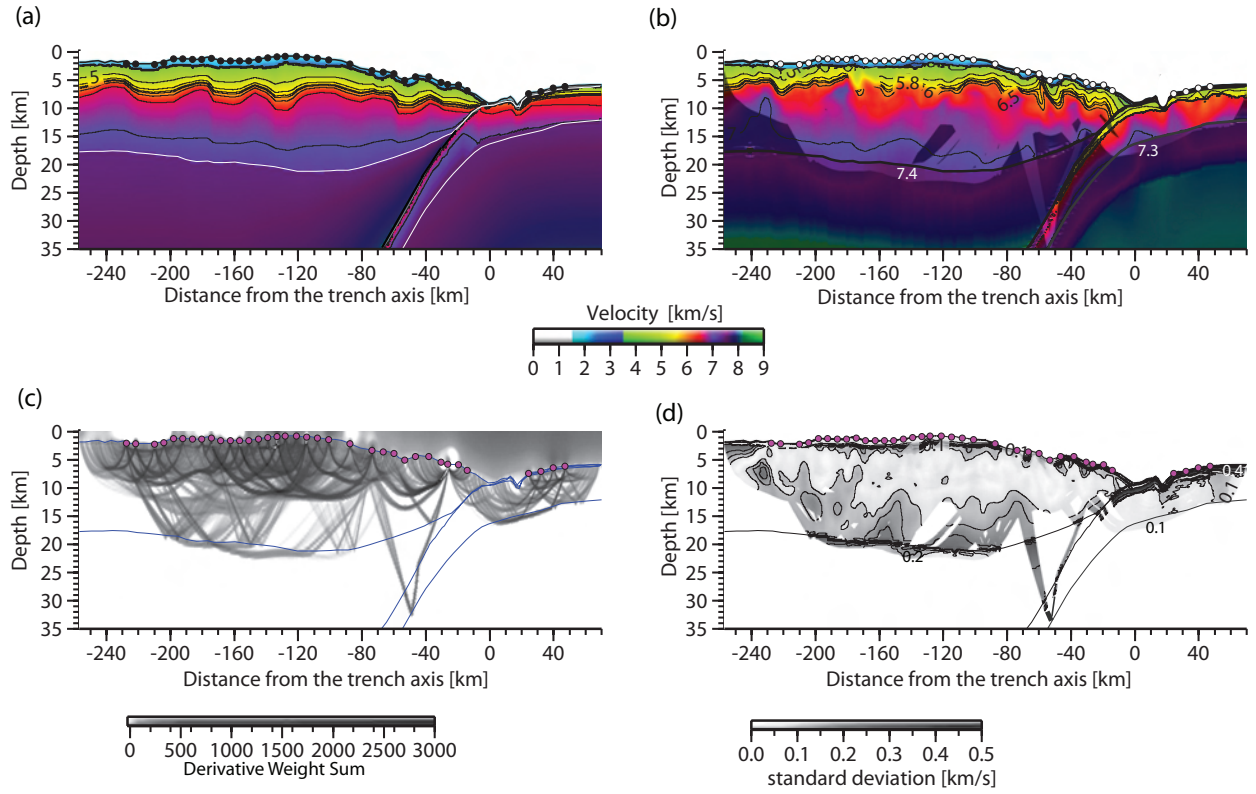


Figure 8

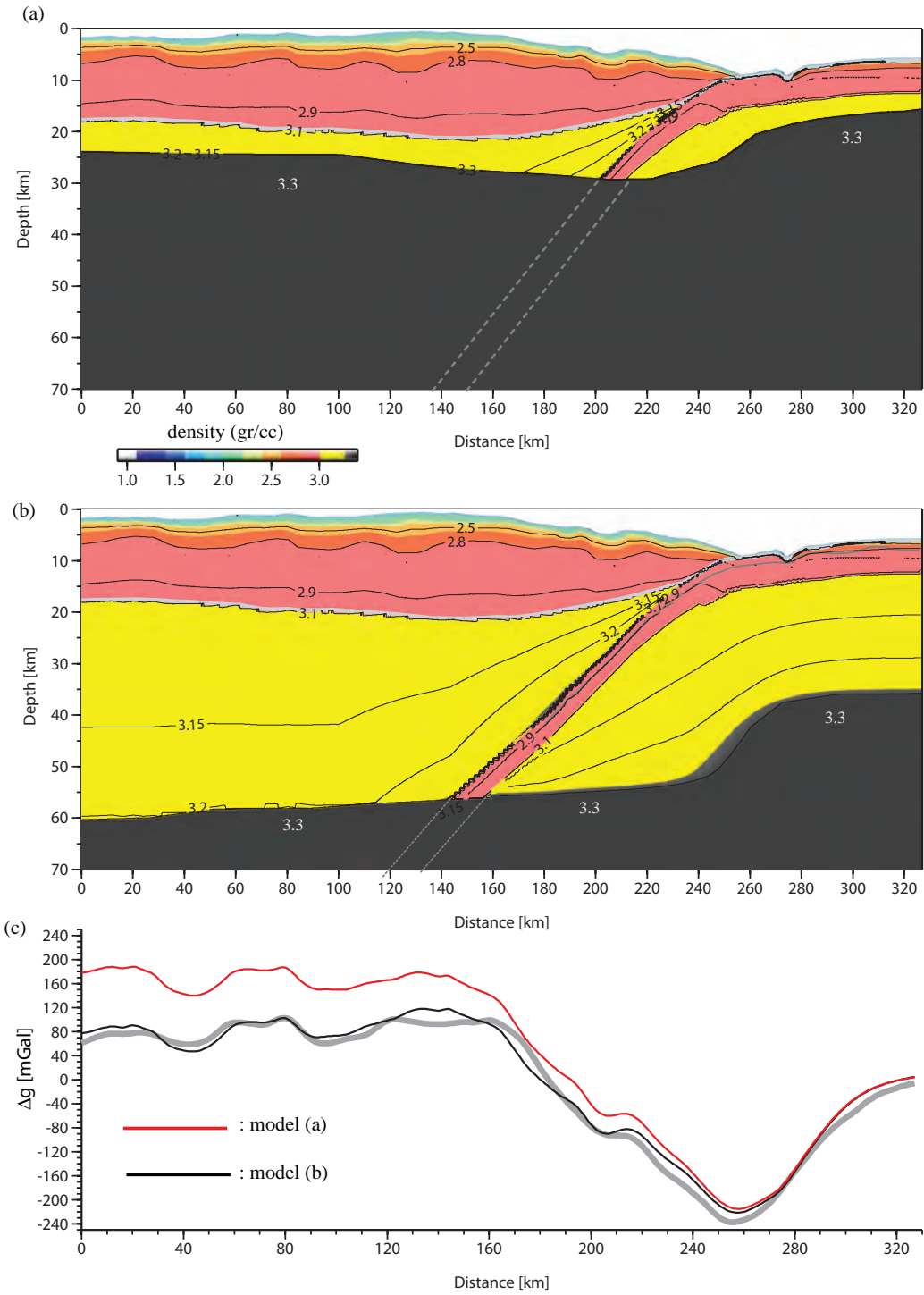


Figure 9

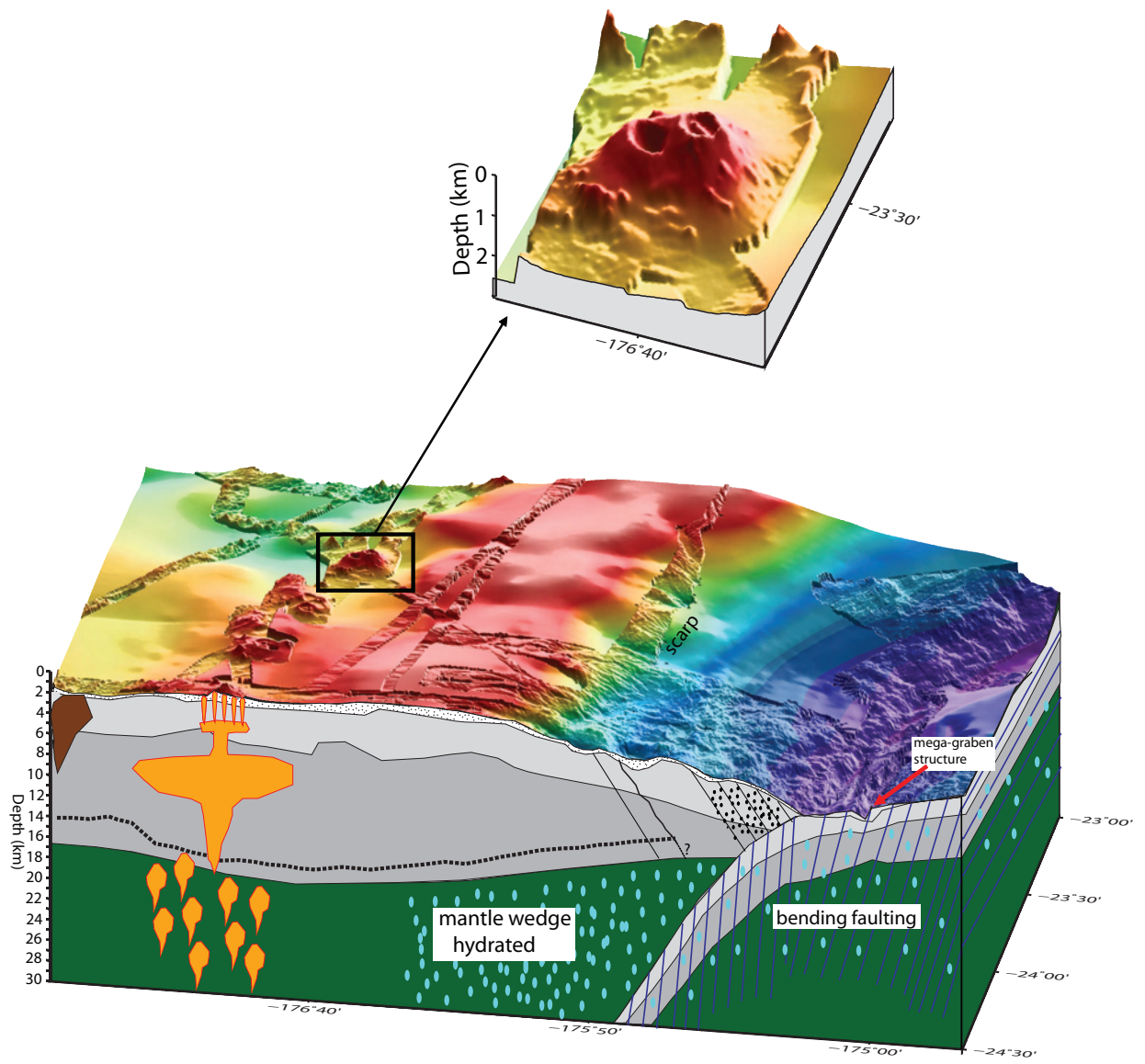


Figure 10

Anlage 3 – Manuskript in Vorbereitung zur Publikation in *Journal of Geophysical Research*

Mirco-seismicity survey of a seismic gap caused by subduction of the Louisvilles seamount chain, Tonga trench, 26°S to 27°30'S

Grevemeyer, I. (1), E.R. Flueh (1), S. Möller (1), D. Frost (2), A. Dannowski (1), E. Contreras-Reyes (3), C. Peirce (4), A.B. Watts (3)

¹ IFM-GEOMAR, Leibniz Institut für Meereswissenschaften, 24148 Kiel

² Department of Earth Sciences, University of Oxford, Oxford OX1 3 PR, U.K.

³ DGF, Universidad de Chile, Santiago, Chile

⁴ Department of Earth Sciences, University of Durham, Durham DH1 3LE, U.K.

Abstract

The distribution of teleseismically recorded earthquakes in the Kermadec-Tonga subduction zone reveals a major seismic gap centered roughly at 26°S. The gap parallels the trench axis and stretches for approximately 250 km. The seismic gap coincides with the area, where the Louisville hotspot chain enters the Tonga trench. Subducting seamounts may therefore control seismic coupling and hence define seismogenic asperities in subduction zones. Louisville seamounts rise 3 to 4 km above the regional seafloor. Seamounts and guyots are between 10 to 40 km in diameter and hence smaller than the width of the seismic gap, suggesting that other features – like the hotspot swell, crustal underplating or the flexural may contribute or control seismic locking. A network of 23 ocean-bottom-seismometers (OBS) covered the southern portion of the seismic gap and the transition zone to “normal” seismic behavior, recording 1523 local and regional earthquakes between July 9, 2007 and January 6, 2008. For the earthquake location procedure we derived a minimum 1-D velocity model from active seismic wide-angle profiling in the uppermost 6 km of the fore-arc crust and earthquake arrival time data at greater depths. Within the network, 262 events have been recorded with a gap of <220 degree at 4 stations, and 162 events with a gap of <180 degree at 6 stations. It is interesting to note that local earthquakes ($M < 4$) did not mimic the teleseismic gap and seismicity seems to be randomly distributed within the network. Most earthquakes that are related to the interplate activity occur in clusters, following mainshock-aftershock sequences. In addition to earthquakes occurring at the subduction megathrust fault, we observed local tensional earthquakes occur in the uppermost mantle and in the outer rise are caused by extension related to the slab-pull force of the down-going Pacific lithosphere. Thus, the subduction thrust may not be fully locked. However, the fact that the slip deficit indicated by the seismic gap of globally recorded earthquakes is not compensated by numerous small magnitude local earthquakes supports a seismically coupled fault of 12,000-20,000 km² and hence a future $M=8-8.5$ earthquake.

Figure 1. Seismic gap in the Tonga trench revealed by globally recorded seismic data

Figure 2. Earthquakes recorded by the local monitoring network between mid-July 2007 and early-January 2008. Focal mechanisms are gCMT focal mechanisms

Figure 3. Earthquakes recorded within the seismic network with first motion focal mechanisms. Events are depth coded (blue < 18 km, green 18- <29 km, yellow 29- <42 km, red > 42 km).

Figure 4. Earthquakes recorded within the seismic network. Events are depth coded (red: plate interface events; blue incoming plate and lower plate earthquakes).

Figure 5. Earthquakes shown in figure 3 as a function of depth. Events are depth coded (blue < 18 km, green 18- <29 km, yellow 29- <42 km, red > 42 km).

Figure 6. Earthquakes shown in figure 4 as a function of depth. Events are depth coded (red: plate interface events; blue incoming plate and lower plate earthquakes).

Figure 7. Largest seismic clusters occurring in the deployment period. Mechanisms are gCMT focal mechanisms.

Figure 8. Seismic clusters as a function of time. Clusters 1 to 3 are interplate earthquakes, cluster 4 occurred in to outer rise.

Figure 9. Seismic clusters shown in figure 7 as a function of depth.

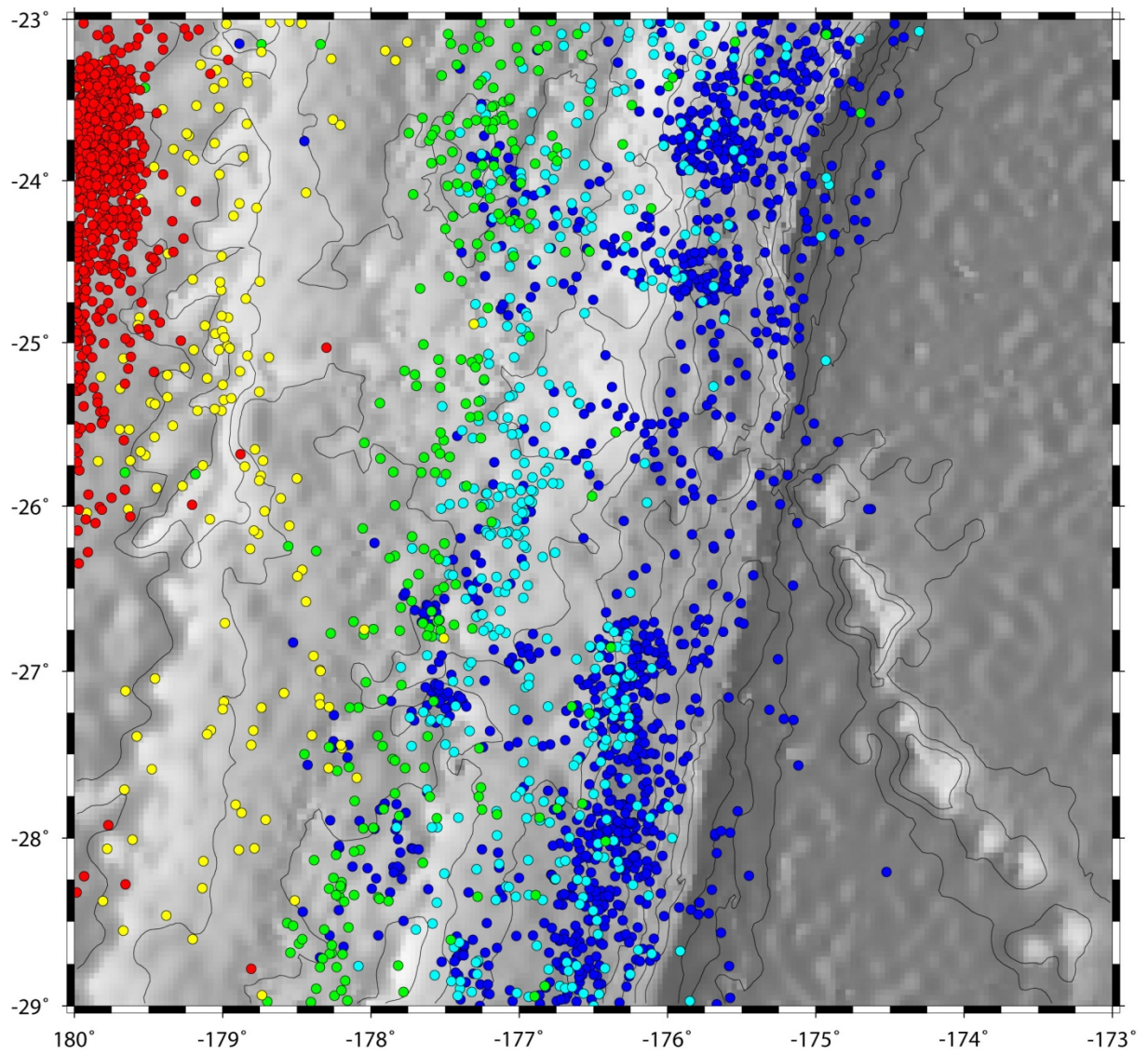


Figure 1

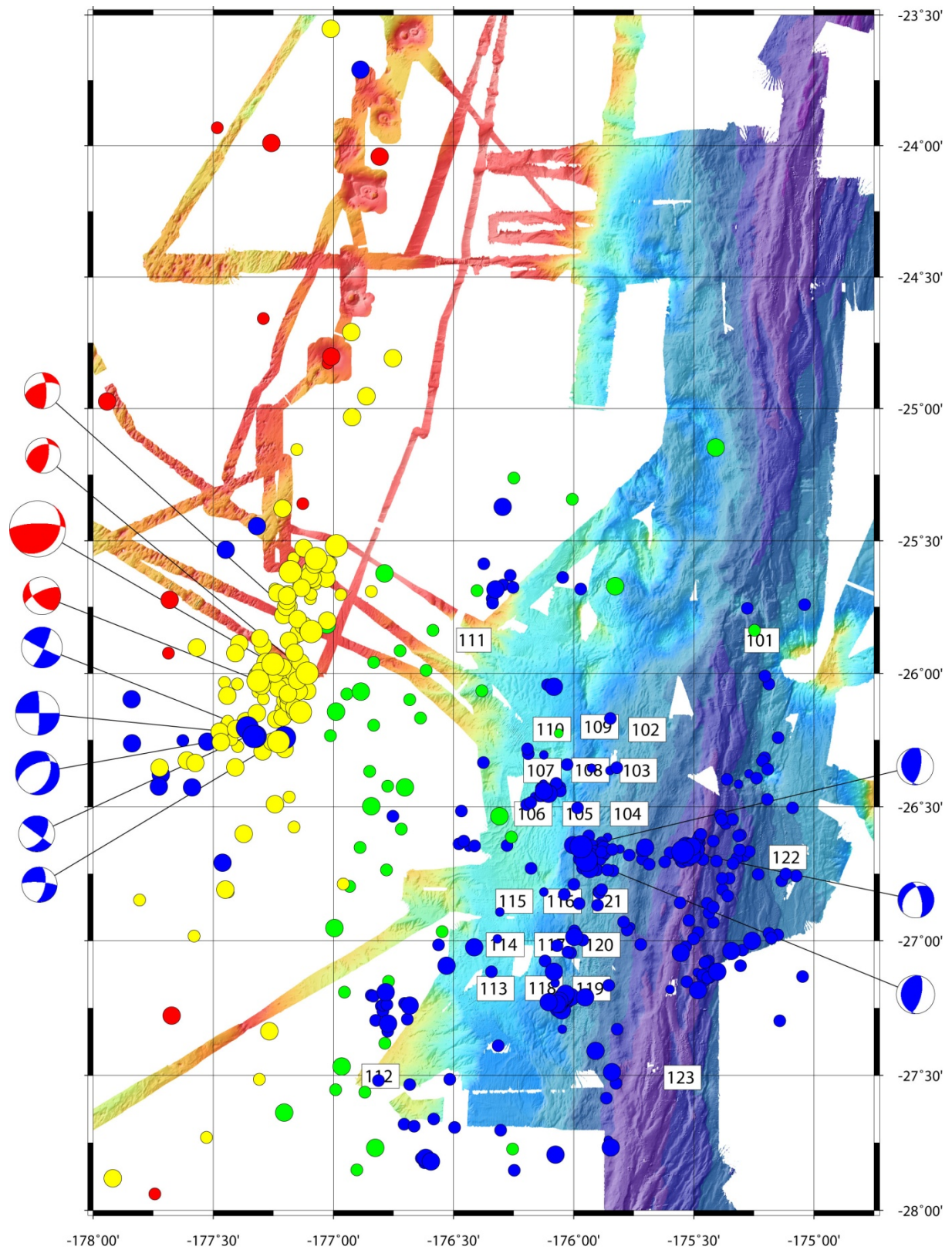


Figure 2

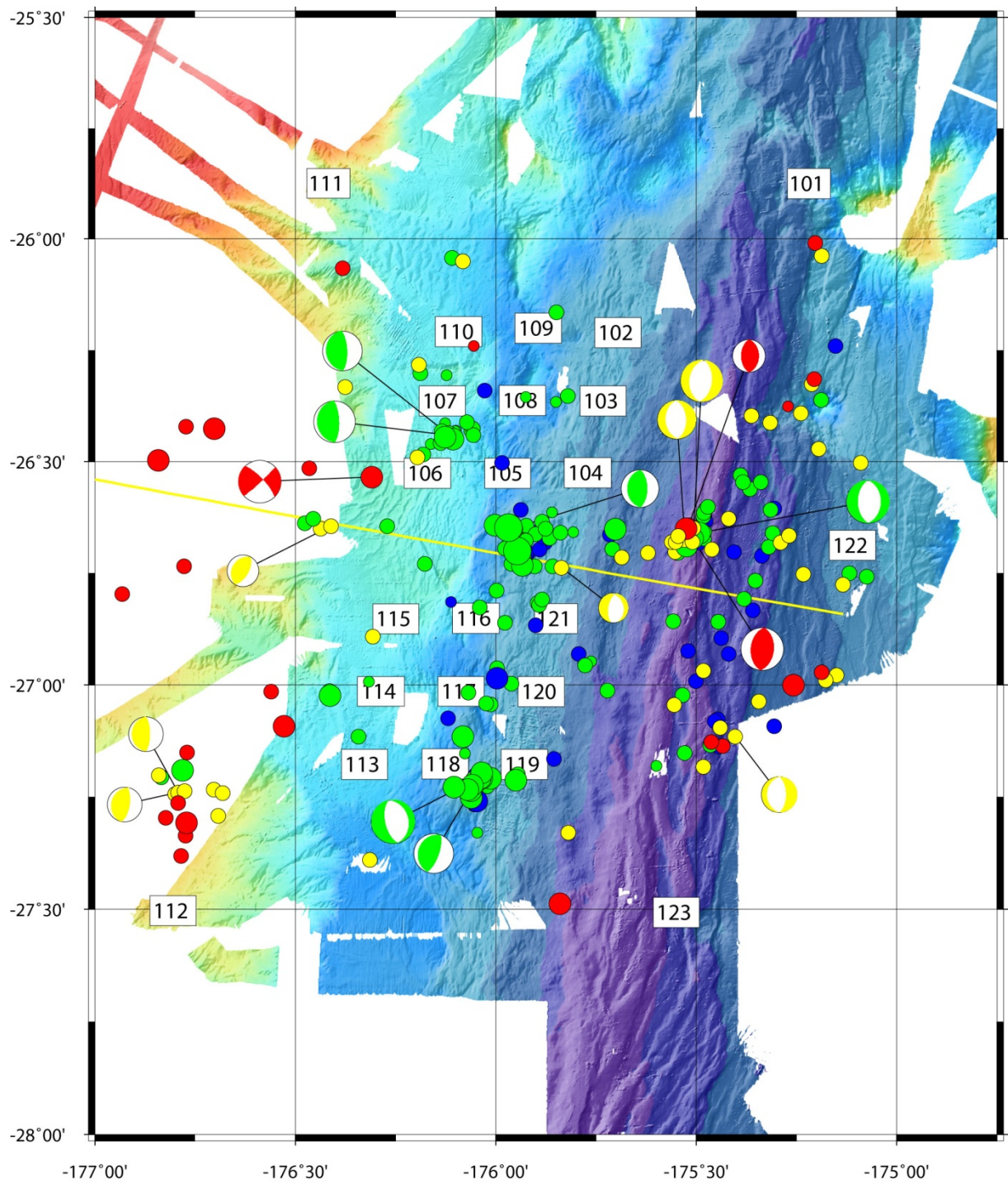


Figure 3

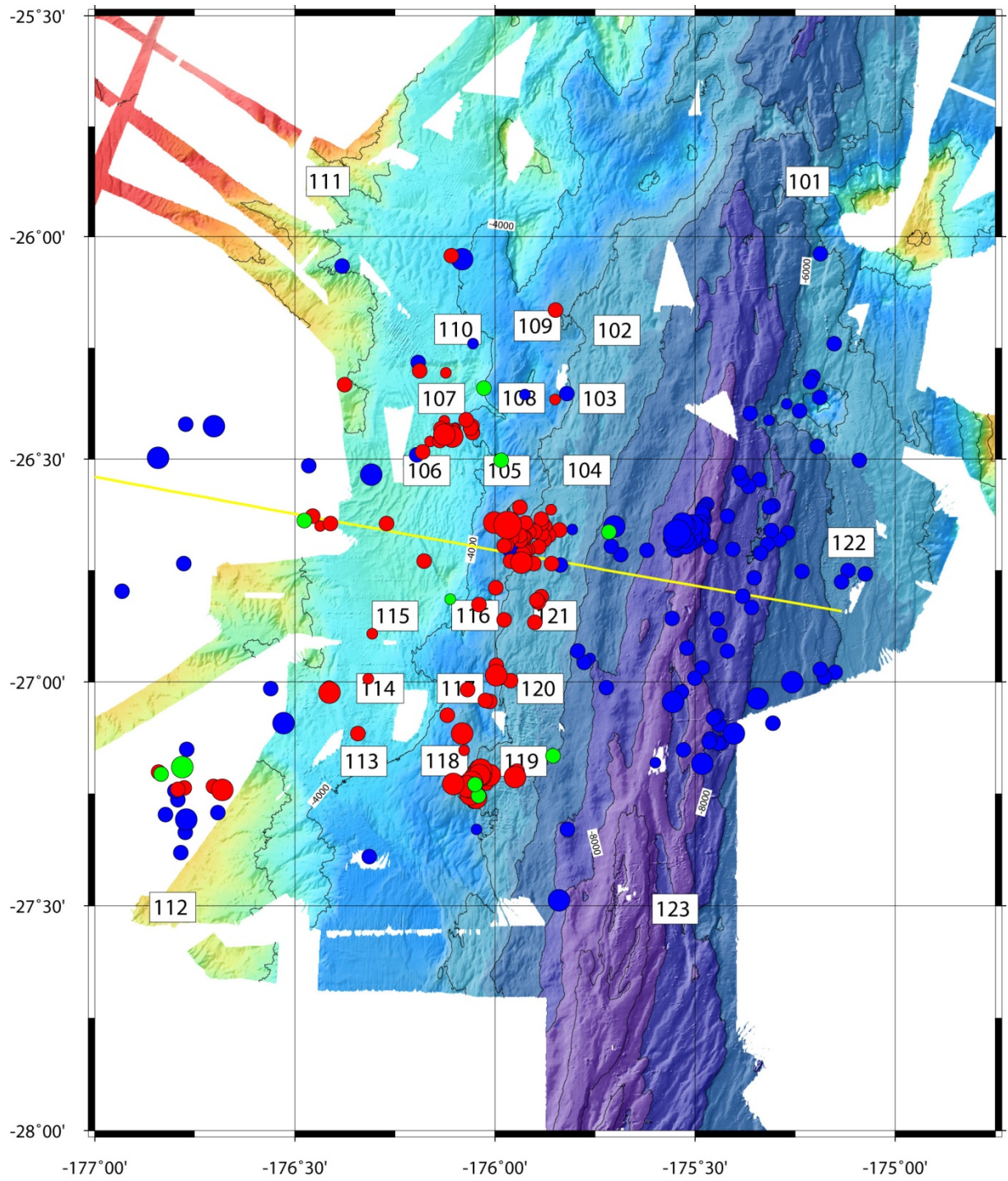


Figure 4

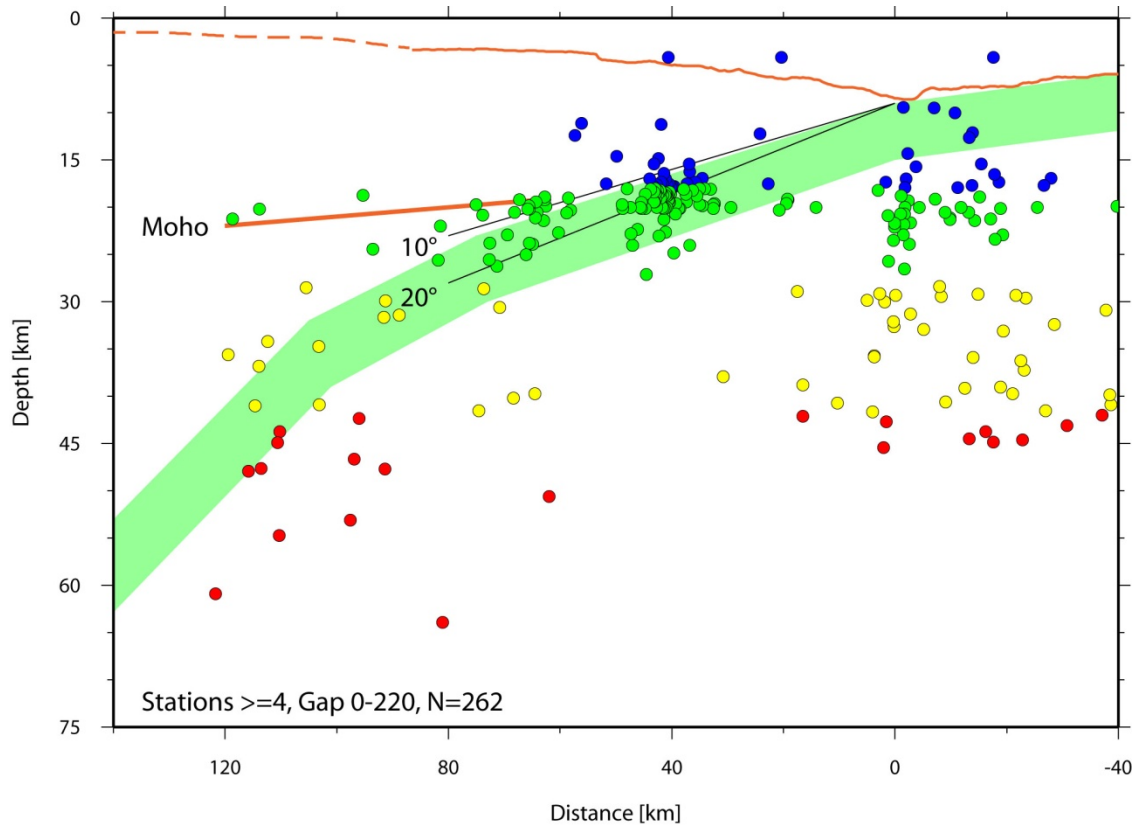


Figure 5

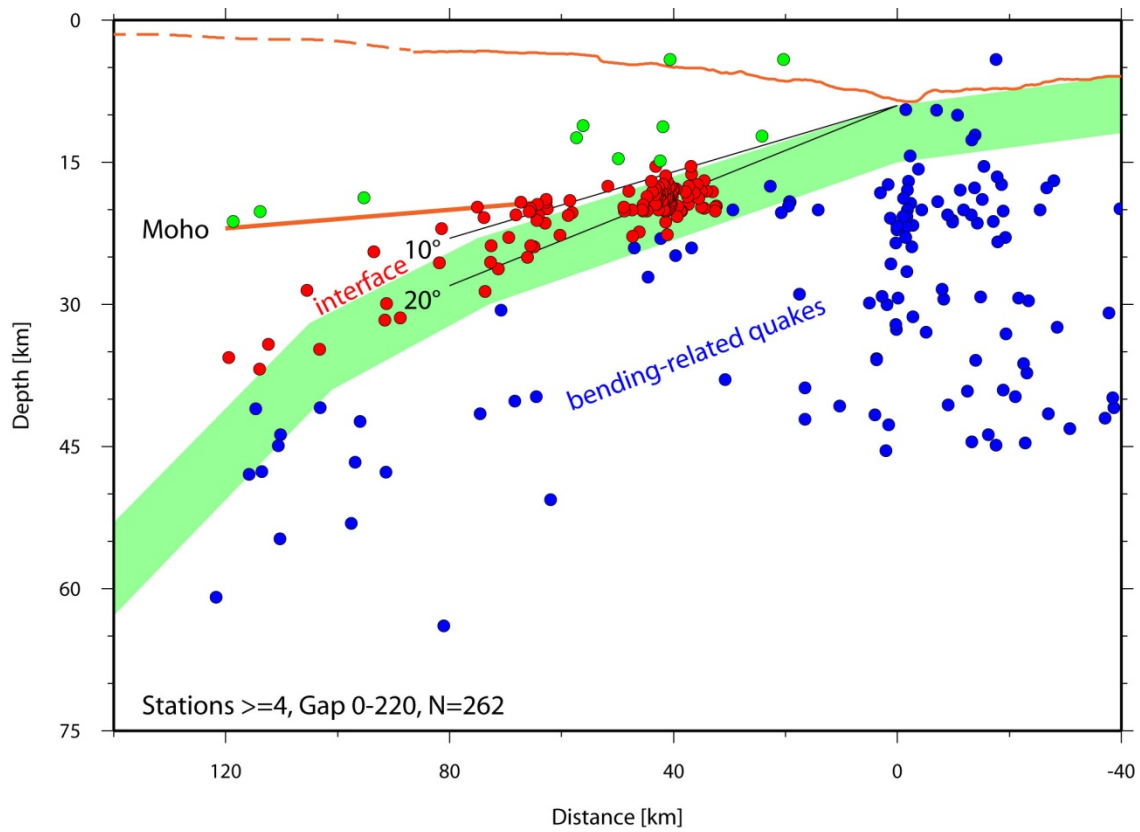


Figure 6

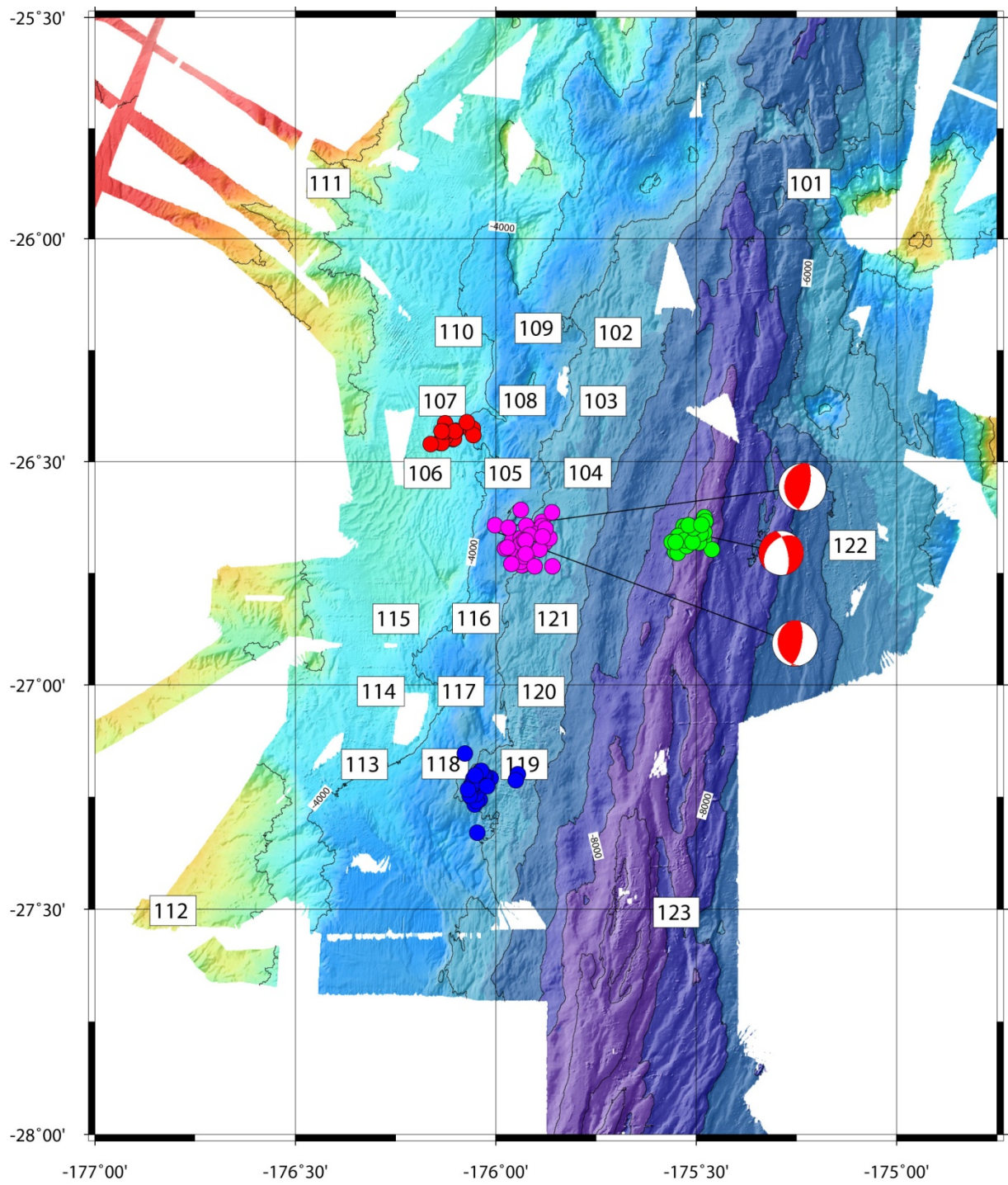


Figure 7

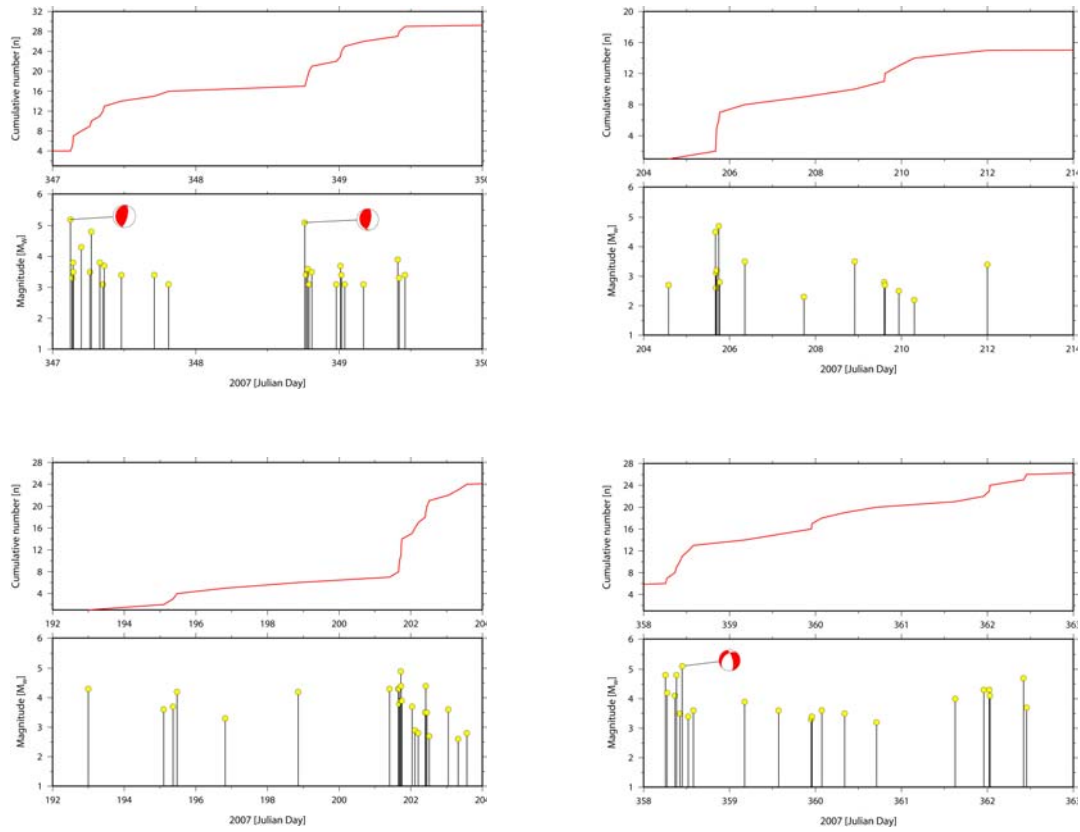


Figure 8

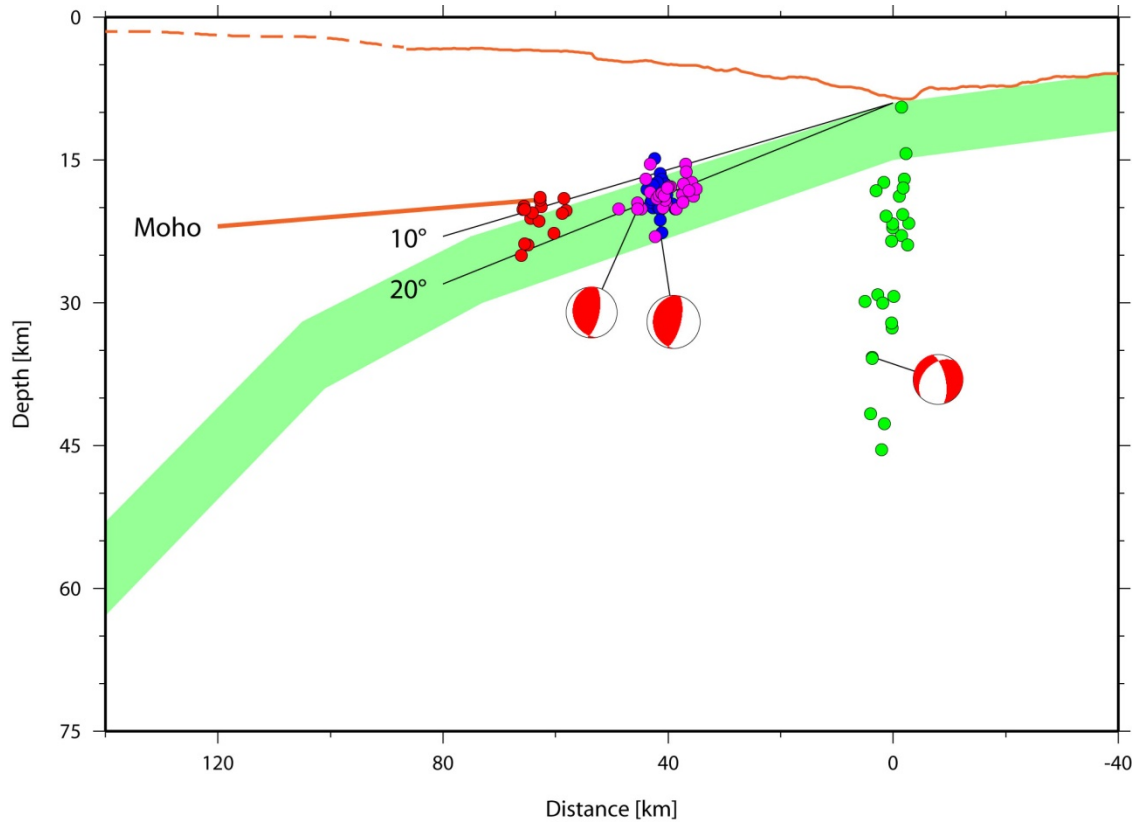


Figure 9

Anlage 4 – Diplom-Arbeit Stefan Möller, Christian-Albrechts Universität Kiel, 2009

Die Struktur der Tonga-Subduktionszone bei 24° S

Modellierung und Ergebnisse seismischer Refraktions- und
Weitwinkelmessungen

Diplomarbeit

vorgelegt von
Stefan Möller

Institut für Geowissenschaften
Abteilung Geophysik der Christian Albrechts Universität zu Kiel

21. Oktober 2009



Zusammenfassung

Die Region Tonga-Kermadec ist durch intensive geodynamische Prozesse gekennzeichnet. Hier wird die Pazifische Platte unter die Australische Platte subduziert. Die charakteristischen Erscheinungen der Subduktionszonen im westlichen Pazifik sind Tiefseerinnen mit über 11000 m Tiefe, die Entstehung von magmatischen Inselbögen und Randbecken. Das Lau-Becken ist eines dieser Randbecken und entstand durch die seewärtige Rückverlagerung der Tonga-Tiefseerinne. Durch die Dehnung kam es erst zu Rifting und anschließendem *seafloor spreading*. Der einstige Inselbogen teilte sich, wodurch der heutige Tonga-Rücken aus einem magmatischen Bogen aktiver Vulkane und einem inaktiven remanenten Teil besteht. Bei 25°S trifft der Louisville-Rücken, eine 3500 km lange Seamount-Kette, auf die Subduktionszone und verursacht starke tektonische Erosion am Forearc.

Im Rahmen dieser Diplomarbeit wird der gesamte Aufbau der Subduktionszone nördlich der Louisville-Seamounts bei 24° 30' S untersucht. Dabei wird insbesondere auf die Krustenstruktur des Inselbogens eingegangen, um eventuelle Parallelen zu kontinentaler Kruste zu untersuchen. Inselbögen können in geologischen Zeiträumen durch Akkretion ein Teil des Kontinents werden und zu dessen Wachstum beitragen.

Hierzu wurden mit dem Forschungsschiff SONNE auf der Expedition SO-195 40 Ozean-Boden-Seismometer bzw. Ozean-Boden-Hydrophone auf einem 330 km langen Profil senkrecht zur Subduktionszone ausgelegt und mit einem 84-l Airgun-Array überschossen. Das Profil beginnt am östlichen Rand des Lau-Beckens und verläuft über den aktiven und remanenten Inselbogen, den Forearc, über die Tiefseerinne bis auf die Pazifische Platte. Die so gewonnenen refraktions- und weitwinkelseismischen Daten wurden mit dem Verfahren des Raytracing modelliert.

Der Tonga-Rücken hat unter dem remanenten Inselbogen eine 18 - 22 km mächtige Kruste. Der bis zu 10 km dicke mittlere Krustenteil zeigt seismische P-Wellen-Geschwindigkeiten, die zwischen 5.9 – 6.8 km/s liegen und ungefähr mit durchschnittlichen Werten der kontinentalen Kruste korrespondieren. Die Mantelgeschwindigkeiten sind mit 7.5 - 7.6 km/s sehr niedrig und deuten auf eine mögliche Unterplattung von Magmenkörpern hin. Ähnliche P-Wellen-Geschwindigkeiten wurden auch am Izu-Bonin-Mariana-Inselbogen gefunden.

Im Mantelkeil werden niedrige Geschwindigkeiten von 7.1- 7.2 km/s beobachtet, die auf eine teilweise Serpentinisierung schließen lassen.

Die Pazifische Platte hat eine ~6 km dicke Kruste und zeigt im Vergleich mit ‚typischer‘ ozeanischer Kruste geringere Geschwindigkeiten. Durch Dehnung im Bereich des Outer-Rise entstehen Brüche, durch die die Geschwindigkeiten reduziert werden. Im Mantel wurde ebenfalls eine niedrige Geschwindigkeit von ~7.3 km/s beobachtet, die mit der Bildung hydratisierter Minerale zusammenhängen kann.

Direkte Anzeichen der subduzierten Louisville-Seamounts können im Modell nicht beobachtet werden. Allerdings deuten die relativ hohen P-Wellen-Geschwindigkeiten im Forearc mehr auf konsolidiertes und kristallines Gestein hin. So bestätigt sich, dass mit der Subduktion der Seamount-Kette loses und gebrochenes Gestein abgetragen wurde und große Teile des Forearc verschwunden sind.

abstract

The Tonga-Kermadec-Region is marked by intense geodynamic processes. Here, the Pacific Plate subducts beneath the Australian Plate. Subduction zones in the western Pacific are characterized by deep-sea trenches, island arc building and backarc basins. The Lau-basin belongs to the latter and was formed by extension due to continuous trench retreat. Persisting extension leads to rifting and subsequent seafloor spreading. The original volcanic ridge was split and nowadays the Tonga-ridge consists of an active magmatic arc and a remnant arc. Near 25° S the 3500 km long Louisville-Seamount-Chain encounters the Tonga-trench causing high tectonic erosion at the forearc.

In this diploma thesis the structure of the subduction zone, north of the Louisville-Seamounts (24° 30') is investigated, focusing on the crustal structure of the island arc in order to survey similarities with continental crust. Island arcs are believed to be sites where continental crust is formed.

For this purpose, 40 OBS and OBH were deployed perpendicular to the subduction system during cruise SO-195 of RV SONNE.

A 330 km long profile begins at the easternmost rim of the Lau-basin crossing the Tonga-ridge, the forearc, the trench and a part of the Pacific Plate. As a seismic source an 84-l air gun array was used. The acquired refraction and wide-angle seismic data were modeled using a ray-tracing method.

The Tonga ridge reveals an 18 - 22 km thick crust. The middle part of the crust, up to 10 km thick, shows velocities from 5.9 km/s at the top and 6.8 km/s at its base and correlates roughly with velocities found in continental crust. Mantle velocities are very slow, and are interpreted as a zone where magmatic underplating might occur. Similar mantle velocity distributions are found beneath the Izu-Bonin-Mariana island arc as well.

In the forearc mantle seismic velocities decrease to 7.1 km/s - 7.2 km/s, suggesting a hydrated forearc mantle due to serpentinization.

The Pacific Plate reveals a ~6 km thick crust with lower seismic velocities compared to those velocities found in 'typical' oceanic crust. Bending at the Outer-Rise leads to faulting and fracturing and reduces the seismic velocities. The velocity in the uppermost mantle is relatively slow (7.3 km/s). Faults on the Outer-Rise may act as pathways for fluids hydrating the mantle.

Direct indications of the subducted Louisville-Seamounts cannot be confirmed by the modeled data. However, the p-wave velocities at the forearc-region are relatively high and do not correspond to fractured and porous rocks. This may lead to the conclusion that large forearc areas have been eroded by the subducted Seamount-Chain.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
1.1	Das Forschungsprojekt und Ziel dieser Arbeit.....	1
1.2	Aufbau der Arbeit.....	3
2	Grundlagen der Plattentektonik	4
2.1	Ozeanische Kruste und Mittelozeanische Rücken.....	4
2.2	Kontinentale Kruste.....	7
2.3	Subduktionszonen.....	9
2.3.1	Aufbau und Prozesse intraozeanischer Subduktionszonen.....	10
3	Grundlagen der Seismik	15
3.1	Grundbegriffe.....	15
3.2	Reflexionen.....	17
3.3	Refraktionen.....	19
3.4	Ray-Tracing.....	20
4	Messgebiet	22
4.1	Tektonik der Tonga-Kermadec Region.....	22
4.2	Messprofil.....	25
5	Datenakquisition und Processing	28
5.1	Messablauf.....	28
5.2	Funktionsweise der Instrumente.....	28
5.2.1	Ozean-Boden-Hydrophon (OBH) / Ozean-Boden-Seismometer (OBS).....	28
5.2.2	Mini-Streamer.....	30
5.2.3	Airgun.....	30
5.3	Processing.....	33
5.3.1	Frequenzfilter.....	34
5.3.2	Dekonvolution.....	37
6	Modellierung	41
6.1	Programme.....	41
6.2	Identifikation der Phasen.....	44
6.3	Startmodell.....	48
7	Ergebnisse der Modellierung	50
7.1	Anpassung der Laufzeiten.....	50
7.2	Fehlerabschätzung des Modells.....	59
8	Forschungsergebnisse an Inselbögen	63

9	Interpretation und Diskussion der Ergebnisse	66
9.1	Krusten-Mantelstruktur des Inselbogens	68
9.2	Geschwindigkeits-Tiefenprofile	69
9.2.1	Der Bereich aktiver Vulkane und ein Vergleich zu kontinentaler Kruste.....	69
9.2.2	Der remanente Inselbogen und ein Vergleich zu kontinentaler Kruste	71
9.2.3	Der Forearc und die Anzeichen tektonischer Erosion.....	71
9.2.4	Die Pazifische Platte.....	73
9.3	Hypothese zur Differenzierung der Kruste.....	76
10	Zusammenfassung und Ausblick	77
11	Referenzen	78
Anhang	81
A	Ausgewählte Seismogramme und Strahlwege	82
B	Stationskoordinaten Profil P02	103
Danksagung	105
Erklärung	107

1 Einleitung

Ein Hauptfokus der modernen Geowissenschaften liegt auf den konvergenten Plattenrändern des Planeten. Erdbeben und Vulkanismus sind direkt beobachtbare und spürbare Prozesse, die mit der Subduktion der ozeanischen Lithosphäre zurück in den Mantel einhergehen. Ein geodynamisches Konzept zur Beschreibung konvergenter Plattenränder wird immer weiter entwickelt, allerdings sind eine Vielzahl der ablaufenden Prozesse nicht gänzlich verstanden.

Auch die Entwicklung und der Erhalt kontinentaler Kruste sind mit den Prozessen an konvergenten Plattenrändern verknüpft. Durch Subduktionserosion kann auch kontinentales Krustenmaterial subduziert werden. Diese erosiven Systeme werden an über der Hälfte aller Ränder beobachtet. Gleichzeitig wird durch Vulkanismus aber auch neues Krustenmaterial gebildet. Die durch Vulkanismus entstandenen Inselbögen rund um die Pazifische Platte können als ein Prototyp der kontinentalen Kruste angesehen werden. Durch die Bewegung der Platten können die Inselbögen mit den Kontinenten kollidieren und akkretiert werden. Der strukturelle Aufbau einer Inselbogenkruste kann aus seismischen Geschwindigkeiten abgeleitet werden, auf die vor allem die chemische Komposition einen Einfluss hat.

Ein Paradoxon ist, dass der dominierende Inselbogenvulkanismus basaltische Zusammensetzung zeigt, während die Komposition kontinentaler Kruste eher mit einem Andesit zu vergleichen ist. Es ist daher wichtig die Struktur und den Aufbau von Inselbögen zu verstehen.

Bisher gibt es nur wenige Studien, die sich mit dem Aufbau der Krusten- und Mantelstruktur intraozeanischer Inselbögen beschäftigen. In dieser Diplomarbeit werden die Ergebnisse eines refraktions- und weitwinkelseismischen Profils der Tonga-Subduktionszone bei 24° S vorgestellt.

1.1 Das Forschungsprojekt und Ziel dieser Arbeit

Anfang des Jahres 2008 fand eine Expedition mit dem Forschungsschiff SONNE (SO-195) in die Region der Tonga-Subduktionszone statt. Sie führte in den Bereich, wo der Louisville-Rücken bei 25° S und 175° W auf die Subduktionszone trifft (Abbildung 1.1). Die sechswöchige Forschungsfahrt im Rahmen des Projekts TOTAL (Tonga Thrust earthquake Asperity at Louisville ridge) wurde vom IFM-GEOMAR geleitet. Das Projekt hatte unter anderem das Ziel, seismologische Langzeitstationen zu bergen, die eine mögliche seismische Lücke im Zusammenhang mit dem Louisville-Rücken registrieren sollten. Weiterhin sollte der Einfluss der Seamount-Kette auf tektonische Erosion untersucht werden. Während der Fahrt wurden drei refraktions- und weitwinkelseismische Profile gefahren. Ein Profil (P01) verlief parallel zum Forearc, um dort Geschwindigkeitsinformationen zu erhalten, wo das seismologische Netzwerk stand. Das zweite Profil (P02) verlief in West-Ost-Richtung fast

senkrecht über das gesamte Subduktionssystem und einen Teil der Pazifischen Platte. Profil P03 kreuzt den Louisville-Rücken in Nord-Süd-Richtung auf der Pazifischen Platte.

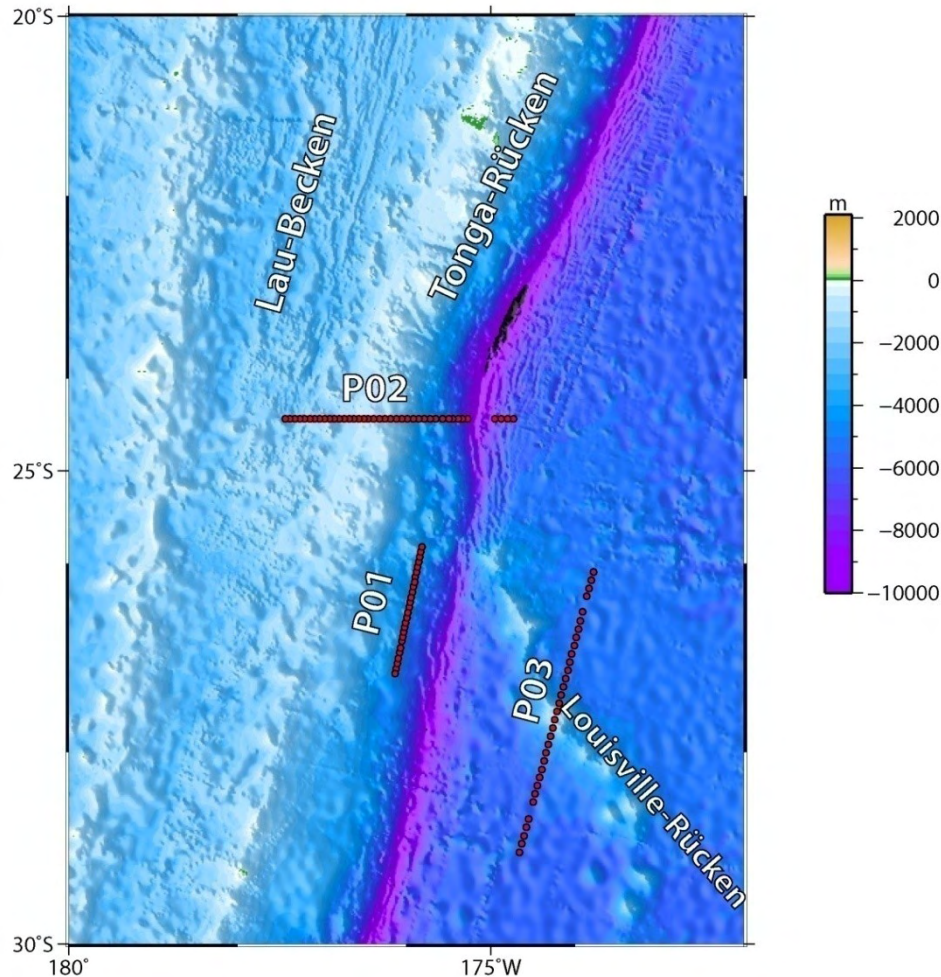


Abbildung 1.1: Die Karte zeigt die refraktions- und weitwinkelseismischen Profile, die während der Expedition SO195 mit dem Forschungsschiff SONNE aufgenommen wurden. (Bathymetrie: Global Topography (V11.1))

In dieser Arbeit werden die Ergebnisse der P-Wellen-Modellierung des refraktions- und weitwinkelseismischen Profils (P02) senkrecht zur Subduktionszone vorgestellt. Dabei ist das Ziel, folgende Fragestellungen zu beantworten.

- Wie ist die Krusten- und Mantelstruktur des Inselbogens aufgebaut? Wie mächtig ist die Kruste im Bereich des Inselbogens und der Pazifischen Platte?
- Deuten die seismischen Geschwindigkeiten auf eine Vorstufe kontinentaler Kruste hin? Die Izu-Bonin-Mariana-Kruste südlich von Japan zeigt eine dicke mittlere Kruste felsischer bis intermediärer Zusammensetzung. Ist dies auch am Tonga-Inselbogen zu beobachten?

- Welchen Einfluss haben die vor kurzem subduzierten Seamounts der Louisville-Kette auf die Subduktionszone und insbesondere den Forearc. Sind Strukturen oder Anzeichen starker tektonischer Erosion in den Daten erkennbar?

1.2 Aufbau der Arbeit

Zunächst wird der Aufbau der Arbeit kurz erläutert, um die Reihenfolge und den Inhalt der einzelnen Kapitel zu motivieren.

In Kapitel 2 werden einige Grundlagen und Begriffe der Plattentektonik behandelt, die im weiteren Verlauf der Arbeit verwendet werden und für das Verständnis einiger Kapitel notwendig sind.

Kapitel 3 befasst sich mit einigen Grundlagen der Seismik und des Ray-Tracing, das in dieser Arbeit für das Modellieren der Daten verwendet wurde.

Die plattentektonische Situation und die geodynamischen Vorgänge in der Tonga-Kermadec-Region werden in Kapitel 4 dargestellt. Außerdem wird das Gebiet, in dem die seismischen Daten akquiriert wurden, genauer beschrieben.

Kapitel 5 befasst sich mit der Akquisition der Daten, der Beschreibung und Funktionsweise der verwendeten Geräte sowie dem anschließenden Prozessieren der Daten.

In Kapitel 6 wird der Schwerpunkt auf das Verfahren der Vorwärtsmodellierung mit dem Programm *Rayinvr* gelegt, die den Großteil dieser Arbeit ausgemacht hat.

Die Ergebnisse der Modellierung werden direkt im Anschluss in Kapitel 7 vorgestellt.

Veröffentlichungen seismischer Untersuchungen zum Aufbau anderer Inselbögen sind aufschlussreich um die eigenen Ergebnisse zu verifizieren und werden in Kapitel 8 vorgestellt.

In Kapitel 9 werden die Ergebnisse interpretiert und diskutiert.

2 Grundlagen der Plattentektonik

Das Konzept der Plattentektonik beruht auf der Bewegung der starren Lithosphärenplatten. Die Lithosphäre setzt sich aus der Kruste und einem Teil des oberen Mantels zusammen und ist durchschnittlich 70 - 150 km mächtig.

Die Lage der Kontinente und Ozeane ist nicht konstant sondern ändert sich im Laufe geologischer Zeitskalen ständig. Die Platten bewegen sich in unterschiedliche Richtungen mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten.

Durch das Auseinanderbrechen von Kontinenten (Rifting) entstehen Grabensysteme, die sich zu einem jungen Ozeanbecken weiterentwickeln können und schließlich Ozeane bilden. Durch die Bewegung der Platten werden die Ozeane an anderer Stelle eingeeengt und verschwinden wieder. Dadurch kommt es irgendwann erneut zur Kollision der Kontinente. Gebirge bilden sich (Orogenese) und werden wieder erodiert, bis schließlich die Platte wieder aufbricht. Dies ist das grundlegende Konzept der Plattentektonik und wird als Wilson-Zyklus bezeichnet.

Neben den rezenten sieben großen Platten, wie bspw. der Pazifischen Platte, gibt es noch mehrere kleinere Platten (Abbildung 2.1).

Plattengrenzen treten in drei verschiedenen Arten auf.

(1) Die Mittelozeanischen Rücken stellen divergente Plattenränder dar, an denen sich der Meeresboden spreizt (seafloor spreading). Durch aufsteigendes Mantelmaterial entstehen hier basaltische Schmelzen, die stetig neuen Ozeanboden bilden.

(2) An den Subduktionszonen wird die abgekühlte und dichtere ozeanische Lithosphäre wieder in den Mantel zurückgeführt (konvergenter Plattenrand).

(3) Transformstörungen sind Ränder, an denen zwei Platten aneinander vorbeigleiten, keine bildenden oder vernichtenden Prozesse stattfinden und die deshalb auch konservierende Ränder genannt werden.

Geodynamische Prozesse an diesen Rändern zeichnen sich durch seismische Aktivität, aktiven Vulkanismus und Gebirgsbildung aus.

2.1 Ozeanische Kruste und Mittelozeanische Rücken

Die Mittelozeanischen Rücken der Erde sind ein submarines Gebirgssystem von insgesamt 70.000 km Länge und einer Erhebung von 2 - 3 km über die angrenzenden ozeanischen Becken (Schmincke, 2000). Ausgedehnte Kartierungen der Mittelozeanischen Rücken wurden erst nach Ende des Zweiten Weltkrieges mit neuen Echolot-Techniken möglich. Die Entdeckung eines tiefen, spaltenartigen Zentralgrabens im Mittelatlantischen Rücken in den 60er Jahren ließ die Vermutung aufkommen, dass sich an diesen Stellen der Meeresboden

trennt und so aufsteigendes, heißes Mantelmaterial die Lücke schließt. Durch Abkühlung entsteht neuer Meeresboden und wird Teil der Platte.

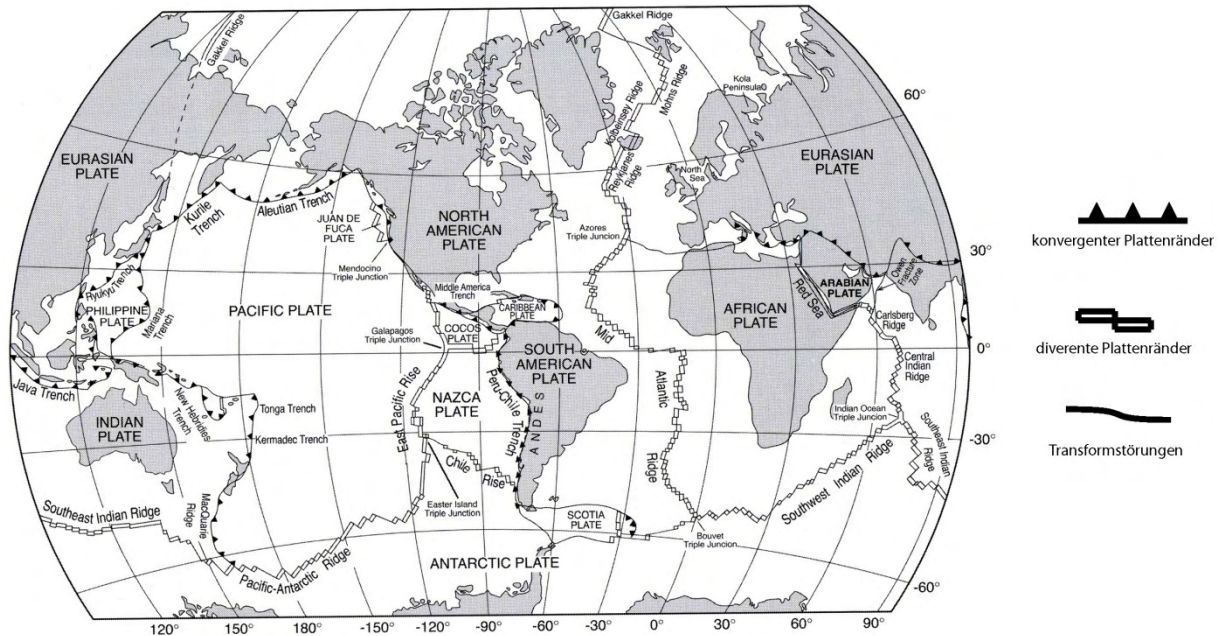


Abbildung 2.1: Weltkarte mit Lage, Ausmaßen und Art der größten plattentektonischen Einheiten auf der Erde. Verändert nach Fowler (2005).

Das Prinzip der Meeresbodenspreizung (seafloor spreading), wird durch die magnetischen Streifenmuster unterstützt, die parallel und symmetrisch entlang beider Seiten des Rückens verlaufen. Durch die oberflächennahe Lage der Astenosphäre wird heißes Material aus dem Mantel geliefert, das in Tiefen von 50 - 85 km zu schmelzen beginnt (Condie, 2005). Der Grund, warum die Mittelozeanischen Rücken eine topographische Erhebung darstellen, liegt an der geringeren Dichte der aufsteigenden Schmelzen. Isostatisches Ausgleichsverhalten führt zur Anhebung dieser Regionen. Durch die Topographie entsteht ein vertikaler und durch nachfließendes Material ein seitlicher Druck. Infolge dessen „drücken“ sich die Platten auseinander, was zur Dynamik der Lithosphärenplatten beiträgt. In der englischsprachigen Literatur wird dies als ‚ridge push‘ bezeichnet. Aus den magnetischen Streifenmustern lässt sich auch schließen, dass es keine ozeanische Kruste gibt, die älter als ~180 Mio. Jahre ist. Der Grund liegt in der Auskühlung und Kontraktion der Platte. Mit zunehmendem Alter erhöht sich die Dichte der Platte bis es zur Subduktion kommt.

Durch viele refraktions- und weitwinkelseismische Untersuchungen konnten der Aufbau der ozeanischen Kruste gut bestimmt werden. Im Durchschnitt ist die Kruste 5 - 8 km mächtig und lässt sich generell in Ober- und Unterkruste unterscheiden. Die mittlere Dichte beträgt 2.9 g/cm^3 (Fowler, 2005). Die unterschiedlichen lithologischen Lagen (Layer) können durch die seismischen Geschwindigkeiten unterschieden werden. Abbildung 2.2 zeigt ein Beispiel eines Geschwindigkeits-Tiefenprofils. Die Änderung der Geschwindigkeit mit der Tiefe kann bei

ozeanischer Kruste besser durch einen Gradienten erklärt werden als durch Geschwindigkeitssprünge an diskreten Grenzflächen.

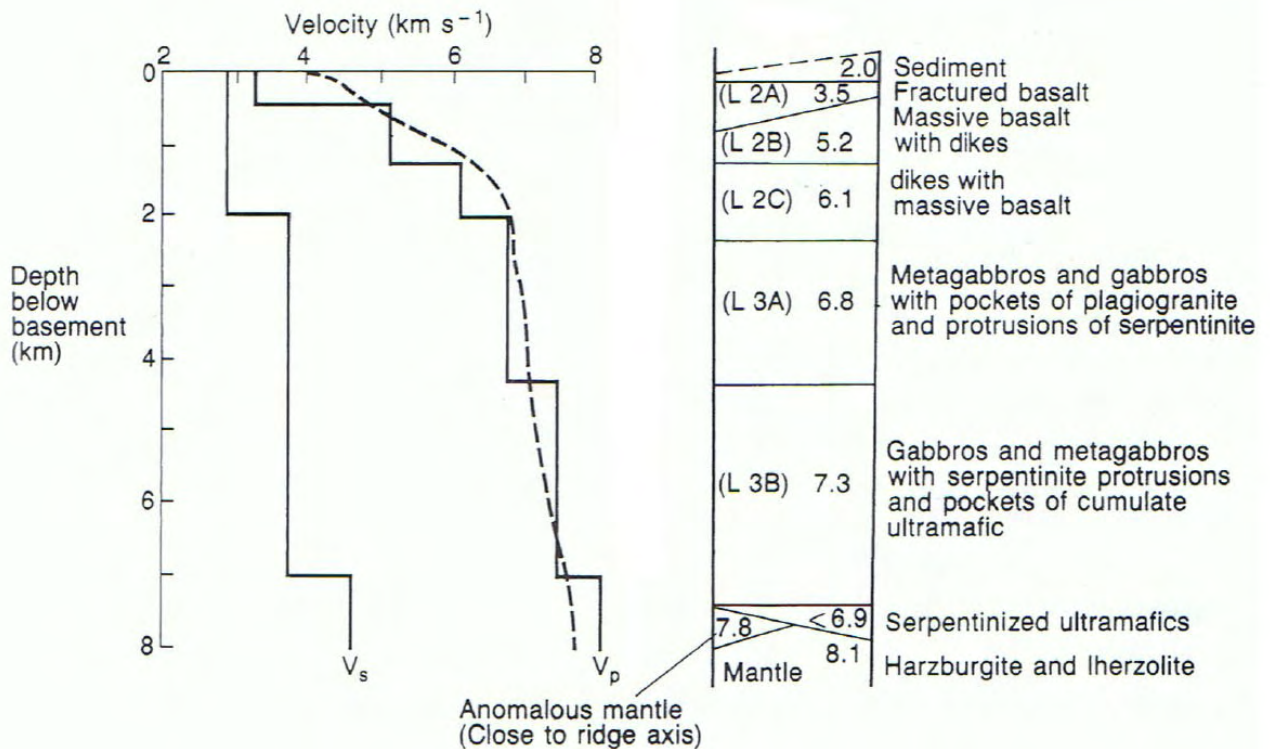


Abbildung 2.2: Der linke Teil der Abbildung zeigt ein Geschwindigkeits-Tiefenprofil der P- und S-Wellengeschwindigkeit in ozeanischer Kruste. Die gestrichelte Linie ist der Verlauf des Geschwindigkeitsgradienten. Die lithologische Unterteilung und Interpretation der Lagen (Layer 1-3) sowie die mittlere Geschwindigkeit in ozeanischer Kruste ist rechts dargestellt (verändert nach Kearey, Klepeis & Vine, 2009).

Bei Layer 1 handelt es sich meist um pelagische Sedimente, die bis zu 0.5 km mächtig sein können. Diese Schicht ist nahe der Mittelozeanischen Rücken sehr dünn oder gar nicht vorhanden. Mit geringer Distanz zum Kontinent kann durch terrigenen Einfluss die Mächtigkeit jedoch stark zunehmen. Die P-Wellen-Geschwindigkeit (v_p) liegt an der Oberkante bei 1.6 km/s und steigt mit zunehmender Konsolidierung der Sedimente auf ca. 2 - 2.5 km/s an.

Layer 2 (*volcanic layer*) zeichnet sich von Layer 1 durch einen Geschwindigkeitssprung auf 3.4 - 4 km/s ab und ist 1.0 - 2.5 km dick. Eine feinere Einteilung für langsam produzierte Kruste unterscheidet zwischen 2A, 2B und 2C. Layer 2A besteht aus Pillow-Laven und porösen Basalten. Layer 2B besteht aus massiveren Basalten mit geringerer Porosität. Erstarrte magmatische Fördergänge, sogenannte sheeted dykes, bauen Layer 2C auf, der anschließend in Layer 3 (oceanic layer) fließend übergeht.

Mit zunehmendem Krustenalter wird 2A zu einem Teil von 2B, da Poren durch sekundäre Minerale gefüllt werden (Kearey, Klepeis & Vine, 2009). Außerdem kann in Layer 2A eine

Zunahme von v_p mit zunehmenden Krustenalter beobachtet werden (Grevemeyer & Weigel, 1997). Die P-Wellen-Geschwindigkeit steigt am Übergang zu Layer 2B bis auf 4.8 km/s an und erreicht 5.2 - 5.5 km/s an der Basis der Schicht. In 2C steigt v_p von 5.8 km/s auf 6.2 km/s an. Die Geschwindigkeiten in der gesamten Oberkruste (Layer 2) zeichnen sich durch einen hohen Gradienten von 1 - 2 km/s pro Kilometer Tiefe aus.

Die Unterkruste (Layer 3) ist mit bis zu 5 km wesentlich mächtiger als die Oberkruste, weist jedoch einen viel geringen Geschwindigkeitsgradienten von 0.1 - 0.2 km/s pro Kilometer Tiefe auf als die obere Kruste. Die Geschwindigkeiten können von 6.5 km/s auf 7.2 km/s ansteigen. Die Komposition der Unterkruste ist gabbroidisch und kann nach Abbildung 2.2 noch in A und B unterteilt werden. Unter der Kruste schließt sich der obere Mantel an. Diese Grenze ist durch den rapiden Anstieg von v_p auf ~ 8.1 km/s allgemein als ‚Moho‘ bekannt (Mohorovičić-Diskontinuität). Die Moho definiert den Übergang zwischen Kruste und Mantel.

2.2 Kontinentale Kruste

Die Mächtigkeit der kontinentalen Kruste beträgt durchschnittlich 30 – 40 km. Unter jungen Gebirgen kann diese durch isostatisches Verhalten sogar bis zu 70 km erreichen. Die Bildung und der Aufbau der kontinentalen Kruste unterscheiden sich von der ozeanischen Kruste wesentlich. Während durch die Spreizung des Meeresbodens ständig neuer Ozeanboden gebildet wird, ist die Bildung der kontinentalen Kruste ein Prozess, der zum Ende des Archaikums schon fast abgeschlossen war. Nach Frisch & Meschede (2009) existierten zu diesem Zeitpunkt bereits 75% der heutigen kontinentalen Landmassen. Vor diesem Zeitpunkt gab es nur kleinere und instabilere Kontinente.

Die intermediären und sauren Krustengesteine wurden durch die noch schnelle Subduktionstätigkeit vor 3.2 - 2.5 Mrd. Jahren und dem damit verbundenen Vulkanismus gebildet. Nach Condie (2005) kann im Archaikum, aufgrund der hohen Wärmeproduktion und des hohen Aufschmelzungsgrades des oberen Mantels, eine felsische Schmelze nicht direkt existiert haben. Die erste felsische und intermediäre Kruste kann nur durch Fraktionierung einer basaltischen, mafischen Schmelze entstanden sein.

Die mittlere Dichte der kontinentalen Gesteine beträgt 2.7 g/cm^3 und ist somit leichter als ozeanische Kruste. Die chemische Komposition entspricht im Durchschnitt der eines Andesits oder Diorits mit einem SiO_2 Gehalt von $\sim 60 \%$ (Frisch & Meschede, 2009). Nach Christensen & Mooney (1995) beträgt der SiO_2 -Gehalt in der unteren Kruste $\sim 47 \%$ und ist mafischer Zusammensetzung. Der SiO_2 -Gehalt steigt mit abnehmender Tiefe auf $\sim 70 \%$ an. Der mittlere intermediäre Krustenbereich setzt sich häufig aus tonalitischen und granitischen Gesteinen oder Amphiboliten zusammen. Aufgrund der Dichte und der Mächtigkeit der kontinentalen Kruste entsteht ein größerer Auftrieb als bei ozeanischer Kruste. Kontinentale Kruste wird somit zum größten Teil nicht in den Mantel subduziert und wieder

aufgeschmolzen. Aus diesem Grund ist der Aufbau der kontinentalen Kruste vielfältiger als die typisch gegliederte ozeanische Kruste.

Das älteste Gestein kontinentaler Kruste findet man in den alten Kratonen der Kontinente. Dies sind zum Teil hochmetamorphe Gneise, die über 4.0 Mrd. Jahre alt sind (Condie, 2005). Christensen & Mooney (1995) fassten die Ergebnisse von weltweit 560 refraktionsseismischen Experimenten zum Aufbau kontinentaler Kruste zusammen, um ein durchschnittliches globales Geschwindigkeits-Tiefenprofil zu ermitteln. Es zeigte sich, dass die P-Wellen-Geschwindigkeit in der durchschnittlichen kontinentalen Kruste 6.45km/s beträgt und in den obersten Bereichen des Mantels 8.09 km/s.

Abbildung 2.3 zeigt das Geschwindigkeits-Tiefenprofil mit den durchschnittlichen Werten nach Christensen & Mooney (1995). Die Geschwindigkeiten wurden in Abständen von 5 km angegeben und die Fehlerbalken geben die Standardabweichung der ermittelten Werte an.

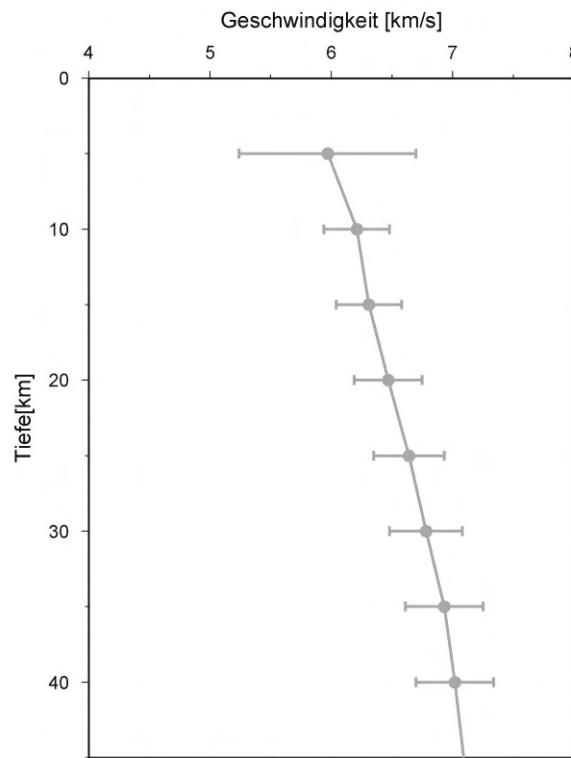


Abbildung 2.3 : Das Geschwindigkeits-Tiefenprofil der durchschnittlichen globalen kontinentalen Kruste. Datenwerte wurden aus Christensen & Mooney (1995) entnommen.

Die kontinentale Kruste unterliegt generell nicht dem Subduktionsprozess. Allerdings können Sedimente zum Teil in den Subduktionskanal gelangen. Subduktionserosion ist ein Beispiel für die Vernichtung kontinentaler Massen (siehe: Kapitel 2.3 Subduktionszonen). Der mit der Subduktion verbundene Vulkanismus ist jedoch gleichzeitig eine Quelle für neues Krustenmaterial. Durch diese beiden Prozesse ist die Massenbilanz global ausgeglichen (Clift & Vannucci, 2003).

Inselbögen, Terrane oder ozeanische Plateaus, kollidieren im Laufe geologischer Zeiträume mit den kontinentalen Massen und werden so an den Kontinent „angeschweißt“ (akkretiert).

2.3 Subduktionszonen

Subduktionszonen sind konvergente Plattengrenzen, an denen ozeanische Lithosphäre wieder in den Mantel absinkt und aufgeschmolzen wird. Subduktionszonen sind gekennzeichnet durch Tiefseerinnen, magmatische Bögen und Randbecken. Durch Kopplung der oberen mit der subduzierten Platte werden Spannungen aufgebaut und ~95 % der globalen Seismizität erzeugt. Diese seismogenen Zonen werden Wadati-Benioff-Zonen genannt. Tiefbeben kennzeichnen die subduzierte Platte noch an der Übergangszone vom oberen zum unteren Mantel in 660 km Tiefe (Frisch & Meschede, 2009). Für die Dynamik der Platten sind Subduktionszonen deshalb von Bedeutung, da durch den gravitativen Zug an der Platte (*slab-pull*) die größte Antriebskraft entsteht.

Prinzipiell sind drei verschiedene Szenarien konvergenter Plattenränder möglich. Der Fokus wird in dieser Arbeit auf die intraozeanische Subduktion gelegt.

Subduktion ozeanischer unter kontinentale Lithosphäre

Die Subduktion ozeanischer Lithosphäre unter einen Kontinent lässt sich am Westrand Südamerikas beobachten. Die jüngere ozeanische Nazca-Platte wird unter den Rand der kontinentalen Lithosphäre subduziert (Abbildung 2.1). Diese Konstellation wird als aktiver Kontinentalrand bezeichnet. Nach Frisch & Meschede (2009) kann dies als eine erzwungene Subduktion betrachtet werden. Der Abtauchwinkel der ozeanischen Platte ist aufgrund ihres Auftriebs sehr flach, weshalb sich zusammen mit dem Vulkanismus eine sehr dicke Kruste unter den Anden gebildet hat. Die starke Ankopplung an die obere Platte verursacht Erdbeben mit großen Magnituden (Chile-Typ).

Kollision kontinentaler Lithosphären

Da kontinentale Massen einen größeren Auftrieb haben als ozeanische Kruste, kommt es bei der Kollision von Kontinenten zur Orogenese (Gebirgsbildung) und einem Abriss der subduzierten Platte. Die Alpen und der Himalaya sind Beispiele für eine Kontinent-Kontinent-Kollision. Durch Deckenüberschiebungen und Falten kann die Kruste durch isostatischen Ausgleich bis zu 70 km mächtig werden.

Subduktion ozeanischer unter ozeanische Lithosphäre

Dieser Typ einer Subduktionszone ist am Westrand der Pazifischen Platte am häufigsten zu finden. Es entstehen vulkanisch aktive Inselbögen. Die ältere und dichtere Lithosphäre taucht aufgrund ihres Eigengewichts unter die noch jüngere ab. Dies wird deshalb als „freie Subduktion“ bezeichnet (Frisch & Lösckke, 1986). Der Abtauchwinkel der Platten ist steil und beträgt bei den Marianen in größerer Tiefe bis zu 90°. Abbildung 2.4 zeigt eine prinzipielle Darstellung dieses Typs. Eine starke Ankopplung der Platten ist bei diesen

Winkeln nicht gegeben, weshalb solche Subduktionszonen stellvertretend als „Marianen-Typ“ oder „Low-Stress-Subduction“ bezeichnet werden (Eisbacher, 1996).

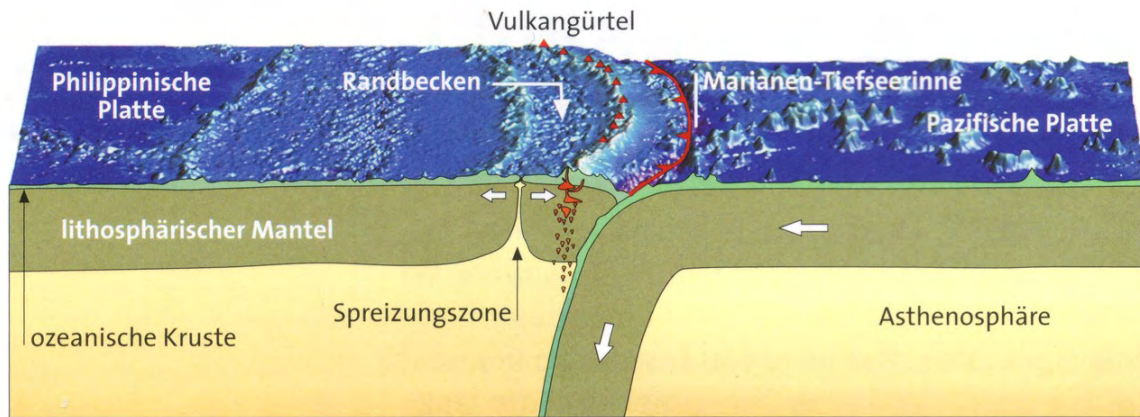


Abbildung 2.4: Die Zeichnung zeigt das Prinzip der Subduktion ozeanischer unter ozeanische Lithosphäre anhand der Marianen-Subduktionszone. Hinter den aktiven Vulkanen entwickelt sich durch die Rückverlagerung der Tiefseerinne ein Randbecken aufgrund von Extension. Dies führt zur Bildung einer Spreizungszone und neuer ozeanischer Kruste (aus Frisch & Meschede, 2009).

2.3.1 Aufbau und Prozesse intraozeanischer Subduktionszonen

Der allgemeine Aufbau kann in unterschiedliche Regionen unterteilt werden: Outer-Rise und Trench, Forearc, Magmatic arc und Backarc. Alle Bereiche sind mit unterschiedlichen geodynamischen Prozessen verknüpft, die kurz beschrieben werden (Abbildung 2.5). Im Folgenden werden auch die Begriffe aus der englischsprachigen Literatur benutzt, da äquivalente deutsche Begriffe nicht immer eindeutig existieren.

Outer-Rise und Trench

Der Ort, an dem die ozeanische Platte unter die obere Platte abtaucht, ist an der Erdoberfläche durch die Tiefseerinne (*engl.:trench*) markiert, die in Gebieten wie der Marianen- oder Tonga-Subduktionszone Wassertiefen über 11000 m erreichen kann. Seewärts vor dem Trench entsteht eine nach außen gewölbte Flexur in der Platte. Diese mehrere hundert Meter hohe Krümmung hängt mit dem Abtauchen der Platte und ihren elastischen Eigenschaften zusammen und wird als Outer-Rise bezeichnet. Nach Lefeldt et al. (2009) entsteht durch die Biegung in der Mitte des Outer-Rise ein Bereich, der sich unter Dehnung befindet und zu den Seiten in ein kompressives Verhalten übergeht. Verbunden mit seismischer Aktivität entstehen Ab- und Aufschiebungen. Brüche können als Wegsamkeiten für Seewasser bis in den Mantel dienen und den dort vorkommenden Peridotit in Serpentin umwandeln (siehe Kapitel 2.3.2).

Forearc

Als Forearc wird der Bereich zwischen der Tiefseerinne und dem beginnenden magmatischen Bogen bezeichnet. Landeinwärts können durch den Prozess der Subduktion Sedimente von der überfahrenen Platte abgeschürft werden und einen Akkretionskeil bilden. Durch stetiges Anwachsen des Akkretionskeils kann eine Schwelle entstehen, hinter der sich ein Forearc-Becken bilden kann (Abbildung 2.5). Die Entstehung eines Akkretionskeils und die Geometrie des Forearc sind jedoch an konvergenten Rändern stark unterschiedlich und stehen nach Clift & Vannucci (2003) mit der Sedimentmächtigkeit und der Konvergenzrate der subduzierten Platte im Zusammenhang. Bei wenigen oder keinen Sedimenten auf der Platte entwickelt sich kein oder nur ein kleiner Akkretionskeil. Zur Subduktionserosion kommt es durch raue Strukturen auf der abtauchenden Platte. Dies können Horst- und Grabenstrukturen sein, die durch Abschiebungen auf dem Outer-Rise entstehen. Es setzt basale Erosion ein und das abgetragene Material der oberen Platte wird subduziert (Abbildung 2.6).

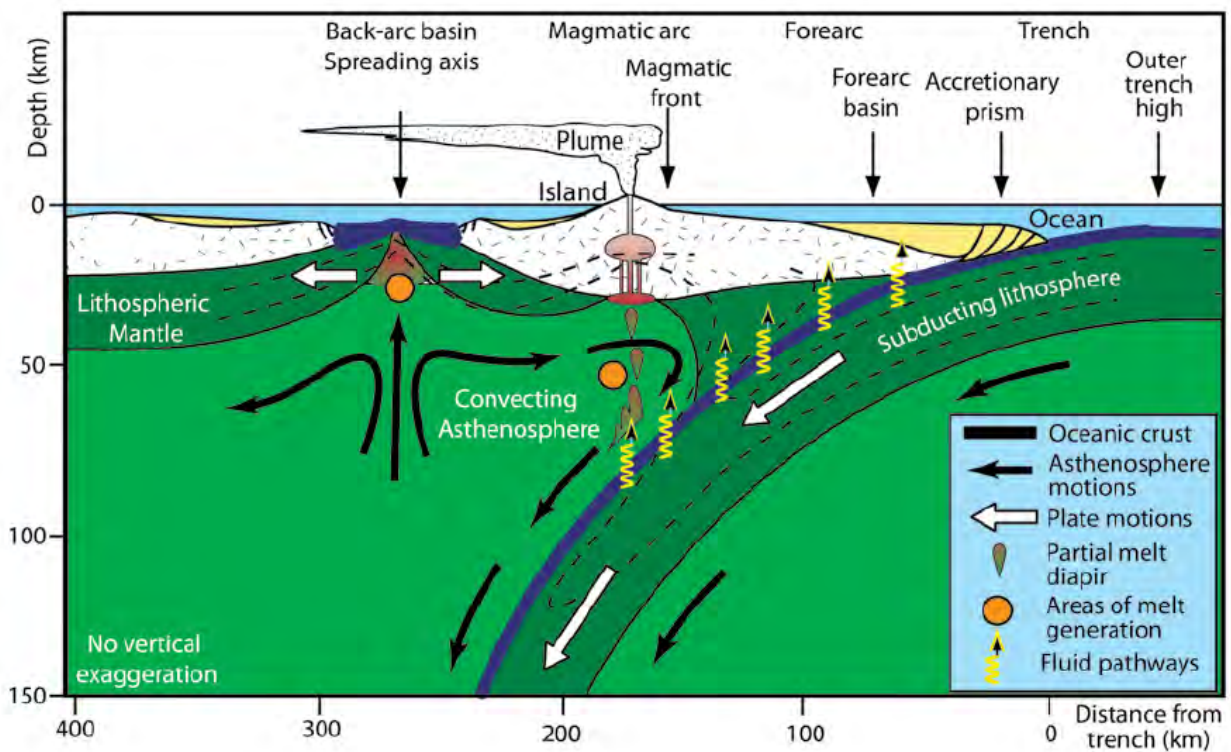


Abbildung 2.5: Die Grafik zeigt die Prozesse an einer Subduktionszone. Durch Wölbung der abtauchenden Platte entsteht der Outer-Rise (outer trench high). Falls Sedimente auf der subduzierten Platte vorhanden sind bilden diese einen Akkretionskeil (accretionary prism). Fluide werden subduziert und verursachen partielle Schmelzen im oberen Mantel. Durch Aufsteigen der Schmelzen, entsteht der magmatische Bogen. Im Backarc kann, verbunden mit Randbeckenbildung, sekundäres Rifting einsetzen (aus Kearey, Klepeis & Vine, 2009).

Dadurch senkt sich der Forearc an einem erosiven System ab und steht unter Extension. Der Forearc entwickelt deshalb eine größere Neigung (bis zu 8°) in Richtung Tiefseerinne (von Huene, Ranero & Vannucchi, 2004).

An einem akkretionären System ist der Forearc hingegen flacher ausgeprägt (< 3°). Der Öffnungswinkel des Forearc (*taper-angle*) mit einem mächtigen Sedimentkeil ist ebenfalls gering, der an einem erosiven Rand ist größer (Clift & Vannucci, 2003).

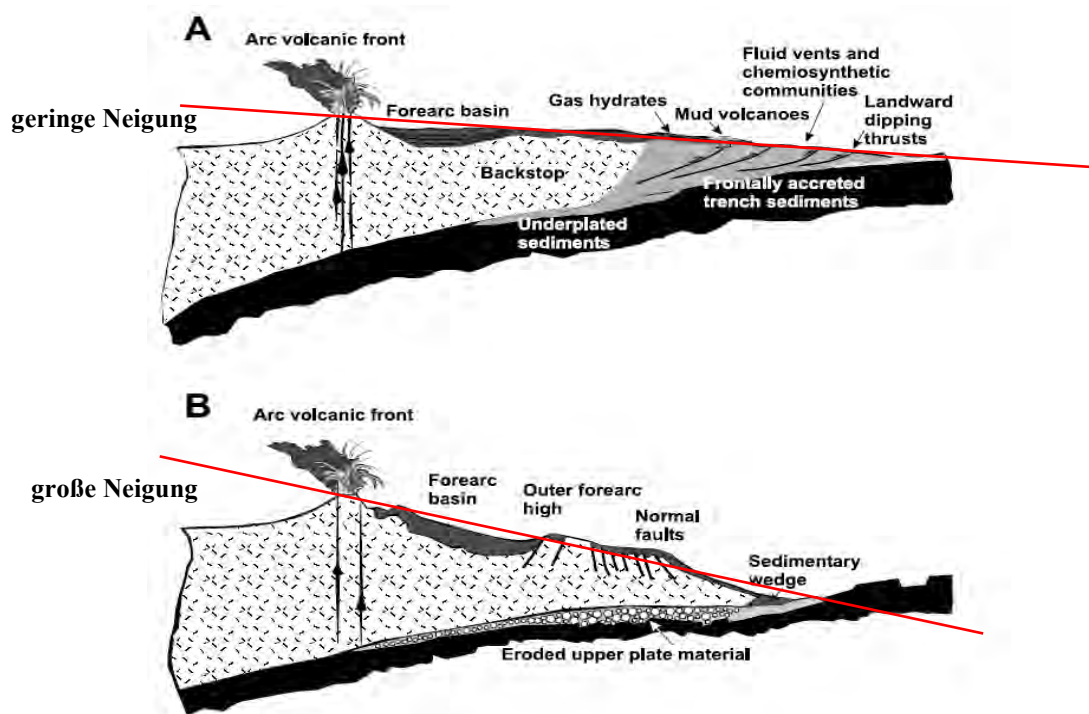


Abbildung 2.6: zeigt die geometrischen Unterschiede des Forearc bei A) akkretionären und B) erosiven Systemen (verändert nach Clift & Vannucci, 2003)

Nach von Huene, Ranero & Vannucchi (2004) kann die Ursache der Erosion allerdings auch durch das Entweichen von Fluiden unter einem hohen Porendruck erklärt werden. Dabei können im Gestein Brüche entstehen und gelöste Fragmente der oberen Platte subduziert werden. Ein anderes Szenario der Erosion ist die Kollision des Forearc mit einem untermeerischen Vulkan (*Seamount*). Der Forearc wird durch diese Kollision stark deformiert und erodiert (z.B. Ballance et al., 1989).

Magmatic Arc

Konvergente Plattenränder sind nicht nur Gebiete, an denen Krustenmaterial vernichtet sondern durch Vulkanismus auch neues Krustenmaterial gebildet wird. Magmatische Bögen können sich sowohl auf kontinentaler als auch auf ozeanischer Lithosphäre bilden.

Der magmatische Bogen setzt abrupt dort ein, wo die subduzierte Platte eine Tiefe von 65 - 130 km erreicht hat (Kearey, Klepeis & Vine 2009) und erreicht eine Breite von ~100 km

(Abbildung 2.5). Bis zu 6 % Wasser, das in den Gesteinen der ozeanische Kruste (Serpentinite) und in den Sedimenten mit in den Subduktionskanal transportiert wird, ist verantwortlich für die Entstehung von Magmen und Vulkanismus. Wenn diese Fluide gelöst werden und in den Mantel migrieren, erniedrigt sich dort die Schmelztemperatur des Gesteins und es kommt zur partiellen Schmelzbildung. Während ein trockener Mantel eine Schmelztemperatur von $\sim 1400^\circ\text{C}$ hat, erniedrigt sich durch die Anwesenheit von Fluiden der Schmelzpunkt auf $\sim 1000^\circ\text{C}$ (Frisch & Meschede, 2009). Die Magmen sind meist primitiver basaltischer Zusammensetzung und befinden sich nach Eisbacher (1996) in Magmenkammern entlang der Krusten-Mantel-Grenze, wo es zu Wechselwirkungen zwischen den Schmelzen und dem felsischen bis intermediären Gestein der Kruste kommt.

Backarc

Der Backarc ist der Bereich hinter dem magmatischen Bogen. Durch den Zug an steil einfallenden Platten kommt es zu einer Verlagerung der Tiefseerinne in Richtung Ozean (*trench retreat*). Die obere Platte wird gedehnt und es kommt zur Bildung von Randbecken hinter dem magmatischen Bogen, wie sie am westlichen Rand des Pazifiks fast überall zu finden sind. Als ausgleichende Bewegung kommt es aufgrund der Druckentlastung zur Entwicklung von partiellen Schmelzen im oberen Mantel und zu einer Spreizungszone, an der neue Kruste ozeanischen Typs gebildet wird (Abbildung 2.4). Randbecken sind typisch für Subduktionszonen des Marianen-Typ. Backarc-Bereiche an flacher einfallenden Subduktionszonen stehen oft unter Kompression und sind durch Überschiebungen und Einengungsstrukturen gekennzeichnet, da die Platten wesentlich stärker aneinander gekoppelt sind (Chile-Typ).

Serpentinisierung

Serpentinite entstehen wenn Wasser bis in den oberen Mantel eindringt und dort mit den Mineralen reagiert. Diese tektonischen Gegebenheiten sind vor allem an den Mittelozeanischen Rücken und an Subduktionszonen zu finden.

Vor der Tiefseerinne entstehen durch die Dehnung der Platte im Bereich des Outer-Rise tektonische Brüche, die als Migrationspfade für Seewasser bis in den oberen Mantel dienen. Hier besteht das Gestein (Peridotit) aus den Mineralen Olivin (Mg_2SiO_4) und Pyroxen (MgSiO_3). Unter geringen Drücken und Temperaturen von $400 - 500^\circ\text{C}$, entsteht durch die Anwesenheit von Wasser (H_2O) das hydratisierte Mineral Serpentin ($\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$) (Hyndman & Peacock, 2003; Ivandic, 2008). Der Anteil an H_2O beträgt im Serpentin $\sim 13\%$ des Gewichts.

Große Mengen an freiem Porenwasser und gebundenem Wasser in hydratisierten Mineralen (wie dem Serpentin), werden subduziert (Hyndman & Peacock, 2003). Durch den zunehmenden Druck schließen sich die Porenräume bereits in geringen Tiefen und ein Großteil der Fluide entweicht. Freies Wasser, das in den Mantelkeil unter dem Forearc migriert, reagiert auch hier mit den Mantelmineralen. Durch die relativ kalte, subduzierte

Platte wird der Mantelkeil und Forearc ausgekühlt und die Stabilitätsbedingungen für eine Serpentinisierung sind gegeben.

Die Anwesenheit von Serpentin hat einen direkten Effekt auf die physikalischen und mechanischen Eigenschaften des Gesteins. Es wird eine Abnahme der P-Wellen-Geschwindigkeit, eine erhöhte Magnetisierung sowie elektrische Leitfähigkeit beobachtet. Zusätzlich steigt mit zunehmendem Grad der Serpentinisierung das Poisson-Verhältnis an (siehe Kapitel 3.1).

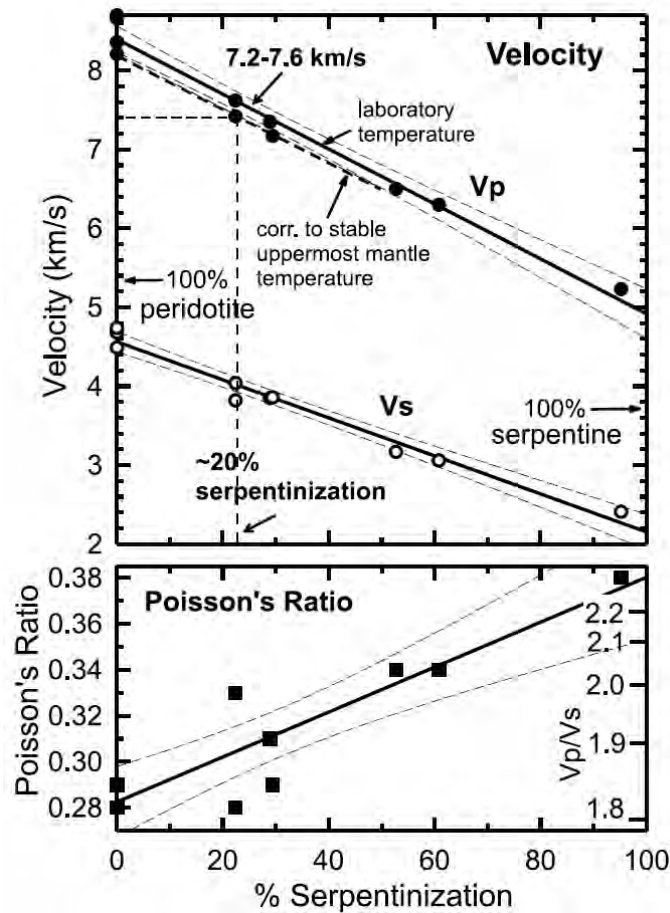


Abbildung 2.7: Das Bild oben zeigt den Grad der Serpentinisierung aufgetragen gegen die P- und S-Wellen-Geschwindigkeit. Unten: Einfluss der Serpentinisierung auf das Poisson-Verhältnis (aus Hyndman & Peacock, 2003).

Die Serpentinisierung im Forearc-Mantel kann unter anderem durch die Abnahme der P-Wellen-Geschwindigkeit beobachtet werden. Abbildung 2.7 zeigt den Einfluss der Serpentinisierung auf die seismischen Geschwindigkeiten und das Poisson-Verhältnis unter Laborverhältnissen (Hyndman & Peacock, 2003). Je höher der Serpentinegehalt in einem Gestein ist, desto niedriger werden die Geschwindigkeiten. Ein reiner Serpentin, hätte eine P-Wellen-Geschwindigkeit von 5.1 km/s. Nach Hyndman & Peacock (2002) und Bostock et al. (2002) wird die Serpentinisierung im Forearc-Mantel häufig beobachtet.

3 Grundlagen der Seismik

Die Methode der Seismik wird in der Geophysik benutzt, um ein Abbild über den geologischen Aufbau des Untergrunds zu gewinnen. Das Prinzip beruht auf der Ausbreitung akustischer Wellen im Untergrund. Die seismischen Wellen werden an Grenzschichten gebrochen, reflektiert oder refraktiert und zugehörige Laufzeiten durch Aufnehmer an der Oberfläche registriert. Informationen über die Geschwindigkeitsverteilung und somit den geologischen Aufbau können so gewonnen werden. Als seismische Quelle an Land können ein Hammerschlag, Fallgewichte oder Sprengladungen dienen. In der marinen Geophysik sind vor allem Luftpulser (Airguns) die wichtigste Quelle zum Erzeugen seismischer Energie. Zum Registrieren der Laufzeiten seismischer Wellen werden Geophone, Hydrophone oder Seismometer verwendet.

3.1 Grundbegriffe

Akustische Wellen können in Raumwellen und Oberflächenwellen unterschieden werden. Zu den Raumwellen gehören die Primärwellen (*P-Wellen*) und Sekundärwellen (*S-Wellen*). Die Partikelbewegung einer P-Welle ist parallel zur Ausbreitungsrichtung (longitudinal), die einer S-Welle senkrecht zur Ausbreitungsrichtung (transversal). Die Geschwindigkeiten können im Bereich der linearen Elastizitätstheorie durch folgende Ausdrücke beschrieben werden.

$$v_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (3.1) \quad v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (3.2)$$

K =Kompressionsmodul; μ =Schermodul; ρ =Dichte

Aufgrund von (3.1) und (3.2) ist zu erkennen, dass v_p stets größer als v_s ist. In Fluiden, in denen das Schermodul nicht existiert, können sich nach (3.2) keine Scherwellen ausbreiten. Das Verhältnis von (3.1) und (3.2) kann mit der **Poissonzahl** σ beschrieben werden.

$$\frac{v_p}{v_s} = \sqrt{\frac{(1 - \sigma)}{(0.5 - \sigma)}} \quad (3.3)$$

Die Poissonzahl ist ein dimensionsloser Materialparameter, der mit der Definition elastischer Module das Querdehnungsverhältnis eines Probekörpers angibt, dessen axiale Verkürzung eine Vergrößerung des Durchmessers bewirkt. Bei Gesteinen liegt dieser Parameter zwischen 0.2 - 0.4.

Die Ausbreitung seismischer Wellen in einem Medium kann durch eine sich ausbreitende Wellenfront nach dem Huygens'schen Prinzip beschrieben werden. Die geometrische Betrachtung eines Strahls, der senkrecht auf der Wellenfront steht, ist nach dem Fermatschen Prinzip für hohe Frequenzen ebenso gültig.

Ein Strahl, der sich in einem Medium mit konstanter Geschwindigkeit und Dichte ausbreitet, kann an einer Grenzfläche mit Impedanzkontrast I reflektiert, refraktiert, transmittiert oder konvertiert werden. Die akustische Impedanz ist das Produkt aus Dichte und Geschwindigkeit ($I = \rho v$).

Ein Strahl wird nach dem Snellius'schen Brechungsgesetz gebrochen und reflektiert (3.4).

$$\frac{\sin(\theta_1)}{v_{p1}} = \frac{\sin(\theta_3)}{v_{p2}} = \frac{\sin(\theta_2)}{v_{s1}} = \frac{\sin(\theta_4)}{v_{s2}} \quad (3.4)$$

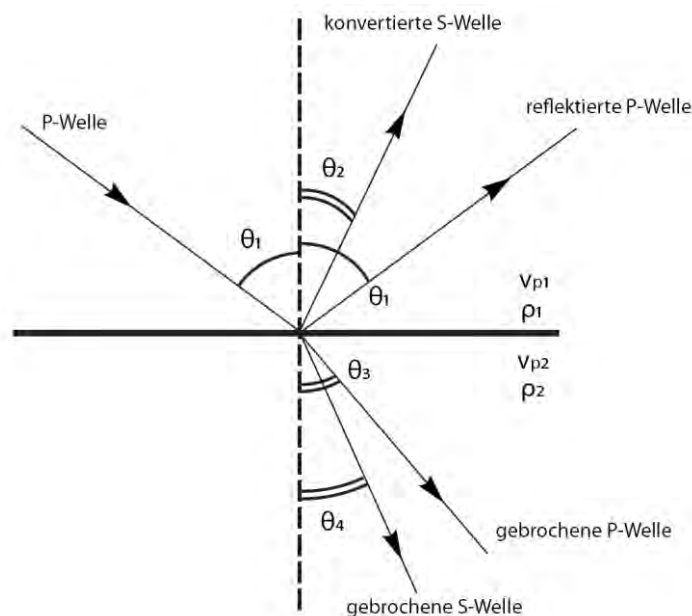


Abbildung 3.1: Interaktion eines Strahls an einer Grenzfläche (umgezeichnet nach Jones, 1999)

Abbildung 3.1 zeigt eine P-Welle, die auf eine Grenzschicht unter dem Winkel θ_1 einfällt. Die Geschwindigkeiten im oberen Medium sind so, dass $v_{p1} < v_{p2}$ ist. Die Reflexion der P-Welle erfolgt nach dem Prinzip Einfallswinkel = Ausfallswinkel. Die konvertierte und reflektierte S-Welle breitet sich mit einer geringeren Geschwindigkeit aus als die P-Welle und wird nach (3.4) zum Lot hin gebrochen. Die P-Welle, die in das untere Medium transmittiert, wird vom Lot weg gebrochen, da die Geschwindigkeit größer ist.

Ein besonderer Fall tritt ein, wenn der Strahl unter dem kritischen Winkel (i_c) einfällt. Mit Bezug auf Abbildung 3.1 ist der Ausfallswinkel $\theta_3 = 90^\circ$ und der Einfallswinkel $\theta_1 = i_c$.

Die Welle setzt sich entlang der Schichtgrenze mit der Geschwindigkeit des unteren Mediums fort und gelangt unter dem kritischen Winkel wieder an die Oberfläche.

Die verschiedenen Wellenarten, die durch Interaktion an Grenzflächen entstehen, werden in den folgenden Abschnitten genauer erklärt.

3.2 Reflexionen

Reflexionen entstehen dann, wenn eine Welle auf eine Schichtgrenze einfällt, an der ein Impedanzkontrast existiert. Die Zwei-Weg-Laufzeit t_x (*engl.:two-way-traveltime*) von der Quelle bis zum Reflektor und zurück zum Empfänger in der Entfernung x (Offset) ist durch die Hyperbelgleichung (3.5) gegeben (Jones, 1999).

$$t_x^2 = \frac{x^2}{v_0^2} + t_0^2 \quad (3.5)$$

Die Amplituden der Reflexionen können über die Zoeppritz-Gleichungen beschrieben werden (Geldart & Sheriff, 1995. S.73). Der Reflexionskoeffizient (R_{pp}) gibt das Amplitudenverhältnis der reflektierten und einfallenden Welle im Zero-Offset-Fall an und kann über die Gleichung (3.6) beschrieben werden. Gleichung 3.7 beschreibt den Transmissionskoeffizienten, der das Verhältnis von transmittierter zu einfallender Welle darstellt.

$$\frac{U_r}{U_i} = \frac{\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1} = R_{pp} \quad (3.6)$$

$$\frac{U_t}{U_i} = \frac{2(\rho_1 v_1)}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1} = T_{pp} \quad (3.7)$$

U_r =Amplitude der reflektierten Welle; U_i = Amplitude der einfallenden Welle;

U_t =Amplitude der transmittierten Welle; R_{pp} = Reflexionskoeffizient;

T_{pp} =Transmissionskoeffizient

Reflexionen können in unterkritisch und überkritisch unterschieden werden. Die kritische Reflexion (Abbildung 3.2) findet genau beim Winkel i_c statt, unter dem auch eine Refraktion entsteht. Die Laufzeiten der Refraktion und Reflexion sind am kritischen Punkt (critical distance) identisch.

Die Energie unterkritischer Reflexionen wird nahezu transmittiert, wo hingegen die Energie überkritischer Reflexionen fast vollständig reflektiert wird (Lowrie, 1997). Es kommt zur Totalreflexion. Da sich die Energie proportional zum Quadrat der Amplituden verhält, sind überkritische Reflexionen durch große Amplituden gekennzeichnet. Abbildung 3.3 zeigt das Amplitudenverhalten bei unterschiedlichen Einfallswinkeln. Der kritische Winkel liegt in

diesem Beispiel bei 30° und die reflektierte Energie steigt mit zunehmendem Winkel. Genau diese Reflexionen können in der **Weitwinkelseismik** bei großen Offsets ausgenutzt werden um Informationen über die Krusten- und Mantelstruktur zu gewinnen.

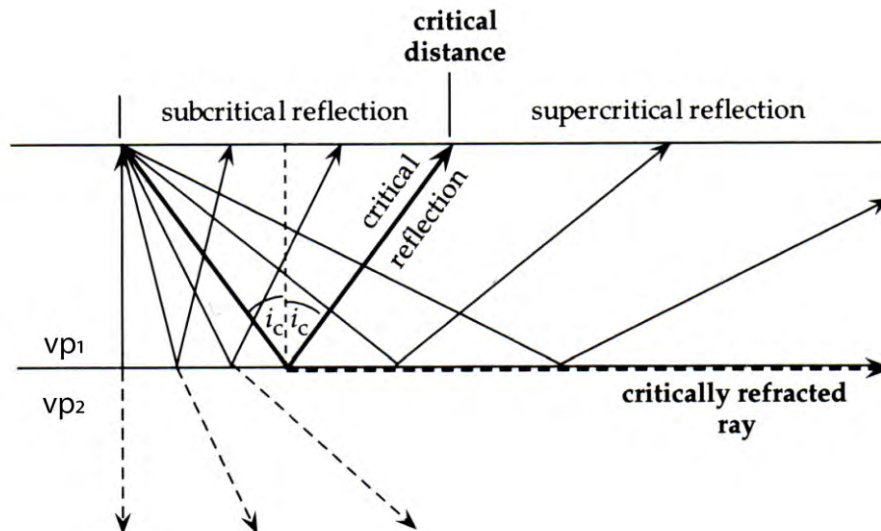


Abbildung 3.2: Darstellung zeigt die Strahlwege unterkritischer und überkritischer Reflexionen (Weitwinkelreflexionen). Mit einfallendem Strahl unter dem kritischen Winkel i_c entsteht eine refraktierte Welle entlang der Grenzfläche mit der Geschwindigkeit des unteren Mediums (aus Lowrie, 1997).

Reflexionen die zwischen zwei Schichtgrenzen wiederholt reflektiert und registriert werden, heißen **Multiplen**. Sie entstehen an Reflektoren mit einem hohen Reflexionskoeffizienten und sind in der marinen Seismik durch den großen Impedanzkontrast zwischen Wasseroberfläche und Sediment besonders stark ausgeprägt.

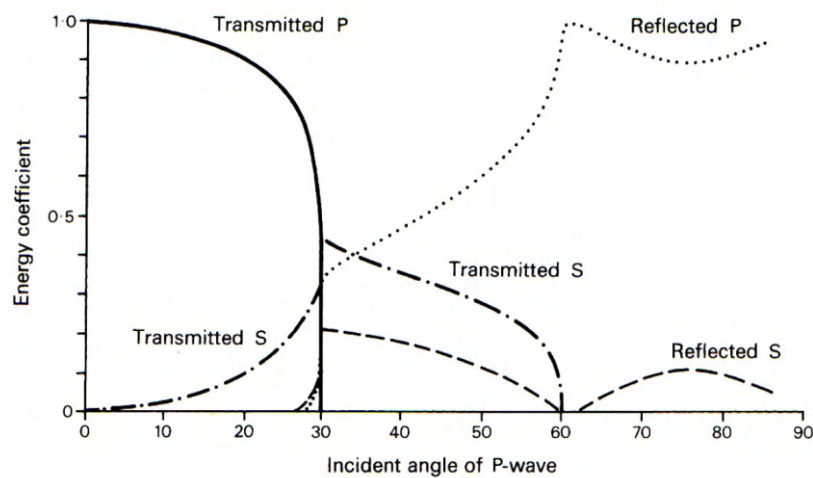


Abbildung 3.3: zeigt das Amplitudenverhalten (bzw. reflektierte Energie) in Abhängigkeit vom Einfallswinkel (aus Jones, 1999).

3.3 Refraktionen

Eine refraktierte Welle entsteht bei einem Einfallen des Strahls unter dem kritischen Winkel. Allerdings setzt dies voraus, dass die Geschwindigkeit im oberen Medium kleiner ist als im unteren Medium, was sich anhand des Snellius'schen Brechungsgesetz (Gleichung 3.4) leicht erklären lässt. Refraktierte Wellen können in Kopfwellen und Tauchwellen unterschieden werden. Eine **Kopfwelle** entsteht in Medien mit einer konstanten Geschwindigkeit oder nur geringem Geschwindigkeitsgradienten.

Aus der inversen Steigung $\Delta x/\Delta t$ kann für den söhlichen Fall die Geschwindigkeit direkt im Seismogramm berechnet werden. Bei geneigten Schichten oder durch den Effekt unebener Topographie werden nur Scheingeschwindigkeiten beobachtet. Die dick gestrichelte Linie in Abbildung 3.2 zeigt den Laufweg einer refraktierten Welle (Kopfwelle) für den söhlichen Zwei-Schicht-Fall. In der Refraktionsseismik werden Seismogramme oft mit einer reduzierten Laufzeit dargestellt um bei großen Offsets einen besseren Überblick der Ersteinsätze zu bekommen. Die reduzierte Laufzeit berechnet sich nach folgendem Ausdruck.

$$t_{red} = t_0 - \frac{x}{v_{red}} \quad (3.8)$$

t_{red} = reduzierte Laufzeit; t_0 =ursprüngliche Laufzeit; x =Offset;
 v_{red} =Reduktionsgeschwindigkeit

Mit $v_{red} = 8$ km/s würde eine Refraktion mit einer Scheingeschwindigkeit von 8 km/s horizontal im Seismogramm erscheinen.

In Schichten mit Geschwindigkeitsgradienten entstehen keine echten Refraktionen, sondern sogenannte **Tauchwellen**. Die einfallende Welle wird durch den Gradienten nach dem Snellius'schen Brechungsgesetz ständig gebrochen und beschreibt deshalb den Weg eines Bogens. Die Welle „taucht“ quasi in das Medium ein. Nach Jones (1999) ist die Eindringtiefe von Tauchwellen durch den folgenden Ausdruck gegeben.

$$z_{max} = \frac{v_0}{k} \left\{ \sqrt{\left[1 + \frac{(kx)^2}{4v_0^2} \right]} - 1 \right\} \quad (3.9)$$

z_{max} =maximale Eindringtiefe; k =Geschwindigkeitsgradient ; v_0 =Geschwindigkeit an der Oberkante des Mediums; x =Offset

3.4 Ray-Tracing

Die Ausbreitung von Strahlen in einem Medium, kann allgemein durch das Ray-Tracing-Verfahren simuliert werden. Bei der Anwendung des Ray-Tracing in der Seismik werden Strahlen ausgehend von einer Punktquelle in einem synthetischen Modell verfolgt. Somit können Strahlwege und Laufzeiten bis zu einem theoretischen Empfänger berechnet werden. Eine Funktion, die die Laufzeit zwischen dem Anfangs- und Endpunkt eines Strahls beschreibt, wird Eikonal genannt (Bruns'sches Eikonal). Die Eikonalgleichung kann in der Seismik als Hochfrequenzapproximation der akustischen Wellengleichung (3.10) beschrieben werden. Die nachfolgende Ausführung gilt für den Fall eines isotropen Mediums mit konstanter Dichte und ortsabhängiger Geschwindigkeit (nach Červený, 2001).

$$\nabla^2 p = \frac{1}{v^2(x_i)} \left(\frac{\partial}{\partial t} \right)^2 p \quad (3.10)$$

p =Druck; $v(x_i)$ = ortsabhängige Ausbreitungsgeschwindigkeit;

Für die akustische Wellengleichung (3.10) wird ein zeitlich harmonischer Hochfrequenzansatz gesucht, der die Gleichung erfüllt und in der Form (3.11) geschrieben werden kann.

$$p(x_i, t) = P(x_i) e^{-i\omega(t-T(x_i))} \quad (3.11)$$

Hierbei sind $P(x_i)$ die Amplitude der Welle und $T(x_i)$ die Laufzeitfunktion. Der Ausdruck $t - T(x_i) = 0$, beschreibt die sich ausbreitende Wellenfront mit der Zeit. Weiterhin wird die Frequenz ω als hoch angenommen, d. h. ($\omega \gg 0$).

Mit Hilfe der vektoriellen Identität ($\nabla a \vec{b} = \vec{b} \nabla a + a \nabla \vec{b}$) kann der linke Teil der akustischen Wellengleichung (3.10) ebenfalls in dieser Form geschrieben werden und mit dem Ansatz (3.11) ergibt sich dann:

$$\begin{aligned} \nabla^2 p &= \nabla \cdot \nabla p \\ &= \left(i\omega(\nabla P + i\omega P \nabla T) \cdot \nabla T + (\nabla^2 P + i\omega \nabla T \cdot \nabla P + i\omega P \nabla^2 T) \right) e^{-i\omega(t-T(x_i))} \end{aligned} \quad (3.12)$$

Somit kann die komplette Gleichung (3.10) in den folgenden Ausdruck umgeschrieben werden (3.13).

$$-\omega^2 P \left((\nabla T)^2 - \frac{1}{v^2} \right) + i\omega(2\nabla P \cdot \nabla T + P \nabla^2 T) + \nabla^2 P = 0 \quad (3.13)$$

Eine anschließende Division durch $-\omega^2 P$ führt zu dem Ausdruck (3.14), dessen letzte beide Terme von der Frequenz ω abhängig sind. Für ausreichend hohe Frequenzen wird der zweite Term in (3.14) für ω^{-1} klein und der dritte Term mit dem Faktor ω^{-2} noch kleiner. Die letzten beiden Terme können daher vernachlässigt werden und die Gleichung vereinfacht sich auf (3.15)

$$\left((\nabla T)^2 - \frac{1}{v^2} \right) - \frac{1}{i\omega P} (2\nabla P \cdot \nabla T + P\nabla^2 T) - \frac{1}{\omega^2 P} \nabla^2 P = 0 \quad (3.14)$$

$$(\nabla T)^2 = \frac{1}{v^2} \quad (3.15)$$

Das Lösen der Eikonalgleichung (3.15) erfolgt mit Hilfe der folgenden Ray-Tracing-Gleichungen nach Zelt & Smith (1992). In 2D sind dies zwei gewöhnliche Differentialgleichungen erster Ordnung, (Gleichungen 3.16 und 3.17) mit den Randbedingungen (3.18) (Zelt & Smith 1992, Gleichungen 3a und 3b). Der in dieser Arbeit verwendete 2-D-Raytracer wurde von Colin Zelt entwickelt.

$$\frac{dz}{dx} = \cotan \theta ; \quad \frac{d\theta}{dx} = \frac{v_z - v_x \cotan \theta}{v} \quad (3.16)$$

$$\frac{dx}{dz} = \tan \theta ; \quad \frac{d\theta}{dz} = \frac{v_z \tan \theta - v_x}{v} \quad (3.17)$$

$$x = x_0 ; \quad z = z_0 ; \quad \theta = \theta_0 \quad (3.18)$$

Dabei ist θ der Winkel zwischen der Tangente an den Strahl und der z-Achse im Modell. Die Geschwindigkeit des Strahls an einer Stelle im Modell ist durch die Geschwindigkeit v gegeben und v_x und v_z sind die ersten partiellen Ableitungen in die jeweilige Richtung. Die Randbedingungen x_0 und z_0 geben die Quellposition des Strahls an. θ_0 ist der Abstrahlwinkel, unter dem der Strahl startet.

Der gesamte Strahlweg wird über kleine „Strahlstücke“ (ray-step length) in z- und x-Richtung über die Differentialgleichungen (3.16) und (3.17) numerisch berechnet. Falls der Strahl nahezu horizontal verläuft, wird Gleichung (3.16) mit x' als Integrationsvariable gelöst. Für den Fall, dass der Strahl fast senkrecht läuft, wird Gleichung (3.17) mit z' als Integrationsvariable verwendet. Trifft der Strahl auf eine Schichtgrenze wird das Brechungsgesetz von Snellius verwendet (Gleichung 3.4). Die Laufzeit wird vom Quellpunkt bis zum Endpunkt durch numerische Integration entlang des gesamten Strahls berechnet.

4 Messgebiet

4.1 Tektonik der Tonga-Kermadec Region

Der Tonga-Kermadec-Trench im südwestlichen Pazifik ist eine 2550 km lange Subduktionszone, die sich von 15° S in Nord-Süd-Richtung bis zum kontinentalen Schelf Neuseelands, nahe 37° S erstreckt und bis zu 10800 m tief ist (Haase et al., 2002). Sie zählt zu den konvergenten Plattengrenzen an denen Subduktionserosion stattfindet.

Westlich der Tiefseerinne befindet sich die Australische Platte und im Osten die Pazifische Platte (Abbildung 4.1). Seit dem Eozän, vor 30 - 40 Mio. Jahren, wird die Pazifische Platte in Richtung Westen unter die Australische Platte mit in einer leicht schrägen Konvergenz subduziert (Ruellan et al., 2003). Dabei ändert sich die Konvergenzrate von 4.5 cm/a bei 39° S und steigt in Richtung Norden bei 17° S auf ~8 cm/a an. Mit der Subduktion von Fluiden in der ozeanischen Platte wird die Entstehung von Schmelzen im Mantel generiert. Durch den dadurch entstandenen Vulkanismus wurden die Inselbögen, der Tonga- und der Kermadec-Rücken, gebildet. Westlich der Tiefseerinne befinden sich das Lau-Becken im Norden und der Havre-Trog im Süden. Es handelt sich dabei um aktive Randbecken (*backarc-basin*), die durch den Rückzug (*trench retreat*) der Pazifischen Platte vor 25 Mio. Jahren entstanden sind. Die Verlagerung der Tiefseerinne in Richtung Osten geschieht mit einer Rate von 3.8 km/Ma und ist im Vergleich zu anderen konvergenten Plattenrändern recht schnell (Clift & Vannucci, 2004). Durch die starke Extension wurde der magmatische Inselbogen gesplittet und in der Mitte entstanden das Lau-Becken, der remanente Lau-Rücken und der Colville-Rücken im Osten. Im Westen befindet sich der Kermadec- und Tonga-Rücken. Beide bestehen aus einem remanenten Teil und einer sich nach Westen anschließenden Kette aktiver Vulkane, die den *magmatic arc* bilden. Ein remanenter Rücken (bzw. zurückgebliebener Inselbogen) entsteht, wenn die vulkanische Aktivität erlischt oder sich die Lage des magmatischen Bogens verschiebt. Tuffe und Brekzien deuten darauf hin, dass der remanente Teil des Inselbogens einst aktiv war (Crawford et al., 2003).

Durch das andauernde Rifting setzte vor 5 - 6 Mio. Jahren, am Ende des Miozäns, im Norden des Lau-Beckens das *seafloor spreading* ein. Neue ozeanische Kruste wird seitdem gebildet. Der aktive Bereich, in dem *seafloor spreading* stattfindet, hat sich bis heute mit dem Valu-Fa-Rücken bei ~23° S um 700 km nach Süden ausgebreitet. Die Spreizungsraten des Lau-Beckens liegen im Norden bei 16° S um ~15.9 cm/a, verringern sich jedoch auf 1.5 cm/a im südlichen Havre-Trog. Dies gibt dem Lau-Becken und dem Havre-Trog die V-förmige Struktur (Crawford et al., 2003; Ruellan et al., 2003).

Der Louisville-Rücken ist eine 3500 km lange Kette aus basaltischen 3 - 4 km hohen Seamounts und Guyots. Der Ursprung der Kette liegt vermutlich in der Eltanin-Fracture-Zone. Sie verläuft von dort bis zum Tonga-Trench, wo sie bei 26° S subduziert wird (Watts & Weissel, 1988; Lonsdale, 1988). Diese morphologische Struktur trennt den Tonga-Trench von dem Kermadec-Trench. Der Beginn der Kollision liegt ~4 Mio. Jahre zurück, als der

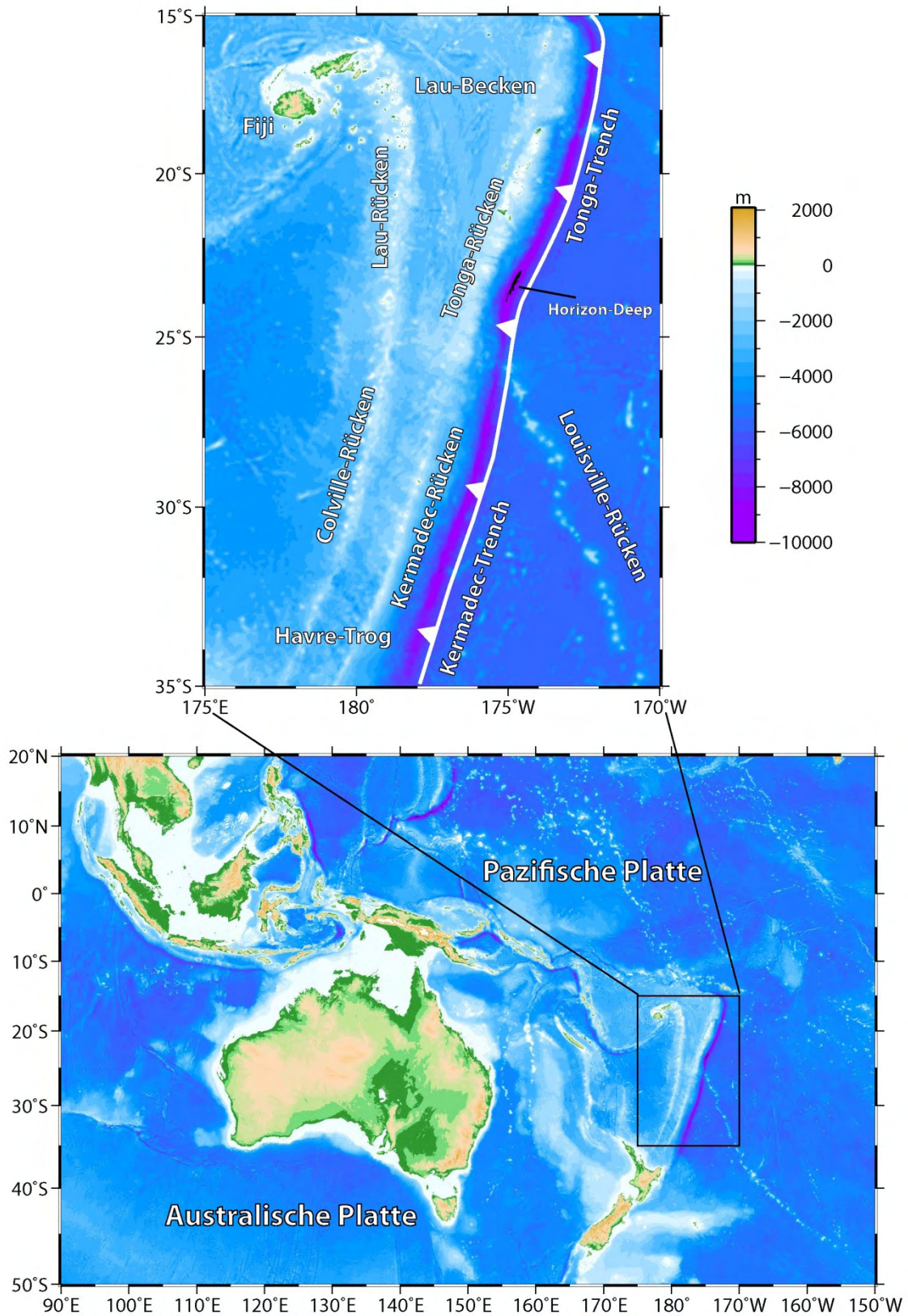


Abbildung 4.1: Der untere Teil zeigt die globale Einordnung der Plattengrenzen. Oben: Der Ausschnitt der Tonga-Kermadec-Region mit den wichtigsten tektonischen Einheiten. (Global Topography, (V.11.1)).

Louisville Rücken und die Subduktionszone im Norden zusammentrafen. Seitdem verlagert sich der Kollisionspunkt mit einer Geschwindigkeit von 180 km/Ma rapide in Richtung Süden. Die Seamounts werden mit einer Rate von ~150 km/Ma. subduziert (Ballance et al., 1989). Nach Ballance et al. (1989) ist die Subduktion der Seamountkette mit starker tektonischer Erosion und Deformation des Forearc verbunden. Nördlich des Louisville-Rückens steigt die Wassertiefe auf 10800 m an (Horizon-Deep) und der Forearc weist eine nach Westen gerichtete Deformation auf, die vermutlich auf die Subduktion eines großen Louisville-Seamounts zurückzuführen ist (Abbildung 4.1 und 1.1).

Ergebnisse der ODP Bohrung 841 auf dem Forearc der Tonga-Subduktionszone bei ~23° S, ca. 45 km von der Tiefseerinne entfernt, zeigen, dass seit 34 Ma. Jahren ungefähr 135 km des gesamten Forearc erodiert wurden. Die durchschnittliche Erosionsrate beträgt ~ 1.5 cm/ Ma, so dass ~80 km des erodierten Materials allein auf die Kollision und Subduktion des Louisville-Rückens zurückzuführen ist (Clift & MacLeod, 1999).

Nach Ruellan et al. (2003) steuert der Louisville-Rücken auch die Öffnung des Lau-Havre-Backarc-Systems und kann in drei Entwicklungsstadien beschrieben werden. Die Abbildung 4.2 zeigt die Entwicklungsvorstellung nach Ruellan et al. (2003).

Im ersten Stadium setzt das Rifting entlang des gesamten Systems vor ~6 - 5 Mio. Jahren ein, als der Louisville-Rücken noch nicht in Kontakt mit der Subduktionszone stand. Das initiale Rifting im Lau-Becken und im Havre-Trog setzte somit gleichzeitig und gleichmäßig ein.

Das zweite Stadium begann als der Louisville-Rückens vor 4 - 5 Mio. Jahren fast parallel auf einer Länge von ~380 km mit dem nördlichen Teil der Subduktionszone zusammenstieß und subduziert wurde. Der Rücken verursachte eine Kompression, die das weitere Öffnen des Beckens blockierte. Gleichzeitig wurde das Rifting im Süden durch ein kreidezeitliches, ozeanisches Plateau (Hikurangi-Plateau) verhindert.

Erst als der Kollisionspunkt des Louisville-Rückens sich im dritten Stadium vor ~3.5 Mio. Jahren nach Süden verschob und die Blockade nördlich gelöst wurde, setzte das im Lau-Becken sehr schnelle *seafloor spreading* ein. Die Spreizungsraten des Beckens nehmen südlich des Louisville-Rückens bei 26°S, drastisch von über 10 cm/a auf 4.5 cm/a ab, was nach Ruellan et al. (2003) auf die noch anhaltende Kollision mit dem Rücken zurückzuführen ist. Dort, wo der Louisville-Rücken subduziert wird, hat sich der Bereich des Inselbogens um ~1000 m gehoben. Die genaueren Zusammenhänge sind nicht bekannt.

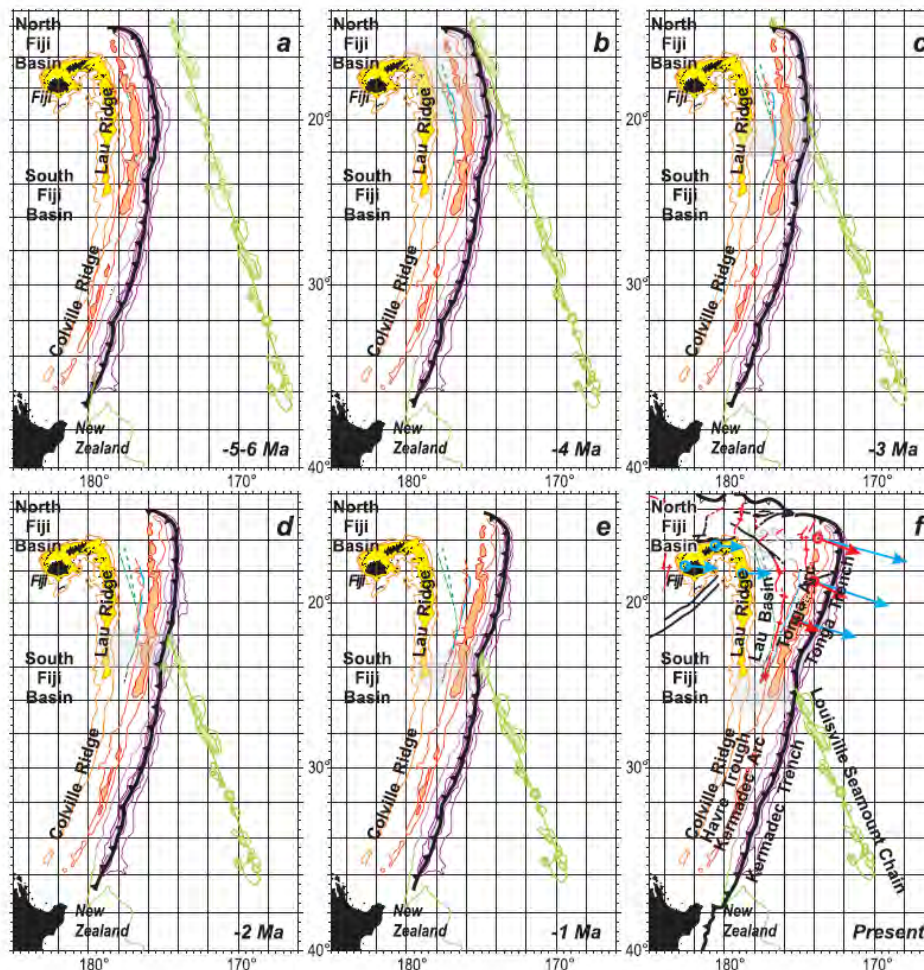


Abbildung 4.2: Die Tonga-Subduktionszone und die Entwicklung des Lau-Beckens unter dem Einfluss der Louisville-Seamount-Kette beginnend vor 5 - 6 Ma Jahren bis heute (aus Ruellan et al., 2003).

4.2 Messprofil

Im Rahmen des Projekts TOTAL wurden drei refraktions- und weitwinkelseismische Messungen durchgeführt. Das ausgewertete Profil P02 ist eines dieser Messungen. Es verläuft entlang des Breitengrads bei $24^{\circ} 27' S$ von $177^{\circ} 40' W$ bis $174^{\circ} 30' W$ in Ost-Westrichtung nahezu senkrecht zur Subduktionszone. Es deckt einen kleinen Teil des Lau-Beckens ab und verläuft über das gesamte Subduktionssystem bis zur Pazifischen Platte. Abbildung 4.4 zeigt die Bathymetrie, die von mehreren Expeditionen in diesem Gebiet zusammengefügt wurde. Die aktiven Vulkane mit Calderen, westlich des remanenten Inselbogens sind sehr gut zu erkennen. Die Positionen der OBH/OBS sind durch die Nummerierung der Stationen gekennzeichnet (siehe auch Kapitel 5). Ein bathymetrischer Tiefenschnitt entlang des Profils P02 zeigt Abbildung 4.3. Die Wassertiefe am Rand des Lau-Beckens (-177.5° bis -177.75°), beträgt etwa 1500 – 2000 m und verringert sich nach Osten in Richtung der aktiven Vulkane und des remanenten Inselbogen auf unter 1000 m. Bei -177.5° ist eine sehr „zackige“

Topographie zu beobachten. Es handelt sich dabei um Horst- und Grabenstrukturen, die durch das Rifting im Lau-Becken entstanden sind.

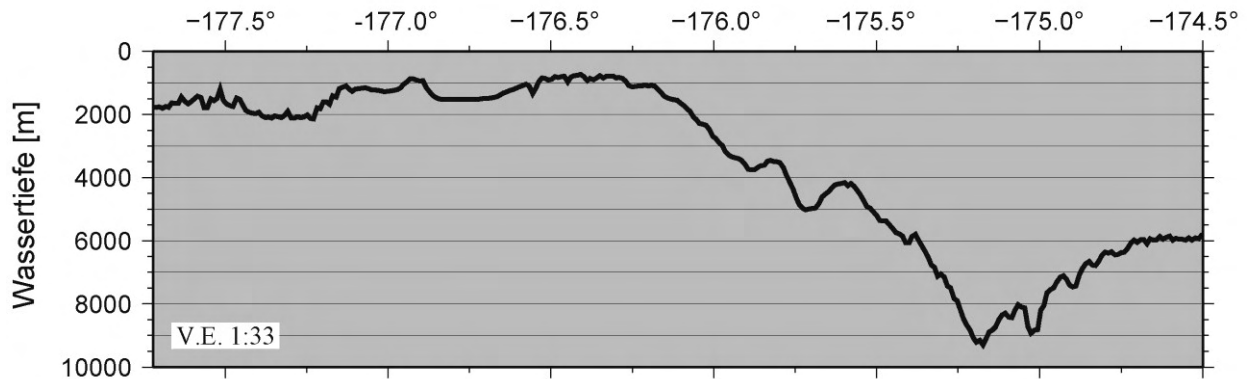


Abbildung 4.3 : P02 im Profilschnitt durch Abbildung 4.4 entlang 24° 27' S. Längengrade beziehen sich auf West und sind dezimal dargestellt.

Eine zentrale Grabenstruktur ist ebenfalls zu erkennen. Ruelleau et al. (2003) beschreiben in diesem Gebiet ebenfalls Strukturen, die auf das Rifting zurückgeführt werden können. Zwischen dem aktiven (-177.0°) und dem remanenten Teil des Inselbogens (-176.5°) befindet sich ein etwas tieferes Becken. Der Forearc zeigt eine sehr steile und raue Topographie und eine durchschnittliche Neigung von $\sim 5^\circ$. Es gibt Höhenunterschiede von mehr als 1500 m auf nur ~ 10 km Profillänge. Durch die Rückverlagerung der Tiefseerinne und Subsidenz steht der Forearc (-176.0 bis -175.75°) vermutlich unter starker Extension, wodurch es zu diesen gewaltigen Versätzen kommen könnte. Die innere Wand der Tiefseerinne fällt mit $\sim 10^\circ$ bis zum tiefsten Punkt steil ein. Die Wassertiefe beträgt an dieser Stelle 9230 m. Die seewärts gerichtete Wand der Tiefseerinne bildet die subduzierte Pazifische Platte, die mit einem Winkel von $\sim 4^\circ$ einfällt. Der Schnitt in 4.3 zeigt, dass um -175° die Topographie extreme Höhenunterschiede aufweist. Es handelt sich um Abschiebungen, die durch die starke Dehnung der Pazifischen Platte entstehen. Diese Unterschiede von 500 - 2000 m sind entlang der Tiefseerinne in Abbildung 4.4 gut zu erkennen.

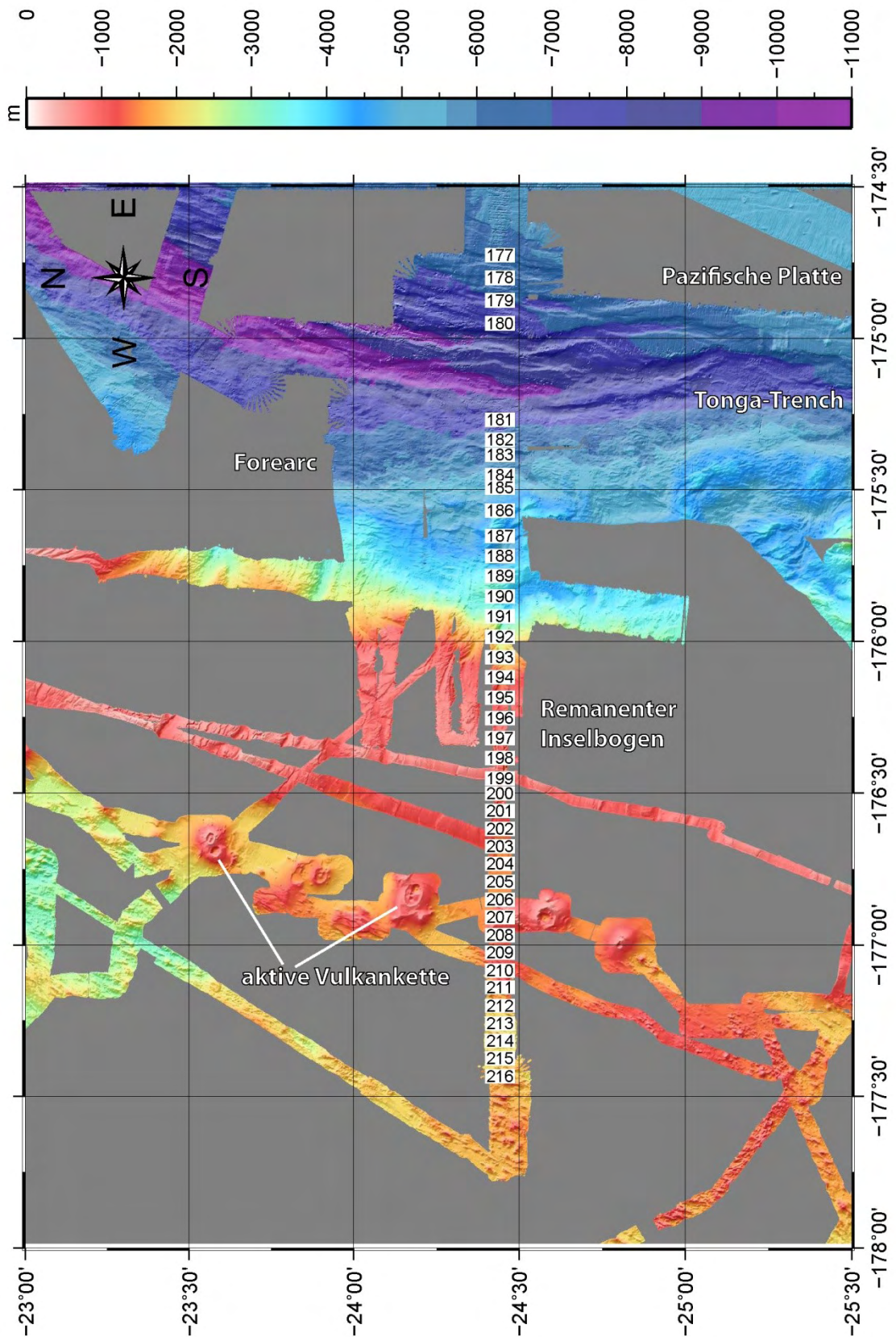


Abbildung 4.4: Bathymetrische Karte des Messgebietes. Die Nummerierung bezeichnet die Positionen der OBH/OBS des Profils P02. Abbildung 4.3 zeigt P02 im Profilschnitt.

5 Datenakquisition und Processing

5.1 Messablauf

Mit der Methode der Refraktions- und Weitwinkelseismik sollen der Aufbau des Inselbogens, die Lage der Krusten-Mantel-Grenze (Moho) und der obere Mantel untersucht werden.

Zur Aufzeichnung der Daten wurden insgesamt 40 Stationen auf dem Meeresboden positioniert. Davon waren 27 Geräte Ozean-Boden-Hydrophone (OBH) und 13 Ozean-Boden-Seismometer (OBS). Die Gesamtlänge des Profils betrug 330 km, wobei die Abstände der Stationen ~ 6 km betragen. Die erste Station (OBS 177) befand sich auf der pazifischen Platte bei Profilkilometer 305, die letzte (OBH 216) westlich des magmatischen Bogens bei 30 km. Die Positionen der Stationen sind in Abbildung 4.4 zu sehen. Die genauen Koordinaten befinden sich im Anhang B. Im Bereich der Tiefseerinne konnten keine Geräte eingesetzt werden, da der Druck bei einer Wassertiefe von über 9000 m für die Geräte zu hoch gewesen wäre. OBS konnten bis zu einer Tiefe von 8000 m eingesetzt werden, so dass eine Lücke zwischen Profilkilometer 245 und 280 entstand.

Nach dem Auslegen aller OBH/OBS wurde das Profil mit Airguns überschossen. Jeweils sechs Airguns wurden in einem Array an Backbord und Steuerbord zu Wasser gelassen. Das Schussintervall betrug 60 s was bei einer durchschnittlichen Schiffsgeschwindigkeit von 4 kn einen Schussabstand von ~ 120 m ergibt. Die Airguns wurden von einem Kompressor mit einem Betriebsdruck von 210 bar versorgt.

Gleichzeitig wurde ein Mini-Streamer mit vier Kanälen geschleppt, der sich zwischen den Airgunarrays befand. Der Mini-Streamer diente zur Registrierung von Steilwinkelreflexionen, um in einem Brute-Stack Aussagen über die Sedimentverteilung machen zu können. Ein Fächerecholot (SIMRAD EM120) war fest am Schiff installiert und wurde während der ganzen Fahrt betrieben, um Daten über die Bathymetrie zu sammeln.

5.2 Funktionsweise der Instrumente

5.2.1 Ozean-Boden-Hydrophon (OBH) / Ozean-Boden-Seismometer (OBS)

Das Grundgerüst eines OBH besteht aus einem Edelstahlträger, an dem ein Auftriebskörper aus syntaktischem Schaum befestigt ist (Abbildung 5.1). Am unteren Ende können ein Druckrohr, eine akustische Auslöseeinheit (Releaser) und ein Hydrophon befestigt werden. In dem aus Titan hergestellten Druckrohr ist Platz für ein Batteriepaket und einen Datenlogger, der an einer Vorrichtung an der Innenseite des Druckrohrdeckels montiert ist. Die Verbindung des Hydrophons mit dem Rekorder wird über ein Kabel und eine Steckverschraubung an der Außenseite des Deckels hergestellt. Damit das OBH auf den Meeresboden sinkt, wird ein Ankergewicht an einem Drahtseil befestigt und an der Unterseite des Releasers in einen klappbaren Verschluss eingehängt. Mit einer akustischen Auslöseeinheit kann der Motor des

Releasers angesteuert werden, womit der Verschluss durch einen drehbaren Stift gelöst oder verriegelt wird. Das Ankergewicht verbleibt nach dem Einsatz auf dem Meeresboden und das OBH kann durch den Auftriebskörper an die Wasseroberfläche gelangen. Mit Hilfe der Fahne, den Blitzer und einer Sendeantenne wird das Auffinden des OBH bei Tag und bei Nacht möglich. Die Schwimmleine kann in einen Kranhaken eingehängt werden, um das OBH zu bergen.

Die Funktionsweise des **Hydrophons** basiert auf dem Prinzip des piezoelektrischen Effekts. Durch eine Kompressionswelle wird der Querschnitt eines piezoelektrischen Elements verformt, wodurch eine Spannung entsteht, die proportional zum Druck des Impulses ist. Verwendet wurden Hydrophone der Hersteller *HTI* und *OAS*. Die Empfindlichkeit eines HTI-Hydrophons liegt bei -195 dB. Bei einem Frequenzgang von 0.01 - 8 kHz können sowohl sehr tiefe, als auch hohe Frequenzen registriert werden (SEND-Offshore Electronics).



Abbildung 5.1: links: Komponenten eines Ozean-Boden-Hydrophon (OBH), kurz vor dem Aussetzen
rechts: Ozean-Boden-Seismometer (LOBSTER), kann bis zu einer Wassertiefe von 8000 m operieren.

OBS sind zusätzlich zum Hydrophon mit einem Geophon mit einer Eigenfrequenz von 4.5 Hz ausgestattet. Bei Messungen lokaler seismischer Aktivität werden auch Breitbandseismometer eingesetzt.

Neu entwickelte OBS (LOBSTER), die dem Druck in einer Tiefe von bis zu 8000 m standhalten können, wurden für den tiefen Bereich am Forearc und der Pazifischen Platte verwendet. Das System LOBSTER besteht aus einem Titanrahmen, an dem die zylindrischen Auftriebskörper und Vorrichtungen für die Montage aller Komponenten angebracht sind. Der Releaser wird am Rahmen befestigt und steht senkrecht zwischen den Auftriebskörpern und kann durch einen Stahlhaken fest an den Anker gespannt werden. Das Geophon befindet sich an der Vorderseite des OBS und wird auf einer Eisenplatte, die mit dem Anker verbunden ist,

gespannt. Somit wird eine gute Ankopplung an den Anker und gleichzeitig an den Meeresboden gewährleistet. Ein Hydrophon wird am Rahmen des Gerätes befestigt.

Durch das Geophon werden zusätzlich zwei Horizontal- und eine Vertikalkomponente aufgezeichnet. Das Druckrohr mit Batterie und Rekorder befindet sich in einer horizontalen Position und dient beim Aufstieg als Gewicht, damit das OBS mit Sender, Blitzler und Fahne senkrecht im Wasser steht und wieder aufgefunden werden kann.

Die **Datenlogger** werden von der Firma SEND hergestellt und verwenden CF-Karten zur Datenspeicherung. Eine präzise Uhr im Datenlogger wird vor dem Aussetzen und nach der Bergung des OBS/OBH durch einen GPS-Zeitimpuls synchronisiert. Ein möglicher Zeitversatz (*skew*) kann auf die Daten anschließend linear verteilt werden.

Verwendet wurden zwei unterschiedliche Rekorder des Typs MLS (*Marine Longterm Seismocorder*) und MBS (*Marine Broadband Seismocorder*). Der MBS-Datenlogger ist für die Aufzeichnung eines breiteren Frequenzspektrums entwickelt und wurde mit einer Sampling-Frequenz von 250 Hz betrieben. Geräte des Typs MLS wurden mit 200 Hz betrieben (SEND-Offshore Electronics).

5.2.2 Mini-Streamer

Ein Streamer besteht aus Hydrophonen, die in einem mit Öl gefüllten Kunststoffschlauch angebracht sind. Das Öl mit einer Dichte von 1.13 g/cm^3 weist nahezu die gleichen akustischen Impedanzen wie das Seewasser auf. Die Hydrophone werden in Gruppen zusammengeschaltet und zu einem Kanal gebündelt, um das Signal-Rausch-Verhältnis zu verbessern. Der verwendete Mini-Streamer bestand aus vier 12 m langen Sektionen mit jeweils 24 Hydrophonen und einer Lead-in-Sektion von 150 m zwischen Schiff und der ersten Hydrophongruppe. Der Nutzen des Mini-Streamers besteht vor allem in der Registrierung der Steilwinkelreflexionen vom Meeresboden und den Sedimenten.

5.2.3 Airgun

Eine Airgun des Typs *G.Gun* besteht aus einem robusten Gehäuse aus Guss in der sich verschiedene Kammern und ein Kolbensystem zum Verschließen der Airgun befinden (Abbildung 5.2). Ein Kompressor liefert komprimierte Luft (210 bar) über einen Hochdruckschlauch in das Einlassventil (*air inlet*) der Airgun. Von dort aus werden zwei Kammern gleichzeitig unter Druck gesetzt, die Rückholkammer (*return chamber*) und die Hauptkammer (*main chamber*). Die Rückholkammer befindet sich im hohlen Kolben, der sich entlang einer festen Stange bewegen kann. Hier befindet sich die Zuleitung für die Rückholkammer. Die Hauptkammer ist konzentrisch am äußeren Teil des Gehäuses untergebracht. Abbildung 5.2a zeigt die Airgun vor dem Schuss. Der Flansch des Kolbens (*shuttle*) verschließt durch den Druck in der Rückholkammer das System. Die Airgun ist jetzt bereit zum Schuss.

Um die Airgun auszulösen wird über eine Triggerleitung ein Magnetventil (*solenoid valve*) betätigt. Durch kurzes Öffnen des Ventils kann Luft an die Unterseite des Kolbens strömen. Aufgrund der Flächenverhältnisse ist der Druck größer als der vorherige Auflastdruck und der Kolben bewegt sich nach außen. Die Triggerkammer (*trigger chamber*) in Abbildung 5.2b wird gefüllt und der Kolben nach außen gedrückt. Die Luft, die unter hohem Druck und Geschwindigkeit explosiv in das umgebende Wasser eindringt, erzeugt den seismischen Impuls. In der Hauptkammer verringert sich der Druck, während der konstant gehaltene Druck in der Rückholkammer den Kolben wieder in die Ausgangsposition bringt.

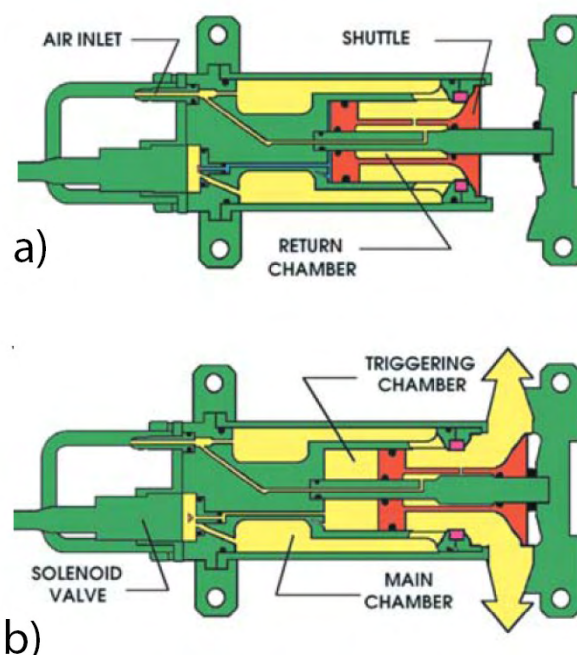


Abbildung 5.2: Querschnitt durch den Bau einer Airgun. a) zeigt die Airgun kurz vor dem Auslösen. Die Haupt- und Rückholkammer stehen beide unter dem gleichen Druck. b) Durch das Betätigen des Magnetventils füllt sich die Triggerkammer. Der Verschlusskolben hebt sich und lässt die Luft explosionsartig in die Umgebung entweichen (www.sercel.com/.../Marinesources.pdf).

Frequenzgehalt und Signalform

Der abgestrahlte Frequenzgehalt einer Airgun hängt von dem Kammervolumen, dem Betriebsdruck und der Tiefe im Wasser ab. Generell erzeugen Airguns mit großem Volumen tiefe Frequenzen, solche mit kleineren Volumen höhere Frequenzen. Je tiefer eine Airgun sich im Wasser befindet, desto höher sind der Umgebungsdruck und der abgegebene Frequenzgehalt. Eine Besonderheit des Airgunsignals ist der unerwünschte **Bubblepulse**. Dabei handelt es sich um die Oszillation der ausgetretenen Luftblase. Durch die expandierende Luft wird das Wasser beschleunigt und unter hohem Druck gesetzt. Da die Blase sich allerdings weiter ausdehnt wird die innere Kraft auf eine immer größer werdende Fläche verteilt und der Druck sinkt ab. Wenn der hydrostatische Druck wieder größer wird als

der innere Druck, kollabiert die Blase und der innere Druck steigt wieder. Dadurch wird ein neuer Impuls abgegeben und der Oszillationszyklus beginnt erneut (Sheriff & Geldart, 1995). Abbildung 6.4a zeigt die oszillierende Signalform einer einzelnen betriebenen Airgun.

Um diesen Effekt zu mindern, werden Airgunarrays mit unterschiedlichen Kammervolumen in fest definierten räumlichen Abständen verwendet. Der Zündzeitpunkt ist durch Sensoren gesteuert, so dass der Erstimpuls konstruktiv und der Bubblepuls destruktiv interferieren (Abbildung 5.3 b). Das für die Messungen verwendete Airgunarray zeigt Abbildung 5.3 c .

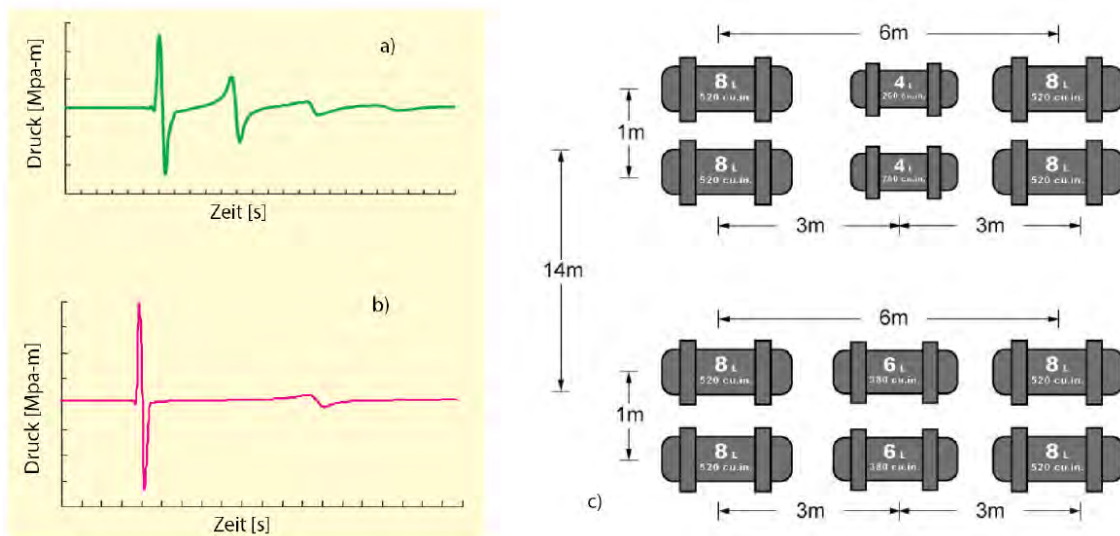


Abbildung 5.3: a) zeigt die Signalform einer einzeln betriebenen Airgun. Durch den unerwünschten Bubblepuls schwingt das Signal exponentiell abfallend eine Zeit lang nach. b) Die Verwendung eines Airgunarrays reduziert den Effekt des Bubblepuls und wirkt sich konstruktiv auf das Nutzsignal aus. (verändert nach www.sercel.com/.../Marinesources.pdf)

c) Prinzipskizze des verwendeten Airgunarray (Fahrtbericht SO195)

5.3 Processing

Nach dem Bergen der Geräte wurden die Daten von den CF-Karten gesichert und bearbeitet. Die Schritte bis zur prozessierten Montage des Seismogramms wurden direkt an Bord durchgeführt. Abbildung 5.4 zeigt die Arbeitsschritte von den Rohdaten bis zum fertigen Seismogramm.

Der Rekorder zeichnet die Daten für jeden Kanal in einer kontinuierlichen Zeitreihe auf. Eine Zeitdifferenz zwischen der GPS-Zeit beim Aussetzen und der anschließender Bergung des Geräts kann linear auf die gesamte Datenspur verteilt werden. Die Rohdaten befinden sich in einem vom Hersteller spezifischen Format und können über eine Software in den SEG-Y-Standard konvertiert werden. Zusammen mit den Schusszeiten und den Koordinaten der Schiffsnavigation werden die Daten in einzelne Spuren geschnitten. Jede Spur erhält dann eine Koordinate und kann anschließend in einem Seismogramm dargestellt werden.

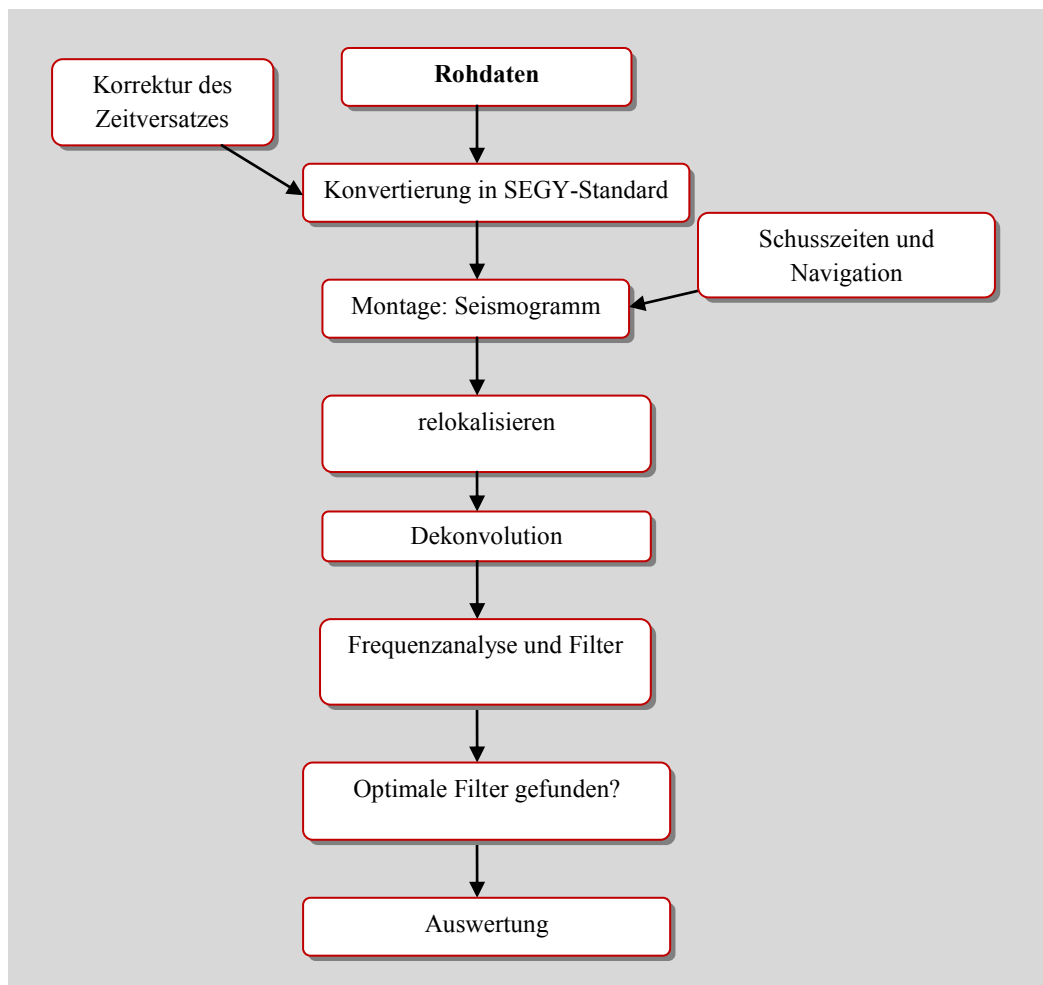


Abbildung 5.4: zeigt die Arbeitsschritte vom Rohdatensatz bis zum fertigen Seismogramm.

Da beim Einsetzen der OBS nur die Koordinate an der Wasseroberfläche bekannt ist und eine Drift durch Strömungen nicht auszuschließen ist, wird die tatsächliche Position der Station relokaliert. Befindet sich die Station nicht an der angenommenen Koordinate, erscheint die direkte Welle im Seismogramm asymmetrisch. Die Stationen werden in der Lage verschoben, bis die direkte Welle symmetrische Form angenommen hat. Um das Signal-Rausch-Verhältnis und die Auflösung zu verbessern, werden Frequenzfilter und eine Dekonvolution mit der Software *Seismic Unix* angebracht.

5.3.1 Frequenzfilter

Aus einem Amplituden-Frequenzspektrum kann der Frequenzgehalt des gesamten Seismogramms analysiert werden. Abbildung 5.5 zeigt, dass Energie mit Frequenzen von bis zu 80 Hz enthalten ist. Die meiste Energie liegt allerdings im Frequenzbereich unter 40 Hz, wobei die dominierende Frequenz zwischen 4 und 8 Hz liegt.

Der obere Teil in Abbildung 5.6 zeigt einen Ausschnitt des ungefilterten Seismogramms vom OBH 216. Das Bild ist von langwelligen Störsignalen dominiert, die mit einem konstanten Gleichstrom- und Spannungs-Offset (Bias) zusammenhängen können. Trotzdem sind die direkte Welle, die Multiple und der Beginn einer Refraktion im Ansatz zu erkennen. Durch einen Hochpass mit einem Sperrbereich zwischen 0.1 - 3 Hz, kann der langwellige Signalanteil vorab gefiltert werden (de-Bias) und die Einsätze im Fern- und Nahbereich wesentlich verbessern.

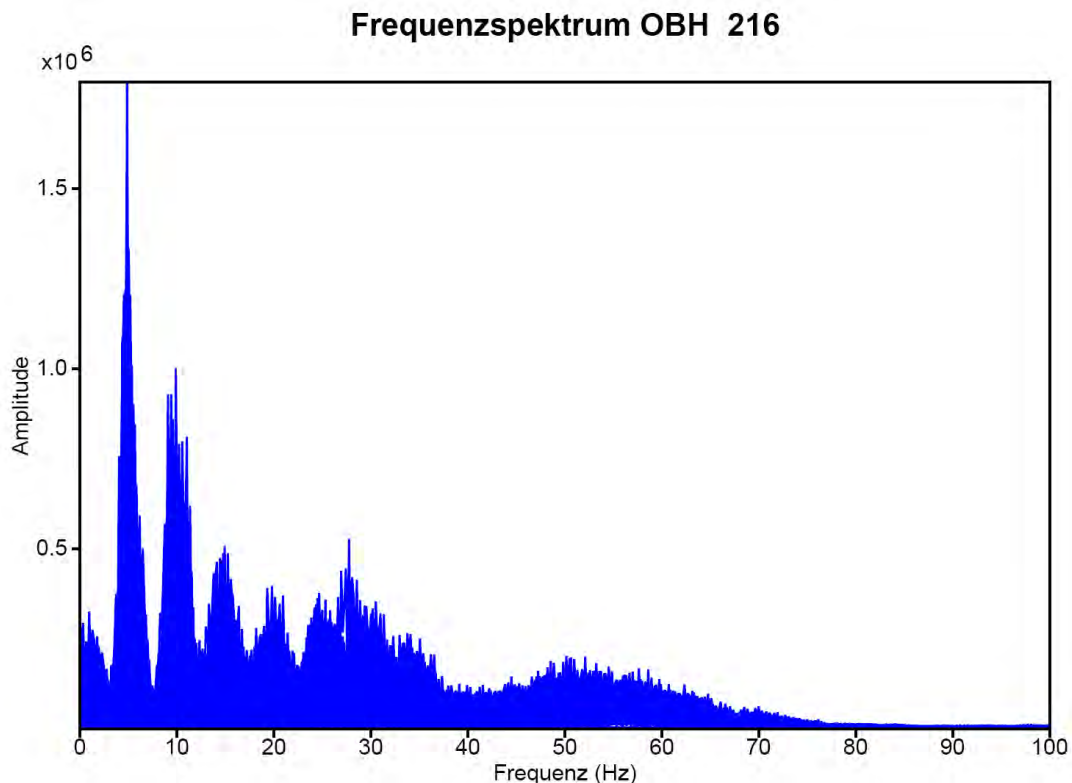


Abbildung 5.5: Gesamtes Amplituden-Frequenzspektrum der Station OBH 216. Die dominierende Frequenz liegt in einem Frequenzbereich zwischen 4 – 8 Hz.

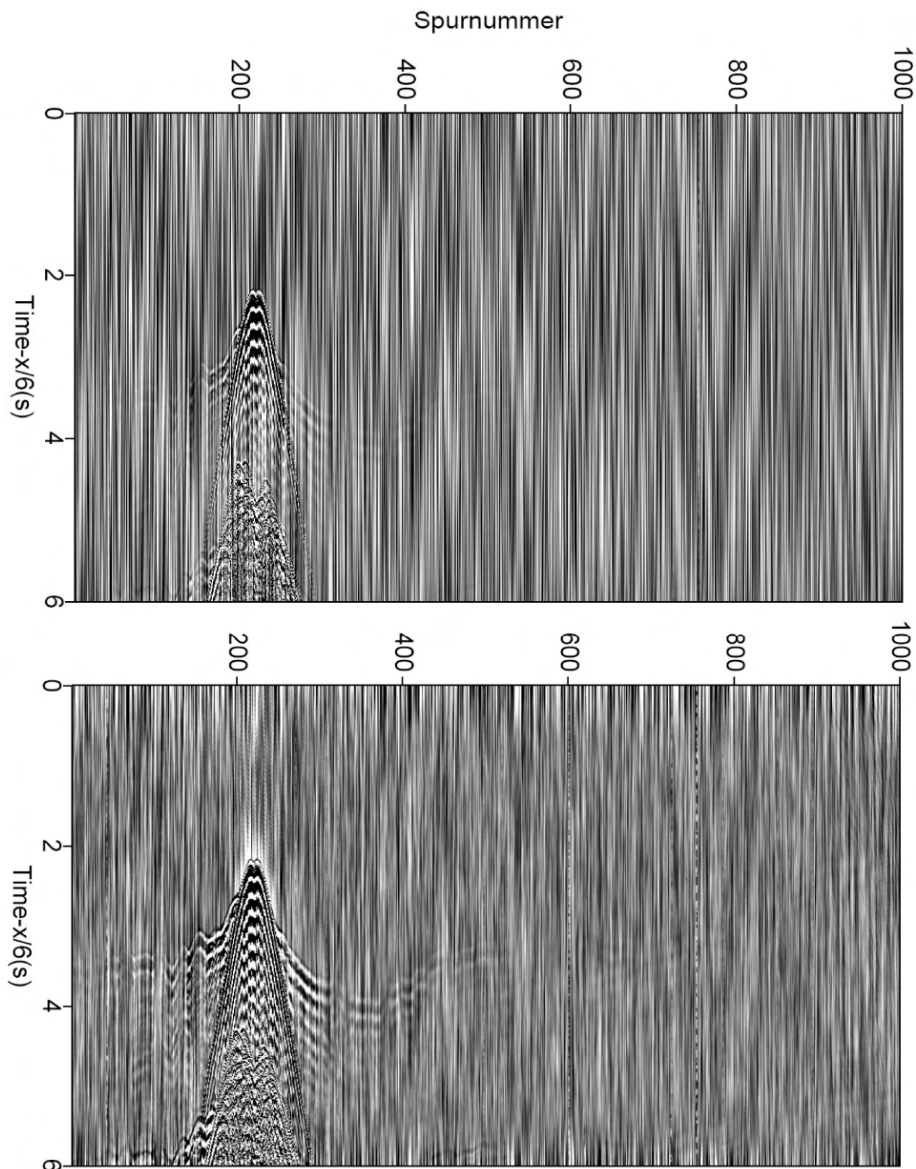


Abbildung 5.6: Oben: Das Bild zeigt einen Ausschnitt des Seismogramm OBH 216 an dem keine Filterprozesse vorgenommen wurden. Erste refraktierte Einsätze sind schwach zu erkennen. Unten: Mit einem Hochpassfilter (0.1 – 3 Hz) bearbeitetes Seismogramm. Ersteinsätze sind wesentlich deutlicher zu erkennen.

Testreihen mit Frequenzfiltern wurden mit einem Butterworthfilter im Nahbereich (0 - 20 km) und im Fernbereich (70 - 90 km) durchgeführt. Die Stützstellen des Filters wurden in Oktaven verändert. Bei einem Oktavfilter stehen die Grenzfrequenzen im konstanten Verhältnis 2:1. Diese Filter sind gut geeignet, um einen ersten Eindruck über die Frequenzzusammensetzung zu gewinnen, da der Frequenzbereich in nicht zu viele Intervalle unterteilt wird. Filtertests für den Nahbereich in Abbildung 5.7 zeigen die direkte Welle und den Beginn einer Refraktion. Frequenzen in der direkten Welle existieren noch bei einem Durchlassbereich von 64 - 128 Hz. Dies bedeutet, dass der Frequenzgehalt zwischen 40 Hz und 70 Hz nur zum Nahbereich der direkten Welle gehört und für Refraktionen und Weitwinkelreflexionen keine Rolle spielt.

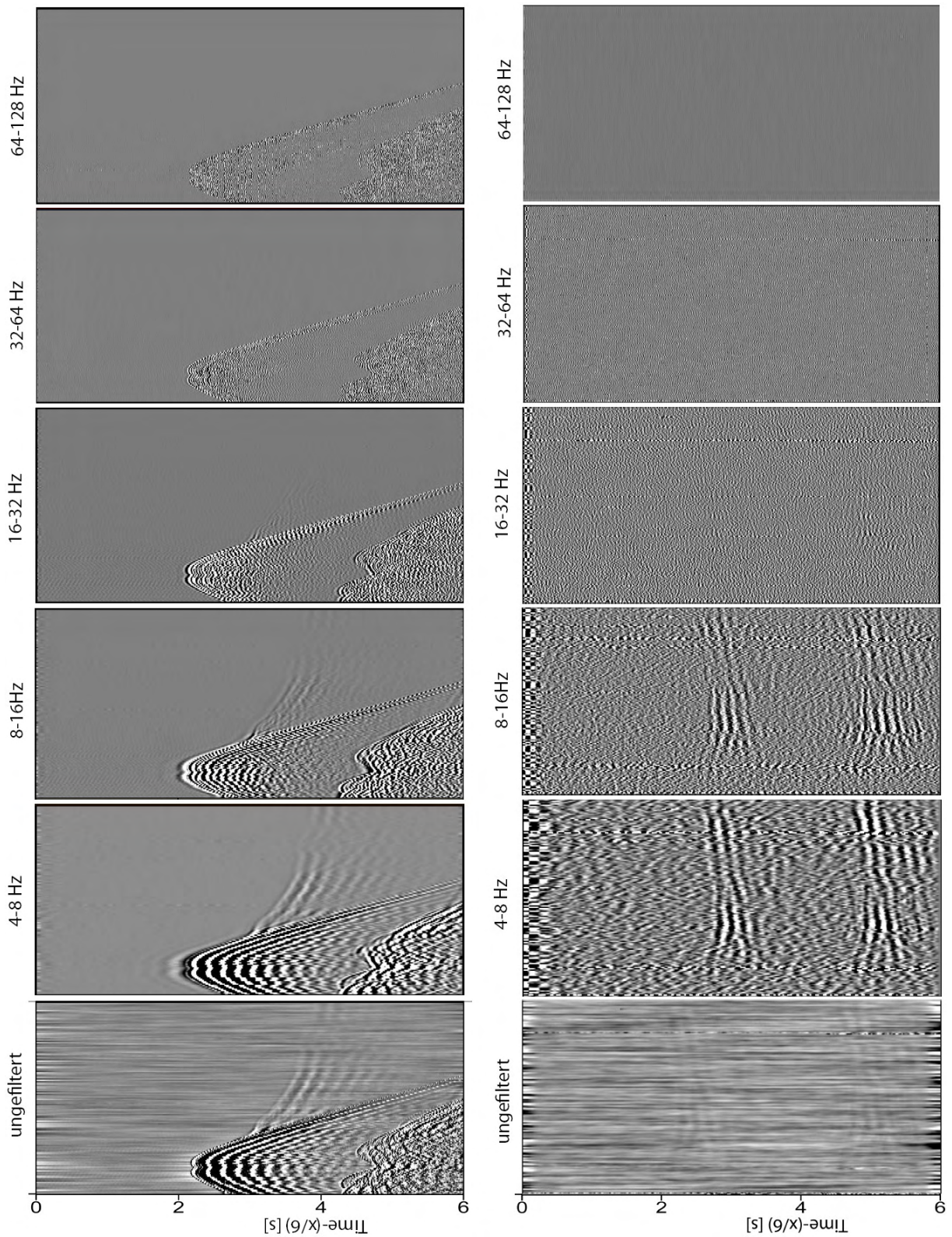


Abbildung 5.7: Testpanel mit Butterworthfiltern im Nahbereich (links) der direkten Welle und beginnender Refraktion. Der Durchlassbereich wurde in Oktaven verändert. Der hochfrequente Anteil in Abbildung 5.5 konzentriert sich auf die direkte Welle. Testreihen des Butterworthfilter im Fernbereich (rechts) zeigen den Ersteinsatz und eine Multiple. Diese sind ab einem Durchlassbereich von 16 - 32 Hz nicht mehr zu identifizieren.

Ab einem Durchlassbereich von 32 - 64 Hz ist die Refraktion nicht mehr zu erkennen. Tests mit Oktavfiltern im Fernbereich (70 - 90 km Offset) zeigen einen refraktierten Ersteinsatz und die Multiple (Abbildung 5.7). Mit einem Filter von 8 - 16 Hz sind die Einsätze noch gut zu erkennen. Bei einem Durchlassbereich von 16 - 32 Hz ist eine Identifizierung schon nicht mehr möglich. Mit Frequenzen im Fernbereich über 20 Hz ist somit nicht zu rechnen. Aufgrund des Effekts, dass hohe Frequenzen schneller gedämpft werden als tiefe, wurden für die gesamte Seismogrammsektion Butterworthfilter benutzt, die abhängig von Offset (x) und Laufzeit (t) sind.

5.3.2 Dekonvolution

Eine Dekonvolution kann dazu beitragen die zeitliche Auflösung im Seismogramm zu verbessern. Das seismische Signal (*wavelet*) wird durch die Dekonvolution verkürzt bzw. komprimiert (Yilmaz, 1987). Idealerweise sollte ein Einsatz im Seismogramm nur durch einen Spike gekennzeichnet sein, was deshalb nicht zu realisieren ist, da eine seismische Quelle keinen Spike erzeugen kann. Allgemein kann ein Seismogramm als eine Faltung (Konvolution) des seismischen Signals mit der Impulsantwort (Reflektivität) einer Grenzschicht aufgefasst werden (Gleichung 5.1).

$$x(t) = w(t) * e(t) + n(t) \quad (5.1)$$

$x(t)$ = Seismogramm ; $w(t)$ = Wavelet ; $e(t)$ = Impulsantwort ; $n(t)$ = Störsignale

Bei dem inversen Prozess (Dekonvolution) wird ein Filter gesucht, der im optimalen Fall mit der Konvolution des Seismogramms nur die Impulsantwort ergibt. Bei diesen Daten wurde eine prädiktive Wiener-Dekonvolution (*predictive deconvolution*) angewendet (Yilmaz, 1987 S.108). Ein Operator mit einer Zeitverzögerung (*prediction-lag*) kann den voraussagbaren Nachhall des Wavelets berechnen. Dies geschieht durch Konvolution des Operators mit dem Seismogramm. Die Differenz des Seismogramms und des Ergebnisses der Konvolution ergibt eine Fehlerserie (*prediction-error-series*), die nur den nicht-vorhersagbaren Teil (bspw. Reflexionen einer Schichtgrenze) im Seismogramm hinterlässt (Jones, 1999 S.86). Der *prediction-lag* des Operators kann aus dem Autokorrelogramm über die zeitliche Breite der Wellenform ermittelt werden. Abbildung 5.8 zeigt das Autokorrelogramm für den Nah- und Fernbereich nach dem Butterworthfilter. Der Abstand eines Wellendurchgangs im Autokorrelogramm beträgt ~0.2 Sekunden.

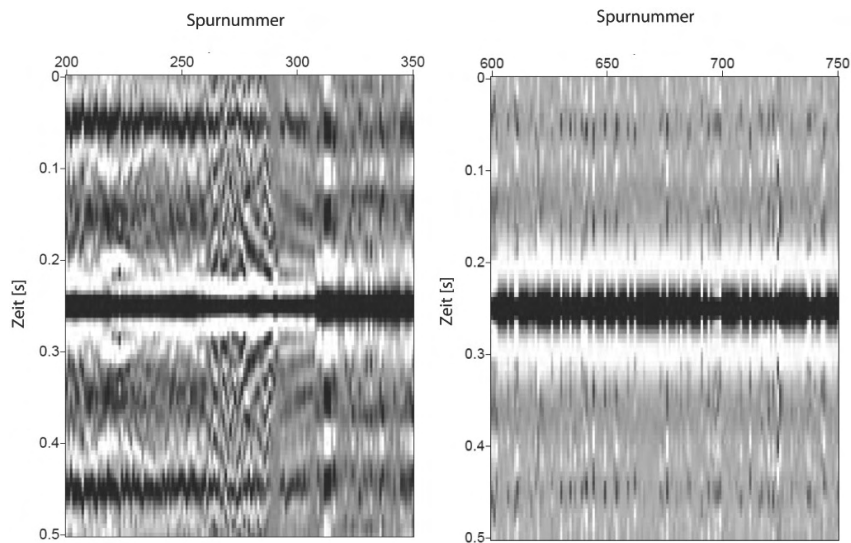


Abbildung 5.8: Autokorrelation des Seismogramms von OBH 216 im Nahbereich (links) und im Fernbereich (rechts). Der Abstand eines Wellendurchgangs kann für die prädiktive Dekonvolution benutzt werden.

Tests mit verschiedenen *prediction-lags* im Nah- und Fernbereich sind in Abbildung 5.9 zu sehen. Das Seismogramm verbessert sich insofern, dass Nachschwinger vom Wavelet komprimiert werden und der Ersteinsatz schärfer und besser zu erkennen ist. Ab einem *prediction-lag* von 0,3 s beginnen die Einsätze wieder zu „verschmieren“ und die temporäre Auflösung verschlechtert sich. Ein *prediction-lag* von 0,2 s mit einer Operatorlänge von 1,0 s ergibt in diesen Testreihen für den Nahbereich das beste Ergebnis.

Auch im Fernbereich wird das seismische Bild durch die Dekonvolution erheblich verbessert. Allerdings lässt ein Vergleich verschiedener *prediction-lags* keine Aussagen zu, da Unterschiede kaum festzustellen sind. Die Dekonvolution mit verschiedenen Operatorlängen zeigte keinen signifikanten Einfluss auf das Ergebnis.

Nach der Dekonvolution des Seismogramms ist außerdem mit einer Erhöhung des Frequenzgehalts zu rechnen, da ein idealer Spike das gesamte Frequenzspektrum (weißes Spektrum) widerspiegelt. Aus diesem Grund wurde nach der Dekonvolution erneut ein Butterworthfilter auf das Testpanel (Abbildung 5.9) angewendet. An Bord wurde die Dekonvolution vor der Frequenzfilterung durchgeführt. Ein *prediction-lag* von 0,19s mit einer Operatorlänge von 1,0 s führte für alle Stationen zum besten Ergebnis. Abbildung 5.10 zeigt das gesamte Seismogramm der Station OBH 216 nach Dekonvolution und Butterworthfilter.

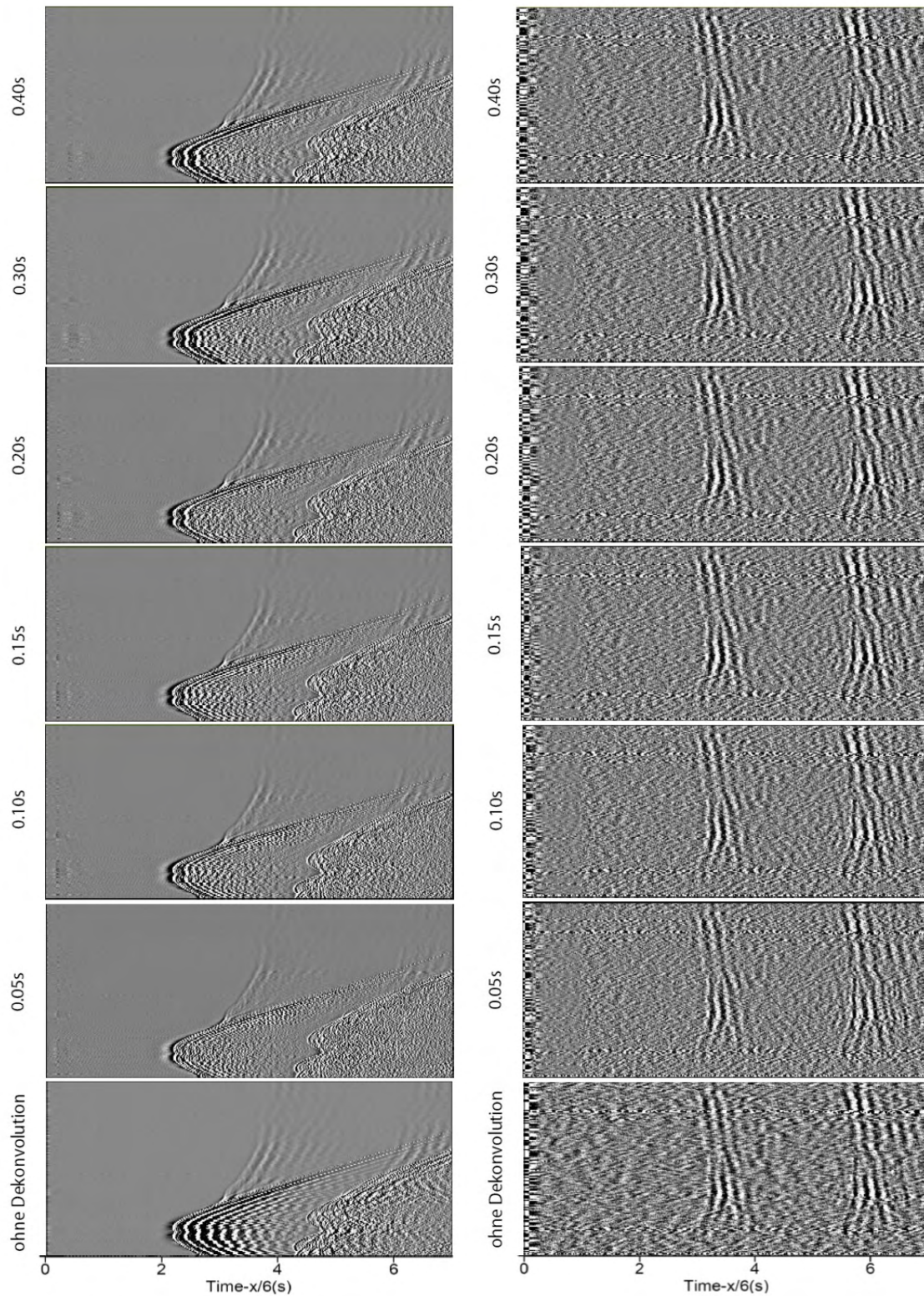


Abbildung 5.9: Testpanel der Dekonvolution mit unterschiedlichen prediction-lags für den Nahbereich (links) und Fernbereich (rechts). Das Nachschwingen des Wavelets im Nahbereich wird durch die Dekonvolution unterdrückt. Im Fernbereich zeigt sich eine Verbesserung des Signals, jedoch ist ein Unterschied mit verschiedenen *prediction-lags* nicht feststellbar.

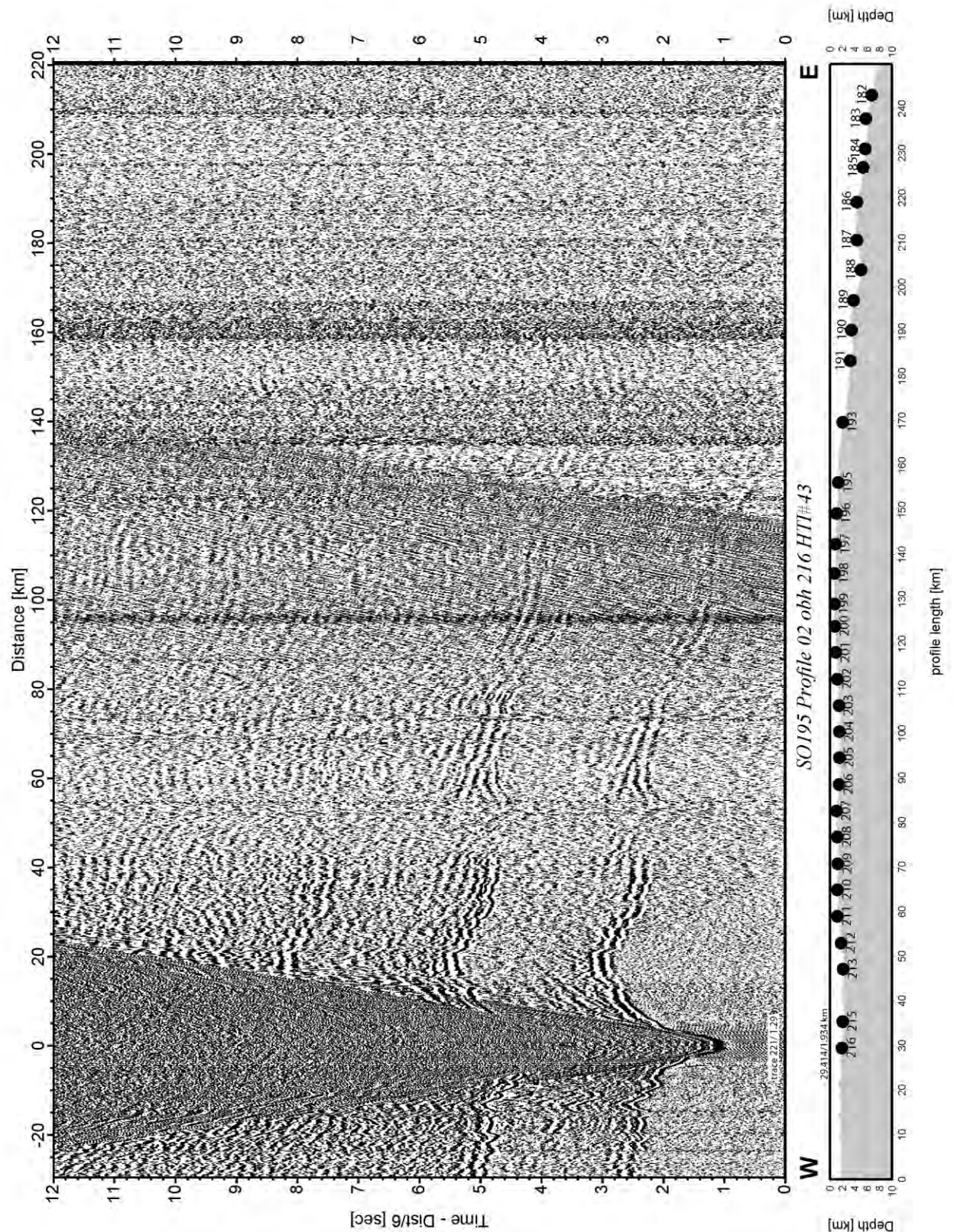


Abbildung 5.10: Das Seismogramm, der Station OBH 216 nach dem Processing. Die Topographie entlang des Messprofils sowie die Lage der Station sind in dem Plot am rechten Rand zu sehen.

6 Modellierung

Mit der Methode der Strahlverfolgung (*Ray-Tracing*) werden die Daten in einem Vorwärtsmodell modelliert. Hierzu werden verschiedene Programme, die von *Colin Zelt* entwickelt wurden, benutzt. Zur Modellierung werden nur die Kanäle des Hydrophons verwendet, die auf vielen Geräten eine bessere Datenqualität zeigen als die Komponenten des Geophons. Die Stationen OBH 214, 194, 196, 192 und 181 zeichnen keine Daten auf.

Ein Programm zur Inversion der Daten mit einer ‚damped-least-square-method‘ (*Dmplstqr*) konnte nicht verwendet werden, da zu viele Stützstellen in der Bathymetrie dem Programm Probleme bereiteten. Auf einen möglichst genauen Verlauf der sehr starken Topographieunterschiede konnte jedoch nicht verzichtet werden. Tests (mit weniger Stützstellen) zeigten, dass für ein komplexes Modell die Inversion kein befriedigendes Ergebnis liefert. In diesem Kapitel wird auf die Funktionsweise der Programme und das Vorgehen bei der Modellierung eingegangen. Das Prinzip des in dieser Arbeit verwendeten Raytracers (*Rayinvr*) wurde bereits in 3.4 vorgestellt. Die vor und während der Modellierung identifizierten Phasen sind im Abschnitt 6.2 beschrieben und die Bedingungen und Parameter des Startmodells in 6.3.

6.1 Programme

Das Programm *Zplot* wird dazu verwendet, die seismischen Daten einzulesen und Einsätze zu picken. *Zplot* liest Daten im Seismic-Unix-Standard ein. Die Daten befinden sich vorerst im *segy*-Format und müssen zunächst konvertiert werden. Ein Konvertierungsprogramm (*su2z*) wandelt den Seismic-Unix-Standard in ein für *Zplot* lesbares Format um (Abbildung 6.1).

Mit *Zplot* können Einsätze verschiedener Phasen mit unterschiedlichen Farben gepickt und einer Ungenauigkeit zugeordnet werden. *Zplot* bietet weiterhin verschiedene Module an, die auf die Daten angewendet werden können. Es gibt unter anderem die Möglichkeit, reduzierte Geschwindigkeiten zu ändern, einen Bandpassfilter anzuwenden oder die Daten mit einem AGC (*automatic gain control*) zu verstärken.

Die gesetzten Picks werden mit Zeit und Koordinate in einer Header-Datei gespeichert und können mit dem Tool *z2tx* in ein Dateiformat (*tx.in*) gewandelt werden. Die *tx.in*-Dateien aller Stationen werden zu einer Datei zusammengeführt, die anschließend mit dem Programm *Rayinvr* weiter verwendet wird.

Bei *Rayinvr* handelt es sich um ein 2-D Ray-Tracing Programm, mit dem eine Vorwärtsmodellierung und Inversion der P-Wellen möglich ist. Beim Ray-Tracing werden Strahlwege und Laufzeiten durch ein vorgegebenes Modell mit Schichten und Geschwindigkeiten berechnet. Die gemessenen Laufzeiten müssen mit den Laufzeiten, die durch das Ray-Tracing berechnet wurden, zur Deckung gebracht werden. Dies kann erreicht werden, indem die Geschwindigkeit oder die Mächtigkeit einer Schicht variiert wird.

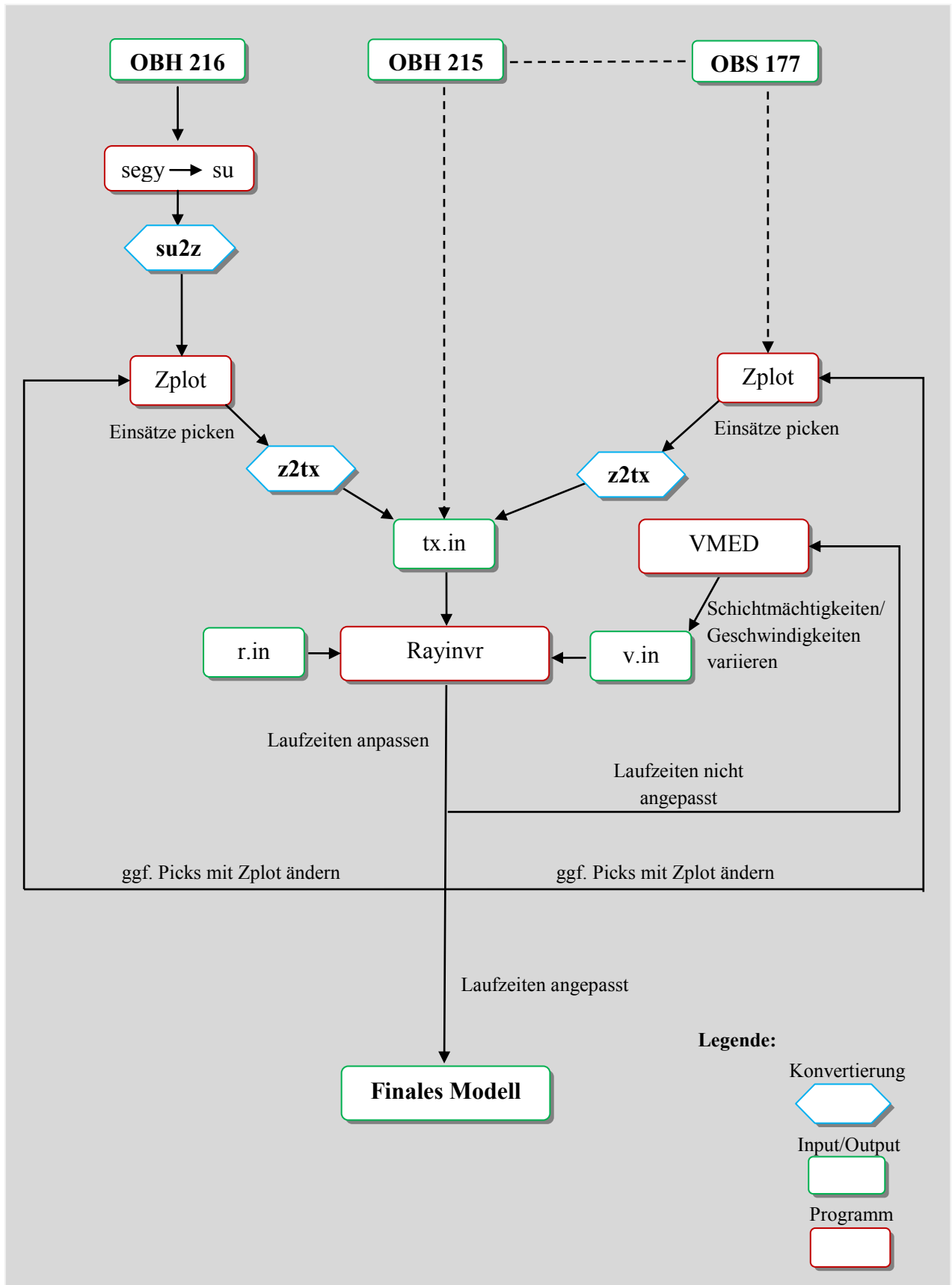


Abbildung 6.1: zeigt die Arbeitsschritte vor und während der Modellierung

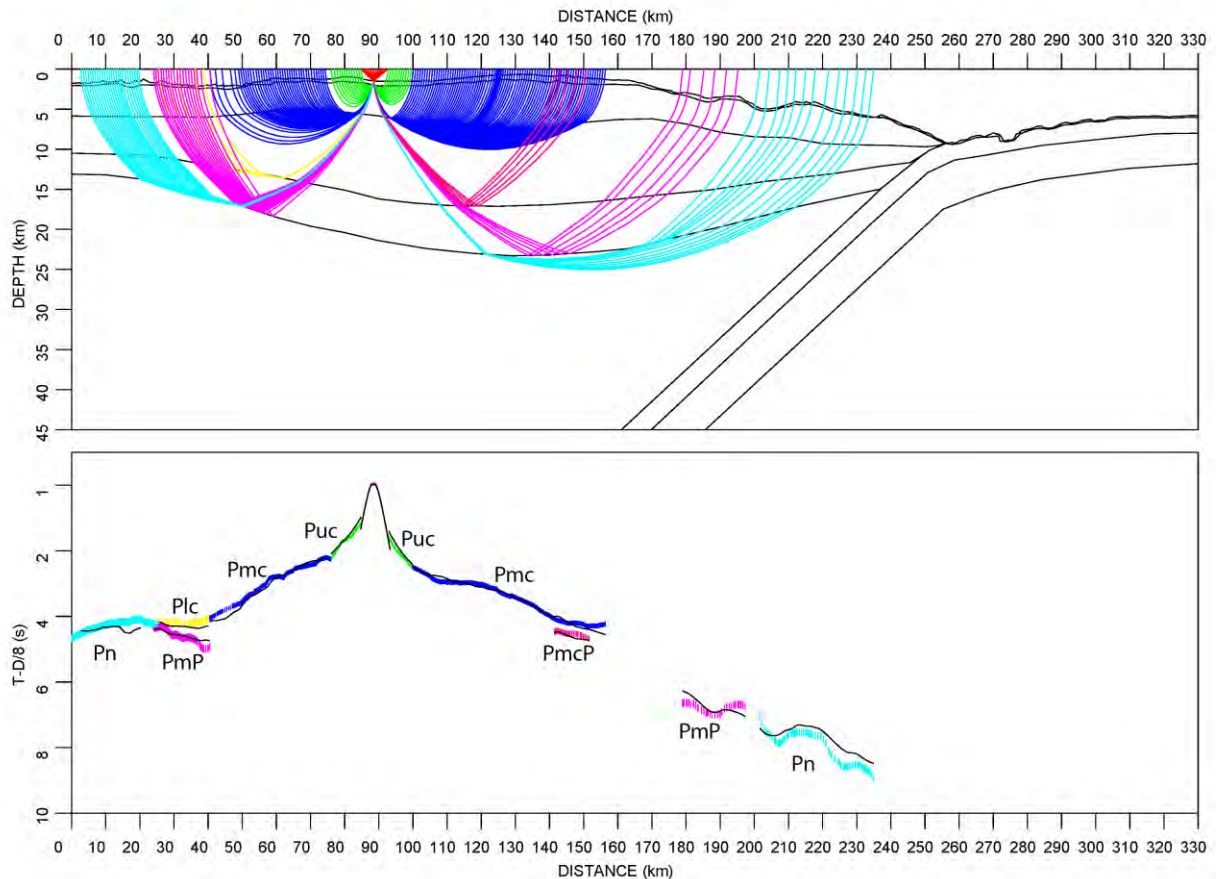


Abbildung 6.2: Beispiel der Modellierung mit *Rayinvr*. Das obere Fenster zeigt das Modell mit unterschiedlichen Schichten. Farblich gekennzeichnet sind die Strahlwege unterschiedlicher Phasen, die durch das Modell mit den Ray-Tracing-Gleichungen berechnet werden. Das untere Fenster zeigt die Laufzeitäste der gepickten Phasen in reduzierter Geschwindigkeit ($v_{red}=8$ km/s) (Abkürzungen in Tabelle 6.1). Die schwarzen Linien sind die berechneten Laufzeiten im Modell und müssen mit den beobachteten Laufzeiten möglichst gut zur Deckung gebracht werden. Die Breite der Farbe gibt gleichzeitig einen Wert für die Ungenauigkeit beim Picken an.

Das gesamte Modell ist in einer Datei (*v.in*) beschrieben. Jede Schicht muss über das gesamte Profil laufen und ist in drei Blöcken parametrisiert. Der erste Block gibt die Tiefenlage der Schichtoberkante im Modell an, der zweite die Geschwindigkeit an der Oberkante, der dritte die Geschwindigkeit an der Unterkante der Schicht. Mit der Oberkante einer tieferen Schicht wird gleichzeitig die Unterkante der oberen Schicht definiert. Jeder Block kann aus beliebig vielen Knoten bzw. Stützstellen bestehen. Die Werte zwischen den Tiefenknoten werden horizontal linear interpoliert und zwischen Geschwindigkeitsknoten werden sie horizontal sowie vertikal interpoliert.

In *Rayinvr* ist die Position, an der das OBS/OBH auf dem Meeresboden steht, der Quellpunkt für die Strahlen im Modell. Entlang der oberen Modellgrenze (Wasseroberfläche), werden die Laufzeiten der Strahlen von hypothetischen Empfängern registriert. Empfänger und Quelle

sind im Vergleich zur Akquisition miteinander vertauscht. Abbildung 6.2 verdeutlicht das Prinzip und zeigt Strahlen, die durch das Modell verfolgt werden.

Phasen, die mit *Zplot* gepickt und einer unterschiedlichen Farbe zugeordnet wurden, können mit *Rayinvr* als Tauchwellen, Reflexionen oder als echte Refraktionen (Kopfwellen) durch das Modell berechnet werden. Um der Farbe eine Wellenart in einer bestimmten Schicht zuzuweisen, wird eine Codierung verwendet. Diese ist mit weiteren Parametern in einer Datei (*r.in*) enthalten.

Um die Tiefen- und Geschwindigkeitsknoten im Modell interaktiv anzupassen, wurde das Tool *VMED* verwendet. Mit *VMED* lassen sich neue Knotenpunkte im Modell einfügen bzw. löschen, Schichten ineinander auskeilen (*pinch-out*) oder duplizieren.

6.2 Identifikation der Phasen

Bevor ein Modell aufgesetzt werden konnte, mussten die Ersteinsätze gepickt werden. Die Picks wurden möglichst genau auf den ersten Nulldurchgang (*zero-crossing*) des Ersteinsatzes gelegt.

Der Einfluss der rauen und sehr unterschiedlichen Topographie spiegelt sich auch in den Ersteinsätzen wieder. Es war teilweise schwer festzustellen, ob eine Änderung der Steigung mit einem Schichtwechsel (bzw. Phasenwechsel) verbunden ist, oder ein prägnanter Wechsel in der Topographie vorlag. Es kam vor, dass Ersteinsätze einer falschen Phase zugeordnet wurden und im anschließenden Modell nicht verfolgt werden konnten. Ob diese Einsätze besser zu einer anderen Schicht passen, konnte durch Änderung der Codierung mit *Rayinvr* ausprobiert werden. Anschließend wurden die Picks der neuen Phase mit *Zplot* zugeordnet.

Die direkte Welle (Wasserwelle) und mindestens der Beginn einer Tauchwelle durch die Kruste konnten von allen Stationen beobachtet werden. Auf vielen Stationen sind Weitwinkelreflexionen und refraktierte Einsätze mit einem Offset bis zu 160 km zu erkennen. Ersteinsätze der Kruste (Pg) sind in einigen Seismogrammen bis zu einem Offset von 80 km zu beobachten. Aus diesem Grund wurde diese Phase in Ober-, Mittel- und Unterkruste unterteilt (Puc, Pmc, Plc). Oft nimmt die Energie der Pg so stark ab, dass ein Ersteinsatz nicht mehr erkennbar ist. Abbildung 6.3 zeigt am Beispiel der Station OBH 198 die Unterscheidung der Phasen von Ober- und Mittelkruste. Der Steigungswechsel zwischen 10 - 15 km, wurde als Übergang von Oberkruste zur Mittelkruste zugeordnet.

Weiterhin sind Weitwinkelreflexionen (PmP), die von der Krusten-Mantel-Grenze stammen, gut zu erkennen. Diese Einsätze erscheinen in den Seismogrammen der Stationen OBH 216 - 208 bei einem Offset zwischen 50 - 80 km. In den Seismogrammen OBH 206 - 197 werden diese Einsätze erst zwischen 80 - 100 km beobachtet.

Besonders auffällig sind außerdem Weitwinkelreflexionen, die bei Offset zwischen 40 - 60 km noch weit vor der PmP auftauchen. Während des Modellierens konnten diese Einsätze als

eine Reflexion von der Unterseite der mittleren Kruste zugeordnet werden (PmcP). Diese Reflexionen unterstützen die Modellierung der mittleren Kruste zusätzlich.

Die Energie von Tauchwellen durch den oberen Mantel (Pn) ist bei größeren Offsets sehr gering. Nur mit Hilfe eines zusätzlichen Bandpassfilters (1 - 12 Hz) konnten Einsätze in großer Entfernung besser erkennbar gemacht werden.

Tabelle 6.1 gibt eine Übersicht der identifizierten Phasen und der in dieser Arbeit verwendeten Abkürzungen. Abbildung 6.2 zeigt exemplarisch Strahlwege durch das Modell und die gepickten Phasen und Laufzeiten. Das entsprechende Seismogramm der Station OBH 206 ist in Abbildung 6.4 zu sehen.

Phasen	Tauchwelle/Refraktion in:
Puc	oberer Kruste (Schicht 3)
Pmc	mittlere Kruste (Schicht 4)
Plc	untere Kruste (Schicht 5)
Pn	oberer Mantel (Schicht 6 und 9)
Phasen	Reflexionen von:
PmcP	Unterkante mittlere Kruste (Schicht 5)
PiP	Oberkante subduzierte Platte (Schicht 7)
Pm2P	Moho subduzierte Platte (Schicht 8)

Tabelle 6.1: identifizierte Phasen

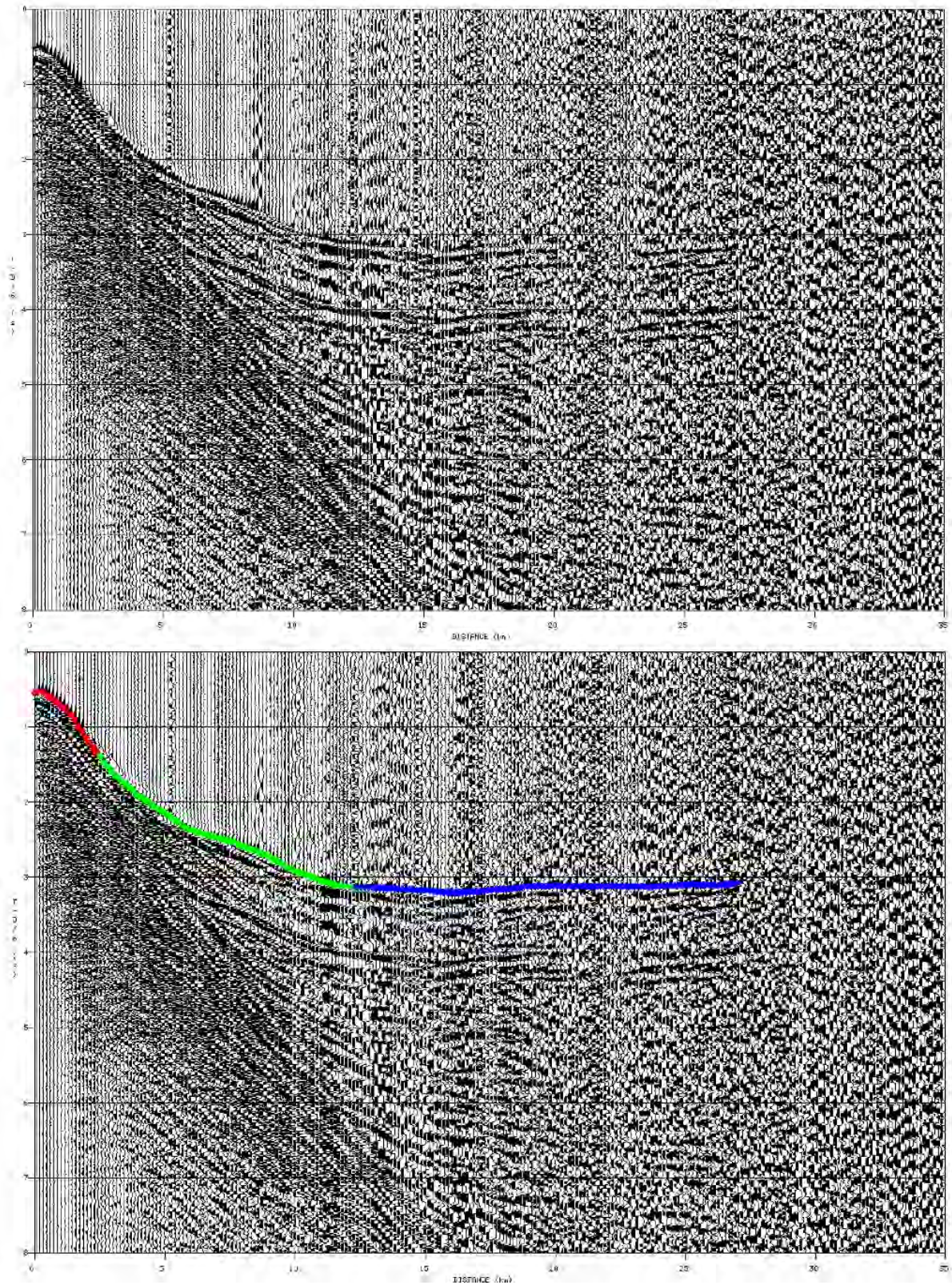


Abbildung 6.3: Beispiel der Phasenidentifizierung unter Verwendung des Programm Zplot, anhand der Station OBH 198 ($v_{red}=6$ km/s).

oben: Seismogramm ohne Picks. Unten: rot=direkte Welle ; grün=Oberkruste ; blau=Mittelkruste

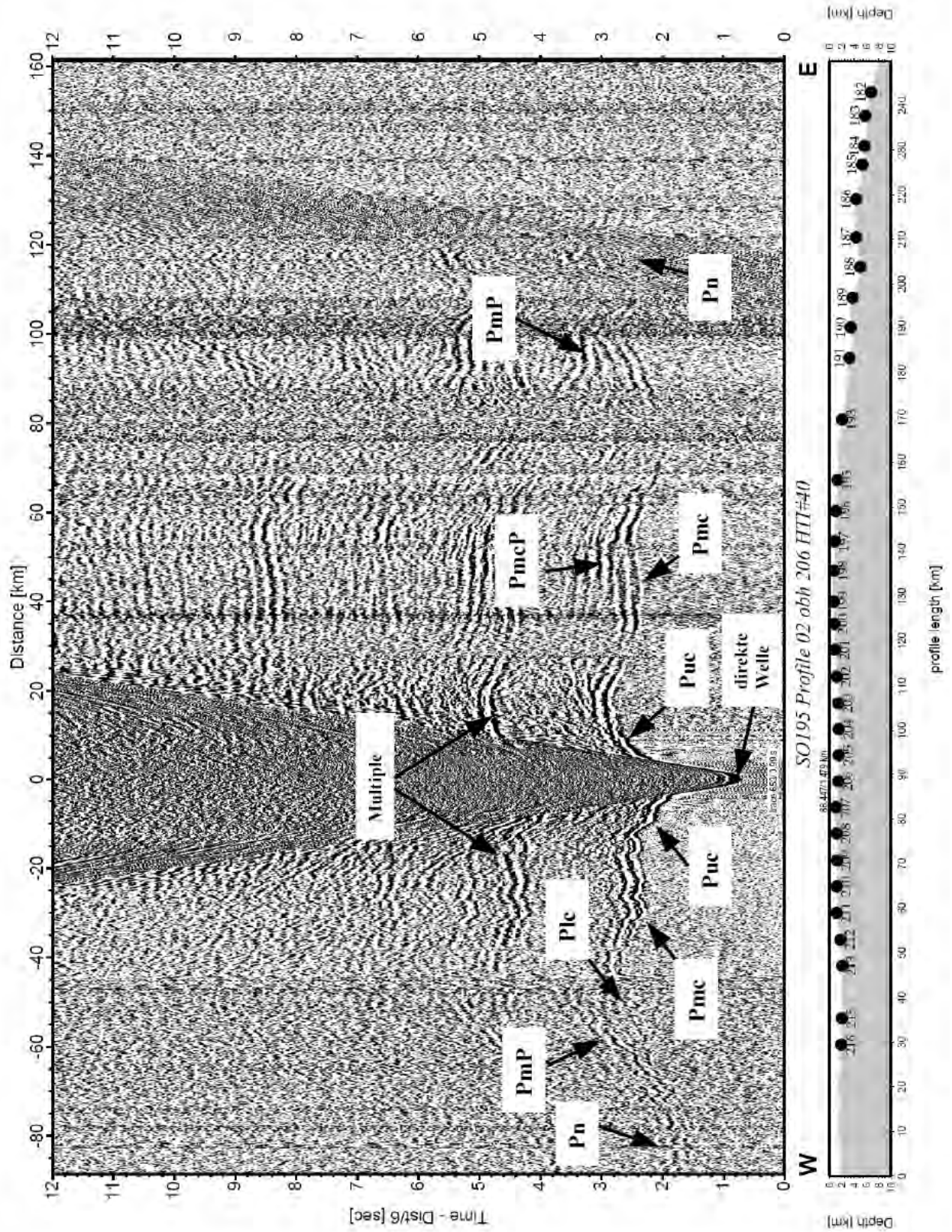


Abbildung 6.4: Beispiel der identifizierten Einsätze im Seismogramm OBH 206. Definitionen der Phasen sind in Tabelle 6.1 aufgeführt.

6.3 Startmodell

Zu Beginn des Modells wurde nur der Aufbau des Inselbogens modelliert. Die Modellierung der subduzierten und pazifischen Platte erfolgte erst im Anschluss, da für den Raytracer Rayinvr Schichten über das gesamte Modell laufen müssen und ein Auskeilen (pinch-out) erforderlich war. Die Strategie bei der Modellierung bestand darin, erst die oberste Schicht anzupassen und dann das Modell kontinuierlich nach unten aufzubauen. Gleichzeitig muss das Modell aber auch die Laufzeiten benachbarter Stationen erfüllen.

Lau-Becken, Inselbogen und Forearc

Der Wasserkörper ist die erste Schicht, die in das Modell eingefügt wurde und dessen Unterkante durch die Bathymetrie des Meeresbodens definiert wird. Diese Informationen stammen direkt vom Fächerecholot des Schiffs und wurden mit einem Stützstellenabstand von 0.75 km in das Modell eingebracht. An dieser Schicht darf demnach nichts verändert werden. Die Geschwindigkeit wurde für Wasser auf konstante 1.5 km/s gesetzt.

Obwohl gut geschichtete Sedimente in den Streamerdaten nur an wenigen Stellen im Profil zu erkennen sind, wurde eine dünne Schicht von ca. 100 m Mächtigkeit in das Modell eingebaut. Diese Schicht mit einer Geschwindigkeit von 1.7 - 1.9 km/s soll für unkonsolidierte Sedimente und poröse Gesteine mit niedrigen Geschwindigkeiten die Laufzeiten verzögern.

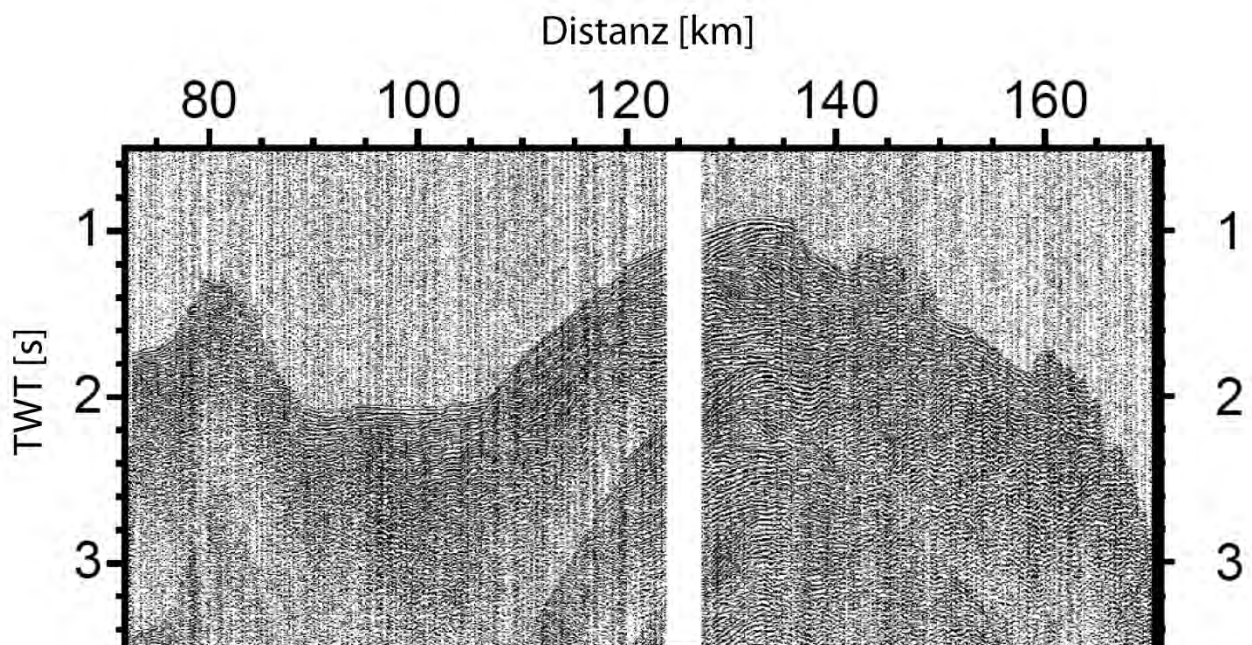


Abbildung 6.5: Steilwinkelreflexionen zeigen sedimentäre Strukturen in einem Becken zwischen dem Vulkan und dem remanenten Inselbogen bei 90-105 km. Weitere Strukturen sind zwischen 120 und 140 km zu erkennen.

Die Anpassung dieser Schicht geschieht zusammen mit der Modellierung der oberen Kruste. Im Bereich zwischen dem magmatischen und dem remanenten Inselbogen befindet sich ein Sedimentbecken. Geschichtete Strukturen sind außerdem auf dem remanenten Inselbogen zu finden und wurden im Modell beachtet. Aus Abbildung 6.5 kann eine Laufzeit (2.1 - 2.4 s TWT) von ~ 0.3 s abgeschätzt werden. Mit einer Geschwindigkeit von $\sim 1.7 - 1.9$ km/s, ergibt dies eine Sedimentschicht von 250 - 300m. Die Geschwindigkeit an der Oberkante der oberen Kruste wurde als Startwert auf 3.4 km/s gesetzt, die an der Unterkante auf 6.0 km/s. Die Mächtigkeit betrug zu Beginn ~ 5 km und wurde dem Verlauf der Topographie angepasst. Im Anschluss konnte die mittlere Kruste (Startwert: $\sim 6.0 - 7.0$ km/s) und die untere Kruste (Startwert: $\sim 7.0 - 7.5$ km/s) modelliert werden. Die untere Kruste und der Beginn des oberen Mantels sollen durch die Reflexionen der PmP- und der Pn-Phasen definiert werden. Die Geschwindigkeit im oberen Mantel betrug zu Beginn des Modells 8.1 km/s.

Pazifische Platte

Das Startmodell der Pazifischen Platte wurde, respektive Layer 2 und Layer 3, in Ober- und Unterkruste aufgeteilt. Die Mächtigkeit der ozeanischen Kruste wurde auf ~ 6 km angenommen. Sedimente (Layer 1) auf der pazifischen Platte sind in diesem Gebiet kaum vorhanden. Nur eine Schicht von ~ 50 m wurde zur Dämpfung der Laufzeit eingefügt. Layer 2 wurde mit einem hohen Geschwindigkeitsgradienten (4.0 - 6.2 km/s) und einer Schichtmächtigkeit von 2 km modelliert, Layer 3 mit einem niedrigeren Gradienten (6.3 - 7.0 km/s) und 4 km Mächtigkeit.

Einige Einsätze in den Seismogrammen OBS 184 - OBS 187 (Profilkilometer 210 - 235) konnten in Betracht gezogen werden, Reflexionen der subduzierten Pazifischen Platte zu sein (bspw. Abbildung 7.4). Der Winkel, mit dem die Pazifische Platte unter den Inselbogen abtaucht, wurde zu Beginn auf $\sim 10^\circ$ gesetzt.

7 Ergebnisse der Modellierung

Das finale Modell nach der Modellierung mit dem seismischen Geschwindigkeitsfeld ist in Abbildung 7.1 zu sehen. Um zu zeigen, wie tief der Untergrund durch Strahlen abgedeckt ist, werden die modellierten Mantelphasen (P_n) und Reflexionen (P_iP , P_m2P) der abtauchenden Platte dargestellt. Zunächst werden die Ergebnisse beschrieben, ohne dabei im Wesentlichen eine Interpretation vorzunehmen. Dazu wird das Profil in unterschiedliche Abschnitte unterteilt.

7.1 Anpassung der Laufzeiten

Lau-Becken und vulkanisch aktiver Bogen (0 - 90 km)

Im gesamten Krustenbereich ist die Strahlüberdeckung sehr gut. Nur am Übergang zum Lau-Becken ist die Strahlüberdeckung etwas geringer, da hier der Profilanfang liegt. Der Verlauf der Schichtgrenzen im Bereich der ersten 10 km des Profils ist entsprechend mit weniger Strahlen modelliert.

Bei der Modellierung der oberen Kruste haben die Mächtigkeit des Sediments und die Geschwindigkeit an der Oberkante den meisten Einfluss auf die Anpassung der Laufzeiten. Die Sedimentschicht variiert zwischen 100 und 300 m und macht somit eine Anpassung der Laufzeiten möglich. Die obere Kruste in diesem Profilschnitt muss zur optimalen Laufzeitanpassung auf eine durchschnittliche Mächtigkeit von ~ 4 km gesetzt werden. Im Bereich der Vulkane muss sie mit 3.5 km noch etwas dünner werden. Das ursprüngliche Startmodell von ~ 5 km wird somit insgesamt etwas geringmächtiger. Geschwindigkeiten entlang der Oberseite der oberen Kruste liegen zwischen 3.4 km/s am Rand des Lau-Beckens und müssen auf 3.1 - 3.2 km/s im vulkanisch aktiven Bereich reduziert werden.

Die mittlere Kruste nimmt ab Profilkilometer 20, mit einer Mächtigkeit von 5 km, stetig in Richtung Osten zu. Dies zeigen Tauchwellen (P_{mc}), deren Ersteinsätze bei immer größerem Offset noch zu erkennen sind. Unter den Vulkanen muss die mittlere Kruste bereits auf 9 km Mächtigkeit gesetzt werden. Weitwinkelreflexionen (P_{mcP}) der Stationen OBH 208 und OBH 209 passen gut zur Unterkante dieser Schicht und stützen somit die modellierte Tiefe und den Geschwindigkeitsgradienten. Der mittlere Krustenbereich kann mit Geschwindigkeiten zwischen 5.8 - 6 km/s an der Oberkante und 6.8 - 7.1 km/s an der Unterkante angepasst werden.

Die Krusten-Mantel-Grenze bzw. die untere Kruste kann durch die Anpassung von Weitwinkelreflexionen (P_mP), die von den entfernteren Stationen OBH 206, 205, 204, 203 (Profilkilometer 90 - 110) beobachtet werden, modelliert werden. Die untere Kruste wurde mit einer Mächtigkeit von ~ 5.0 km modelliert und ihre Unterkante verläuft nahezu parallel zur mittleren Kruste. Die Geschwindigkeiten liegen zwischen 7.0 - 7.2 km/s, um eine Anpassung der P_mP zu gewährleisten.

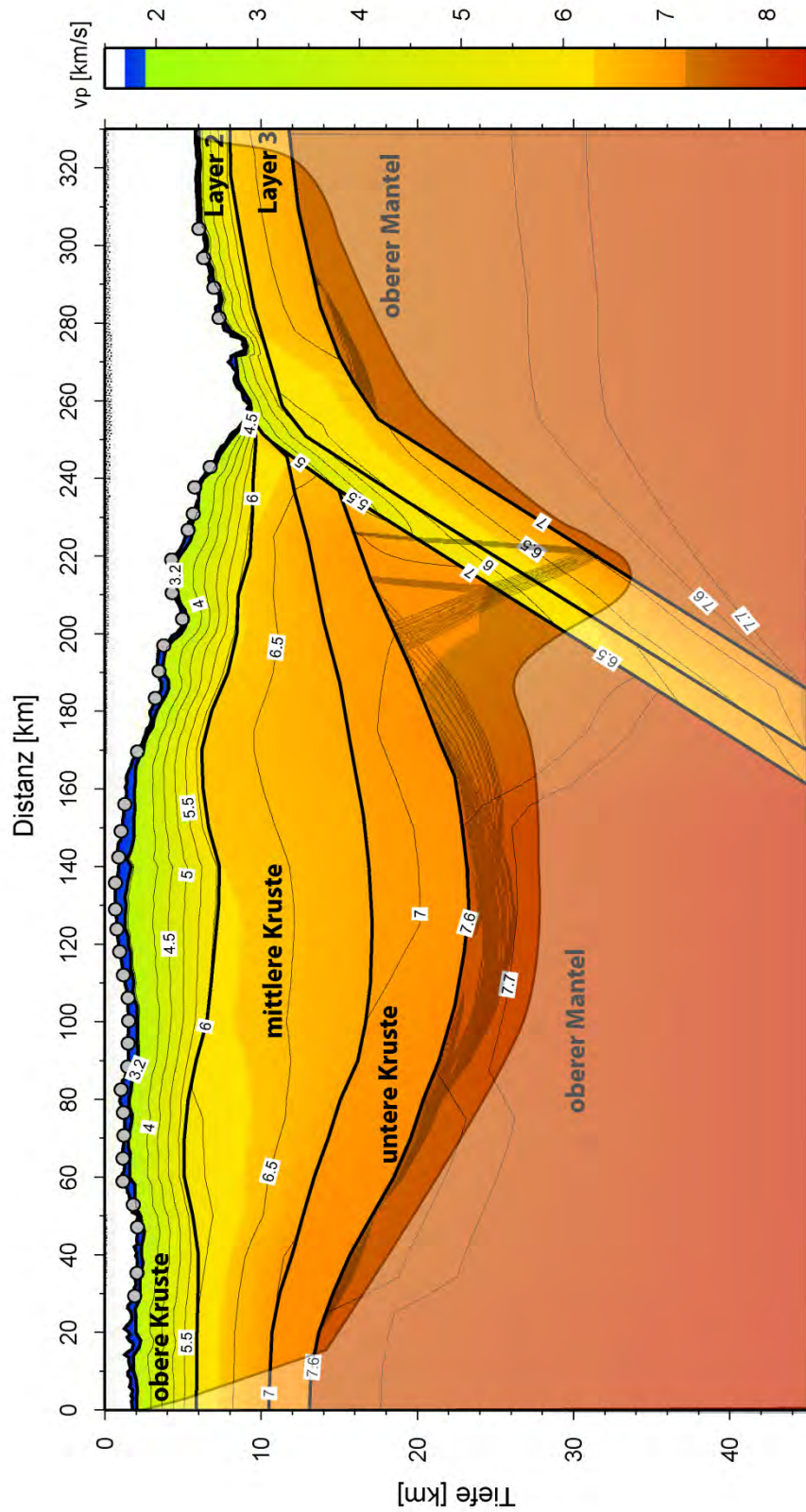


Abbildung 7.1: Finales Modell nach der P-Wellen-Modellierung mit Rayinvr. Dicke schwarze Linien sind Schichtgrenzen. Graue Linien sind die am tiefsten eingedrungenen Strahlen um die maximale Abdeckung zu zeigen. Halbtransparenter Bereich ist nicht durch Strahlen überdeckt.

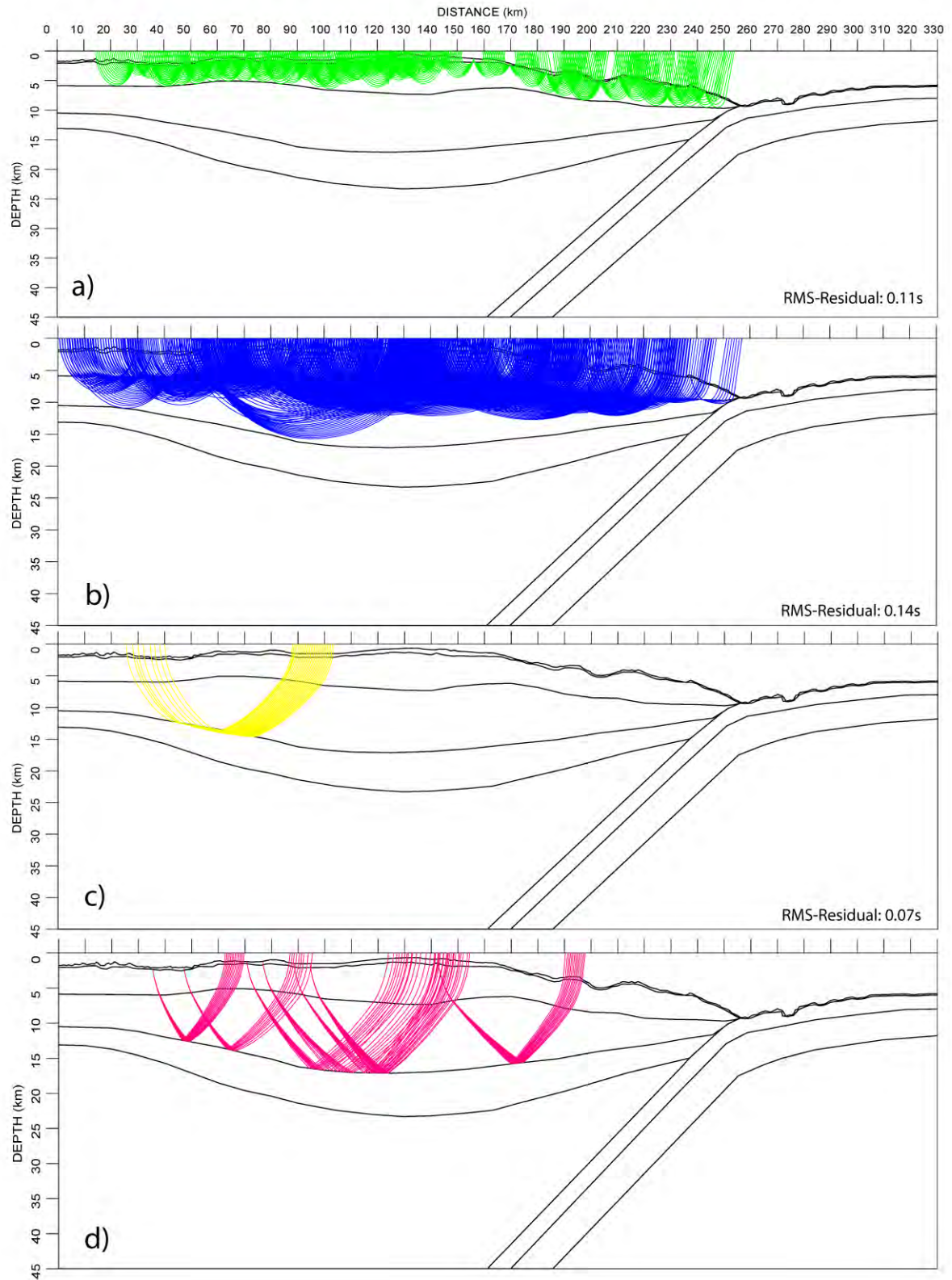


Abbildung 7.2: Strahldeckung des Inselbogens durch die unterschiedlichen Phasen. Hierbei sind a) Puc-, b) Pmc-, c) Plc-, d) PmcP-Einsätze. Weiterhin sind die RMS-Laufzeit-Residuen zu jeder Phase angegeben.

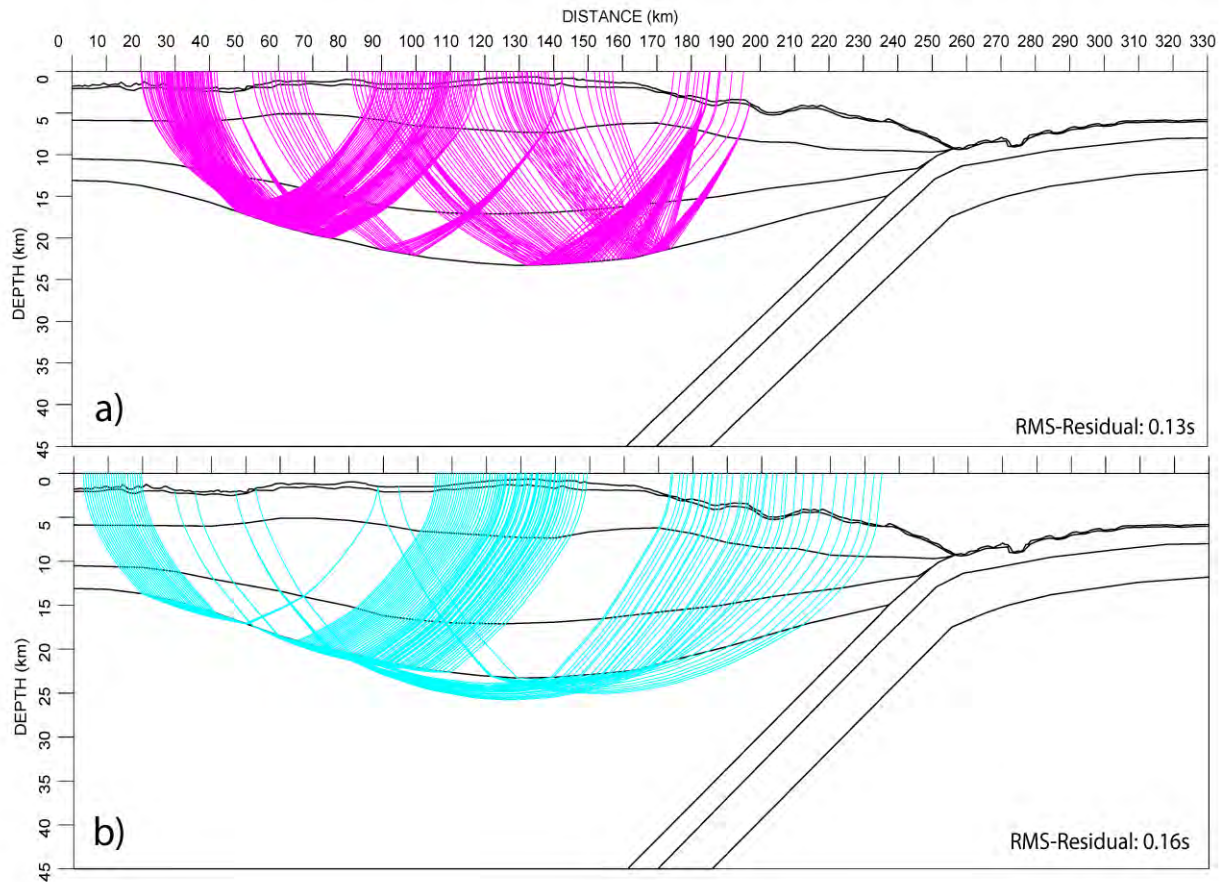


Abbildung 7.3: Strahlabdeckung des Inselbogens durch a) die Reflexionen an der Krusten-Mantel-Grenze (PmP) und b) die Tauchwellen durch den obersten Mantel (Pn).

Für die obere und mittlere Kruste können Tauchwellen von fast jeder Station angepasst werden. Tauchwellen durch die untere Kruste können nur von OBH 216 und 206 beobachtet werden. Die Geschwindigkeit im oberen Mantel kann durch zwei Pn-Phasen der Stationen OBH 216 und 206 (Abbildung 6.4) bestimmt werden. Die Distanz der Stationen beträgt ~60 km. Der obere Mantel wird somit aus unterschiedlichen Richtungen überdeckt. Eine Anpassung beider Einsätze mit einer Mantelgeschwindigkeit von ~ 8 km/s, ist nur mit einer sehr mächtigen Unterkruste möglich gewesen. Allerdings können dann eindeutige Reflexionen (PmP) von der Krusten-Mantel-Grenze nicht modelliert werden. Eine Reduzierung auf 7.5 - 7.6 km/s im oberen Mantel bringt für beide Pn-Phasen ein gutes Ergebnis. Die Kruste in dem Bereich von 0 - 90 km zeigt eine Mächtigkeit von 12 bis 17 km.

Abbildungen 7.2 und 7.3 zeigen das finale Modell mit den angepassten Schichtgrenzen. Für jede Phase ist die Strahlabdeckung im Modell am gesamten Inselbogen dargestellt. Zusätzlich sind die RMS-Laufzeitresiduen der Anpassung angegeben (siehe Kapitel 7.2: Fehlerabschätzung des Modells).

Remanenter Inselbogen und Forearc (90 - 255 km)

Um die Einsätze der oberen Kruste zu modellieren, müssen die Sedimente zwischen der Vulkankette und dem remanenten Inselbogen auf ~500 - 700 m erhöht werden. Nur so lässt sich eine vernünftige Anpassung erreichen. Ab Profilkilometer 170 lassen sich die Einsätze auch mit wesentlich weniger Sedimenten modellieren. Hinweise auf geschichtete Lagen sind aus der Steilwinkelseismik im Bereich ab 170 km nicht mehr zu erkennen. Zwischen 110 km und 170 km, dem topographisch höchstgelegenen Bereich im Profil, muss die obere Kruste auf ~6 km zunehmen. Die Geschwindigkeiten liegen zwischen 3.1 und 6.1 km/s. Die mittlere Kruste kann auch in diesem Bereich durch PmcP- und Pmc-Phasen modelliert werden. Der mittlere Krustenbereich wird ~ 10 km mächtig mit Geschwindigkeiten, die zwischen 6.2 km/s und 6.8 km/s liegen. Mit mehreren PmP- und einigen PmcP-Einsätzen kann die Unterkante der mittleren Kruste im Bereich zwischen 90 km und 200 km modelliert werden. Die Krusten-Mantel-Grenze muss unter dem remanenten Inselbogen stetig tiefer werden, bis eine Tiefe von 18 - 22 km erreicht ist.

Mantelphasen (Pn), die unter dem Inselbogen und Forearc verlaufen, werden von fünf Stationen beobachtet und decken den Bereich zwischen 110 km und 230 km ab. Um eine Anpassung vorzunehmen, müssten die Geschwindigkeiten im Mantel zwischen 160 km und 230 km noch weiter auf 7.1 - 7.2 km/s reduziert werden. Deswegen werden zunächst die Reflexionen der abtauchenden Platte modelliert, da diese Phasen zusätzlich abhängig von den Geschwindigkeiten im Mantelkeil modelliert werden müssen. In Abbildung 7.4 wird als Beispiel das Seismogramm OBS 184 gezeigt, das einen Reflexionseinsatz von der Krusten-Mantel-Grenze der subduzierten Platte beobachtet. Mit dem Programm VMED wird nun eine Grenzschicht eingebaut, auf die die Schichten der Kruste auf das Sediment auskeilen. Diese Grenzschicht ist gleichzeitig die Oberkante der Pazifischen Platte. Die Reflexionseinsätze der subduzierten Platte, können mit einem Abtauchwinkel von 10° nicht durch die Ray-Tracing-Gleichungen berechnet werden. Um einen Anhaltspunkt für den Abtauchwinkel der Platte zu bekommen, werden die Herdflächenlösungen von Erdbeben in einem Gebiet von 178° W bis 174° W und 23° S bis 25° S verwendet. Die Annahme ist, dass die Neigung der Herdflächen ungefähr parallel zur subduzierten Platte ausgerichtet ist.

Die Daten stammen aus dem Global CMT-Katalog (www.globalcmt.org). Das Histogramm in Abbildung 7.5 zeigt, dass die meisten Herdflächen der Erdbeben in einem Bereich zwischen 20° und 25° Neigung liegen. Eine Projektion der Hypozentren auf die modellierte Profillinie ist in Abbildung 7.6 zu sehen. Es ist zwar keine klare Linie zu erkennen, auf der sich die Hypozentren verteilen und die subduzierte Platte „nachzeichnen“, vielmehr streuen die Hypozentren in einem Bereich um die modellierte Platte herum. Die Reflexionen von der Krusten-Mantel-Grenze (Pm2P) und der Oberkante der subduzierten Platte (PiP) können modelliert werden, nachdem der Winkel der abtauchenden Platte auf ~22° geändert wird. Um diese Reflexionen anzupassen, sind niedrige Geschwindigkeiten im Mantelkeil notwendig. Die Modellierung passt mit den beobachteten Pn-Phasen gut zusammen. Die Geschwindigkeiten im Mantelkeil müssen sich ab dem Profilkilometer 150 von 7.6 km/s auf 7.1 km/s reduzieren.

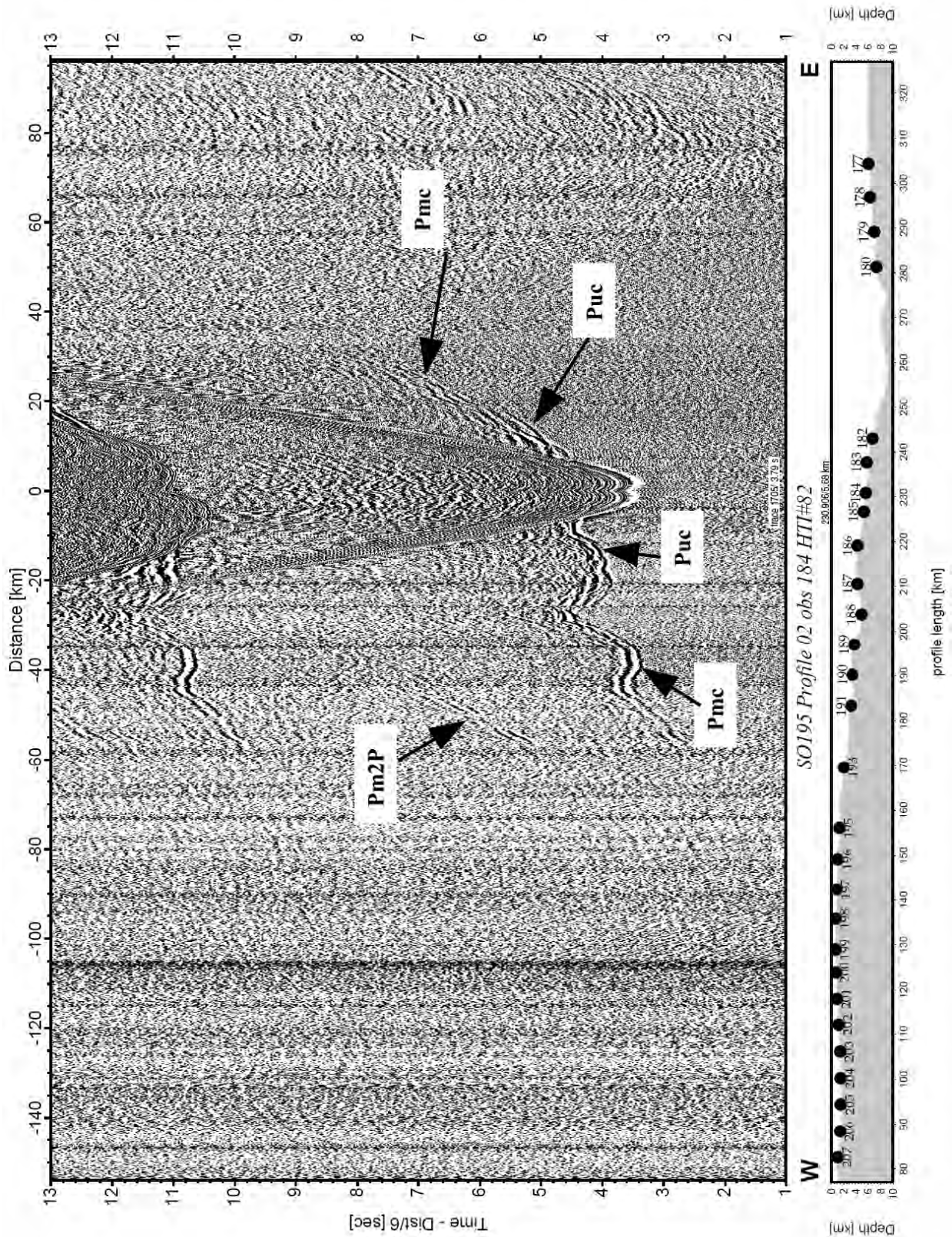


Abbildung 7.4: Das Seismogramm der Station OBS 184 beobachtet einen Einsatz (Pm2P), der eine Reflexion von der Krusten-Mantel-Grenze der subduzierten Platte ist.

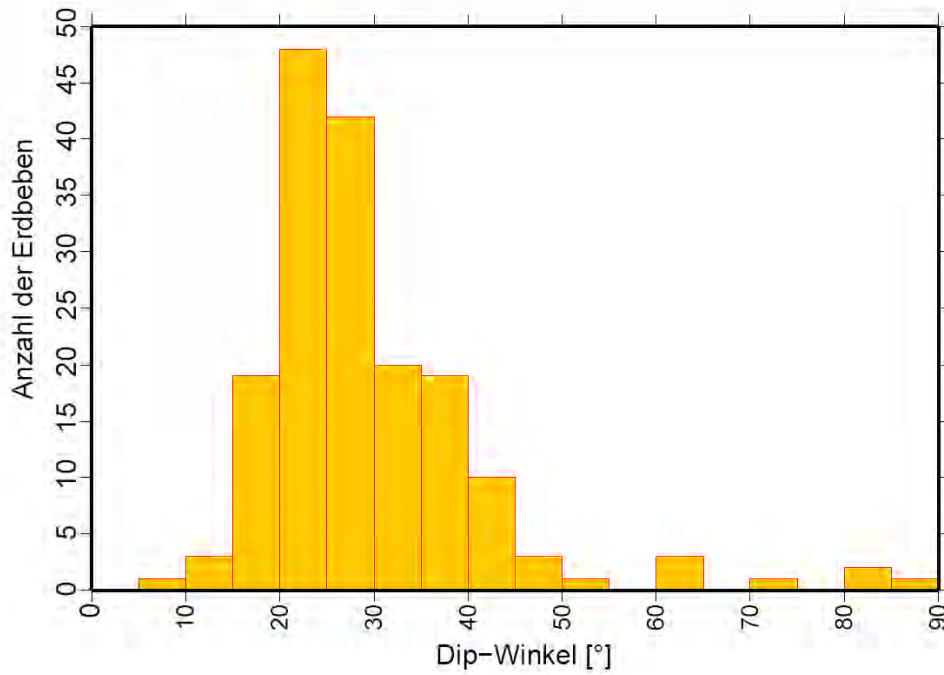


Abbildung 7.5: Das Histogramm zeigt die Neigungswinkel der Herdflächen von Erdbeben aus dem Messgebiet. Daten wurden aus dem CMT-Global-Katalog verwendet (www.globalcmt.org).

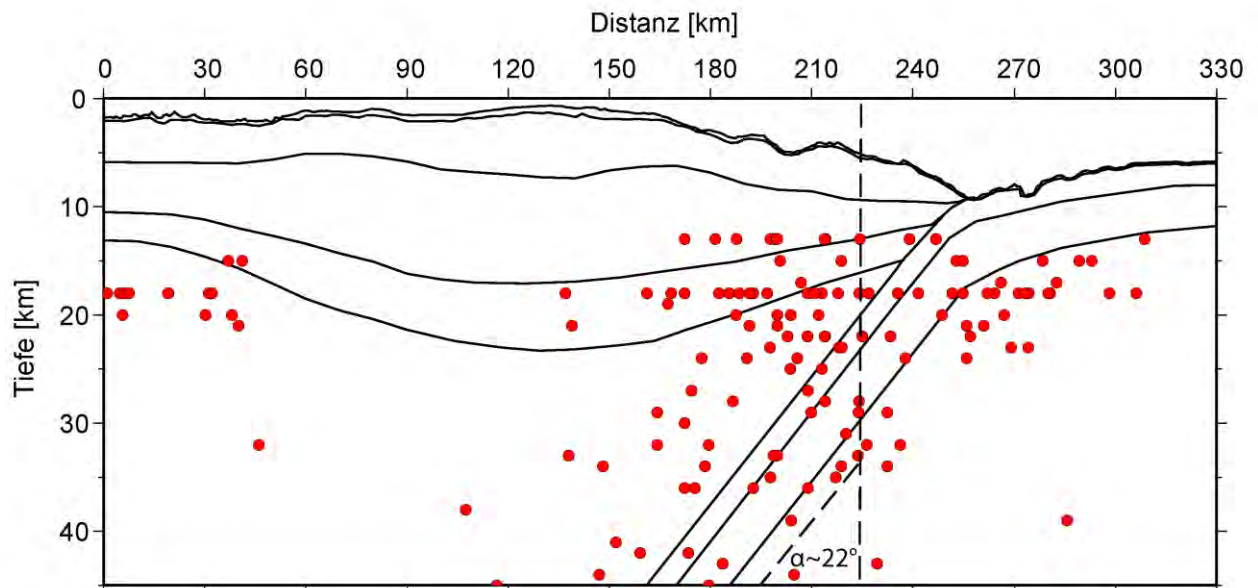


Abbildung 7.6: Projektion der Hypozentren auf das modellierte Profil. Die subduzierte Pazifische Platte wurde mit einem Abtauchwinkel von $\sim 22^\circ$ modelliert.

Pazifische Platte

Zur Modellierung der Pazifischen Platte können die Einsätze in eine Phase von der oberen und unteren Kruste unterschieden werden. Zwei PmP-Einsätze können für die Bestimmung der Tiefenlage der Krusten-Mantel-Grenze genutzt werden. Leider kann nur eine Pn-Phase beobachtet werden. Die Strahlen der Pn verlaufen durch den Mantel, anschließend durch den subduzierten Teil der Pazifischen Platte und durch den Forearc zwischen 235 km und 255 km. Zur Modellierung der Pn-Phase muss die Mantelgeschwindigkeit auf 7.3 km/s herabgesetzt werden. Die Geschwindigkeiten im Bereich des Abknickpunkts der Platte zwischen 240 km und 260 km müssen ebenfalls von ~6.2 km/s auf ~5.6 km/s reduziert werden (Abbildung 7.7). So kann außerdem eine zusätzlich Krustenphase (Pmc) der Station OBS 180 modelliert werden, die unter die Tiefseerinne und durch den Forearc taucht (Abbildung 7.8 b). Für die Oberkruste musste die Geschwindigkeiten von 4.1 - 4.3 km/s auf 6.2 km/s zunehmen. Die Modellierung der Unterkruste ist mit einer Geschwindigkeitszunahme von 6.3 km/s auf 6.9 km/s möglich. Die Gesamtmächtigkeit der Pazifischen Platte wird etwas mächtiger modelliert, da so die Einsätze am besten passen. Sie beträgt ~ 6.3 km. Abbildung 7.8 und 7.9 zeigen die Strahlwege der Stationen auf der Pazifischen Platte sowie die Reflexionen des subduzierten Teils der Platte.

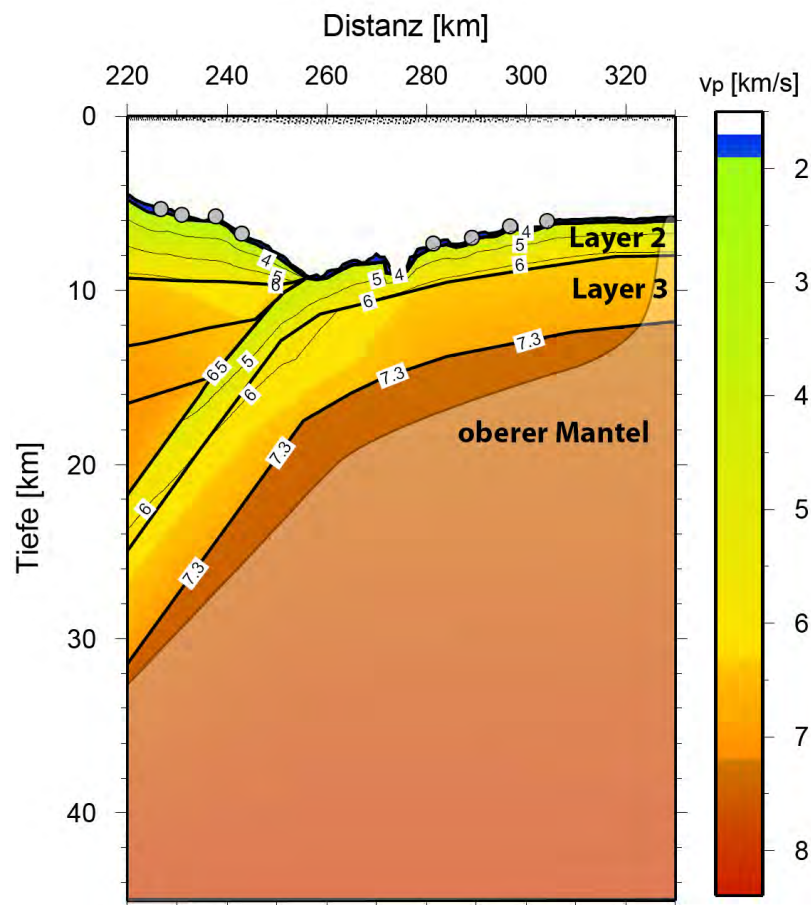


Abbildung 7.7: Der Ausschnitt des Modells aus Abbildung 7.1 (mit zum Teil anderen Konturlinien) zeigt die Geschwindigkeitsverteilung in der ~6 km mächtigen Pazifischen Platte. Im Bereich des Eintauchens unter den Inselbogen (240 km - 270 km) müssen die Geschwindigkeiten reduziert werden.

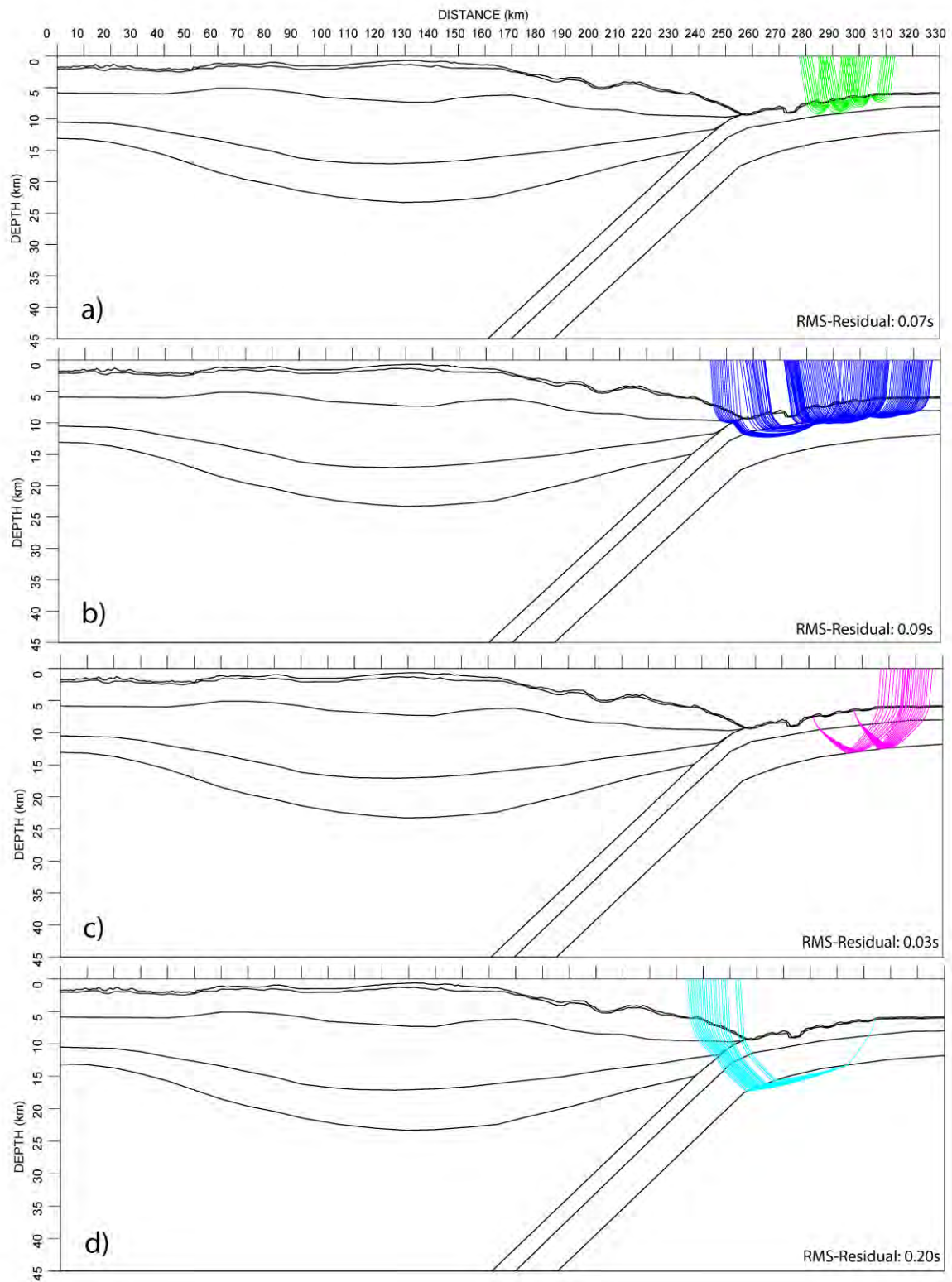


Abbildung 7.8: Strahlbedeckung der Stationen auf der Pazifischen Platte. Die Farben stellen die Strahlen der a) Puc-, b) Pmc-, c) PmP-, d) Pn-Phasen dar.

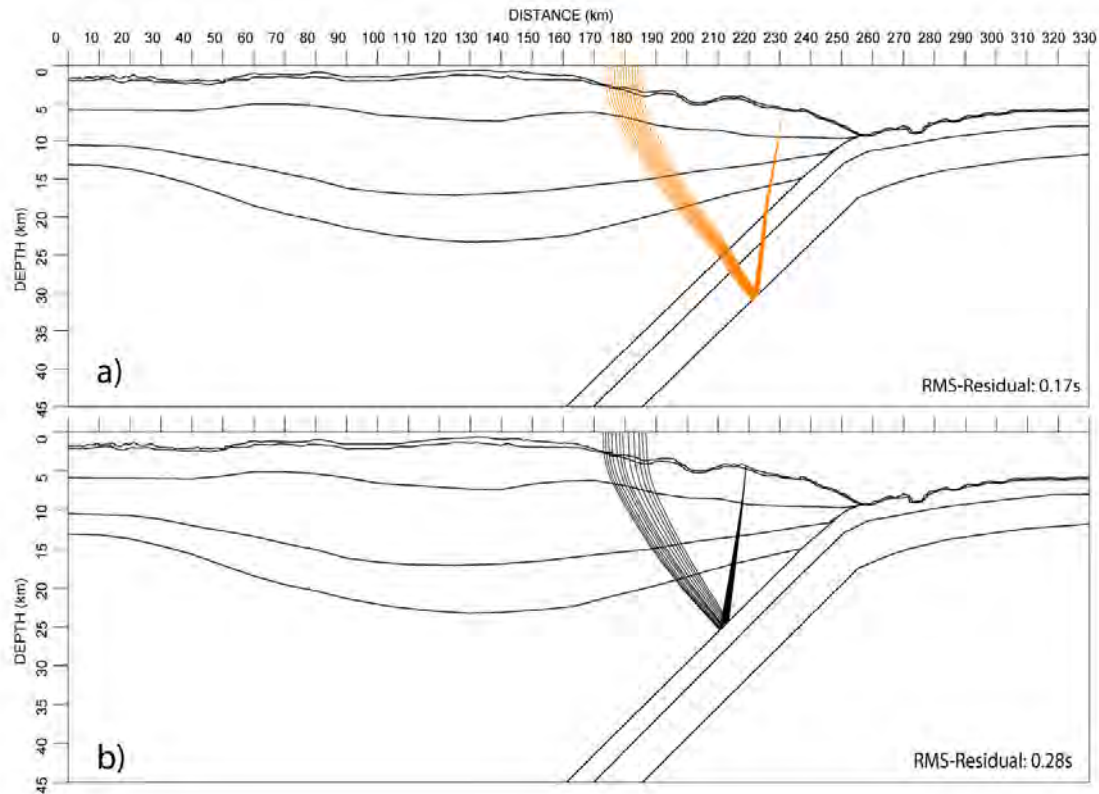


Abbildung 7.9: Beobachtete Reflexionseinsätze von der subduzierten Platte. a) Pm2P-, b) PiP-Phase.

7.2 Fehlerabschätzung des Modells

Um Aussagen über die Variabilität dieses Modells machen zu können, muss eine Fehlerabschätzung gemacht werden. Fehler entstehen bereits beim Picken der Ersteinsätze. Gerade bei den schwachen Einsätzen der Pn ist nicht klar, ob tatsächlich der Ersteinsatz oder ein Nachschwinger identifiziert wurde. Aus diesem Grund wird den Picks bei der Modellierung bereits eine Ungenauigkeit zugeordnet. Weiterhin ist es zum Teil schwierig die Laufzeiten einer Station gut anzupassen, so dass die Strahlen benachbarter Stationen, die denselben Bereich im Modell abdecken, ebenfalls gut passen. Ein Maß dafür, wie gut die berechneten Laufzeiten mit den beobachteten übereinstimmen, gibt die RMS-Residual-Traveltime an, die hier zur Betrachtung verwendet wird. Die Abbildung 7.10 und 7.11 zeigen die RMS-Residuen der Laufzeitanpassung für jede Station. Es wird unterschieden zwischen Strahlen die in Vorwärts- und in Rückwärtsrichtung im Model laufen. Das gemittelte RMS-Residual aller Stationen liegt bei 0.132 s. Aus 7.10 und 7.11 ist zu erkennen, dass die Anpassung im Bereich der ersten 90 km am besten ist und zur Tiefseerinne die Anpassung etwas schlechter wird. Der Aufbau der Pazifischen Platte in Vorwärtsrichtung kann mit den kleinsten Residuen modelliert werden. Strahlen, die in die rückwärtige Richtung laufen, verlaufen durch die Tiefseerinne, was eine Anpassung durchaus schwieriger machte.

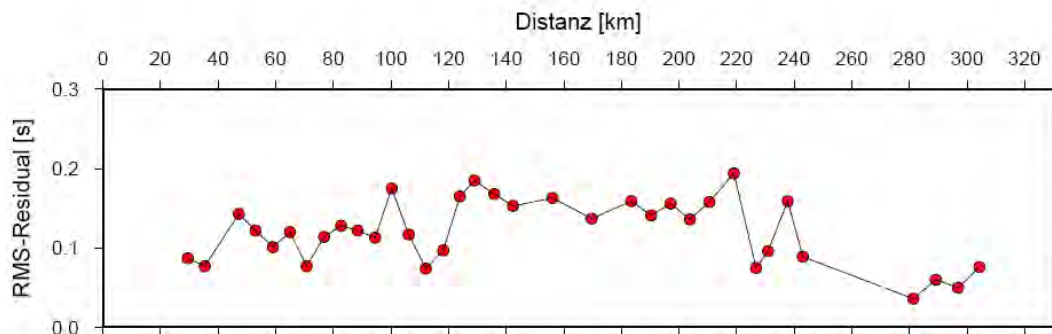


Abbildung 7.10: Strahlen in Vorwärtsrichtung im Modell

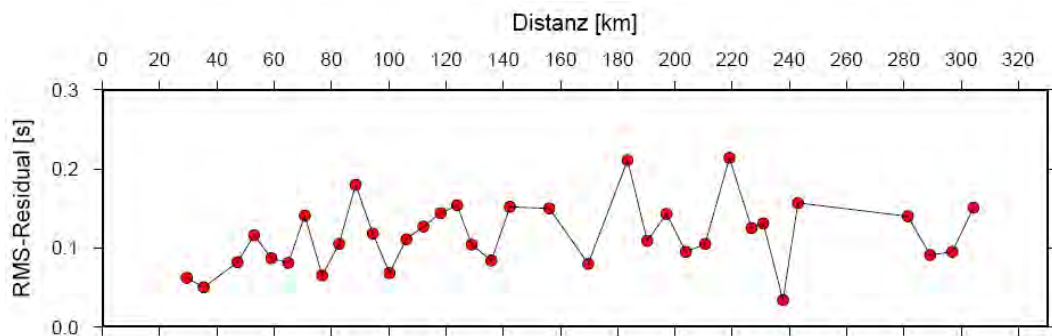


Abbildung 7.11: Strahlen in Rückwärtsrichtung im Modell.

Um Aussagen über den maximalen Fehler der Geschwindigkeiten und der modellierten Schichtmächtigkeiten machen zu können, kann nur eine qualitative Betrachtung in Erwägung gezogen werden. Dazu wird entweder die Geschwindigkeit oder die Schichtmächtigkeit nach oben oder unten variiert, bis die berechneten Laufzeiten nicht mehr passen.

Als Beispiel zeigt Abbildung 7.12 die Strahlen und Laufzeiten der Station OBH 215. a) zeigt die beste Modellierung der Moho anhand von PmP- und Pn-Einsätzen, b) das Resultat bei einer 2 km zu flachen Moho, c) eine um 2 km zu tiefe Moho. Die Laufzeiten sind entweder zu kurz oder zu lang und die beobachtete Pn-Phase in c) wird nicht berechnet. Da nicht jeder Pn- und PmP-Einsatz so gut angepasst werden kann wie in 7.12 a), kann durch b) und c) ein maximaler Tiefenfehler von 2 km bestimmt werden. Dasselbe Verfahren wird danach auf die Geschwindigkeiten angewendet. Abbildung 7.13 a) zeigt die Pmc- und PmcP-Einsätze der Station OBH 206 mit der besten Anpassung. In 7.13 b) ist die Geschwindigkeit um 0.2 km/s an der Ober- bzw. Unterkante der mittleren Kruste niedriger, in c) analog um 0.2 km/s erhöht. In c) kommen die berechneten Einsätze viel zu früh und in b) kann aufgrund des Gradienten keine Tauchwelle für die Pmc-Phase berechnet werden. Aus Beobachtungen der Anpassungs Genauigkeit anderer Stationen für die mittlere Kruste, kann somit ein maximaler Fehler von 0.2 km/s abgeschätzt werden. Für alle anderen Schichten und Geschwindigkeiten wurde ebenso verfahren. Die Tabelle 7.1 gibt die maximalen Ungenauigkeiten für die Lage der Schichtunterkanten und Geschwindigkeiten in diesem Modell an.

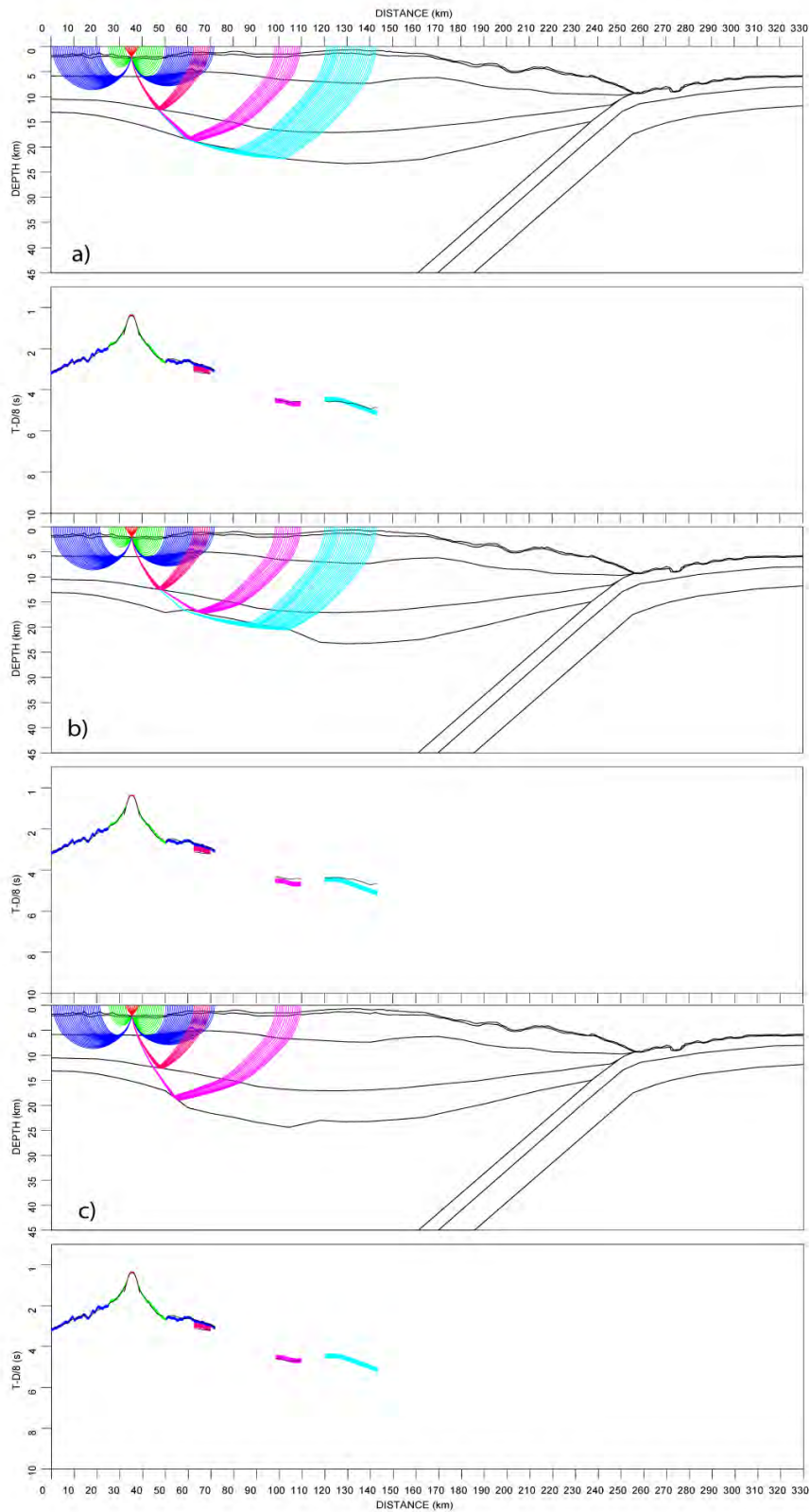


Abbildung 7.12: Variation von Schichtmächtigkeit und Lage der Moho zur Ermittlung des maximalen Tiefenfehlers. a) beste Anpassung, b) Moho zu hoch, c) Moho zu tief.

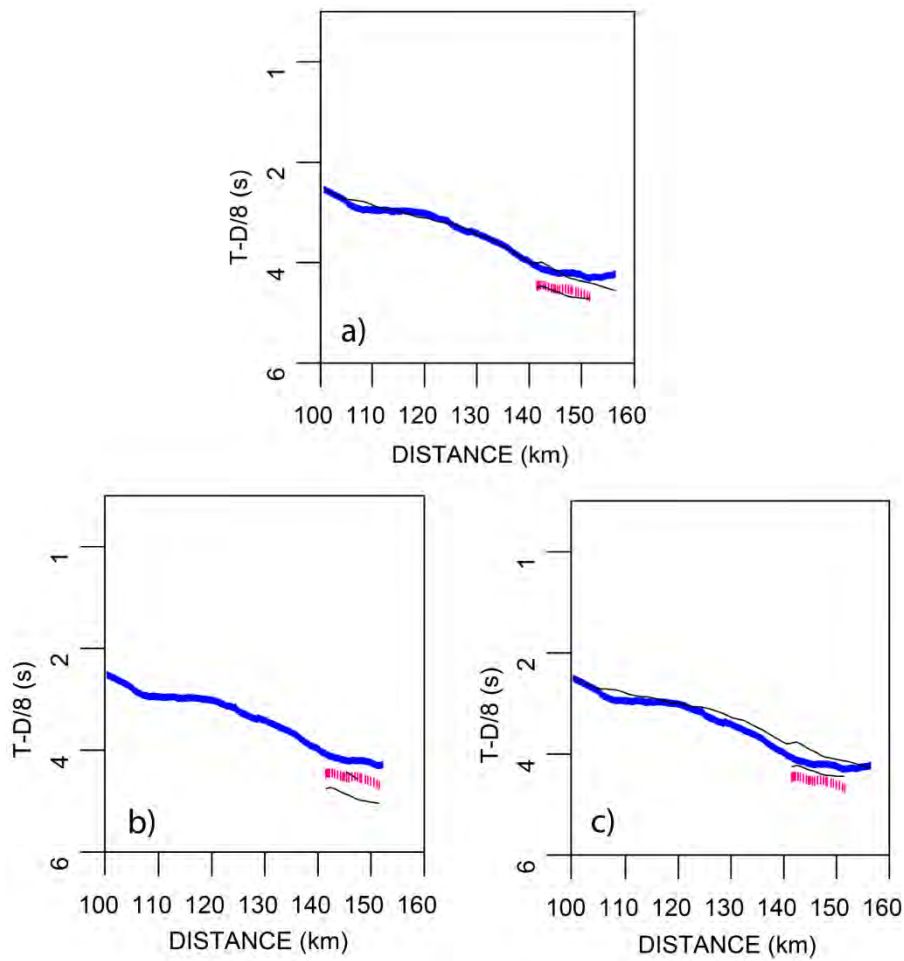


Abbildung 7.13 : Variation der Geschwindigkeiten in der mittleren Kruste zur Ermittlung des maximalen Geschwindigkeitsfehlers. a) das beste Geschwindigkeitsmodell, b) ein um 0.2 km/s niedrigere Geschwindigkeit und c) eine um 0.2 km/s zu erhöhte Geschwindigkeit.

Inselbogen und Forearc (0 - 255 km)			Pazifische Platte (255 - 330 km)	
	$\pm v_p$ [km/s]	$\pm z$ [km]	$\pm v_p$ [km/s]	$\pm z$ [km]
Sedimentschicht	< 0.1	0.1	< 0.1	< 0.1
Obere Kruste	0.1	0.4	0.1	0.3
Mittlere Kruste	0.2	1.5	0.1	0.4
Untere Kruste/ Moho	0.2	2.0	0.2	0.4

Tabelle 7.1: Gibt die maximalen Fehler für die Geschwindigkeiten und Schichttiefen im Modell an.

8 Forschungsergebnisse an Inselbögen

Der Mariana- und der Izu-Bonin-Inselbogen (IBM) südlich von Japan sind die am besten untersuchten Inselbögen weltweit. Ergebnisse von refraktions- und weitwinkelseismischen Experimenten wurden unter anderem von Kodaira et al. (2007) und von Takahashi et al. (2008) veröffentlicht. Seismische Untersuchungen der Aleuten-Inselbögen kommen z.B. von Holbrook et al. (1999).

Expeditionen, um die Krusten-Mantelstruktur des Tonga-Inselbogens zu untersuchen sind bisher kaum unternommen worden. Einige ältere Arbeiten stammen von Raitt et al. (1955) oder Talwani et al. (1961). Ergebnisse eines weitwinkelseismischen Profils (mit sehr geringer Datendichte) aus neuerer Zeit veröffentlichten Crawford et al. (2003).

Da generell die Entwicklung eines Inselbogens als eine Vorstufe für kontinentale Kruste angesehen werden kann, werden die Ergebnisse des Mariana-Izu-Bonin-, -Aleuten und Tonga-Inselbogens dazu benutzt, die Resultate dieser Arbeit in Kapitel 9 zu verifizieren.

Mariana- und Izu-Bonin Inselbogen (IBM)

Kodaira et al. (2007) konnten mit Hilfe refraktions- und weitwinkelseismischer Daten die Krustenmächtigkeit des Izu- und des Bonin-Inselbogens bestimmen. Die Ergebnisse ergaben für den Izu-Inselbogen eine Kruste mit einer Mächtigkeit von ~32 km, die in Ober-, Mittel- und Unterkruste aufgeteilt wurde. Der Bonin-Inselbogen zeigt eine signifikante Änderung im Krustenvolumen, nämlich mit einer Mächtigkeit von nur ~10 km, und ist weltweit die dünnste gefundene Inselbogenkruste. Wichtige Informationen über die Bildung kontinentaler Kruste können aufgrund seismischer Geschwindigkeiten in der 4 - 12 km mächtigen mittleren Kruste gemacht werden. Kodaira et al. (2007) interpretieren die Geschwindigkeit von v_p ~6.0 - 6.8 km/s als eine felsische (6.0 - 6.5 km/s) bis intermediäre Zusammensetzung (6.5 - 6.8 km/s). Selbst in der dünnen Kruste des Bonin-Bogens setzen sich diese Muster in der Geschwindigkeitsverteilung fort.

Obwohl diese Geschwindigkeiten etwas höher sind als die der durchschnittlichen Zusammensetzung kontinentaler Kruste, ist dies ein Indiz für deren Bildungsprozess. Daraus lässt sich schließen, dass die Zusammensetzung des Inselbogens etwas mehr mafische als felsische Bestandteile enthält. Die seismischen Geschwindigkeiten in der unteren Kruste liegen im Bereich 6.8 - 7.6 km/s und weisen im oberen Bereich auf gabbroidische Plutone (6.8 - 7.6 km/s) und mafische bis ultramafische Kumulate im unteren Teil hin.

Seismische Studien des Mariana-Inselbogens veröffentlichten Takahashi et al. (2008). Durch Reflexionen an der Moho (PmP) konnte die Kruste des Inselbogens mit einer Mächtigkeit von ~20 km bestimmt werden. Die in Ober-, Mittel-, und Unterkruste gegliederte Kruste zeigt eine Geschwindigkeitsverteilung von 4.5 km/s bis 6.0 km/s, 6.0 km/s bis 6.5 km/s und 6.7 km/s bis 7.3 km/s. Die mittlere Kruste spiegelt nach Takahashi et al. (2008) felsische bis intermediäre Kruste mit einer tonalitischen Zusammensetzung wider. Tonalite wurden entlang des Inselbogens in Form von Xenolithen gefunden. Die Geschwindigkeit in der unteren Kruste korreliert mit einer Zusammensetzung mafischer Gabbros.

Neben den Reflexionen der Moho wurden unter dem Inselbogen Reflexionen aus dem oberen Mantel beobachtet, deren Ursprung in einer Tiefe von 30 - 40 km liegt. Tiefe Reflektoren könnten auf aufsteigende Magmenkörper deuten, die im oberen Mantel angelagert werden (*underplating*) und zum Wachstum des Inselbogens beitragen. Im Backarc gibt es nur wenige dieser Reflexionen, während der Reflektor unter dem Inselbogen einen kontinuierlichen Verlauf zeigt.

Die seismischen Geschwindigkeiten im oberen Mantel sind mit $v_p \sim 7.6$ km/s erniedrigt. Nach Kodaira et al. (2007) gibt es am Izu-Bonin-Inselbogen unterhalb der Moho einen „Krusten-Mantelmix“ mit Geschwindigkeiten von 7.2 - 7.6 km/s.

Die langsamen Mantelgeschwindigkeiten am Mariana-Inselbogen deuten ebenfalls auf diesen möglichen „Mix“ hin und nach Takahashi et al. (2008) auf eine Transformation zu kontinentaler Kruste.

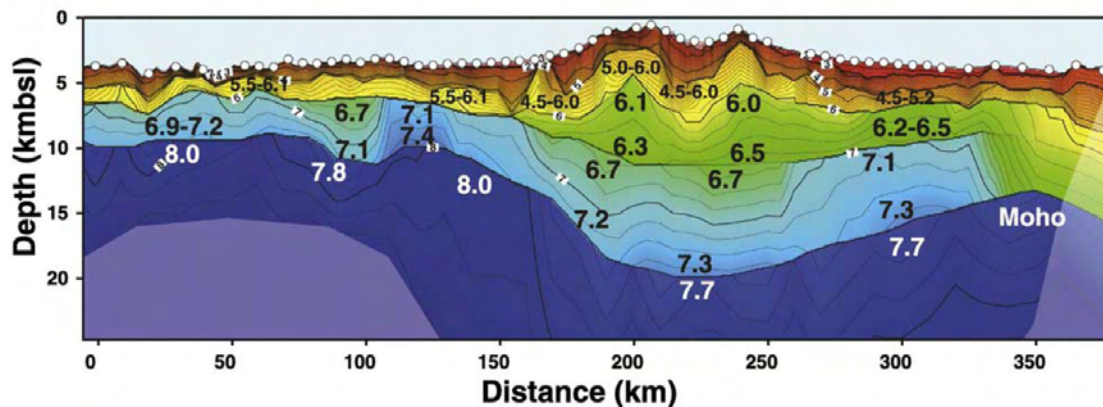


Abbildung 8.1 Modell des Mariana-Inselbogens (aus Takahashi et al., 2008)

Aleuten-Inselbogen

Die Ergebnisse des Aleuten-Inselbogens von Holbrook et al. (1999) zeigen eine 25 - 30 km dicke Kruste. Zwei obere Schichten konnten mit relativ langsamen Geschwindigkeiten von 4.3 - 5.0 km/s und 5.2 - 5.4 km/s modelliert werden. Eine mittlere Kruste zeigt Geschwindigkeiten von 6.5 km/s - 6.8 km/s. Die Mächtigkeit beträgt allerdings nur 3 - 6 km. Die 10 - 20 km dicke untere Kruste hat eine Geschwindigkeitsverteilung von 6.9 km/s bis 7.3 km/s. Diese Ergebnisse unterscheiden sich völlig von den Beobachtungen des IBM-Inselbogens. Die Kruste entspricht zwar eher der Mächtigkeit kontinentaler Kruste, aber die Geschwindigkeiten deuten auf eine mafische Zusammensetzung hin.

Tonga-Inselbogen

Talwani et al. (1961) berechneten auf der Basis von Schwerefeldmessungen und seismischer Daten von Raitt et al. (1955) die Krustenmächtigkeit des Tonga-Inselbogens bei $\sim 21^\circ$ S auf 23 - 36 km. In der Interpretation dieser Veröffentlichungen ist allerdings zu beachten, dass das Konzept der modernen Plattentektonik noch nicht entwickelt und die damalige Datenqualität durchaus geringer war.

Das Profil von Crawford et al. (2003), mit einer Länge von 840 km, deckt den Lau-Rücken, das Lau-Becken, den Tonga-Inselbogen und die Pazifische Platte zwischen 18° S und 19° S ab. Insgesamt wurden auf dem Profil 19 OBS-Stationen mit je einem Abstand von 42 km ausgelegt. Abbildung 8.2 zeigt den Profilausschnitt des Tonga-Rückens dieses Modells.

Nach Schlussfolgerungen der Autoren, befinden sich im Bereich des aktiven und remanenten Inselbogens bis zu 1 km mächtige Sedimente und auch in diesem Modell zeigt sich eine intermediäre Schicht mit Geschwindigkeiten zwischen 6 - 7 km/s die bis zu 7.5 km dick ist. Reflexionen (PmP) der Krusten-Mantel-Grenze sowie refraktierte Mantelphasen (Pn) wurden nicht beobachtet. Die Mächtigkeit des Tonga-Inselbogens konnte nicht bestimmt werden. Nach Crawford et al. (2003) wurden nur Ersteinsätze mit geringen Offsets aufgezeichnet und durch den großen Abstand der OBS ist die Strahlüberdeckung sehr gering. Die Pazifische Platte ist in diesem Modell 5.5 km dick und mit weniger als 0.4 km Sedimenten bedeckt.

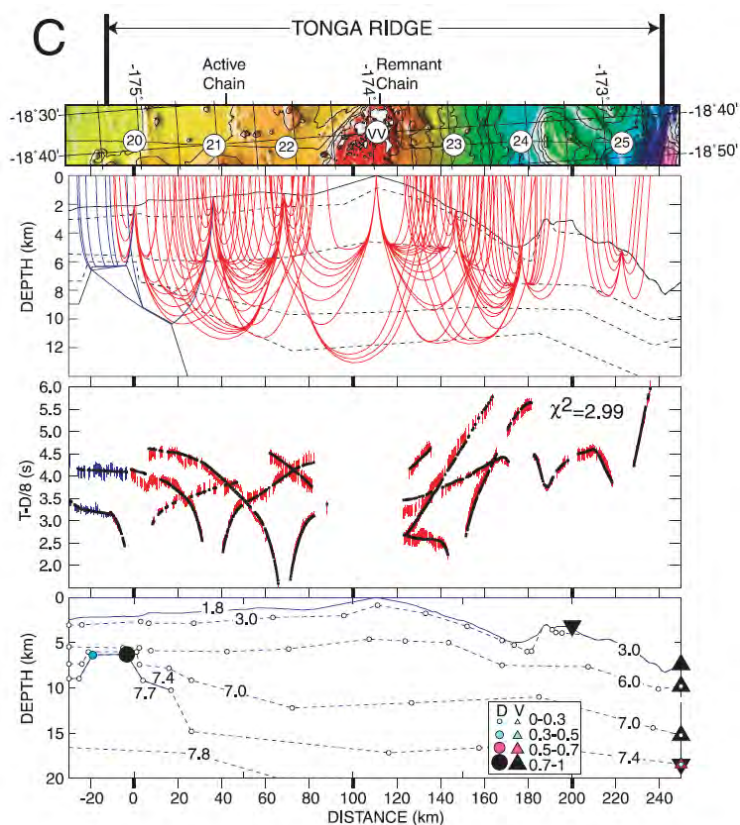


Abbildung 8.2 : Geschwindigkeitsmodell und Laufzeitanpassung des Tonga-Inselbogens (aus Crawford et al., 2003)

9 Interpretation und Diskussion der Ergebnisse

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der seismischen Geschwindigkeitsmodellierung diskutiert und interpretiert. Dabei wird auch Bezug auf die Veröffentlichungen der Autoren aus Kapitel 8 genommen, um die eigenen Ergebnisse des Tonga-Rückens zu korrelieren. Um das Modell auszuwerten, werden zunächst die einzelnen Schichten lateral betrachtet und anschließend vier Geschwindigkeits-Tiefenprofile an ausgewählten Lokationen im Modell diskutiert (Abbildung 9.1). Dies sind der aktive Vulkanbereich bei 70 km, der remanente Inselbogen bei 130 km, der Forearc mit der subduzierten Pazifischen Platte bei 210 km und die Pazifische Platte bei 310 km. Die Geschwindigkeits-Tiefenprofile des Inselbogens werden mit Bezug auf die globalen seismischen Geschwindigkeiten in kontinentaler Kruste nach Christensen & Mooney (1995) diskutiert und verglichen.

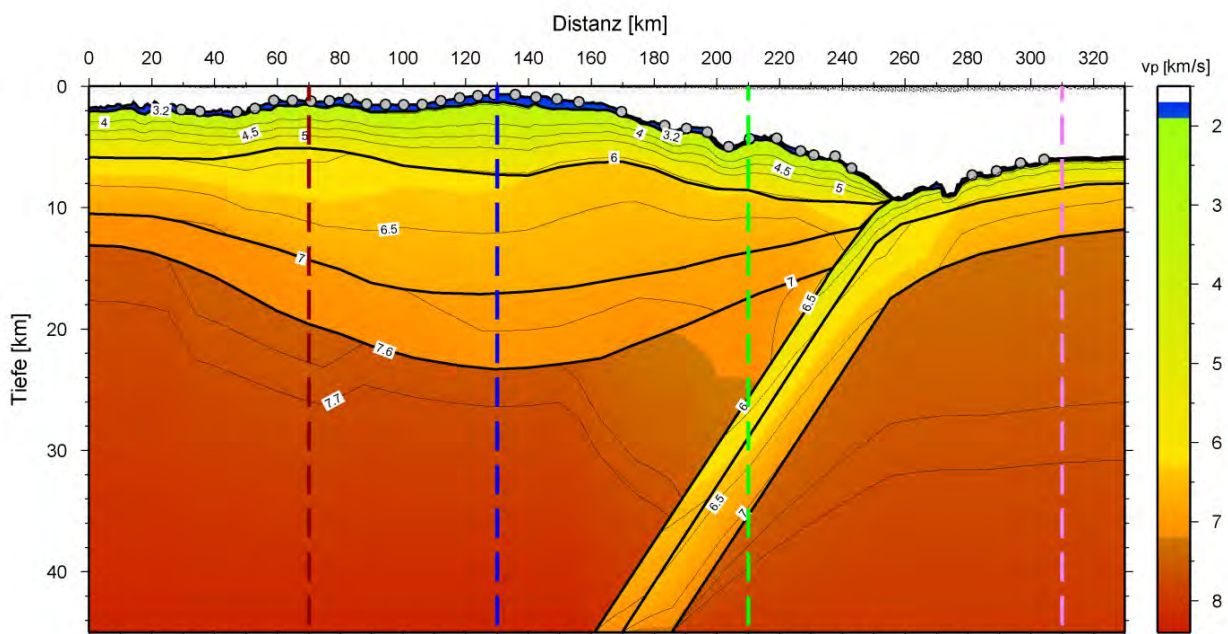


Abbildung 9.1: An den gestrichelten Linien im Modell werden Geschwindigkeits-Tiefenprofile erstellt und anschließend diskutiert.

Den größten Einfluss auf die seismischen Geschwindigkeiten im Gestein haben der SiO_2 -Gehalt und der MgO -Gehalt (Kodaira et al. 2007). Bei einem hohen Gehalt an SiO_2 (felsisch - intermediär) ist die P-Wellen-Geschwindigkeit niedriger als in einem Gestein mit einem hohen MgO -Gehalt (mafisch - ultramafisch). Es können somit Aussagen gemacht werden, in welche Zuordnung die Schichten der Tonga-Inselbogenkruste passt. Zur besseren Übersicht sind die Geschwindigkeiten und Schichtmächtigkeiten, die in Abbildung 9.1 eingezeichnet sind, in Tabelle 9.1 aufgelistet. In der Abbildung 9.6 wird eine mögliche Interpretation gezeigt.

INTERPRETATION UND DISKUSSION DER ERGEBNISSE

aktiver Vulkanbereich (70 km)	Mächtigkeit [km]	v_p [km/s] Oberkante	v_p [km/s] Unterkante
Sedimente	0.2	1.7	1.9
Obere Kruste	3.67	3.12	5.7
Mittlere Kruste	9.20	5.9	6.8
Untere Kruste	5.3	7.0	7.2
Oberer Mantel	-	7.5	-
Gesamt:	18.37		
remanenter Inselbogen (130 km)	Mächtigkeit [km]	v_p [km/s] Oberkante	v_p [km/s] Unterkante
Sedimente	0.72	1.7	1.9
Obere Kruste	5.85	3.1	6.1
Mittlere Kruste	9.7	6.2	6.8
Untere Kruste	6.12	6.9	7.2
Oberer Mantel	-	7.6	-
Gesamt:	22.39		
Forearc (210 km)	Mächtigkeit [km]	v_p [km/s] Oberkante	v_p [km/s] Unterkante
Sedimente	0.3	1.7	1.9
Obere Kruste	4.05	3.15	5.9
Mittlere Kruste	4.9	6.25	6.8
Untere Kruste	3.76	6.85	7.0
Mantelkeil	7.92	7.1	7.2
Gesamt (ohne Mantelkeil):	13.07		
Pazifische Platte (310km)	Mächtigkeit [km]	v_p [km/s] Oberkante	v_p [km/s] Unterkante
Sedimente	0.2	1.7	1.9
Obere Kruste	2.06	4.3	6.25
Untere Kruste	4.04	6.3	6.8
Oberer Mantel	-	7.3	-
Gesamt:	6.3		

Tabelle 9.1: zeigt die Schichtdicken und Geschwindigkeiten von Ober-, Mittel- und Unterkruste sowie die gesamte Krustenmächtigkeit an ausgewählten Stellen im Profil.

9.1 Krusten-Mantelstruktur des Inselbogens

Obere Kruste

Die Schichtdicke der Oberkruste ändert sich lateral im Profil. Im westlichsten Teil vor den Vulkanen ist sie 4.4 km dick, verjüngt sich unter den aktiven Vulkanen auf 3.8 km und nimmt unter dem remanenten Inselbogen auf 6.6 km zu. Im Forearc, ab 170 km, wird sie mit 3.5 - 4.0 km wieder dünner.

Die Oberkruste zeigt Geschwindigkeiten zwischen 3.1 - 3.2 km/s und 5.7 - 6.1 km/s. Die Geschwindigkeiten entsprechen denen von Andesiten und Basalten. Nach Schön (1996) liegt der Mittelwert der Geschwindigkeiten für ozeanische Basalte zwischen 4.86 km/s und 6.09 km/s, der für Andesit zwischen 3.97 km/s und 6.13 km/s. Aus den niedrigeren v_p -Werten kann für die obere Kruste auf porösere oder verwitterte Andesite und Basalte geschlossen werden.

Einige Gesteinsproben wurden von Haase et al. (2002) vom Meeresboden entnommen und analysiert. Die Proben stammen aus dem südlichen Lau-Becken bei 23.9° S / 177.1° W, nahe dem seismischen Profil, und von einem Vulkan des Kermadec-Rückens (Monowai-Seamount) bei 25.9° S / 177.2° W. Bei beiden Proben handelte es sich um junge und frische Lava basaltischer Zusammensetzung. Der SiO₂-Gehalt betrug ~49 %.

Nach Holbrook et al. (1999) stimmen die niedrigen seismischen Geschwindigkeiten (4.3 - 5.4 km/s) in der Oberkruste des Aleuten-Inselbogens mit porösen und verwitterten Gesteinen überein. Für kristallines Festgestein sind diese Geschwindigkeiten zu niedrig. Takahashi et al. (2008) interpretieren die Geschwindigkeiten in der Oberkruste des Mariana-Inselbogens ebenfalls als basaltisch.

Die seismischen Geschwindigkeiten im Tonga-Modell passen gut zu den Literaturwerten von Schön (1996) und zu den Ergebnissen der anderen Studien. Die Oberkruste des Tonga-Rückens kann daher als basaltisch angenommen werden.

Mittlere Kruste

Die mittlere Kruste im westlichsten Teil des Profils beträgt im Lau-Becken ~4 km, nimmt unter dem Inselbogen stark in der Mächtigkeit zu und ist mit 9.7 km unter dem remanenten Inselbogen am dicksten. Unter dem Forearc dünnt sie auf ~2 km aus. Die Geschwindigkeiten liegen zwischen 5.9 - 6.2 km/s und 6.8 km/s in diesem Modell.

Crawford et al. (2003) modellierten weiter im Norden bei 18° S eine mittlere Kruste unter dem remanenten Inselbogen von 7.5 km Mächtigkeit. Die Werte für v_p liegen nach den Autoren zwischen 6 km/s und 7 km/s. Der IBM-Inselbogen zeigt eine dicke mittlere Kruste mit ähnlichen Geschwindigkeiten von 6.0 km/s - 6.7 km/s (Takahashi et al., 2008). Der Mittelbau unter der vulkanischen Front und dem remanenten Teil des Tonga-Inselbogens korrespondiert laut den Autoren daher auch mit felsischen bis intermediären Gesteinen. Der Aleuten-Inselbogen zeigt zwar eine ähnliche Geschwindigkeitsverteilung, allerdings ist die mittlere Kruste sehr dünn und die Unterkruste sehr dick und der Aleuten-Inselbogen liegt daher abseits der Ergebnisse der IBM-Kruste und des Tonga-Inselbogens (Holbrook et al., 1999).

Die Reflexionen (PmcP) von der Unterseite der Mittelkruste können nur entstehen, wenn zur unteren Kruste eine Änderung der seismischen Geschwindigkeit oder der Dichte vorliegt. Geschwindigkeitssprünge wurden mit einer Differenz in Höhe von 0.1 - 0.2 km/s entlang des Profils modelliert. In Anbetracht der Fehlerabschätzung für die mittlere Kruste von maximal 0.2 km/s könnte die Zunahme auch kontinuierlich erfolgen. Ein diskreter Sprung in der Dichte wäre dann aber notwendig, um einen Impedanzkontrast zu erzeugen. Die Reflexionen vom Mittelbau der Kruste können mit einem Wechsel von intermediären zu mafischen Gesteinen zusammenhängen, was sowohl eine Zunahme in der Dichte und in der Geschwindigkeit wahrscheinlich macht (Abbildung 7.2 d).

Untere Kruste

Die Geschwindigkeiten in der Unterkruste liegen zwischen 6.9 km/s und 7.2 km/s. Am Rand des Lau-Beckens ist diese Schicht ~2.5 km dünn und wird unter dem Inselbogen bis zu ~6 km mächtig.

Die Ergebnisse ähneln der langsamen Geschwindigkeit in der Mariana-Unterkruste von ~7 km/s (Takahashi et al. 2008). Nach Schön (1996) würden die beobachteten Geschwindigkeiten ungefähr denen eines Gabbros oder Norits entsprechen. Die Unterkruste kann aufgrund der seismischen Geschwindigkeiten daher als mafisch angesehen werden.

Oberer Mantel

Die Modellierung der Pn-Phasen war nur durch relativ langsame Mantelgeschwindigkeiten möglich. Die Geschwindigkeiten liegen zwischen 7.5 - 7.6 km/s unter den Vulkanen und verringern sich auf 7.1 - 7.2 km/s unter dem Forearc. Der typische Geschwindigkeitssprung von Krustengesteinen mit v_p -Werten von ~7 km/s auf schnelle 8.1 km/s konnte an der Krusten- Mantel-Grenze nicht modelliert werden. Aufsteigende Magmenkörper, die im oberen Mantel entstehen, sowie partielle Schmelzen könnten sich unterhalb der Moho absetzen und die Reduzierung der Geschwindigkeiten erklären.

Mantelgeschwindigkeiten von 7.4 - 7.7 km/s wurden auch unter der IBM-Kruste gefunden. Nach Tatsumi et al. (2008) und Takahashi et al. (2008) befindet sich der Bereich unterhalb der IBM-Moho in einer Mix-Zone mit basaltischen Magmenkörpern.

Reflektoren in 30 - 40 km Tiefe wurden im oberen Mantel des IBM-Inselbogens beobachtet und als eine sich entwickelnde Moho als Vorstufe der kontinentalen Kruste interpretiert. Unter dem Tonga-Inselbogen konnten in diesem Modell keine tiefen Reflektoren ausgemacht werden.

9.2 Geschwindigkeits-Tiefenprofile

9.2.1 Der Bereich aktiver Vulkane und ein Vergleich zu kontinentaler Kruste

Das Geschwindigkeits-Tiefenprofil im aktiven Vulkanbereich bei Profilkilometer 70 ist in Abbildung 9.2 zu sehen. Die abgeschätzten Fehler aus Kapitel 7.2 wurden als Fehlerbalken für die Tiefe und Geschwindigkeit angegeben. Die grauen Werte sind die global ermittelten

Durchschnittswerte der Geschwindigkeit für kontinentale Kruste nach Christensen & Mooney (1995), beginnend ab einer Tiefe von 5 km. Die Oberkruste fällt deshalb nicht in den Bereich, um mit den kontinentalen Werten verglichen zu werden. Die Fehlerbalken geben die Standardabweichungen an. Um die Daten miteinander vergleichen zu können, wurde durch eine Korrektur um die Wassertiefe der Meeresboden als Referenzniveau verwendet.

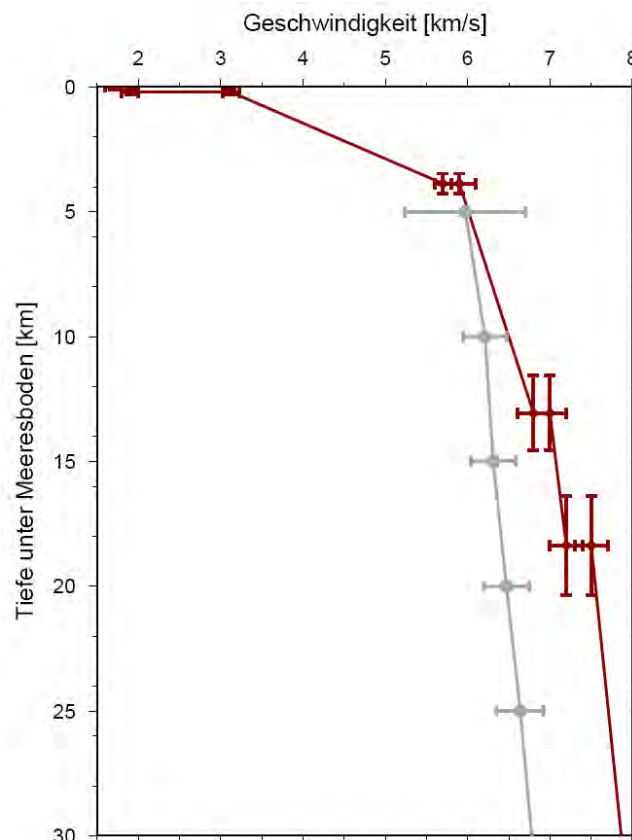


Abbildung 9.2: Geschwindigkeits-Tiefenprofil im Bereich der aktiven Vulkane bei 70 km.

Die Abbildung 9.2 zeigt, dass der mittlere Krustenbereich zwischen 4 km und 13 km Tiefe mit den Werten der kontinentalen Kruste wesentlich besser übereinstimmt als die Unterkruste. Der Gradient in diesem Tiefenbereich ist etwas geringer als die modellierten Werte. Betrachtet man jedoch die Fehlerbalken und Standardabweichungen beider Messwerte, könnte eine Übereinstimmung durchaus vorhanden sein.

Ein Vergleich des Geschwindigkeits-Tiefenprofils mit dem Profil am remanenten Inselbogen (siehe Abbildung 9.3; remanenter Inselbogen) zeigt auch, dass die Geschwindigkeiten im aktiven Vulkanbereich insgesamt niedriger sind als dort (Tabelle 9.1). Die Unterschiede liegen bei 0,4 km/s in der Oberkruste, 0,3 km/s in der Mittelkruste und 0,1 km/s im Mantel. Die untere Kruste zeigt ähnliche Geschwindigkeiten. Dies kann in diesem Bereich auf einen Anteil partieller Schmelzen in der Kruste und im Mantel deuten, die die Geschwindigkeiten dämpfen. Sicherlich kann auch eine höhere Temperatur geringfügigen Einfluss auf die seismischen Geschwindigkeiten haben.

9.2.2 Der remanente Inselbogen und ein Vergleich zu kontinentaler Kruste

Das Geschwindigkeits-Tiefenprofil am remanenten Inselbogen zeigt im Bereich der mittleren Kruste einen etwas niedrigeren Gradienten (0.06 km/s pro km Tiefe) als im Bereich um die Vulkane. Der Vergleich mit Christensen & Mooney (1995) zeigt, dass die Geschwindigkeiten im Tiefenbereich zwischen 6 km und 16 km den Werten der kontinentalen Kruste recht nahe kommen.

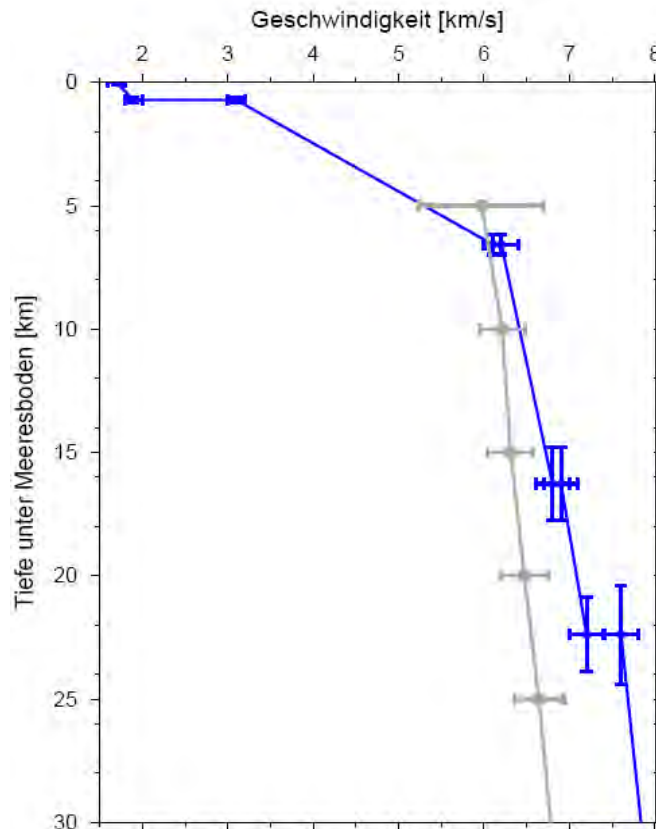


Abbildung 9.3: Geschwindigkeits-Tiefenprofil am remanenten Inselbogen bei 130 km.

Trotzdem ist der Gradient für kontinentale Kruste etwas geringer als der der Inselbogenkruste. Die Geschwindigkeiten sind für letztere $\sim 0.2 - 0.3$ km/s höher.

Kodaira et al. (2007) beobachten ähnliche Geschwindigkeiten am IBM-Inselbogen. Auch hier sind die Geschwindigkeiten etwas höher als für kontinentale Kruste und deuten auf mehr mafische Anteile hin. Die Geschwindigkeiten tendieren jedoch zu denen von kontinentaler Kruste.

9.2.3 Der Forearc und die Anzeichen tektonischer Erosion

Der Forearc an der Stelle bei 210 km hat eine Mächtigkeit von ~ 13 km, wobei die Ober-, Mittel- und Unterkruste jeweils ca. 4 - 5 km mächtig sind. Die Geschwindigkeiten innerhalb der Schichten unterscheiden sich von den vorherigen Profilen nicht signifikant. Aufgrund von Subsidenz und Extension am Forearc erosiver Subduktionssysteme (siehe Kapitel 2.3.1) hätten niedrigere Geschwindigkeiten erwartet werden können. Allerdings ist eine Abnahme der Geschwindigkeiten nur am äußersten Bereich des Forearc zu beobachten. Die

Geschwindigkeiten deuten generell auf eine ähnliche Signatur wie die seismischen Geschwindigkeiten am Inselbogen hin. Dies lässt darauf schließen, dass die Unterschiede im Entstehungsprozess sich nicht wesentlich unterschieden haben. Nach Clift & MacLeod (1999) sind seit dem Beginn der Subduktion durch Subduktionserosion und tektonische Erosion durch die Louisville-Seamounts ~135 km des Forearc erodiert worden. Allein 80 km sind davon auf die Seamount-Kette zurückzuführen. Dies kann bedeuten, dass gerade in diesem Bereich, wo die Seamounts erst vor kurzem den Forearc erodierten, der vorderste Bereich mit erwartungsgemäß gebrochenen und poröseren Gesteinen und geringeren P-Wellen-Geschwindigkeiten fast vollständig verschwunden ist. Ein offensichtlicher Hinweis dafür ist die prägnante Deformation des Forearc am *Horizon Deep* (Abbildung 4.1)

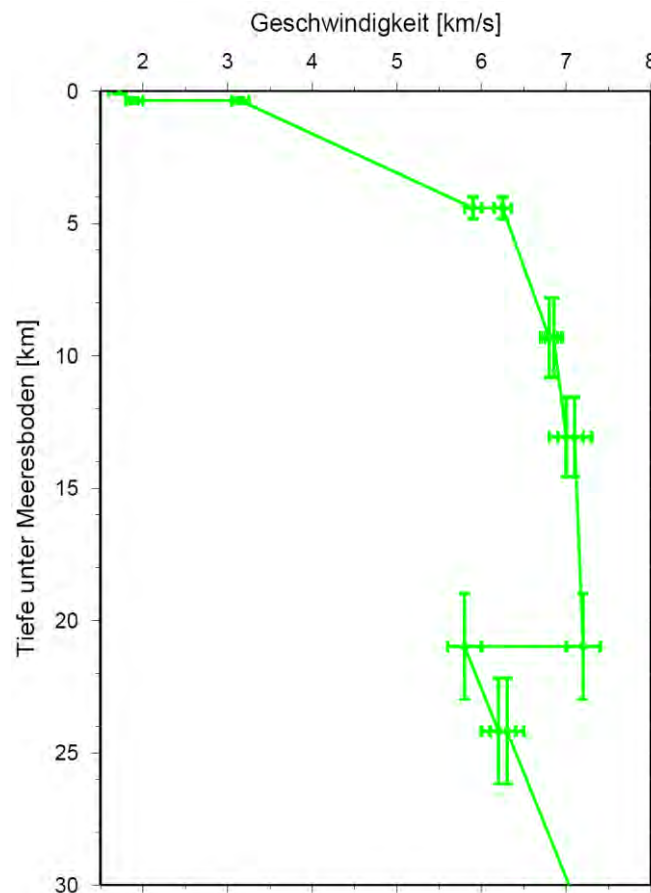


Abbildung 9.4: Geschwindigkeits-Tiefenprofil durch den Forearc, Mantelkeil und subduzierte Platte bei 210 km.

Im Mantel des Forearc-Bereichs sind die niedrigen Mantelgeschwindigkeiten besonders auffällig. Die Werte für v_p nehmen ab Profilkilometer 180 abrupt von 7.6 km/s auf 7.25 km/s ab. In der sich zuspitzenden Ecke des Mantelkeils, bei ~200 km, fällt v_p auf 7.1 km/s. Dies kann mit einem zum Teil serpentinierten Mantel erklärt werden. Ein Vergleich der Geschwindigkeiten mit dem Serpentinisierungsgrad der Laborwerte von Hyndman & Peacock (2003) würde für v_p -Werte von 7.25 km/s eine Serpentinisierung von ~26 % ergeben. Für

einen v_p -Wert von 7.1 km/s betrüge die Serpentinisierung sogar ~32 %. Der Wassergehalt im Mantelkeil liegt somit zwischen 3.4 % und 4 % und könnte in Anbetracht der Modellfehler noch höher sein.

Dass die Geschwindigkeiten in Richtung des Inselbogens wieder zunehmen (bzw. die Serpentinisierung abnimmt), zeigt auch, dass der Großteil der Fluide in der subduzierten Platte schon in geringeren Tiefen frei wird.

Diese Beobachtungen werden auch an anderen konvergenten Plattenrändern gemacht. Im innersten Bereich des Mantelkeils an der Cascadia-Subduktionszone wird eine Serpentinisierung von 50 - 60 % beobachtet. Die Geschwindigkeiten im gesamten Forearc liegen dort zwischen 7.2 - 7.7 km/s und repräsentieren insgesamt bis zu 30% Serpentinisierung (Bostock et al., 2002; Hyndman & Peacock, 2003).

Der hohe Wassergehalt im Tonga-Forearc kann durchaus auch mit der Erosion der Louisville-Seamounts zusammenhängen. Durch diesen Prozess wäre die Möglichkeit gegeben, dass mit dem erodierten Material viel Wasser in die Subduktionszone gerät, in geringen Tiefen wieder frei wird und den Mantelkeil serpentiniert. Anzeichen von vollständiger Serpentinisierung und der Bildung von Serpentinidiapiren können jedoch nicht beobachtet werden.

Direkte Beobachtung im Bereich des Forearc, die auf Strukturen subduzierter Seamounts schließen lassen, konnten nicht gemacht werden.

9.2.4 Die Pazifische Platte

Die Geschwindigkeiten in der Pazifischen Platte repräsentieren eine ozeanische Kruste, die im Vergleich zur typischen Kruste geringer ausfallen. Die Geschwindigkeiten in Layer 2 betragen ~4.1 km/s bis 6.25 km/s und in Layer 3 betragen sie 6.3 km/s bis 6.8 km/s. Die typische ozeanische Kruste (Abbildung 2.3) zeigt an der Basis von Layer 2 v_p -Werte zwischen 6.3 - 6.6 km/s und in Layer 3 Werte von 7.2 - 7.5 km/s. Für den Layer 2 im Modell bedeutet dies ein Unterschied von bis zu 5 % und für Layer 3 sogar 6 - 10 %.

Verwerfungen, die mit der Dehnung der Platte zusammenhängen, streichen parallel zur Tiefseerinne und sind in der Bathymetrie auf der Pazifischen Platte gut zu erkennen (Abbildung 4.4). Die niedrigen Geschwindigkeiten sind durch die starke Beanspruchung und die Bildung von Horst- und Grabenstrukturen sowie mit einer Zunahme der Porosität in der Platte zu erklären. Zusätzlich bieten Verwerfungen und Brüche Migrationsmöglichkeiten für Fluide, die die Kruste und den Mantel verwittern und hydratisieren.

Am aktiven Kontinentalrand vor Chile bei 38° S wird nach Contreras-Reyes et al. (2008) in einem Bereich vor dem Outer-Rise noch der typische seismische Aufbau der ozeanischen Kruste beobachtet. Im Bereich des Outer-Rise hingegen, kurz vor der Tiefseerinne, findet eine Abnahme der seismischen Geschwindigkeiten in der Kruste statt. Auch dort wirken sich Dehnungsbrüche reduzierend auf die P-Wellen-Geschwindigkeit aus. Vor Nicaragua beobachten Ivandic et al. (2008) ebenfalls eine um 0.2 - 0.5 km/s reduzierte P-Wellen-Geschwindigkeit in dem am Outer-Rise gedehnten Teil der ozeanischen Platte.

Im abtauchenden Bereich der Platte im Modell (235 - 255 km) sind die Geschwindigkeiten noch geringer. Dies kann mit weiteren Dehnungserscheinungen erklärt werden, die sich als Brüche und Mikrorisse beim Abtauchen der Platte äußern. Die P-Wellen-Geschwindigkeit wird dadurch reduziert.

Die Mantelgeschwindigkeit beträgt 7.3 km/s, was in diesem Bereich durch den Einfluss von Brüchen und das dadurch verbundene Eindringen von Fluiden möglich ist. Die Genauigkeit der P-Wellen-Geschwindigkeit ist hier allerdings nicht besonders gut, da nur OBS 177 den Einsatz einer Pn-Phase beobachtet. Mit der ermittelten Ungenauigkeit von ± 0.2 km/s, wäre auch eine Geschwindigkeit von 7.5 km/s nicht auszuschließen. Diese P-Wellen-Geschwindigkeit entspricht einer Serpentinisierung von $\sim 20 - 24$ % und einem Wassergehalt im obersten Mantel von 2.6 - 3%.

Dass sich Brüche und Verwerfungen tatsächlich bis in den oberen Mantel fortflanzen können, wurde von Grevemeyer et al. (2005) anhand reflexionsseismischer Daten vor Chile belegt.

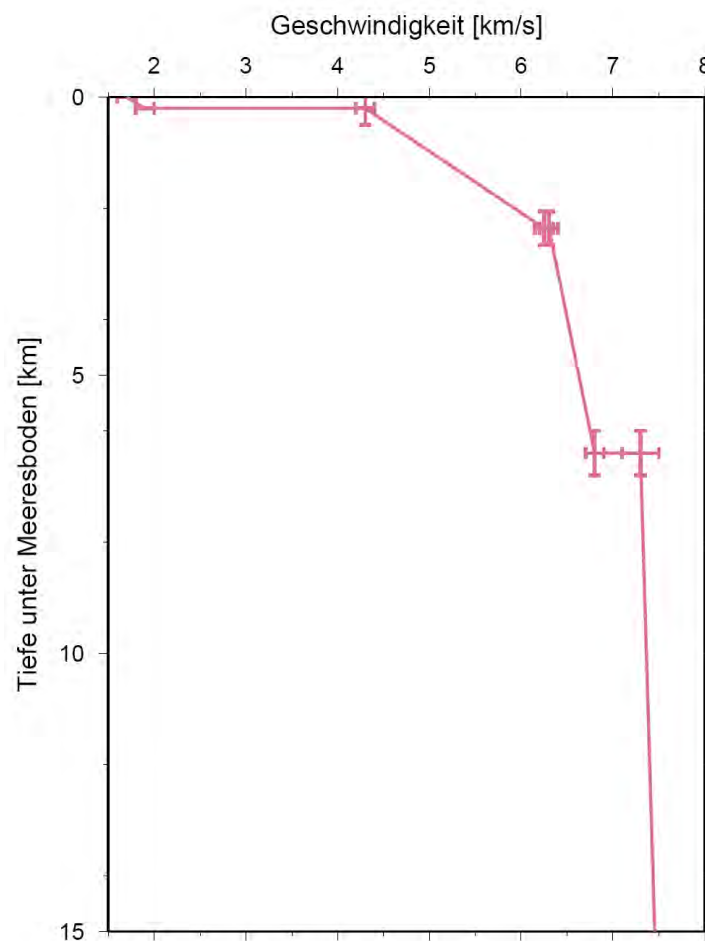


Abbildung 9.5: Geschwindigkeits-Tiefenprofil in der Pazifischen Platte bei 310 km.

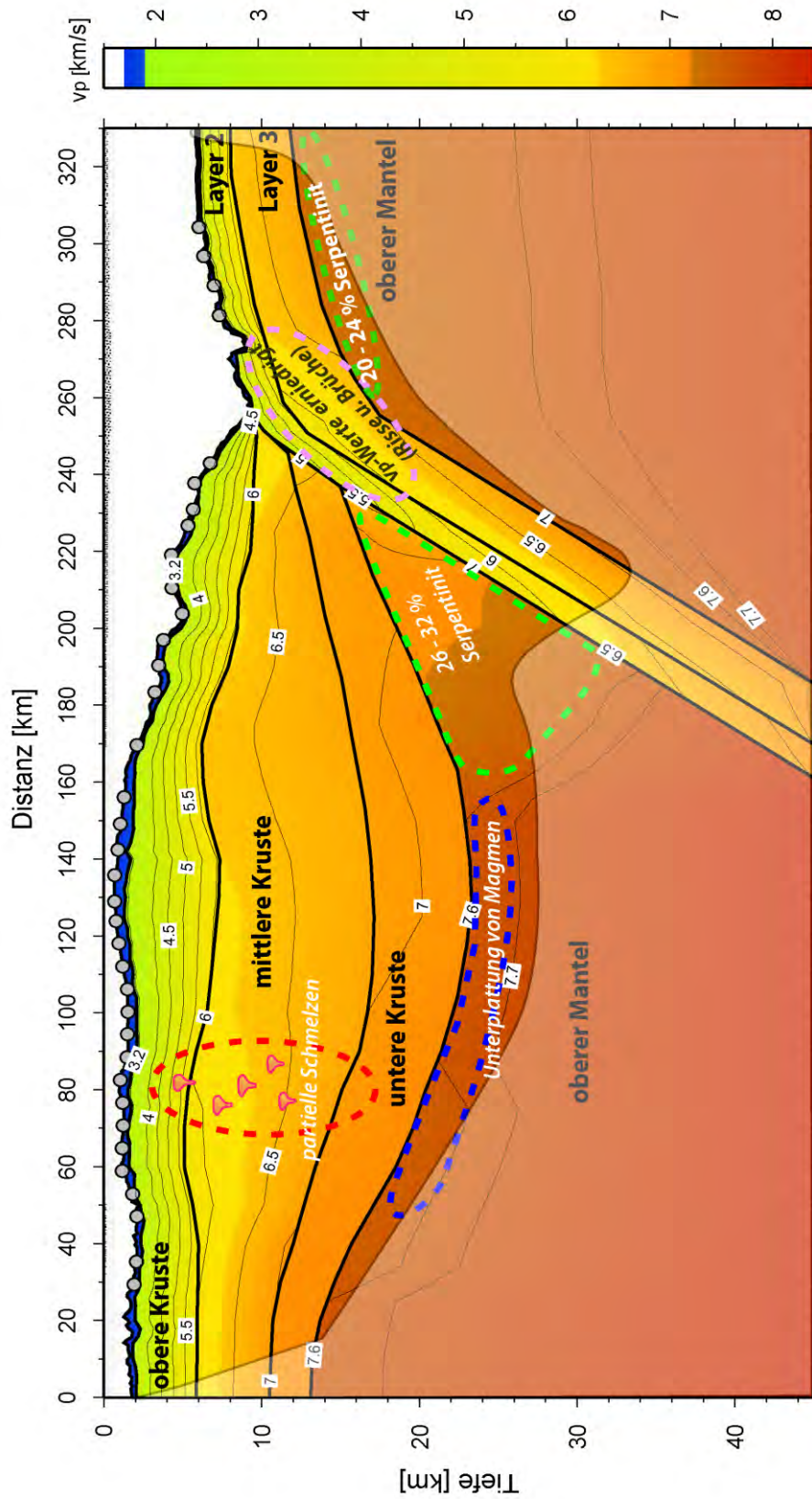


Abbildung 9.6: Das finale Modell mit einer mögliche Interpretation anhand seismischer P-Wellen-Geschwindigkeiten.

9.3 Hypothese zur Differenzierung der Kruste

In dieser Arbeit wird gezeigt, dass die seismischen Geschwindigkeiten des Tonga-Rückens, besonders im Bereich des remanenten Inselbogens, denen von kontinentaler Kruste sehr ähnlich sind. Es muss daher ein Wachstums- und Differentiationsprozess geben, der den Aufbau der Inselbogenkruste erklären kann. Die Krustenstruktur zeigt im Allgemeinen eine ähnliche Geschwindigkeits-Signatur wie die am IBM-Inselbogen (siehe Kapitel 8).

Tatsumi et al. (2008) zeigen in einem hypothetischen Modell die Differentiationsprozesse zur Entstehung des charakteristischen Aufbaus der Inselbogenkruste (Abbildung 9.6).

Ausgehend von ungestörter ozeanischer Kruste (*Pre-Arc*) entwickelt sich im ersten Stadium, mit einsetzendem Vulkanismus, eine basaltische Ausgangsschmelze, die die initiale Kruste bildet (*Initial Arc*). Durch ständiges Unterplatten von basaltischen Magmenkörpern (*underplating*), die durch partielle Aufschmelzungen im oberen Mantel entstehen und aufsteigen, wird die basaltische Kruste zum Teil wieder aufgeschmolzen (Anatexis). Es entstehen differenzierte Basalte, ein Bereich mit partiellen Schmelzen und Restiten (Kumulate).

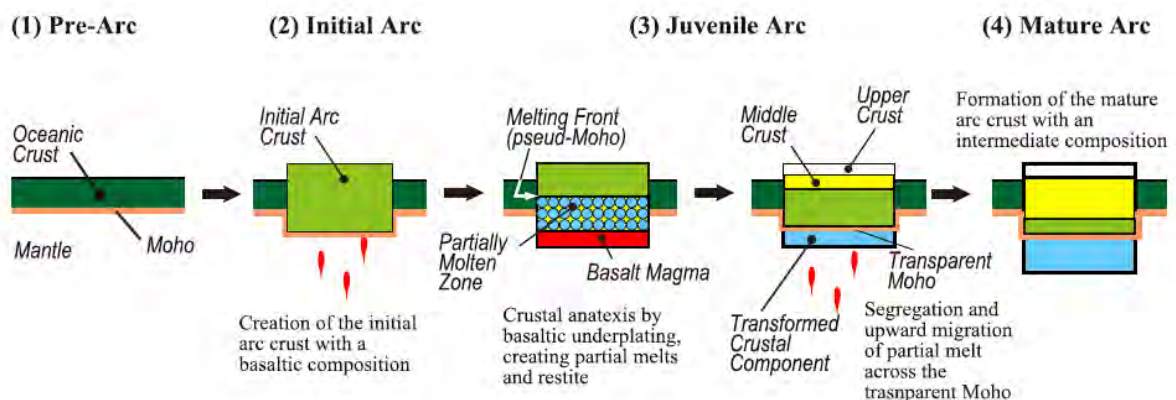


Abbildung 9.7 : Modell zur Entwicklung und Differenzierung der Inselbogenkruste (aus Tatsumi et al., 2008).

Im weiteren Vorgang ziehen Tatsumi et al. (2008) zwei unterschiedliche Prozesse in Betracht. Die erste Möglichkeit wäre die Aufschmelzung der basaltischen Kruste, die sich in einen andesitischen Teil und einen mafischen Restit auftrennt. Die andere Möglichkeit wäre, dass bereits felsische Magmen sich mit den basaltischen Magmen mischen und daraus andesitische/ tonalitische Magmen entstehen. Diese bilden dann die junge differenzierte Inselbogenkruste (*Juvenile Arc*). Die Moho ist durchlässig für partielle Schmelzen, die die späteren Komponenten der mittleren Kruste sind. Es bilden sich somit felsische Magmen und ein etwas weniger mafischer Restit, der die Unterkruste bildet. Somit ist die Kruste in Ober-, Mittel- und Unterkruste differenziert.

Für ein tieferes Verständnis des petrologischen Modells wird an dieser Stelle auf Tatsumi et al. (2008) verwiesen.

10 Zusammenfassung und Ausblick

Das in dieser Arbeit vorgestellte refraktions- und weitwinkelseismische Profil, welches den Tonga-Inselbogen und einen Teil der Pazifischen Platte abdeckt, wurde mit Hilfe des Ray-Tracing modelliert.

Das Ergebnis ist eine Inselbogenkruste von 18 - 22 km Mächtigkeit und eine ozeanische Kruste von 6.3 km Mächtigkeit. Durch Pn-Phasen konnten Informationen über die Geschwindigkeiten im oberen Mantel gewonnen werden. Es stellte sich heraus, dass diese Phasen sehr langsame Geschwindigkeiten zeigen und dass dies mit partiellen Schmelzen und unterlagerten Magmenkörpern in Verbindung stehen könnte.

Der Inselbogen zeigt eine ähnliche Geschwindigkeitsverteilung wie die Kruste des IBM-Inselbogens, die auf eine felsische bis intermediäre Komposition in der Mittelkruste schließen lässt. Das Modell unterscheidet sich jedoch stark vom Aleuten-Inselbogen, wo eine mächtige schnelle Unterkruste auf mafisches Gestein deutet.

Die theoretischen Laufzeiten konnten mit den beobachteten Laufzeiten der meisten Stationen gut angepasst werden. Trotzdem gibt es immer Bereiche in den Laufzeitästen deren Übereinstimmung schlechter ist und die nicht angepasst werden können. Dies zeigt, dass das schon komplexe Modell nicht alle Beobachtungen in den Seismogrammen erfüllen kann und dass die Krustenstruktur im Detail noch komplizierter sein muss. Mit einer Tomographie der Ersteinsätze könnte unter Umständen ein noch detaillierteres Modell entstehen.

Aussagen über den Einfluss des Louisville-Rückens auf basale Erosion durch die subduzierten Seamounts, können indirekt mit Hilfe der seismischen Geschwindigkeiten im Forearc gemacht werden. Diese Geschwindigkeitsverteilung lässt den Schluss zu, dass ursprünglich vorhandenes lockeres und poröses Gestein mit niedrigeren Geschwindigkeiten erodiert wurde. Daten eines zusätzlichen Profils quer über die Subduktionszone südlich des Louisville-Rückens hätten dazu genutzt werden können die Struktur des Forearc an verschiedenen Stellen miteinander zu vergleichen. Dieses Profil konnte aus Zeitgründen nicht gefahren werden. Der hohe Serpentinisierungsgrad im Mantelkeil kann jedoch auch als ein Indiz für große Mengen an Fluiden angesehen werden, die mit dem erodierten Material während der Subduktion eines Seamounts einhergehen können.

Um genauere Aussagen über den Grad der Serpentinisierung zu machen, könnten S-Wellen genutzt werden, um über das Poisson-Verhältnis auf den Serpentin Gehalt zu schließen.

Seismische Studien über die Krustenstruktur von Inselbögen, gerade im Bereich der Tonga-Kermadec-Region, gibt es weltweit nur sehr wenige.

Ein refraktions- und weitwinkelseismisches Profil südlich des Louisville-Rückens kann darüber Aufschluss geben, ob auch dort derselbe Krustenaufbau zu finden ist wie nördlich des Rückens. Durch einen Vergleich des ungestörten Subduktionssystem mit dem kürzlich vom Louisville-Rücken erodierten Bereich kann studiert werden, wie sich die Erosion auf das Gesamtsystem auswirkt.

Daten eines tiefenseismischen Profils, das parallel zum Rücken verläuft, können mögliche Variationen in der Krustenmächtigkeit aufdecken und deren Gründe erklären.

11 Referenzen

- Balance, P.F., Scholl, D.W., Vallier, T.L., Stevenson, A.J., Ryan, H., Herzer, R.H. (1989) Subduction of a late Cretaceous seamount of the Louisville Ridge at the Tonga trench: a model of normal and accelerated tectonic erosion, *Tectonics*, 8, p. 953 - 962.
- Bostock, M. G., Hyndman, S., Rondenay, S., Peacock, S.M. (2002) An inverted continental Moho and serpentinization of the forearc mantle. *Nature* Vol.417, p. 536 - 538
- Červený, V., (2001) *Seismic Ray Theory*, Cambridge University Press
- Christensen, N., Mooney, W. (1995). Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *J.of Geophys. Res.*, 100(B6)
- Clift, P.D., MacLeod, C., J., (1999) Slow rates of subduction erosion estimated from subsidence and tilting of the Tonga forearc, *Geology*, v. 27, no.5, p. 411 - 414
- Clift, P.D., Vannucchi, P. (2004) Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: implications for the origin and recycling of the continental crust, *Rev. Geophys.*,
- Condie, K. C. (2005) *Earth as an Evolving Planetary System*, Elsevier Academic Press
- Contreras-Reyes, E., Grevemeyer, I., Flueh, E. R., Reichert, C., (2008) Upper lithospheric structure of the subduction zone offshore of southern Arauco peninsula, Chile, at ~38°S *J. Geophys. Res.*, Vol. 113
- Crawford, W. C., J. A. Hildebrand, L. M. Dorman, S. C. Webb, and D. A. Wiens (2003), Tonga Ridge and Lau Basin crustal structure from seismic refraction data, *J. Geophys. Res.*, 108 (B4)
- Eisbacher, G. H.,(1996) *Einführung in die Tektonik*, Ferdinand Enke Verlag Stuttgart
- Fowler, C.M.R. (2004) *The solid Earth: An introduction to Global Geophysics*, Cambridge University Press
- Frisch, W., Meschede, M., (2009) *Plattentektonik*, Primus Verlag
- Frisch, W., Löscke, J., (1986) *Plattentektonik*, Darmstadt : Wiss. Buchges.
- Hyndman, R.D., and Peacock, S.M., (2003) Serpentinization of the forearc mantle, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 212, p. 417–432

Holbrook, W. S., D. Lizarralde, S. McGeary, N. Bangs, and J. Diebold (1999), Structure and composition of the Aleutian island arc and implications for continental crustal growth, *Geology*, 27(1), 31–34.

Global CMT Catalog, <http://www.globalcmt.org>

Global Topography V 11.1, http://topex.ucsd.edu/marine_topo/mar_topo.html

Grevemeyer, I., Weigel, W., (1997) Increase of seismic velocities in upper oceanic crust: The “superfast” spreading East Pacific Rise at 14°14’S, *Geophysical Research Letter*, Vol.24, No.3, 217-220

Grevemeyer, I., Kaul, N., Diaz-Naveas, J. L., Villinger, H., Ranero, C. R., and Reichert, C., (2005), Heat flow and bending-related faulting at subduction trenches: Case studies offshore of Nicaragua and central Chile, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 236, 238–248

Haase, K. M., Worthington, T. J., Stoffers, P., Garbe-Schönberg, D., Wright, I., (2002) Mantle dynamics, element recycling, and magma genesis beneath the Kermadec Arc-Havre Trough, *G³*, Vol.3, 11

Ivandic, M., Grevemeyer, I., Berhorst, A., Flueh, E. R., McIntosh, K., (2008) Impact of bending related faulting on the seismic properties of the incoming oceanic lithosphere offshore of Nicaragua, *J. Geophys. Res.*, Vol. 113

Ivandic, M., Impact of bending related faulting on the seismic properties of the incoming oceanic lithosphere offshore of Nicaragua (2008). Dissertation, www.eldiss.uni-kiel.de

Jones, E. J. W., (1999) *Marine Geophysics*. John Wiley & Sons, Chichester.

Kearey, P., Keith, K. A., Vine, F. J. (2009) *Global Tectonics*, Wiley-Blackwell

Kodaira, S., T. Sato, N. Takahashi, S. Miura, Y. Tamura, Y. Tatsumi, and Y. Kaneda (2007b), New seismological constraints on growth of continental crust in the Izu-Bonin intra-oceanic arc, *Geology*, 35(11), 1031–1034

Lefeldt, M., Grevemeyer, I., Göbner, J., Bialas, J., (2009) Intraplate seismicity and related mantle hydration at the Nicaraguan trench outer rise, *Geophys. J. Int.* (2009) 178, 742-752

Lonsdale, P. (1988) Geography and history of the Louisville hotspot chain in the southwest Pacific, *J. Geophys. Res.*, 93, 3078-3104.

Lowrie, W., (1997) *Fundamentals of Geophysics*, Cambridge University Press

Raitt, R. W., Fisher, R. L., Mason, R. G., (1955) Tonga trench, Spec. Pap., Geol. Soc. Am., 62, 237–254

Ruellan, E., Delteil, J., Wright, I., Matsumoto, T., (2003) From rifting to active spreading in the Lau-Basin – Havre Trough backarc system (SW Pacific): Locking/unlocking induced by seamount chain subduction, *G³*, Vol. 4, Nr. 5

SEND Off-Shore Electronics GmbH, <http://www.send.de/>

Schmincke, H.U., Vulkanismus, Wissenschaftliche Buchgesellschaft

Schön, J. (1996) Physical Properties of Rocks. Handbook of Geophysical Exploration: Seismic Exploration, 18, Elsevier

Sercel, <ftp://ftp.sercel.com/pdf/brochures/Marinesources.pdf>

Sheriff, R. E. und Geldart, L. P., (1995) Exploration seismology. Cambridge University Press

Takahashi, N., Kodaira, S., Klemperer, S., Tatsumi, Y., Kaneda, Y., Suyehiro, K., (2007), Crustal structure and evolution of the Mariana intra-oceanic island arc, *Geology*, 35(3), 203 – 206

Tatsumi, Y., Shukuno, H., Tani, K., Takahashi, N., Kodaira, S., Kogiso, T., (2008). Structure and growth of the Izu-Bonin-Mariana arc crust: 2. Role of crust-mantle transformation and the transparent Moho in arc crust evolution. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 113

von Huene, R., Ranero, C.R., Vannucchi, P. (2004) Generic model of subduction erosion *Geology*, v. 32, no. 10, p. 913-916

Watts, A.B., Weissel, J.K., Duncan, R.A., Larson, R.L. (1988) Origin of the Louisville Ridge and its relationship to the Eltanian fracture zone system, *J. Geophys. Res.*, 93, 3051-3077.

Yilmaz, Ö. (1987) Seismic Data Processing, Investigations in Geophysics No.2, Society of Exploration Geophysicists

Zelt, C. A., and P. B. Smith (1992), Seismic travelttime inversion for 2-D crustal velocity structure, *Geophys. J. Int.*, 108, 16 - 34

Anhang

Dieser Diplomarbeit ist eine Daten-CD beigefügt, die die benutzte Software/Tools, alle verwendeten Modelldateien, Skripte und Abbildungen enthält. Für den interessierten Leser ist es daher möglich, das in dieser Arbeit modellierte Profil mit geringem Aufwand, unter Verwendung der Programme, selbst einzusehen.

Die CD enthält:

Software (frei erhältlich)

- Rayinvr
- Zplot
- VMED (kompiliert + PGPLOT)
- Skripte

Modelldateien

- v.in (Schichten und Geschwindigkeiten)
- tx.in (enthält die Picks aller Stationen)
- r.in (Modellparameter)
- Stationskoordinaten

Abbildungen

- Seismogramm jeder Station
- Abbildungen der Strahlwege und Laufzeiten
- Modellabbildungen

Von den 35 Stationen die Daten aufzeichneten, werden im Anhang A beispielhaft 10 Seismogramme mit den zugehörigen Strahlwegen und Laufzeiten gezeigt. Die Auswahl entspricht den unterschiedlichen tektonischen Bereichen im Profil. Die Stationskoordinaten sind in Anhang B und auf der CD zu finden.

A Ausgewählte Seismogramme und Strahlwege

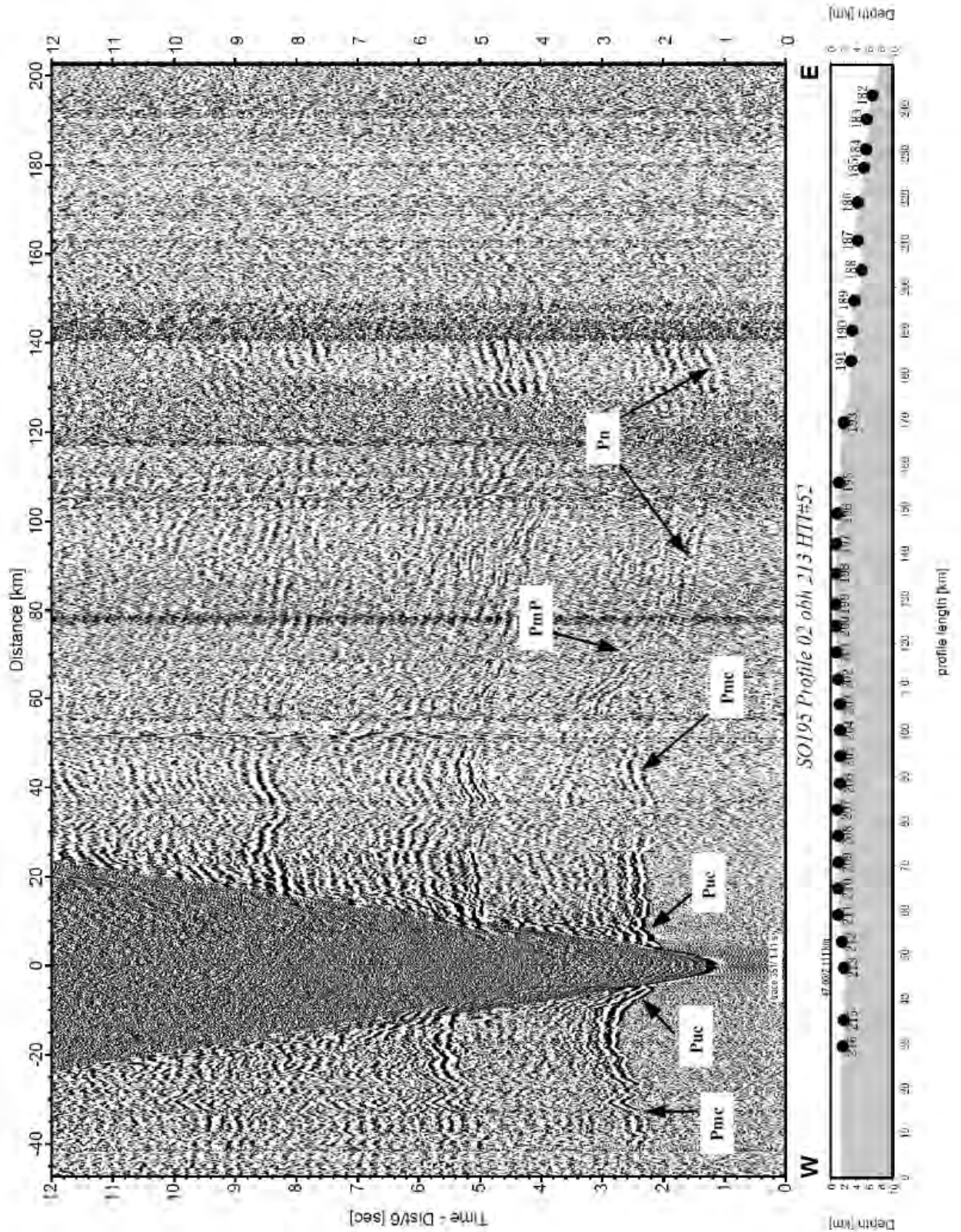


Abbildung A.1: Seismogramm der Station OBH 213 am Rand des Lau-Beckens.

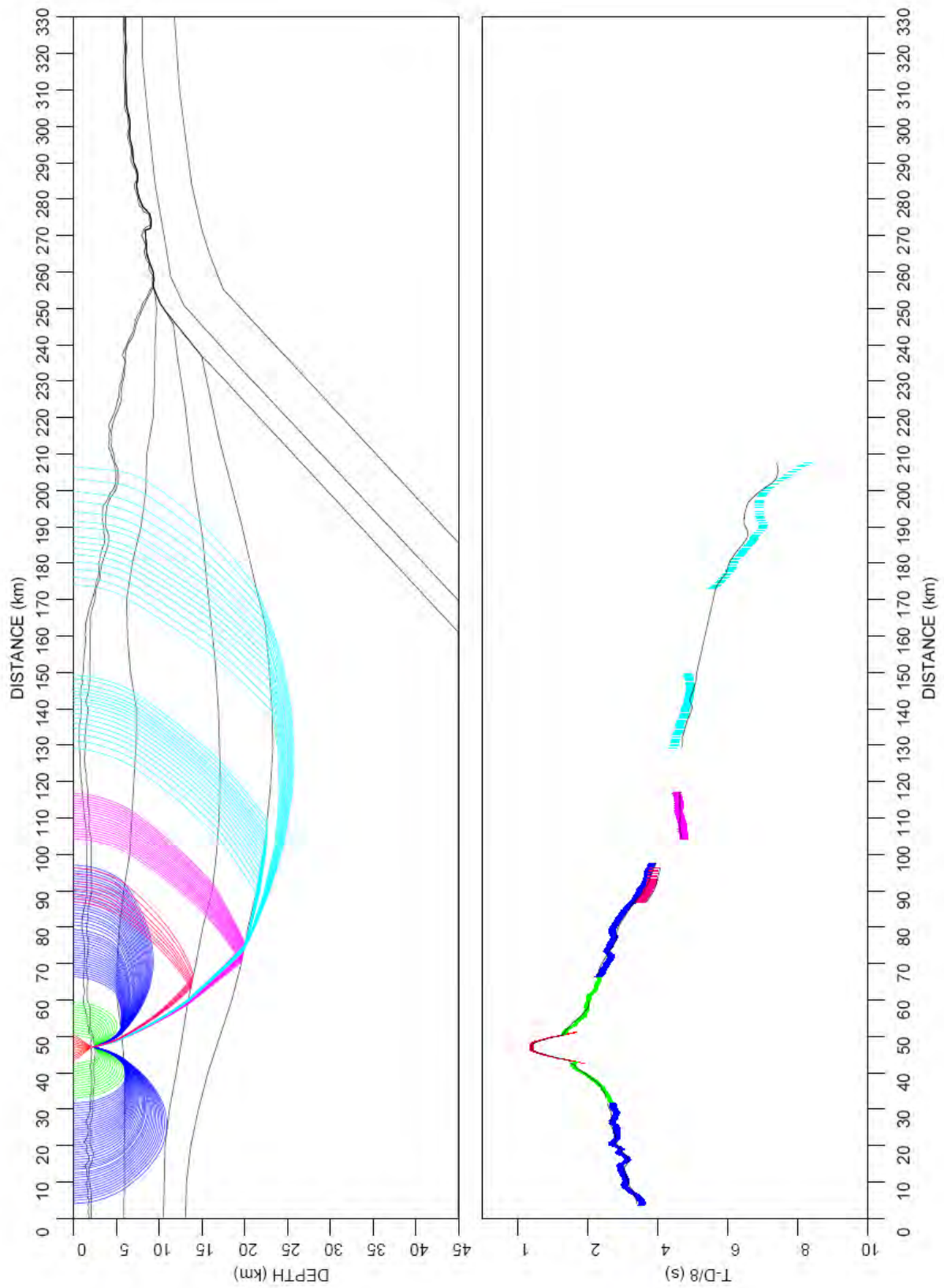


Abbildung A.2: Laufzeiten und Strahlwege OBH 213.

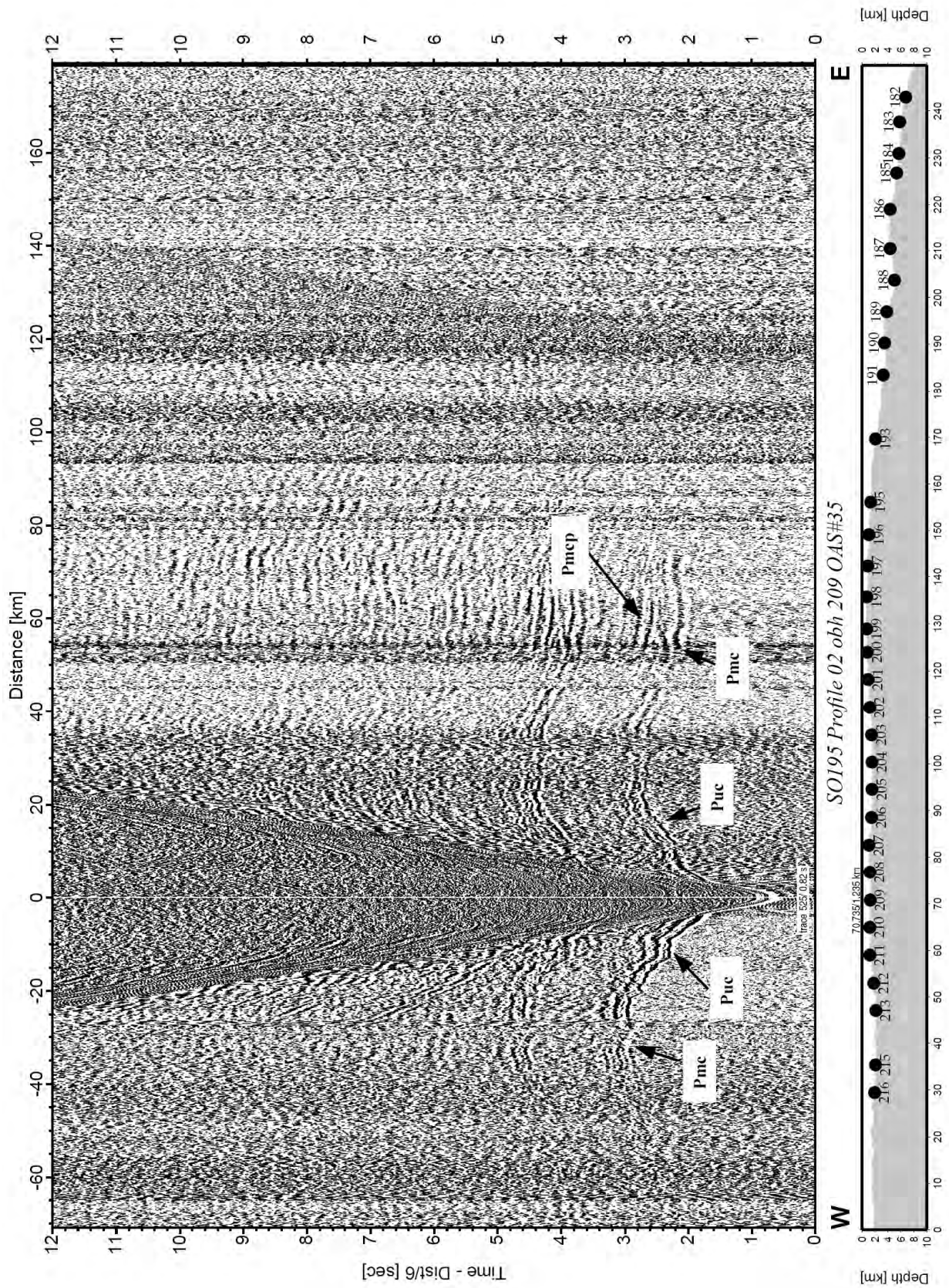


Abbildung A.3: Seismogramm der Station OBH 209 im Bereich der aktiven Vulkane.

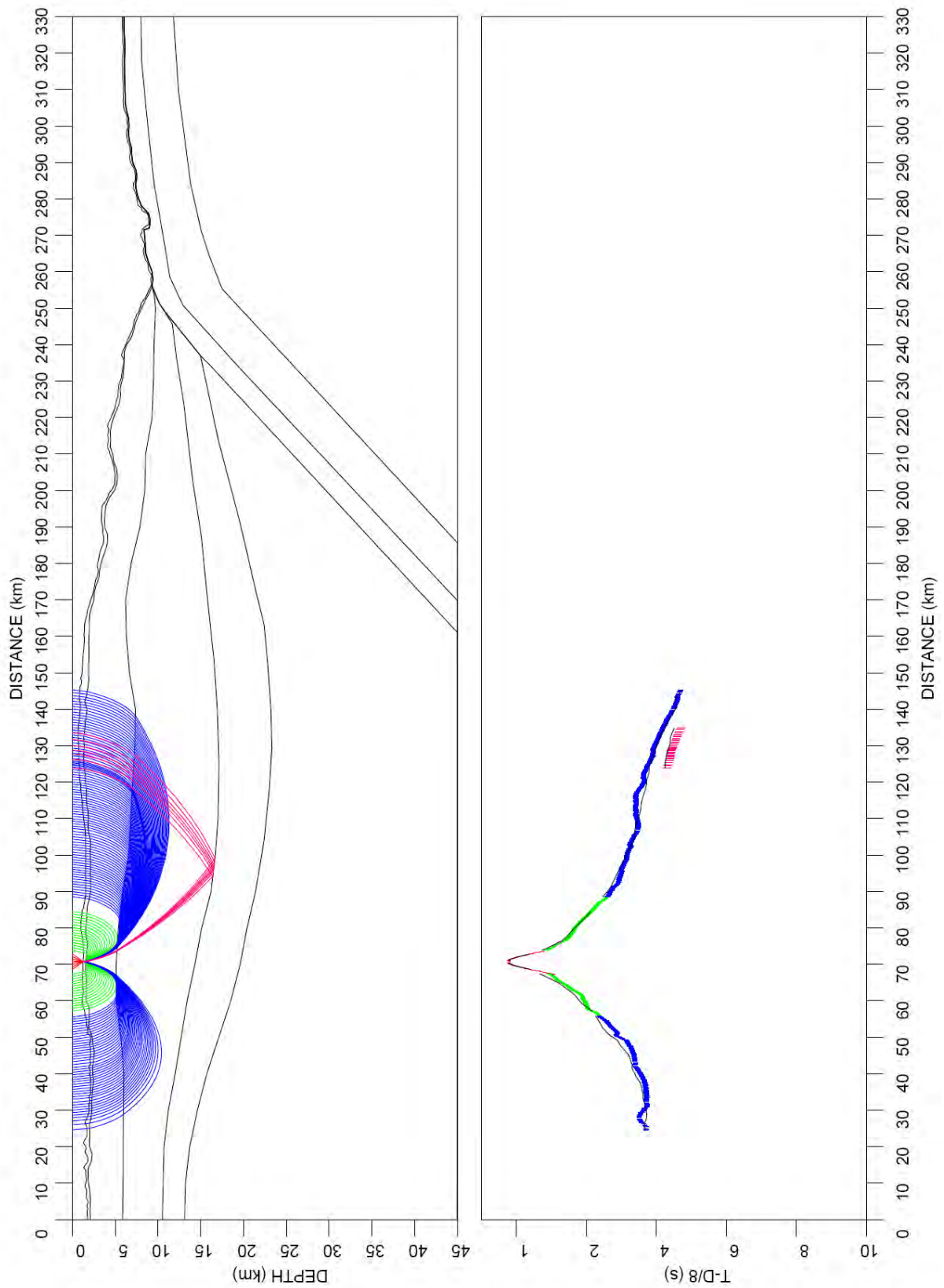


Abbildung A.4: Laufzeiten und Strahlwege OBH 209.

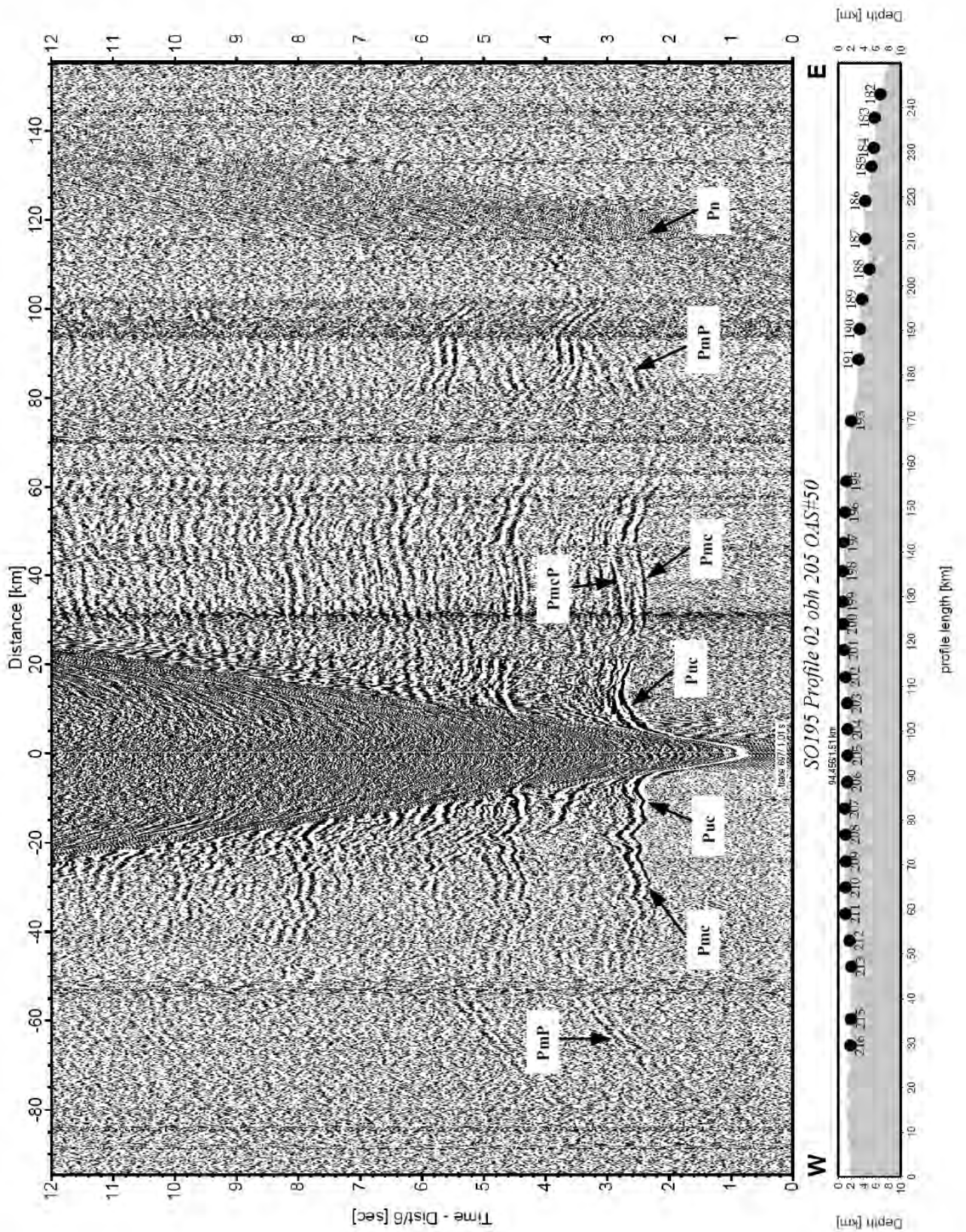


Abbildung A.5: Seismogramm der Station OBH 205 zwischen dem aktiven und remanenten Inselbogen. Ein schwacher Einsatz einer Pn-Phase ist durch Anwendung eines Filters identifizierbar.

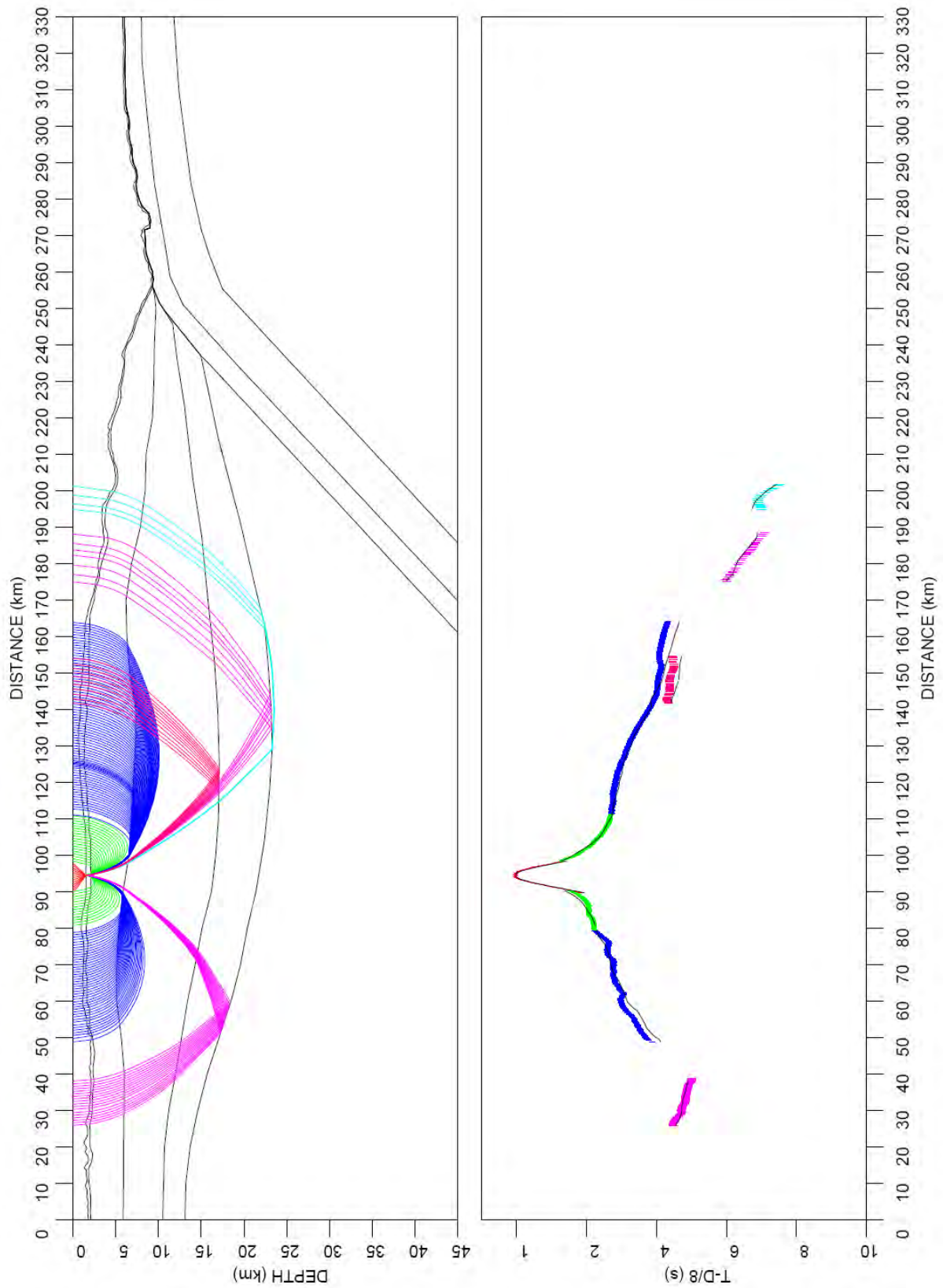


Abbildung A.6: Laufzeiten und Strahlwege OBH 205.

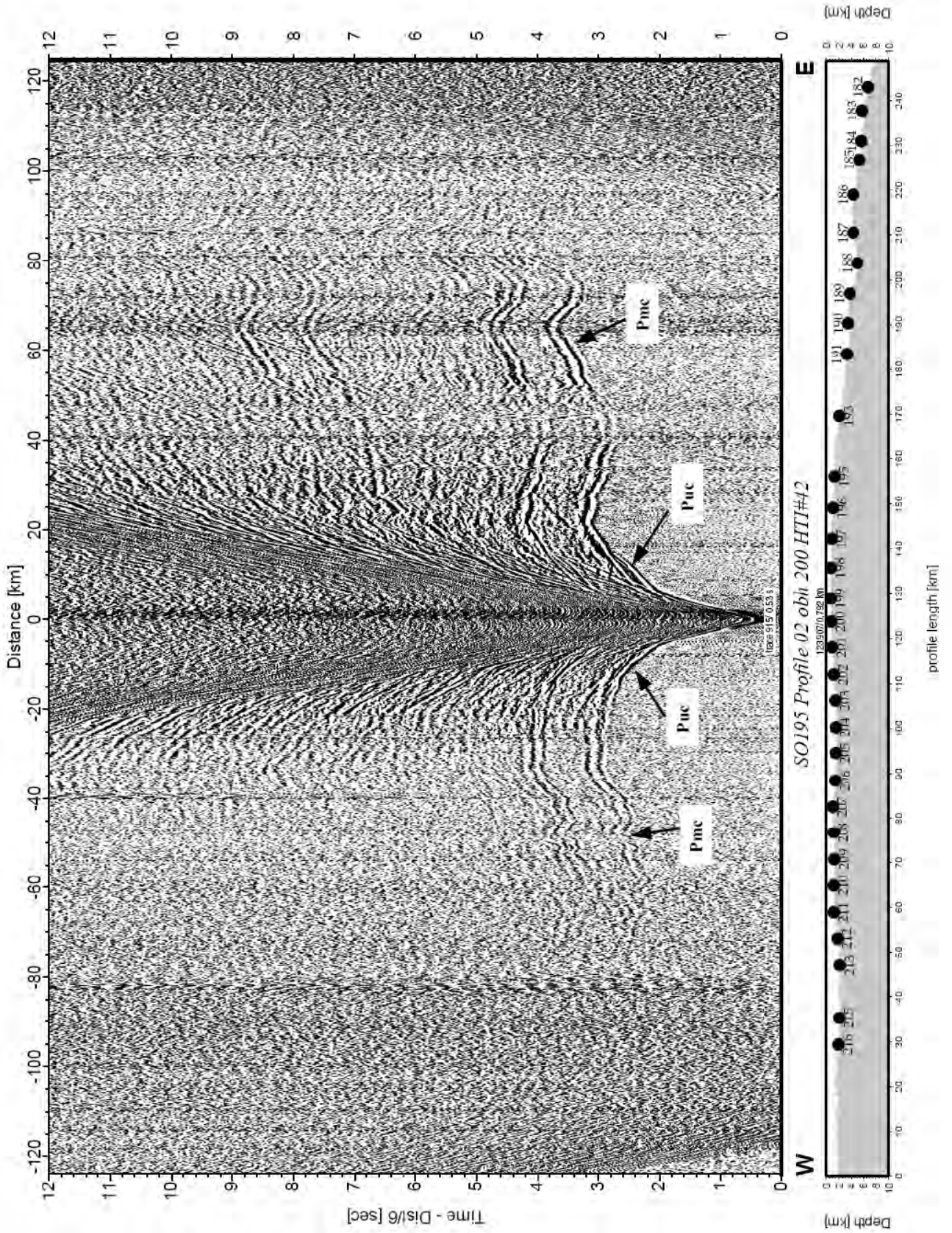


Abbildung A.7: Seismogramm der Station OBH 200 auf dem remanenten Inselbogen.

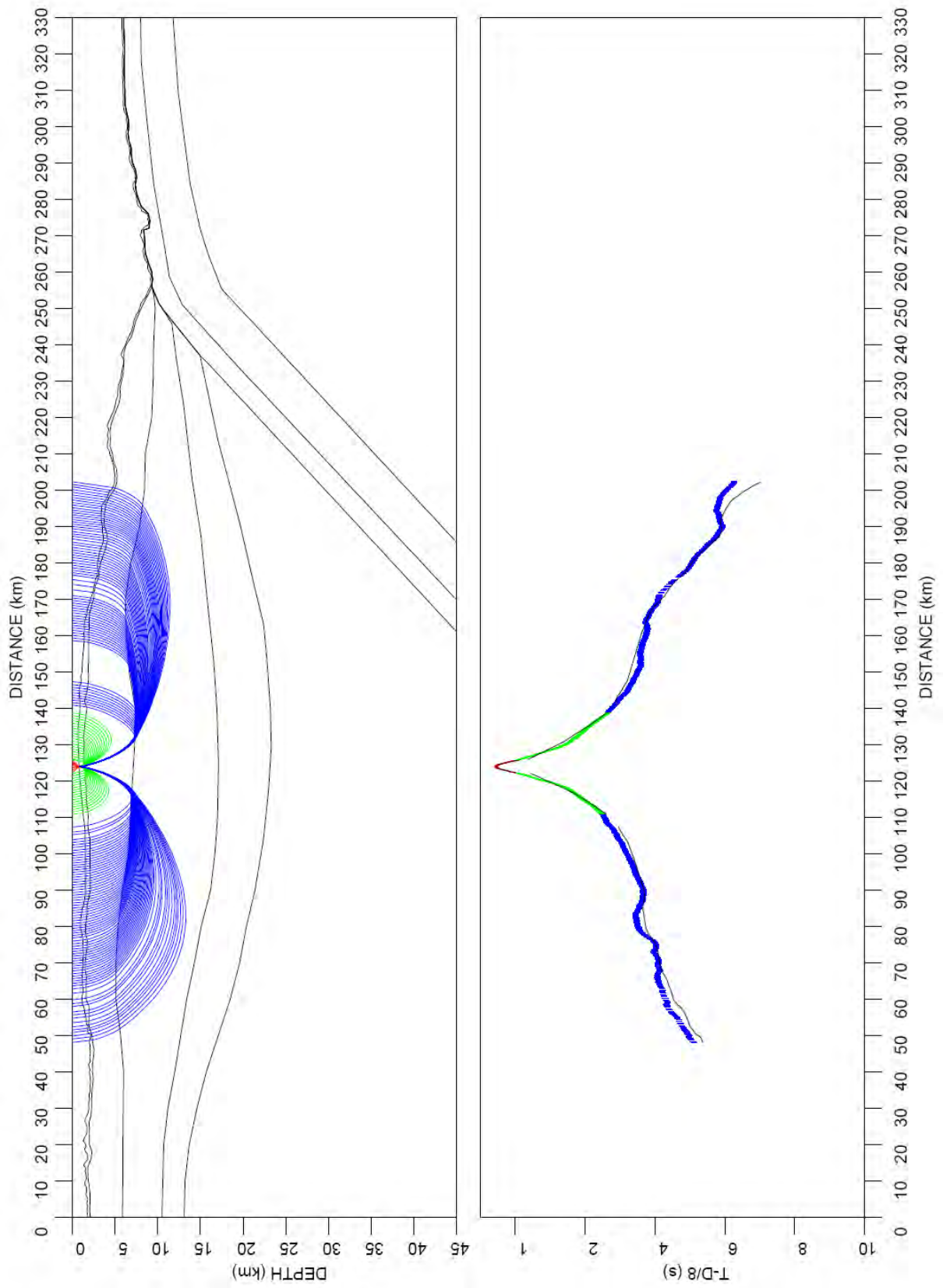


Abbildung A.8: Laufzeiten und Strahlwege OBH 200

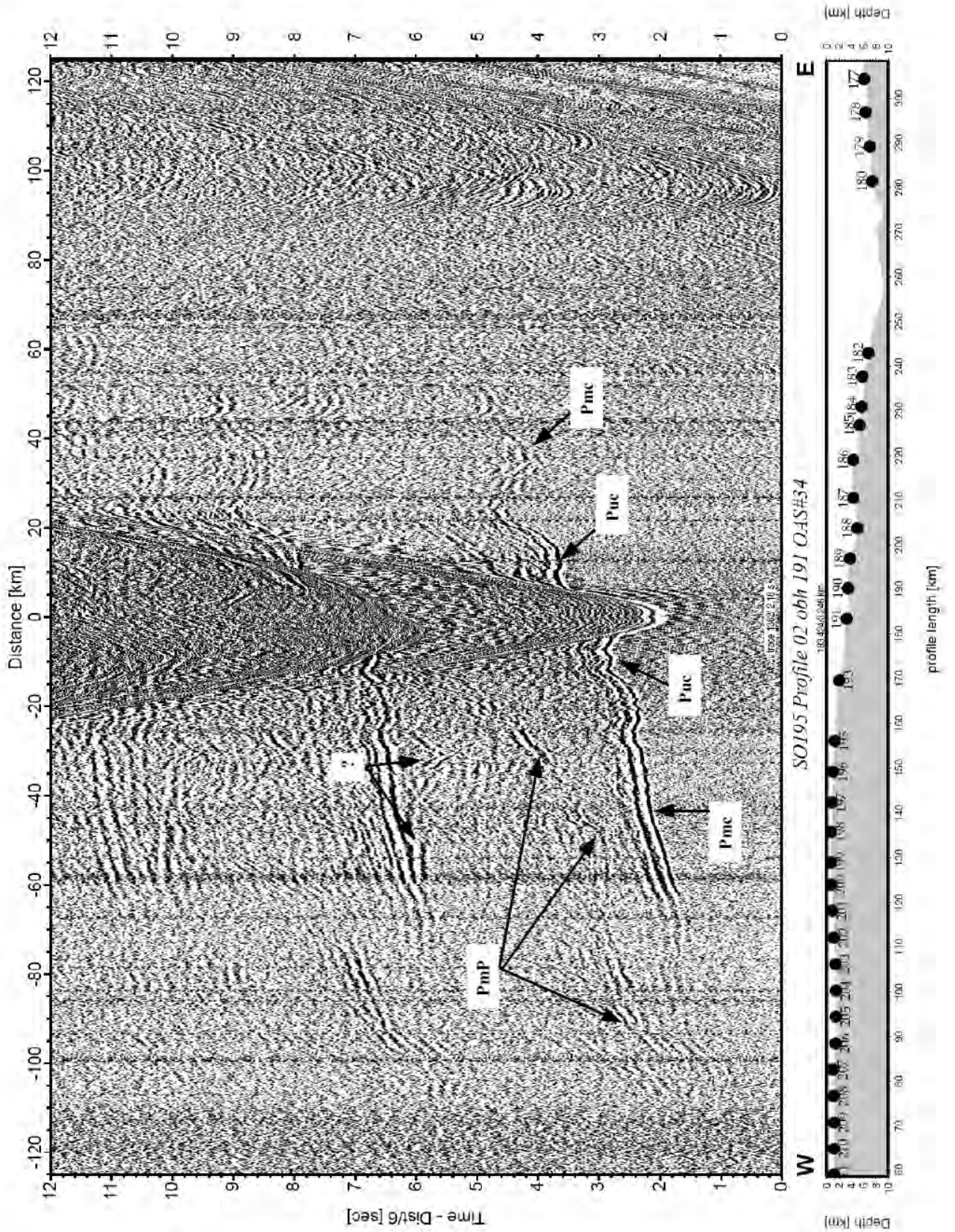


Abbildung A.9: Seismogramm der Station OBH 191 zwischen dem remanenten Inselbogen und Forearc. Besonders gut zu verfolgen ist der Einsatz der PmP-Phase. Einige Einsätze können nicht zugeordnet werden, evtl. handelt es sich dabei um Seitenreflexionen.

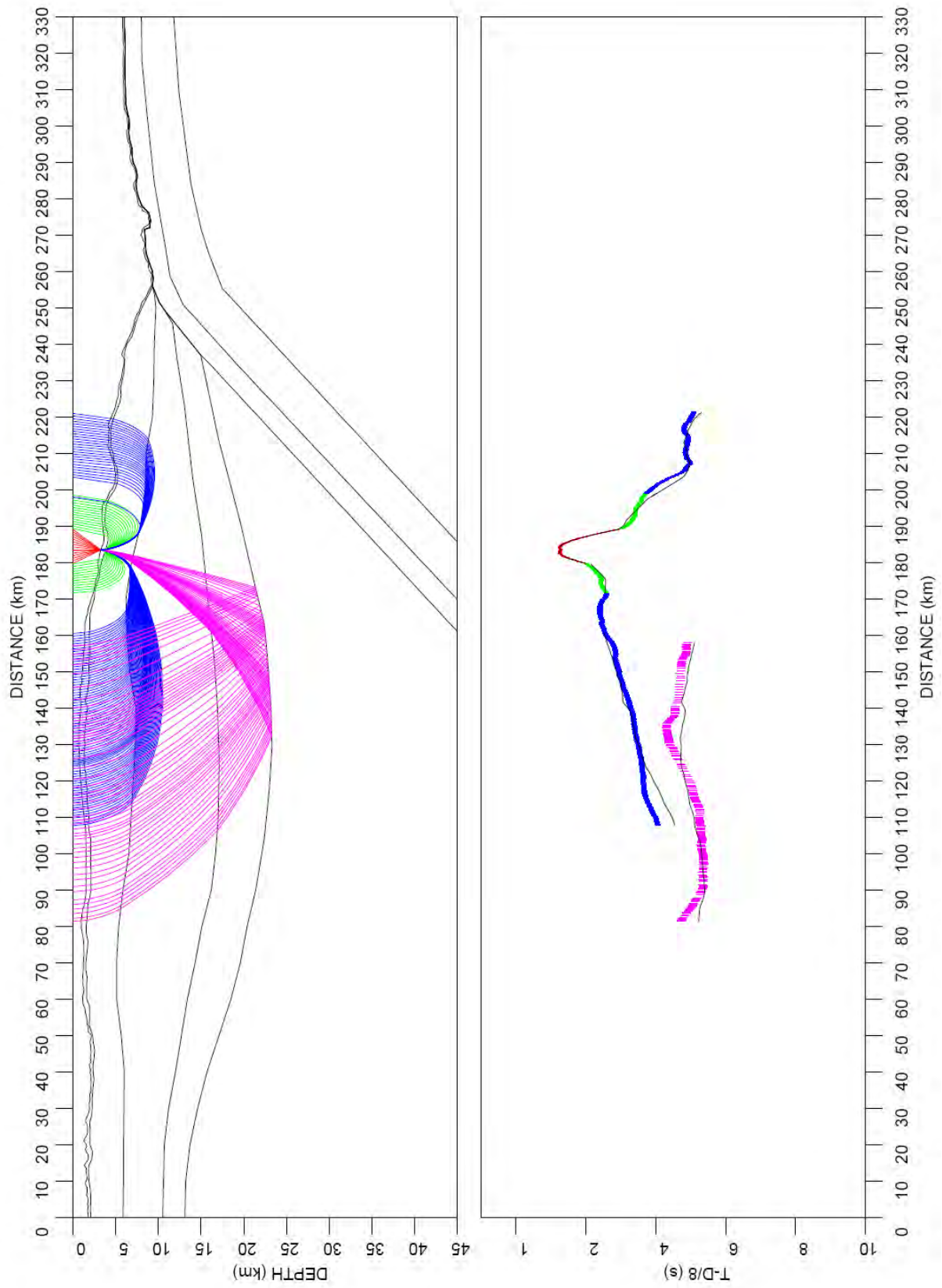


Abbildung A.10: Laufzeiten und Strahlwege OBH 191.

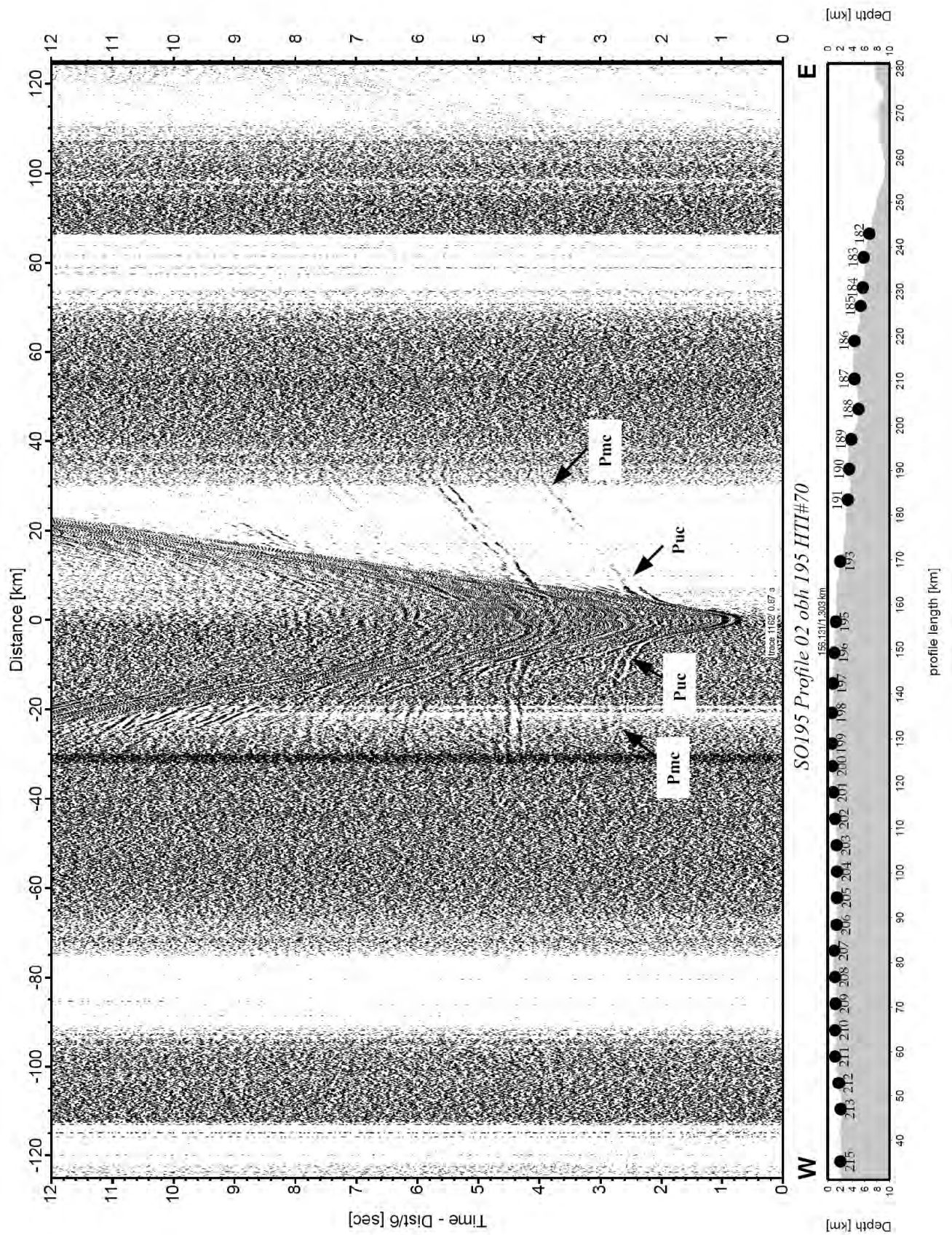


Abbildung A.11: Seismogramm der Station OBS 195 im östlichen Bereich des remanenten Inselbogens.

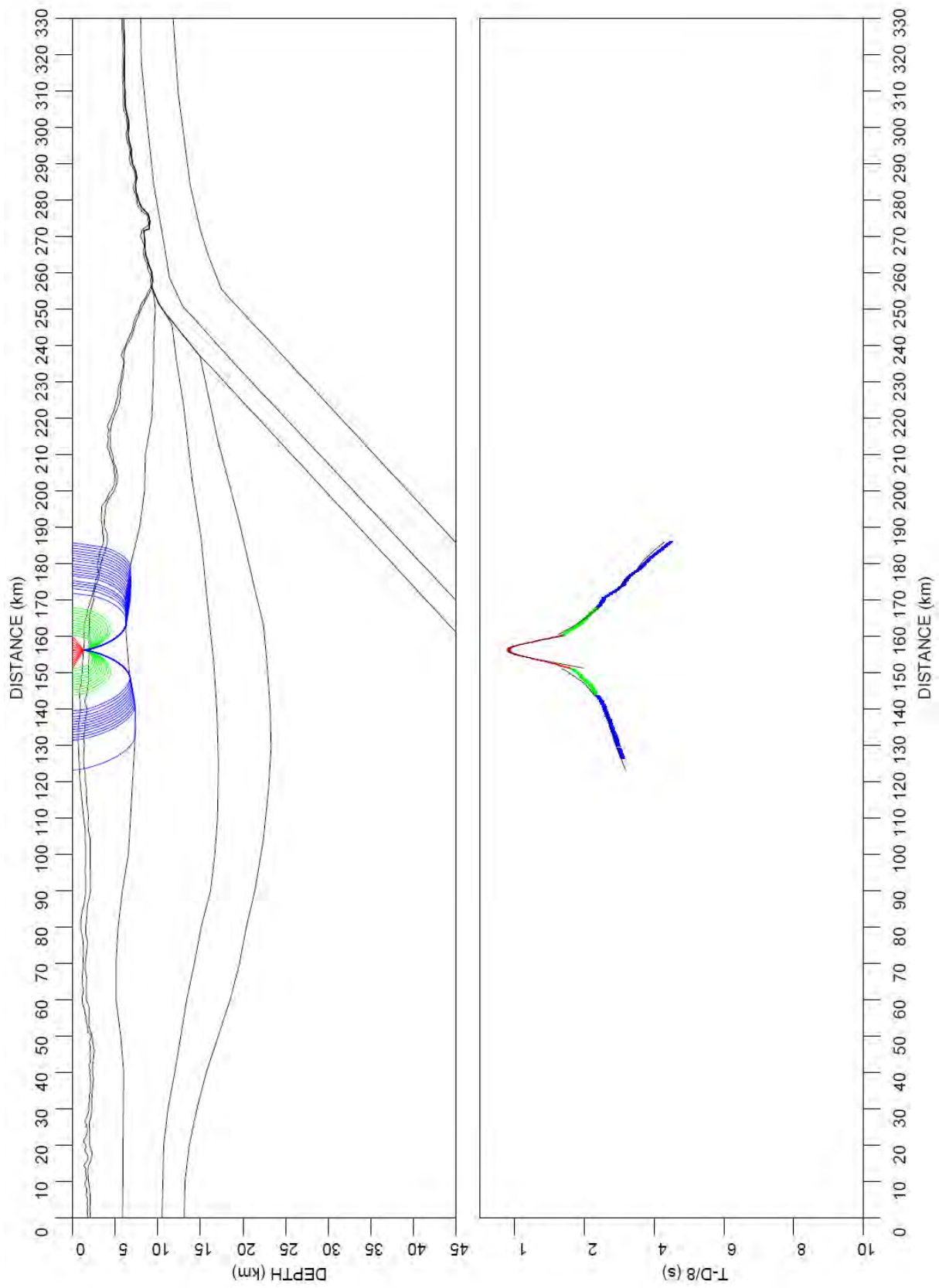


Abbildung A.12: Laufzeiten und Strahlwege OBH 195.

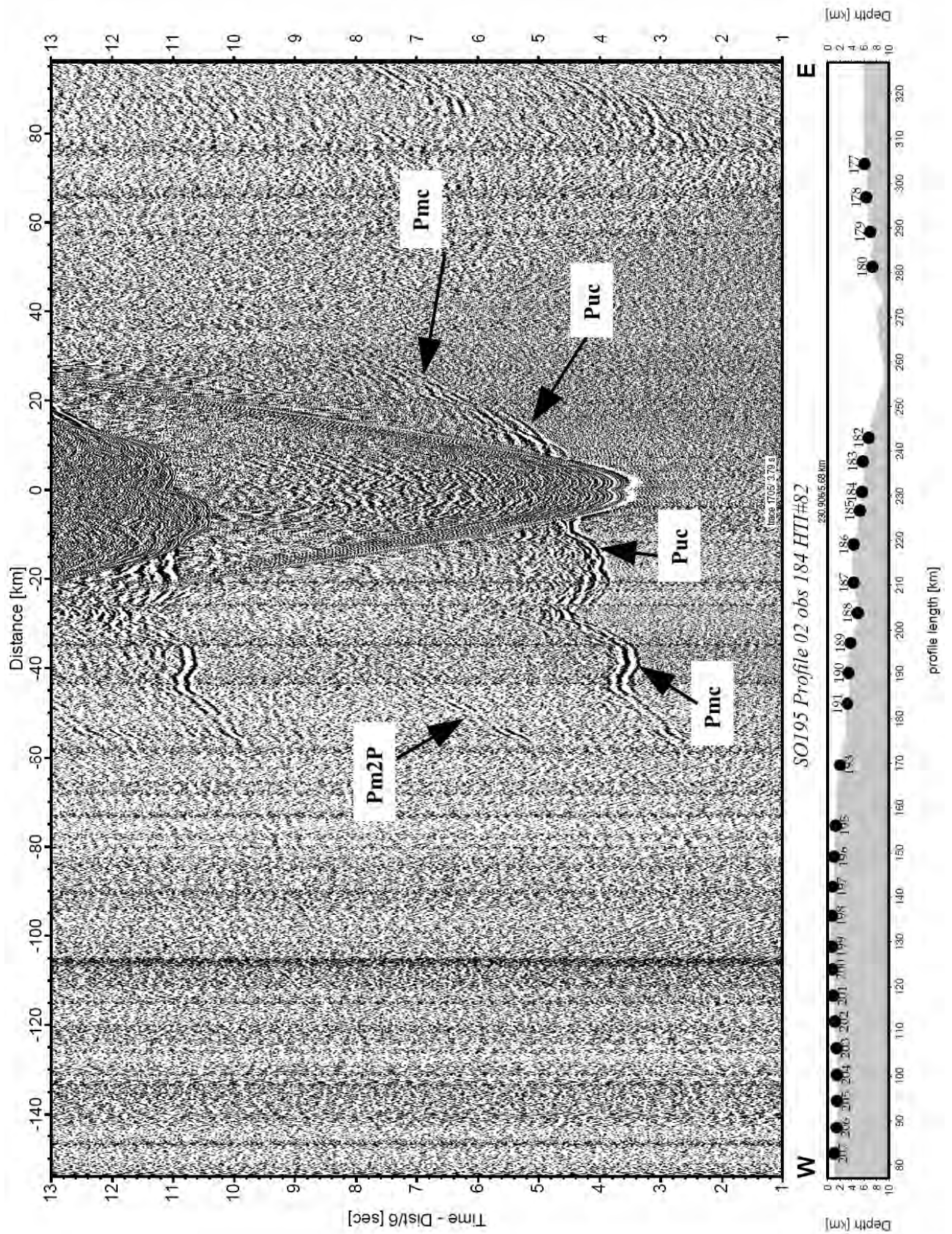


Abbildung A.13: Seismogramm der Station OBS 184 mit dem Reflexionseinsatz von der Krusten-Mantel-Grenze der subduzierten Pazifischen Platte.

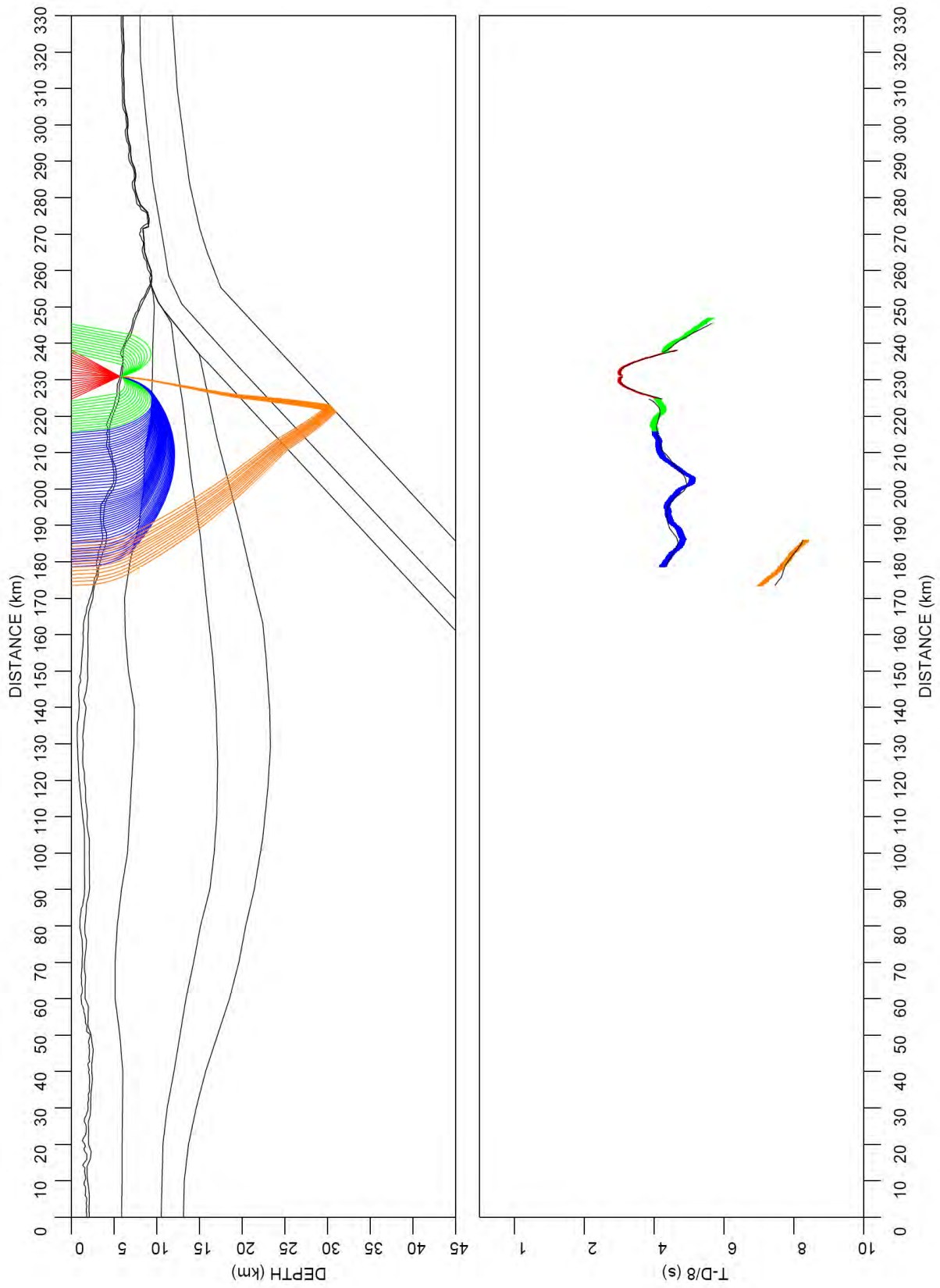


Abbildung A.14: Laufzeiten und Strahlwege OBS 184.

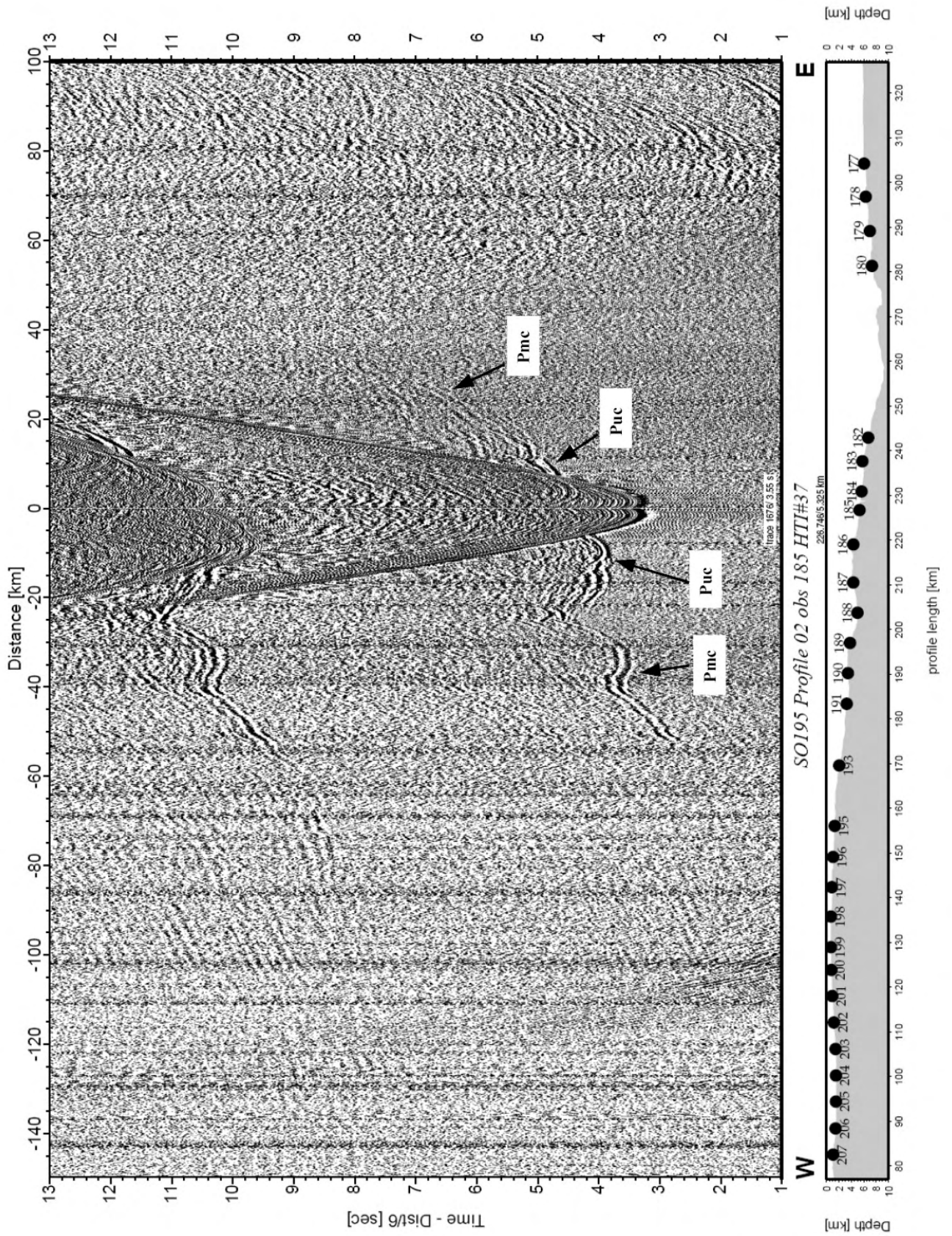


Abbildung A.15: Seismogramm der Station OBS 185 auf dem Forearc.

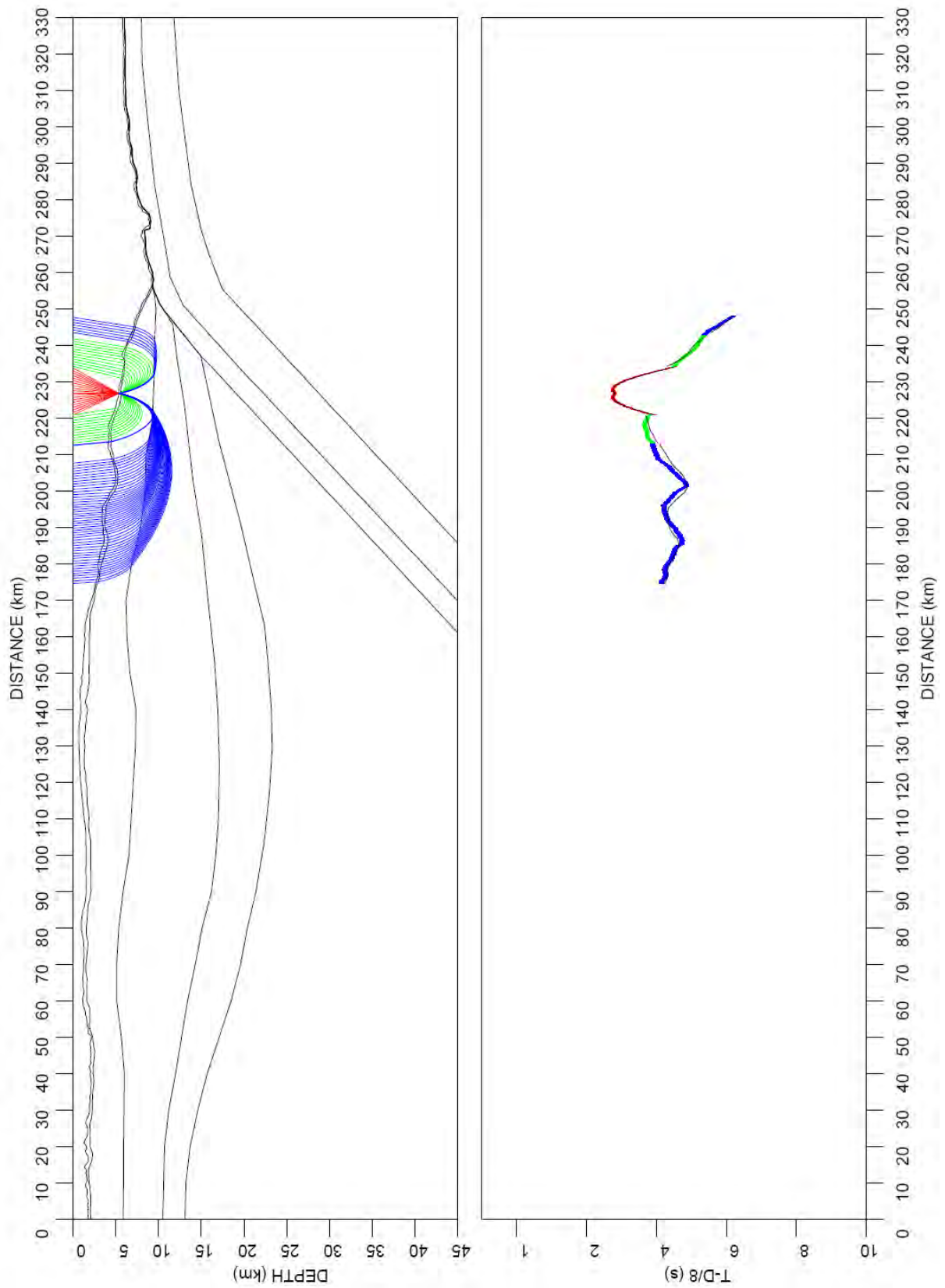


Abbildung A.16: Laufzeiten und Strahlwege der Station OBS 185.

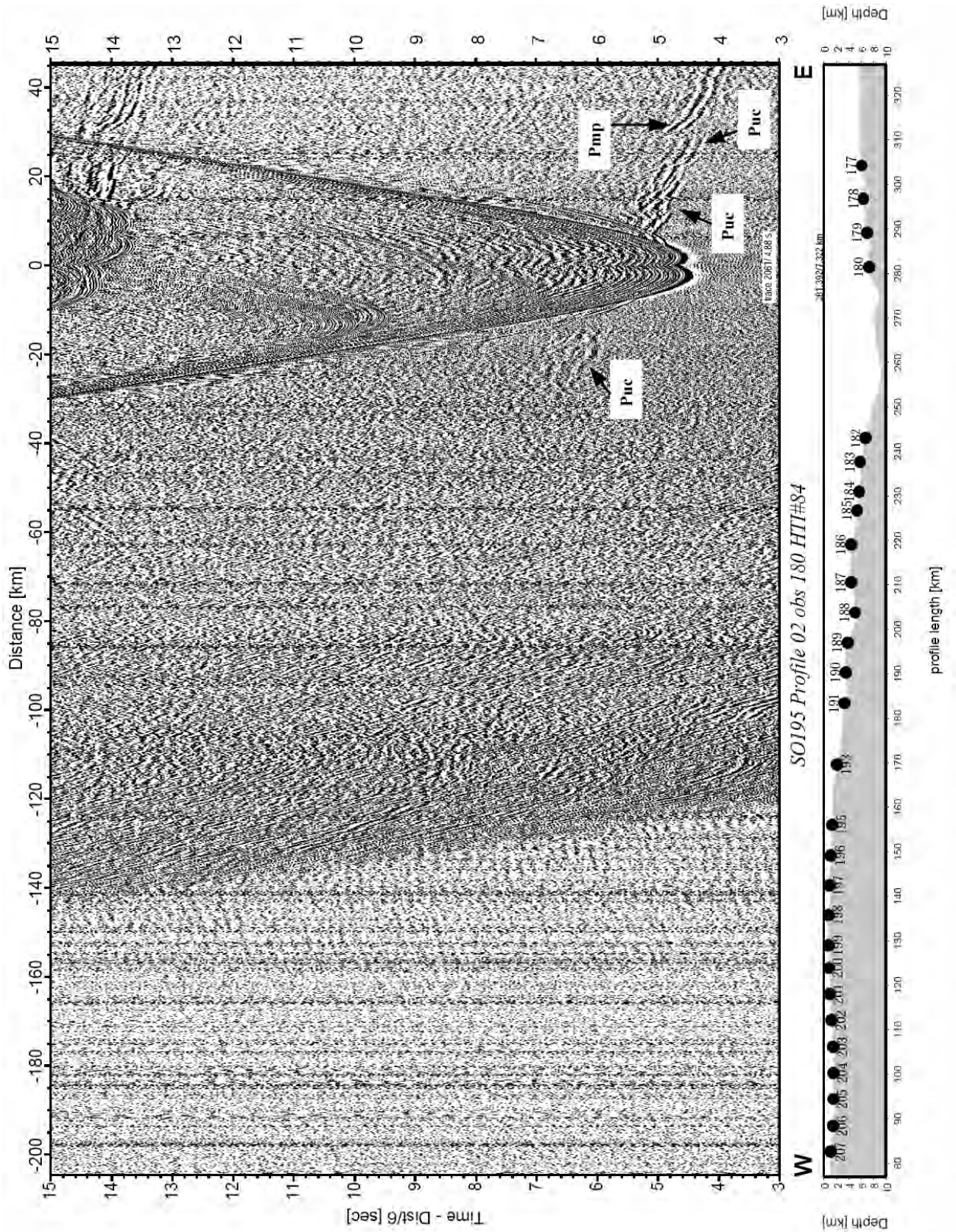


Abbildung A.17: Seismogramm der Station OBH 180 auf der Pazifischen Platte.

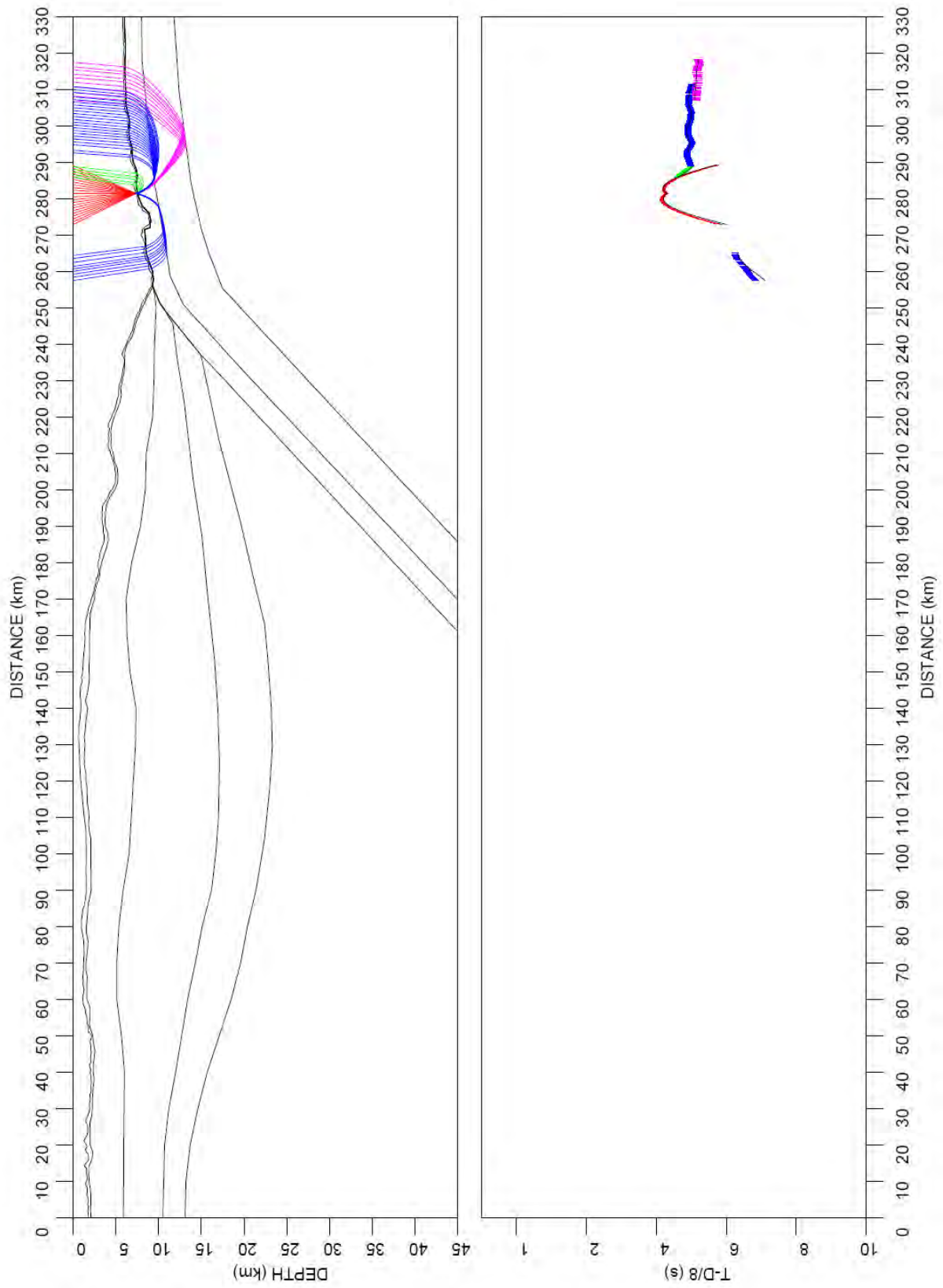


Abbildung A.18: Laufzeiten und Strahlwege OBS 180.

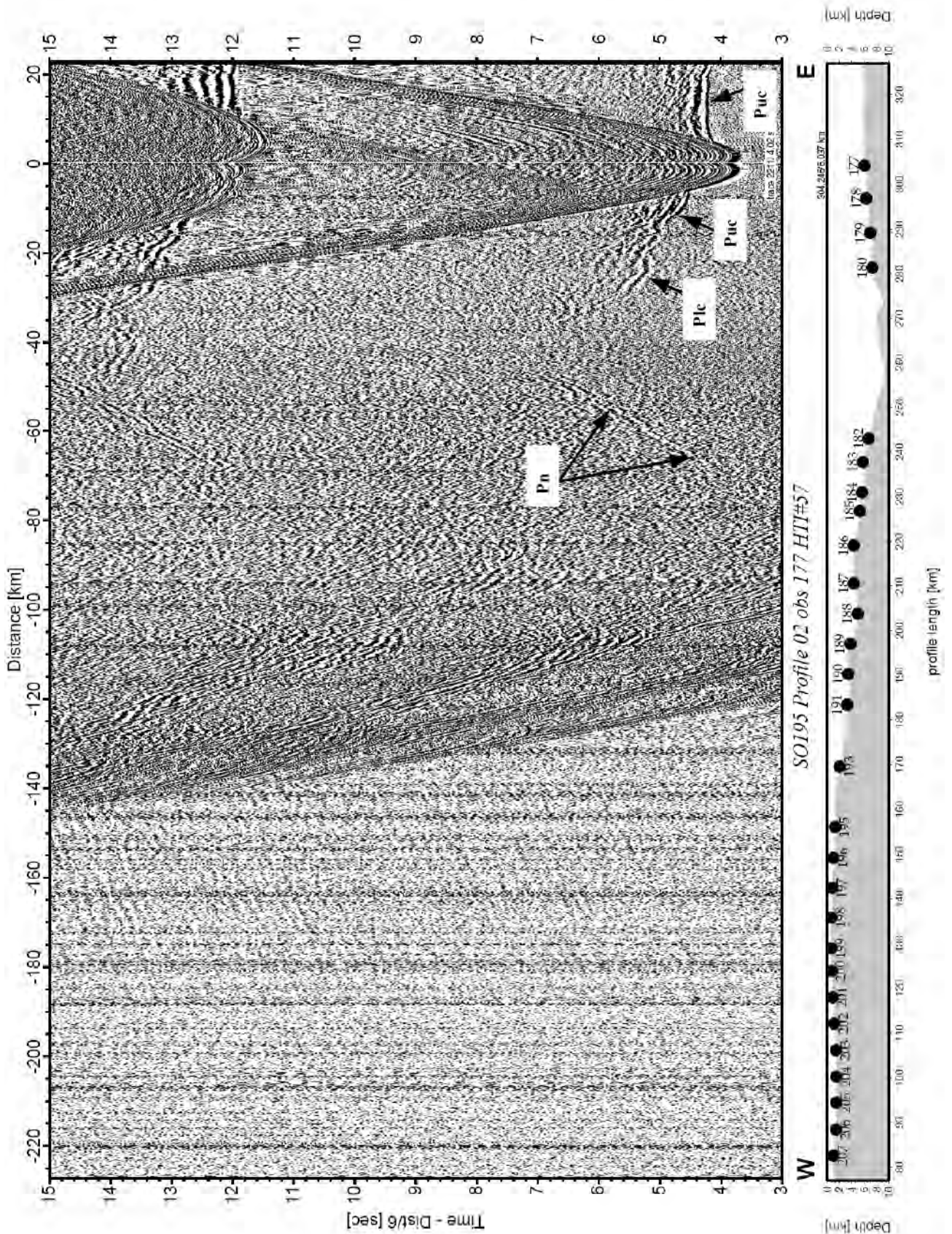


Abbildung A.19: Seismogramm der Station OBS 177 auf der Pazifischen Platte mit einer beobachteten Pn-Phase.

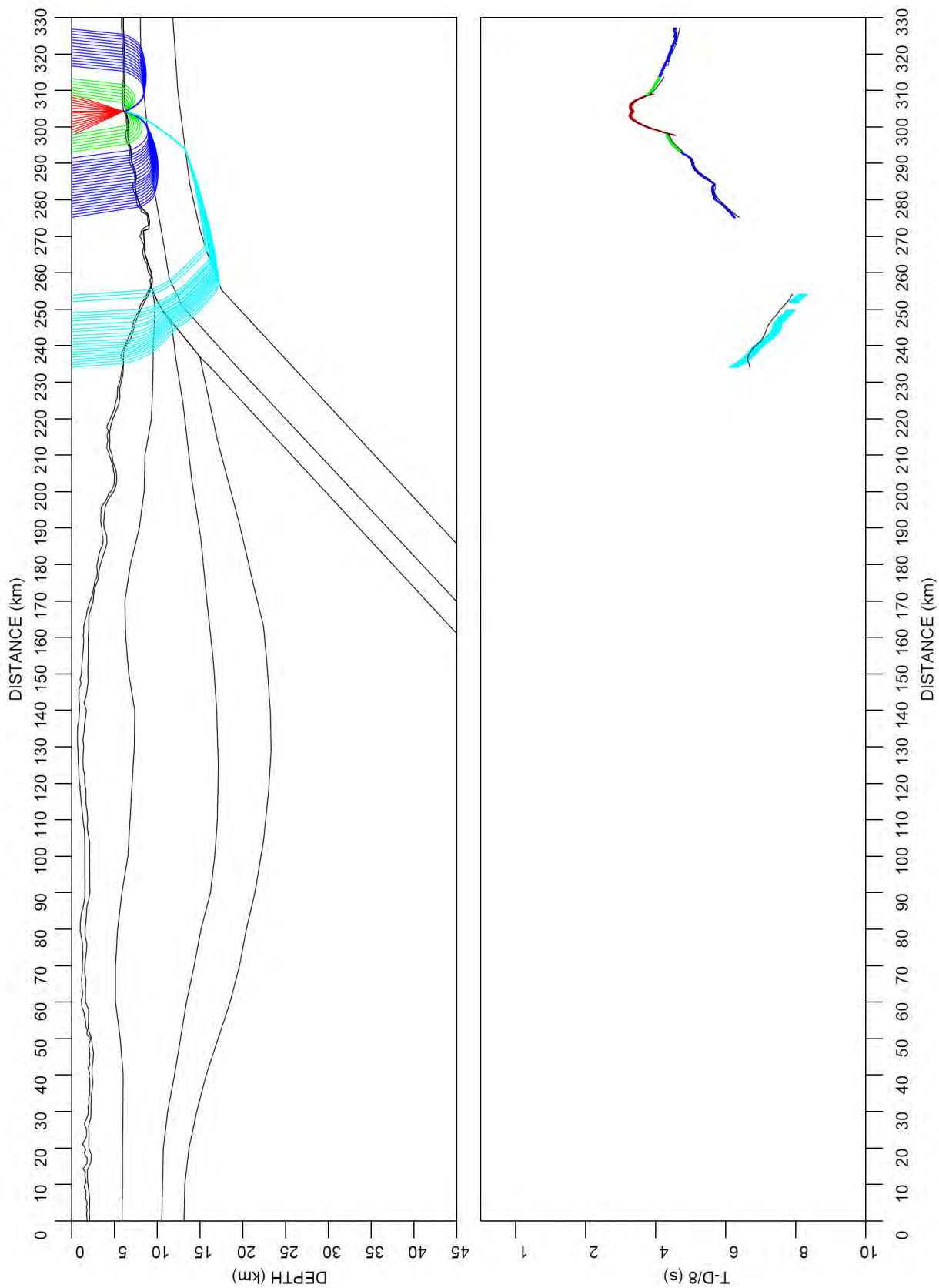


Abbildung A.20: Laufzeiten und Strahlwege OBS 177.

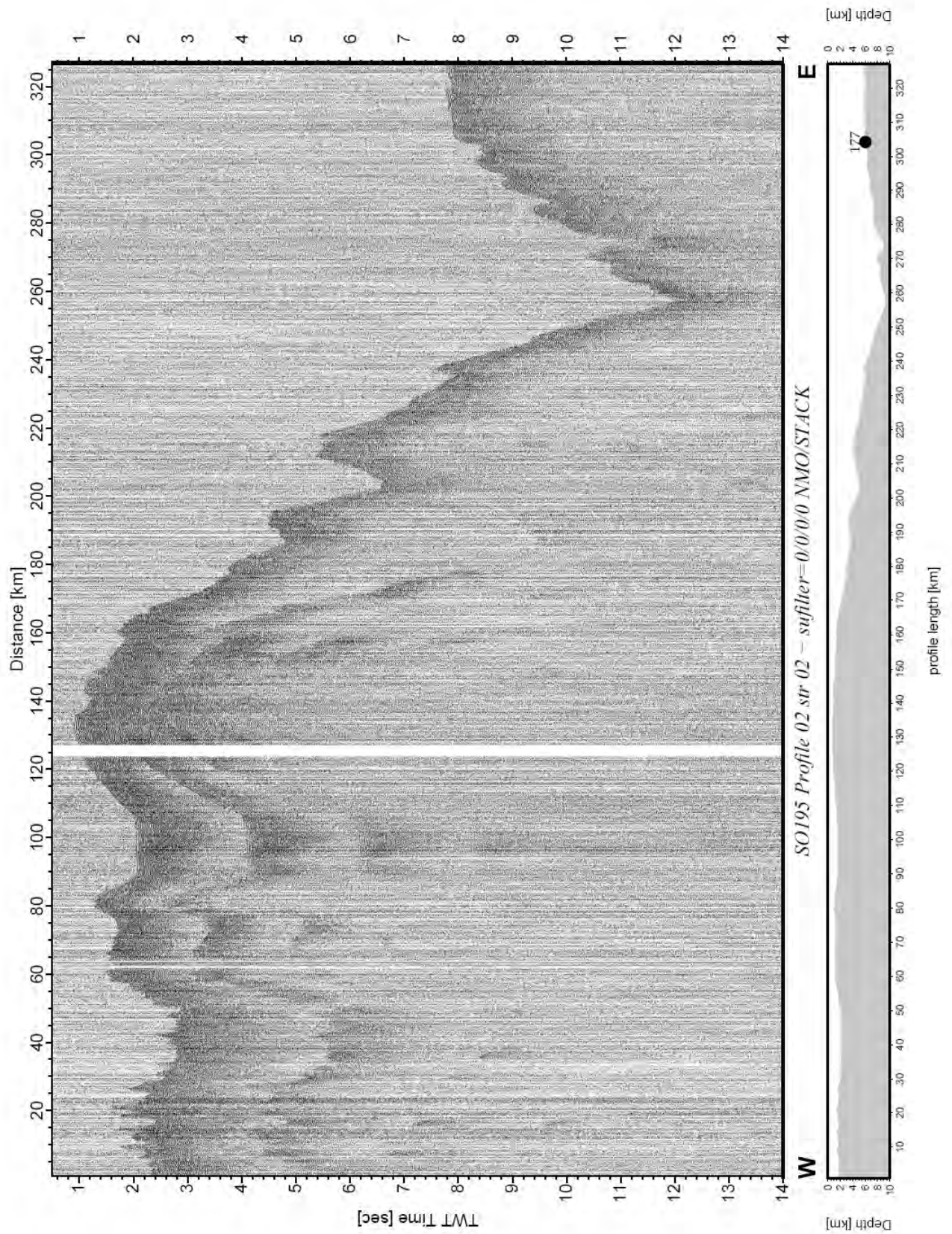


Abbildung A.21: Registrierte Steilwinkelreflexionen des Mini-Streamer nach NMO-Korrektur und Stack.

B Stationskoordinaten Profil P02

Station	Breite	Länge	Wassertiefe [m]
OBS 177	24° 26,533' S	174° 43,512' W	6092
OBS 178	24° 26,486' S	174° 47,952' W	6359
OBS 179	24° 26,498' S	174° 52,464' W	7056
OBS 180	24° 26,510' S	174° 56,946' W	7334
OBS 181	24° 26,488' S	175° 16,022' W	7719
OBS 182	24° 26,491' S	175° 20,005' W	6663
OBS 183	24° 26,496' S	175° 22,986' W	5758
OBS 184	24° 26,506' S	175° 27,003' W	5652
OBS 185	24° 26,495' S	175° 29,460' W	5332
OBS 186	24° 26,492' S	175° 34,023' W	4264
OBS 187	24° 26,499' S	175° 38,991' W	4321
OBS 188	24° 26,491' S	175° 42,961' W	4955
OBS 189	24° 26,519' S	175° 46,995' W	3718
OBH 190	24° 26,493' S	175° 51,015' W	3508
OBH 191	24° 26,510' S	175° 54,986' W	3219
OBH 192	24° 26,513' S	175° 59,012' W	2902
OBH 193	24° 26,519' S	176° 02,984' W	2076
OBH 194	24° 26,512' S	176° 07,008' W	1417
OBH 195	24° 26,517' S	176° 11,026' W	1298
OBH 196	24° 26,509' S	176° 15,133' W	1056
OBH 197	24° 26,478' S	176° 19,107' W	873
OBH 198	24° 26,492' S	176° 23,017' W	1384
OBH 199	24° 26,495' S	176° 27,042' W	1398
OBH 200	24° 26,513' S	176° 30,043' W	1574
OBH 201	24° 26,530' S	176° 33,479' W	1917
OBH 202	24° 26,489' S	176° 37,000' W	1202
OBH 203	24° 26,493' S	176° 40,512' W	1486
OBH 204	24° 26,497' S	176° 44,004' W	1521
OBH 205	24° 26,500' S	176° 47,473' W	1512
OBH 206	24° 26,507' S	176° 51,061' W	1487
OBH 207	24° 26,481' S	176° 54,493' W	1051
OBH 208	24° 26,503' S	176° 58,009' W	1198
OBH 209	24° 26,488' S	177° 01,534' W	1236
OBH 210	24° 26,495' S	177° 05,019' W	1176
OBH 211	24° 26,495' S	177° 08,485' W	1186
OBH 212	24° 26,514' S	177° 12,108' W	1804
OBH 213	24° 26,513' S	177° 15,543' W	2113
OBH 214	24° 26,524' S	177° 18,988' W	1978
OBH 215	24° 26,516' S	177° 22,485' W	2088
OBH216	24° 26,508' S	177° 26,019' W	1907

Tabelle B.1: Koordinaten der Stationen Profil P02.

Danksagung

Ein besonderer Dank geht an PD Dr. Ingo Grevemeyer für das Angebot diese Daten in meiner Diplomarbeit nutzen zu können. Danke, dass ich die Möglichkeit hatte an dieser Expedition teilnehmen zu dürfen, und für die Betreuung und Unterstützung während der Arbeit.

Herrn Prof. Dr. Wolfgang Rabbel danke ich für die Durchsicht der Arbeit und der Erstellung eines Gutachtens.

Vielen Dank an die Fahrtleiter von SO-195, Prof. Dr. Ernst R. Flüh und PD Dr. Ingo Grevemeyer sowie an alle Fahrtteilnehmer und der Crew des FS SONNE, ohne deren Einsatz es diese Daten nicht gegeben hätte.

Ein großer Dank für so einige Korrekturen an dieser Arbeit geht an Claudia. Danke für die Zeit, die Du dir für mich genommen hast.

Danke auch an Kathrin, die sich bereit erklärt hat diese Arbeit auf Korrektur zu lesen.

Nicht zuletzt geht ein großer Dank an meine Familie, die mich während meines Studiums immer unterstützt hat.

Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Diplomarbeit selbständig angefertigt und keine weiteren als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe. Alle Stellen, die wörtlich oder inhaltlich aus anderen Arbeiten entnommen sind, wurden als solche gekennzeichnet.

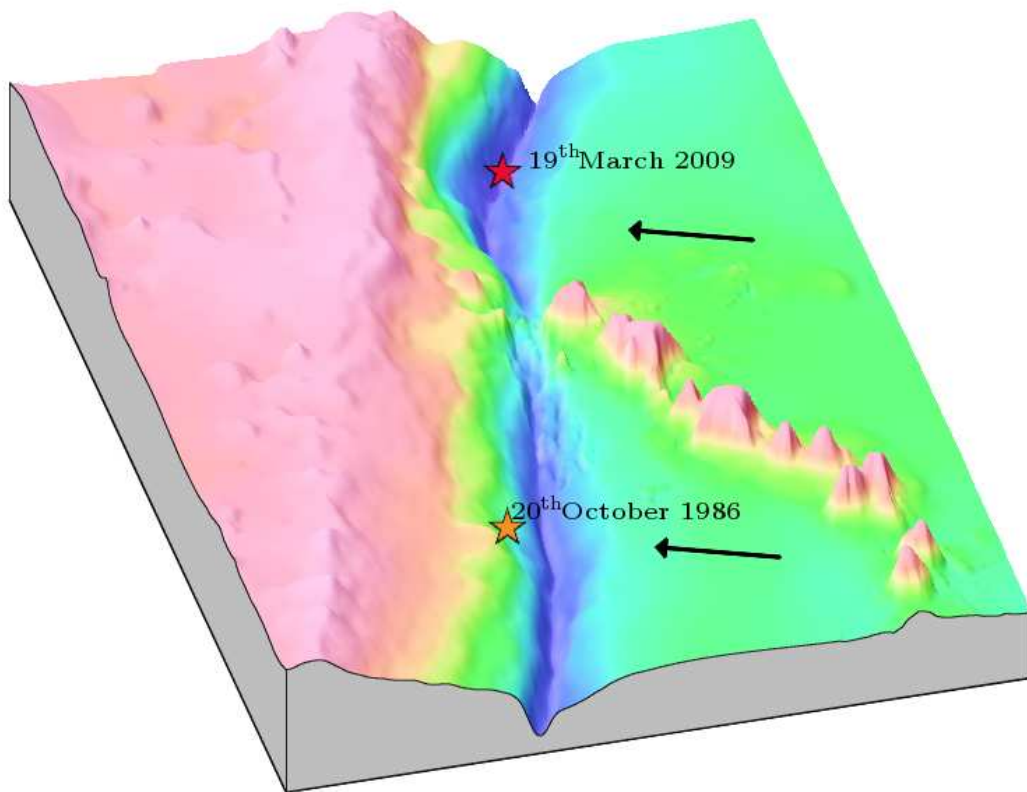
Kiel, den 21. Oktober 2009

(Stefan Möller)

Anlage 5 – Master-Arbeit Daniel Frost, Universität Oxford, 2010

A marine geophysical study of the Tonga Trench - Louisville ridge collisional system in the South-West Pacific Ocean

by
Daniel Frost



4th Year Project submitted for the Degree of Masters of Earth Sciences

St. Peter's College &

Department of Earth Sciences

Trinity Term 2010

Declaration

"I Daniel Frost of St Peter's College hereby certify that the work presented in this project is all my own unaided work and that all material obtained from published or unpublished sources of any type including the internet and world-wide-web have been fully acknowledged at the proper point in the text and included in the list of references."

Signed.....

Date.....

Word count.....

A marine geophysical study of the Tonga Trench - Louisville Ridge
collisional system in the southwest Pacific Ocean

Daniel Frost

St Peter's College and Department of Earth Sciences, University of Oxford

Trinity Term 2010

The Louisville Ridge seamounts sit on the Pacific plate, which is being subducted into the Tonga-Kermadec trench. An intact seamount is found subducting under the forearc which interrupts normal seismicity in the Tonga Trench, thereby producing two regions of reduced seismicity separated by a narrow wedge of normal activity, which together comprise the Louisville Seismic Gap. Seismic reflection data across one of the Louisville seamounts has shown both that a higher density body intrudes it and that the Moho is deflected beneath the seamount. Model results have indicated that the intrusion is not responsible for the flexure, which can be explained by the surface load alone with an elastic thickness of 7 km, though it is required to fit the gravity anomaly. Optimal infill density of the flexural moat is found to be 2300 kg m^{-3} which includes the seamount root and sedimentary material with densities of 2700 kg m^{-3} and 2000 kg m^{-3} respectively.

Modelling shows that magnetic anomalies previously used to date spreading about the extinct Osbourn Trough are in actuality palaeointensity variations within the Cretaceous Quiet Zone. While the cessation of spreading is only constrained to between 84-118 Ma it is most likely at the younger end of this range suggested by previous radiometric ages of other seamounts and the depth of the ocean floor.

Acknowledgements

I would express my gratitude to my supervisor, Tony Watts for the opportunity to work on this project as well as his excellent supervision and support throughout the year. I also thank the crew of the *FS Sonne* for collecting the data and allowing me to use it. I would like to credit Lara Kalnins for her repeated assistance with coding, and David Robinson for his help regarding earthquake relocation. Futhermore I would like to thank everyone from the Marine Lab for their welcome help.

All of the plots within this project were made using GMT [Wessel & Smith, 1991]. Programs from the GMT suite are referred to in italics and in-house programs are referred to in block capitals.

Contents

Abstract	i
Acknowledgements	ii
Contents	iii
1 Introduction	1
1.1 Background	1
1.2 Aims of the Study	11
2 The Tonga-Kermadec Trench and Louisville Ridge	12
3 Marine Geophysical Data	18
3.1 New Data	18
3.2 Additional Data	24
4 Structure of a Louisville seamount	25
5 Regional Tectonics	28
5.1 Seismicity and Subduction Behaviour	28
5.2 Earthquake Relocation	32
5.3 Buried Seamounts in the Forearc	36
6 Flexure of the Lithosphere	41
6.1 Modelling Flexure	41

6.1.1	2-Dimensional Model Calculations	42
6.1.2	3-Dimensional Model Calculations	47
6.2	Loading history	50
7	Magnetic Anomalies and the Osbourn Trough	52
7.1	Spreading History of the Osbourn Trough	52
7.2	Modelling Magnetic Anomalies	54
8	Discussion	57
8.1	Elastic thickness calculations	57
8.2	The Emplacement of the Louisville seamount	59
8.3	Subduction Behaviour	61
8.4	Magnetics	63
9	Conclusions	65
9.1	Summary of Findings	65
9.2	Further Work	66
A	Flexure and Elastic Plate Theory	67
A.1	Evolution of Oceanic Lithosphere	67
A.2	Theory of Flexure	68
A.3	Forward modelling	71
A.3.1	Root Mean Squared Calculation	72
A.3.2	3-dimensional Model Calculations for Maximum and Minimum Moho Depths	72
A.3.3	Notes on the Model	74
A.3.4	Raw Seismic Reflection Data	76
A.4	3-Dimensional Flexure and RMS Script	78

A.4.1	Variable Surface and Buried T_e Plots	84
B	Gravity Measurements	85
B.1	Calculating Gravity Anomalies	85
C	Magnetic Anomalies	88
	Bibliography	91

Chapter 1

Introduction

1.1 Background

Loads on the ocean crust are a common feature in the form of ocean islands, seamounts, ridges, and overriding plates at collisional margins. Seamounts can form at divergent plate boundaries, transform faults, and many are related to intraplate volcanism. Recent calculations globally record over 200,000 seamounts from 0.1-6.7 km in height above the ocean floor [Hillier & Watts, 2007]. Due to the prevalence of seamounts and other topography throughout the oceans understanding their behaviour during subduction is of great importance. The Louisville Ridge in the southwest Pacific was formed by plate movement over a mantle hot spot, which periodically built edifices on the surface. This makes it an ideal location to study the flexural response of the crust to loading by seamounts as well as the result of interaction between downgoing topography and a subduction zone at the Tonga-Kermadec Trench. In addition, this study presents the opportunity to date part of the Pacific plate through identification of magnetic anomalies about the Osbourn Trough.

The Earth's upper layers are regarded as a strong outer layer overlying a weaker layer, evidence of which was collated by Barrell [1914], who then coined the defining terms lithosphere and asthenosphere. The evidence includes the occurrence of a bulge or

outer rise seaward of oceanic trenches, distinct zones of seismicity in subducting plates, and vertical deflections of the lithosphere in response to surface loads [Bodine *et al.*, 1981]. The lithosphere is often modelled as a thin elastic or visco-elastic sheet which comprises the crust and upper mantle, which are separated by the Mohorovicic Discontinuity (Moho). The finding that surface loads are gravitationally compensated suggests flow in the underlying asthenosphere, implying that it is partially molten and so is modelled as an inviscid fluid [Vening Meinesz, 1929; Walcott, 1970; Watts, 1976, 1978]. The lithosphere is assumed to be strong as it flexes under applied “driving” loads, the type example of which is the Hawaiian seamount chain [Walcott, 1970]. Flexure forces the relatively low density crust down, displacing the denser mantle, which causes an upward “restoring force producing flexural bulges on either side of the load.

Flexure produces continuous deformation throughout the elastic portion of the lithosphere, so the Moho flexes by the same amount as the surface [Calmant *et al.*, 1990]. Watts & Ribe [1984] described the lithosphere as a “low pass filter” in response to loads as its strength suppresses the relatively short wavelength response but passes the long wavelength response, resulting in broad, lithospheric flexure in response to narrow loads. This contrasts with the models of Airy and Pratt isostasy, which assume that the crust has no lateral strength and that loads are only supported by local buoyancy forces (Figure 1.1). The amplitude and wavelength of the deflection are dependent on λ (Appendix A) and on the classification of the plate as an infinite or semi-infinite beam (Figure 1.2). The stiffness of the lithosphere and therefore both the maximum magnitude and the wavelength of the flexural response to loads are determined by the flexural rigidity D , which is written as: [Walcott, 1970]

$$D = \frac{ET_e^3}{12(1 - \nu^2)} \quad (1.1.1)$$

where Young's Modulus $E = \frac{\mu(3\lambda+2\mu)}{\lambda+\mu}$ and Poisson's Ratio $\nu = \frac{\lambda}{2(\lambda+\mu)}$, where λ and μ are the bulk and shear moduli respectively.

The flexural response is then: [Hentenyi, 1979]

$$D \frac{d^4 y}{dx^4} + (\rho_m - \rho_{infill}) - yg = 0 \quad (1.1.2)$$

where g is acceleration due to gravity, ρ_m and ρ_{infill} are the densities of the mantle and infilling material respectively, and x and y are horizontal and vertical positions respectively.

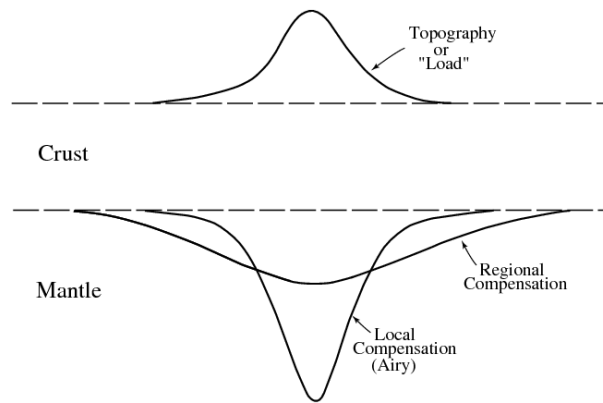


Figure 1.1: Comparison of isostatic compensation due to Airy isostasy and the flexure models. From Watts [2001]

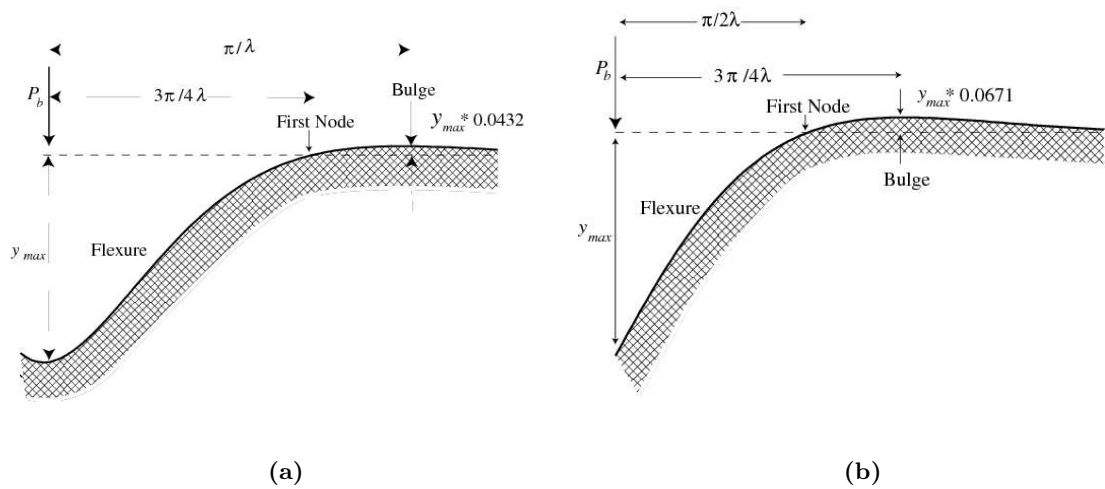


Figure 1.2: Flexure of an infinite beam (1.2a) and semi-infinite beam (1.2b) by a line load P_b resulting in maximum vertical deflection y_{max} and upward deflections at distances dependent on λ . From Watts [2001]

The strength of the lithosphere is often expressed in terms of elastic thickness (T_e), the thickness of an elastic plate required to fir the observed deformation [Watts, 1978]. Watts [1978] showed that T_e followed the depth of the $450^\circ \pm 150^\circ$ oceanic isotherm based on a cooling plate model [Parsons & Sclater, 1977]; above this temperature the lithosphere responds plastically to accommodate the load (Figure 1.3). When the lithosphere flexes the T_e at that time becomes frozen into the plate as it continues to cool. T_e then does not significantly change through time unless the plate is loaded again causing more flexure and a new T_e is recorded. Watts [1978] and Bodine *et al.* [1981] showed T_e to be linearly proportional to the square root of the age of the lithosphere at the time it was loaded (Δt in Ma) (Equation (1.1.3)), as seen at the Hawaiian and Emperor seamount chains. On a plate of roughly constant age the older Emperor seamounts (52-58 Ma) have $T_e = 10$ -20 km and the younger Hawaiian seamounts (3-18 Ma) have $T_e = 17$ -37 km [Watts & Ribe, 1984].

$$T_e \cong a \times \sqrt{\Delta t} \quad (1.1.3)$$

where $a = 4.3 \pm 0.50$ for a plate composed of dry olivine, $a = 3.3 \pm 0.50$ for a plate composed of wet olivine, determined by Bodine *et al.* [1981], or $a = 2.7 \pm 0.15$ determined empirically for all oceans except south-central Pacific [Calmant *et al.*, 1990].

Plates with higher T_e regionally support loads producing lower amplitude and longer wavelength deflection; plates with lower T_e result in more local support, thus producing higher amplitude and shorter wavelength deflections (Figure A.1). Watts *et al.* [1980a] characterised seamounts as being formed at a ridge crest or off ridge if the T_e was 5 km or 25 km respectively. Seismic thickness is that displayed by the lithosphere on a short time-scale (seconds) which increases from 15-35 km under 0-4 Ma lithosphere to 70-110 km under 80-160 Ma lithosphere. The lithosphere then relaxes to the long-term elastic

thickness (2-3 times lower) over the 1-2 Ma in which the seamount forms [Watts *et al.*, 1980b].

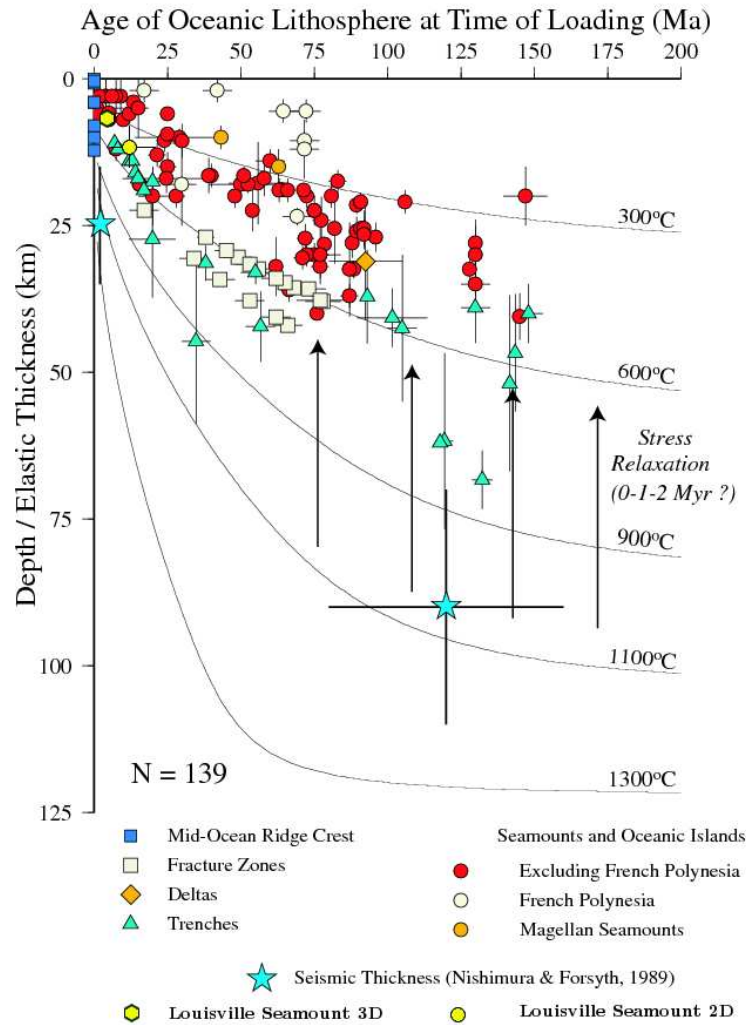


Fig. 6.11

Figure 1.3: Elastic thickness increasing with age of the underlying lithosphere at the time of loading. Redrawn from Watts & Zhong [2000] with isotherms calculated by Parsons & Sclater [1977] and seismic thicknesses calculated by Nishimura & Forsyth [1989].

Gravitational field strength varies locally depending on the Earth's shape, the distribution of masses, and the distance from the attracting masses, and thus is affected by loading of the lithosphere [Watts, 2001]. The observed gravity must be corrected for the

shape and rotation of the Earth conditional on latitude, experimental errors, and height or depth of the measurement relative to the reference level (Appendix B). Loading of the lithosphere results in a positive free air gravity anomaly resulting from the mass excess when water is displaced by the higher density load and a competing, negative anomaly due to the mass deficiency as the relatively low density crust is flexed down into the denser mantle [Watts, 2001]. This produces a large amplitude, short wavelength gravity high superimposed on a lower amplitude, long wavelength flanking low, which is then flanked by a small amplitude high resulting from the flexural bulge of the crust displacing water (Figure 1.4). Isostatically compensated masses should match the the gravity field predicted by models of the Earth's topography therefore gravity anomalies imply uncompensated loads.

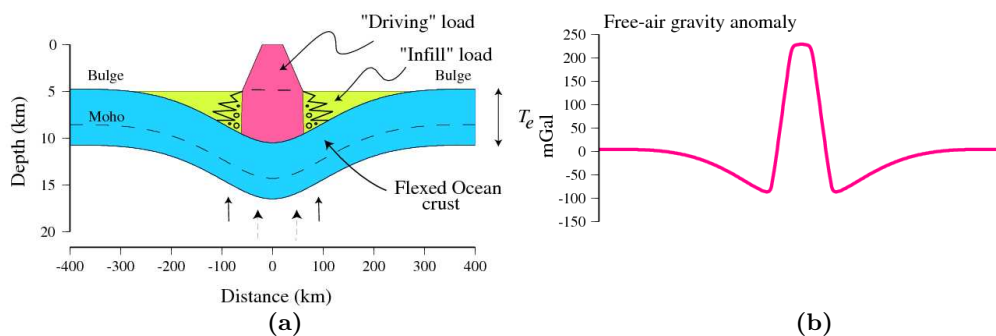


Figure 1.4: Flexure and infill resulting from seamount loading (1.4a) and predicted Free Air gravity anomaly profile over seamount (1.4b). From Watts [2001]

Subducting plates are subjected to extensional and compressional stresses parallel to the direction of motion of the plate as the lithosphere is bent under the overriding plate, causing brittle faulting on the upper surface, elastic behaviour in the slab core, and ductile compressive flow at the base [Goetze & Evans, 1979]. Brittle behaviour manifests as normal faults producing horst and graben structures, trending parallel to the trench [Lonsdale, 1986]. Davis *et al.* [1983]; Lallemand & Le Pichon [1987] modelled the Japan Trench forearc and showed that the forearc slope would initially shorten, steepen, and

uplift during seamount subduction to maintain the critical slope. Extreme collapse and erosion of the wedge followed as the seamount summit and trailing slope were subducted and the slope became unsupported (Figure 1.5). Eroded material was quickly subducted owing to the sediment starved nature of the Japan Trench.

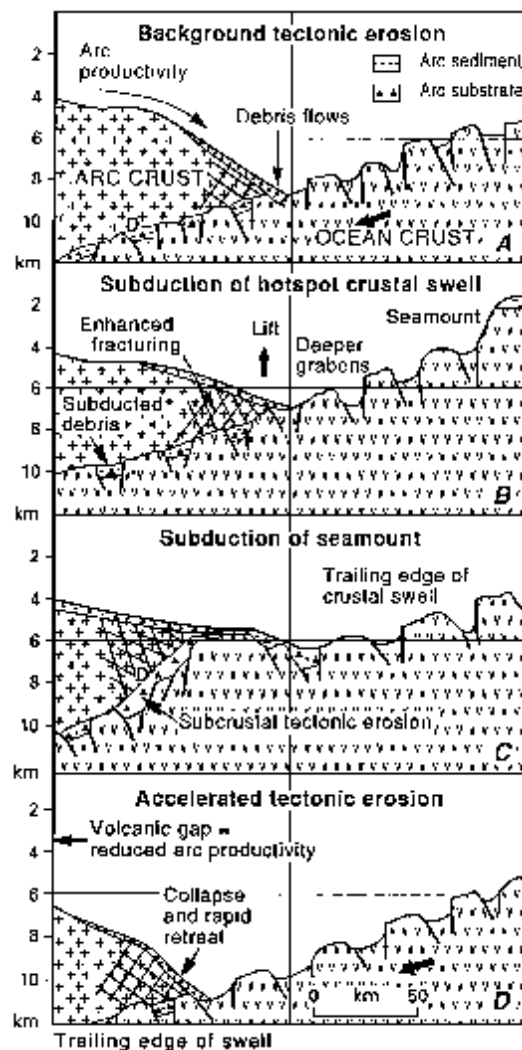


Figure 1.5: Tectonic erosion in a sediment starved trench and due to seamount subduction. From Ballance *et al.* [1989b]

Sediment subducted on the downgoing plate acts as the interface between the plates, known as the subduction channel (Figure 1.6). Cloos & Shreve [1996] suggested that initially thin channels thickened with depth, and thicker channels thinned with depth. Therefore an narrow channel relative to the seamount would result in shallow decapitation and seismicity, where as an thick channel would result in deeper decapitation and

seismicity when the summit of the seamount finally impinged upon the overlying crust.

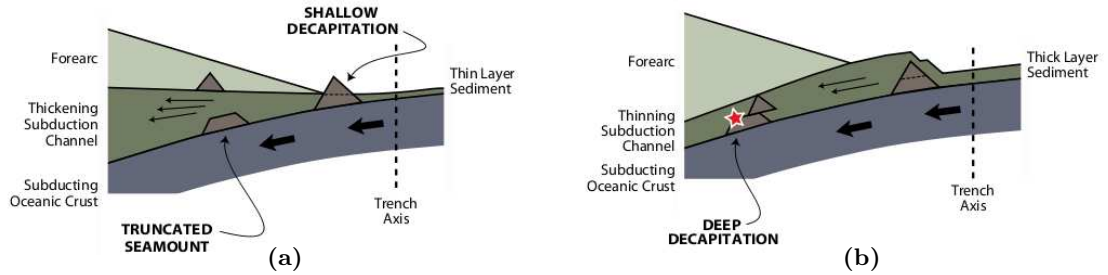


Figure 1.6: Subduction of seamounts based on the Cloos & Shreve [1996] model where the fate of seamounts is controlled by the thickness of the subduction channel. 1.6a shallow decapitation of seamounts in a sediment starved trench. 1.6b deep decapitation of seamounts in a sediment rich trench. From Watts *et al.* [2010]

The nature of the isostatic support may affect the subduction behaviour because seamounts on plates with a high T_e are regionally compensated. When subducted, much of the supporting lithosphere will therefore have been removed before the seamount reaches the trench so it will be less buoyant and couple weakly with the overriding plate (Figure 1.7a) [Watts *et al.*, 2010]. Conversely, seamounts on plates with low T_e are locally compensated and thus retain more buoyancy during subduction resulting in stronger coupling with the overriding plate (Figure 1.7b). Billen & Gurnis [2005] demonstrated that subduction and bending decreased the T_e of the plate thereby increasing coupling between the plates and hindering seamount subduction. Thus the strength of a seamount and its connection to the underlying plate will govern its subduction behaviour. However, seamounts may be damaged and weakened during subduction as is the case at the Southern Japan Trench where the Daiichi-Kashima Seamount is dissected by normal faults parallel to the trench [Kobayashi *et al.*, 1987].

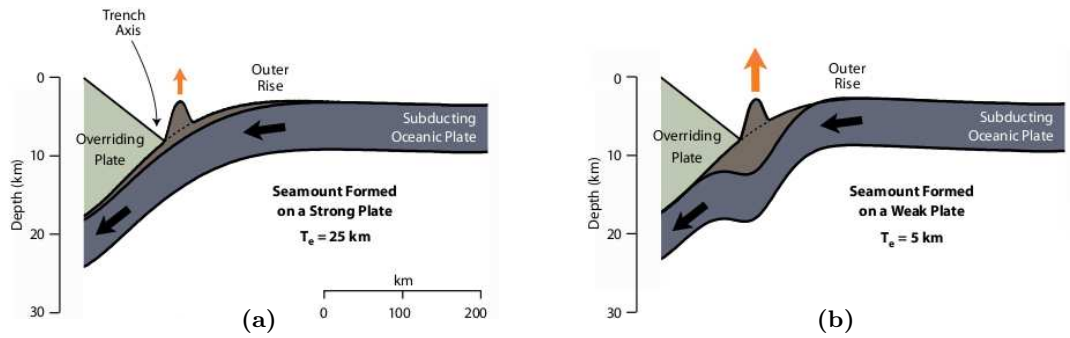


Figure 1.7: Subduction of seamounts where their T_e controls their behaviour. 1.7a Seamount on a plate with a high T_e therefore during subduction most of its regional support has been removed resulting in lower buoyancy. 1.7b Seamount on a plate with a low T_e therefore it is still locally supported during subduction resulting higher buoyancy. From Watts *et al.* [2010]

Kelleher & McCann [1976] showed that subducting topography disturbed normal seismicity; thus we expect that subducting seamounts will interact with the overriding plate and may act as barriers preventing earthquakes or asperities instigating them. Seamounts could either prevent propagation of a rupture by increasing friction, pinning the fault shut, or frequently rupture aseismically, due to low friction preventing stress build-up [Scholz & Small, 1997; Watts *et al.*, 2010]. Alternatively, locally increased friction between the plates may reduce aseismic slip relative to the surrounding region during the interseismic period resulting in increased slip in the region during an earthquake. Das & Watts [2009] demonstrated that subducting ridges and seamounts in the Andean Islands and Peru trench stalled propagating earthquakes for tens of seconds, temporarily acting as barriers before becoming asperities allowing the rupture to continue. Clift & MacLeod [1999] showed that the Pacific and Australian plates are only weakly coupled so that subducting topography would be expected to locally increase friction between the plates. However, Mochizuki *et al.* [2008] demonstrated that at the Japan Trench a down-going seamount caused increased seismicity only at the base of the edifice, with reduced seismicity above and following the seamount. This has been attributed to concentrated stress over the broad front of the seamount with the peak causing reduced coupling due to erosion and entrainment of fluid-rich sediment.

Past reversals of the geomagnetic field are recorded as alternating positive and negative magnetic anomalies about spreading axes (see appendix C). As the whole earth is affected by magnetic reversals, the magnetic anomalies, termed chrons, can be correlated between oceans. Matching magnetic time-scales based on absolute dating of chrons with observed polarity reversals allows dating of the oceanic lithosphere [Kent & Gradstein, 1985; Cande & Kent, 1992a].

Within chrons produced by whole dipole reversals there are often correlatable higher frequency magnetic anomalies or “tiny wiggles” thought to form by different processes. As the intensity of the recorded magnetic field is affected by the properties of the magnetic source layer, small magnetic variations could be local in origin. However Cande & Kent [1992b] showed that tiny wiggles during chrons 26 to 27 could be correlated between the Indian and Pacific Oceans and therefore had a global cause. If tiny wiggles were due to rapid, full reversals in the magnetic field the frequency required would be implausibly high [Bowers *et al.*, 2001]. Instead tiny wiggles are thought to be the result of fluctuations in the intensity of the geomagnetic dipole. Cande & Kent [1992b,a] and Bowers *et al.* [2001] presented evidence of tiny wiggles recorded during chrons of varying length, and have reported wavelength of 2-25 km and amplitude of 25-100 nT. Gee *et al.* [2008] report laterally variable “quasi-linear” anomalies of ~ 20 km wavelength with magnitude of up to 200 nT in the southwest Pacific within the Cretaceous Quiet Zone (KQZ), a period of continuous normal polarity from 118-84 Ma [Kent & Gradstein, 1985]. The strike of these anomalies matched topographic lineations and are therefore likely to be tiny wiggles related to sea floor spreading.

1.2 Aims of the Study

- To calculate the elastic thickness under the Louisville seamount at (185.75°E , -27.70°N) using seismic refraction data collected on the 2008 *Sonne* cruise and assess the importance of the buried load.
- To identify linear magnetic anomalies over the Osbourn Trough using magnetics data from the aforementioned cruise, as well as from previous cruises.
- To use earthquake data to assess the reality of the seismic gap at the Tonga Trench.
- To combine bathymetry, gravity, seismic, magnetic, and tectonic data to constrain the loading, spreading, and subduction history of this part of the Pacific Plate and Tonga Trench.

Chapter 2

The Tonga-Kermadec Trench and Louisville Ridge

The Tonga-Kermadec Trench (striking 020°N) is where the Pacific Plate subducts almost directly west at 290°N under the Australian plate at $\sim 160\text{ mm a}^{-1}$ and is the most seismically active trench in the world (Figure 2.1) [Lonsdale, 1986; Grevemeyer & Fluh, 2008; Castillo *et al.*, 2009]. Average ocean depth on the east side of the trench is ~ 5500 m and, like most of the Pacific ocean, the ocean floor subducting at the Tonga trench is sediment poor with less than 100 m thickness of pelagic clay [Lonsdale, 1986]. The outer rise occurs ~ 250 km from the trench and is ~ 200 m shallower than the normal ocean floor. The Kermadec Trench to the south contacts the Tonga Trench to the north where they are intersected at -25.7°N by the Louisville Ridge, a 4300 km long, roughly north-northwest (335°N) trending chain of seamounts, guyots, and continuous ridges with isolated peaks. The average height is 3-4 km above the sea floor, increasing towards the southeast, with surrounding flexural moats 100-200 km wide [Watts *et al.*, 1988; Lonsdale, 1988]. Due to the trend of the Louisville Ridge, the ridge-trench intersection migrates southwards at 180 mm a^{-1} [Grevemeyer & Fluh, 2008; Lonsdale, 1986]. The principle seamount in the study, third from the trench at (185.75°E , -27.70°N), is unnamed. The chain was produced by the motion of the Pacific plate over the Louisville

Hotspot, presently centred at (221.90°E, -50.90°N) and is marked by a small volcano immediately north of the Eltanin Fracture Zone [Ballance *et al.*, 1989a; Lonsdale, 1988; Geli *et al.*, 1998]. The last seamount in the chain, dated at 0.5 Ma is at (220.80°E, -50.500°N). Magma production at the hotspot declined sharply at 25 Ma and almost entirely stopped at 11 Ma. In addition the trend of the ridge is broken by a 25° bend at 191°E, dated at 47 Ma and thus coeval with the 60° Hawaiian-Emperor bend, indicating a significant change in direction of the Pacific plate's motion [Clague & Jarrard, 1973; Lonsdale, 1988; Koppers, 2004]. A second, smaller bend also seen in the Hawaiian Ridge, occurs at 201.0°E and is dated at 25 Ma.

North of the intersection with the Louisville Ridge, the trench turns northward and deepens to a maximum of 10,866 m at Horizon Deep (185.25°E, -23.27°N) and the landward slope steepens to 10° [Lonsdale, 1986]. As the trench is sediment poor, there is no permanent accretionary wedge in the trench implying that any material accreted to the forearc would quickly be subducted [Lonsdale, 1986; Ballance *et al.*, 1989b]. A dredge sample north of the ridge-trench contact contained normal arc lavas, alkali basalt, vesicular alkali basalt, and calcareous late Cretaceous pelagic sediments containing alkalic volcanic ash [Ballance *et al.*, 1989b]. Alkali basalts are characteristic of intraplate volcanism, and vesicular basalts suggest subaerial eruption, showing that the Louisville Ridge seamounts were emergent in the past. The calcareous sediments could not be derived from the downgoing oceanic crust as it is older than the seamount and would have been below the Carbonate Compensation Depth during the late Cretaceous, suggesting that it was scraped off a downgoing seamount [Lonsdale, 1986]. The oldest volcanic rocks in the forearc are rhyolitic lavas found at ODP 841 and dated at 44±2 Ma giving a minimum age for the initiation of subduction [McDougall, 1994; Clift & MacLeod, 1999]. Ozima *et al.* [1970] showed that the Osbourn seamount comprises olivine basalts with a minimum age of 29.3-25.7 Ma.

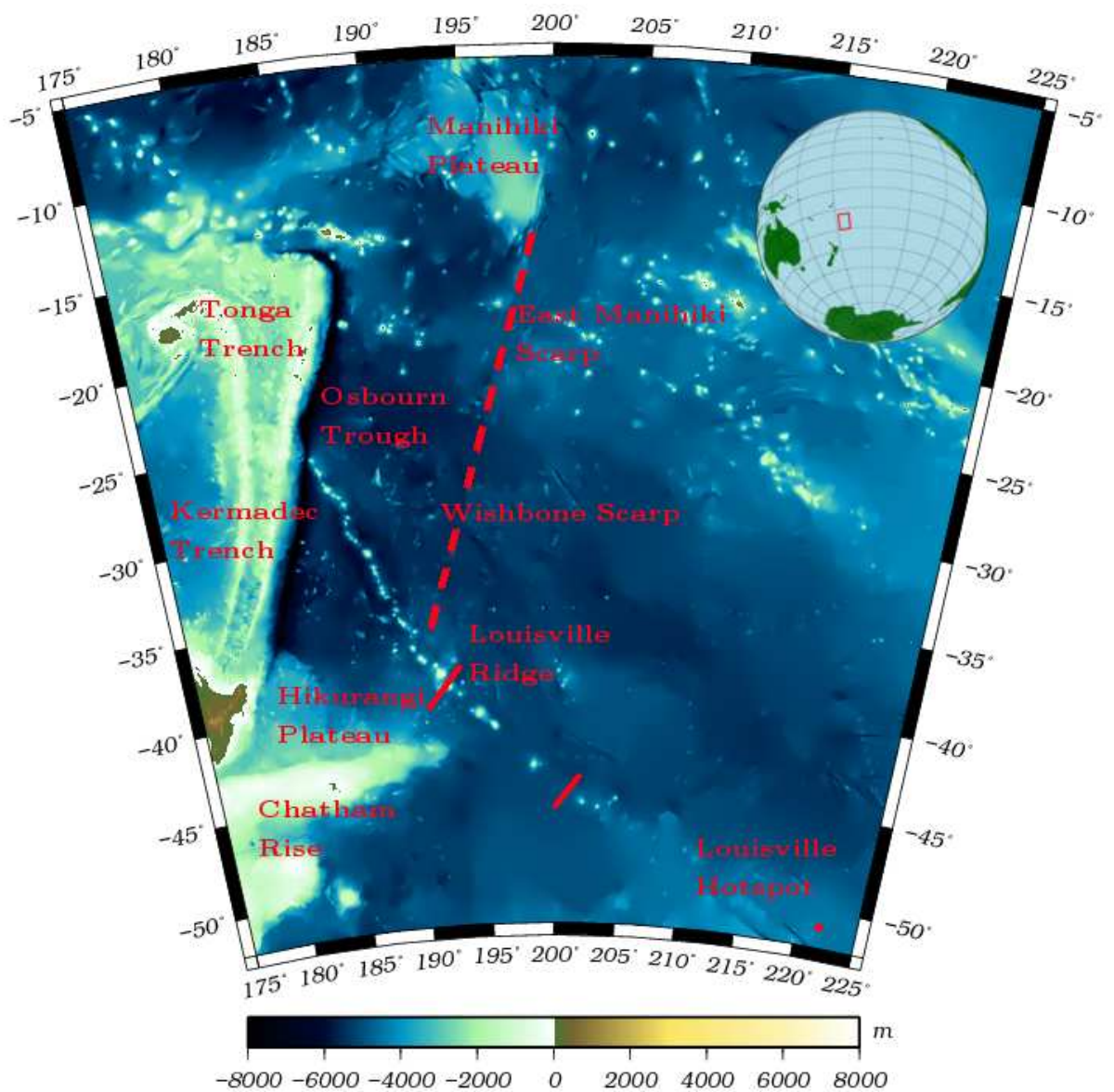


Figure 2.1: Overview of the south-west Pacific Ocean with the study area shown by the red box in the inset. The dashed red line shows the approximate trace of the East Manihiki and Wishbone Scarps, and the short red lines show the location of bends in the Louisville Ridge.

The Eltanin Fracture Zone is a 1000 km long, right lateral transform fault offsetting the East Pacific Rise. Hayes & Ewing [1971] initially presented it as the source of the Louisville Ridge but Watts *et al.* [1988]; Eagles [2004] showed that the fracture zone was not active until 84 Ma at the earliest, by which time the formation of the Louisville Ridge had already begun. The plate can be dated using magnetic lineations, which can be traced northwards, increasing in age up to anomaly 34, which crosses perpendicular

to the ridge at $\sim(196^\circ\text{E}, -42^\circ\text{N})$.

The Osbourn Trough is an east-west trending ~ 900 km long and 200-500 m deep linear depression with a flat floor 6-15 km wide, which intersects the Tonga Trench at -25.5°N [Billen & Stock, 2000]. It was recognised in satellite gravity data as a 15 km wide, ~ -25 mGal negative anomaly by Lonsdale [1997], who argued that it was an extinct spreading centre based on the shape of the anomaly, an argument supported by the presence features seen at other extinct spreading centres including: small transform faults, inside corner highs, and accumulated sediment showing that it was not a recent feature (Figure 2.2) [Watts, 1982; Severinghaus & MacDonald, 1988; Billen & Stock, 2000; Downey *et al.*, 2007]. The abyssal hill azimuth is generally approximately parallel to the trough close to it, trending at $092 - 094^\circ\text{N}$, but north of -22°N and south of -30°N the abyssal hill azimuth changes to about 105°N degrees indicating a change in spreading direction from initially north-northwest-south-southeast to north-south prior to cessation of spreading [Downey *et al.*, 2007]. These spreading directions concur with seismic refraction experiments performed by Shearer & Orcutt [1985] in the southwest Pacific at $(23.82^\circ\text{S}, 165.35^\circ\text{W})$, who found seismic anisotropy in the upper mantle with the fast direction parallel to 030°N . Tracing the abyssal hills away from the trough leads to the Manihiki and Hikurangi oceanic plateaux 1750 km north and 1550 km south of the trough respectively. Both are dated at 119-125 Ma, and geochemical studies suggest that they formed as one feature that then rifted apart, requiring that the crust between them be younger [Downey *et al.*, 2007]. The spreading directions shown by the abyssal hills agree with the slight east-west offset between the two plateaux. The direction of motion of these two plateaux is traced by the East Manihiki and Wishbone scarps, which juxtapose crust 5-25 Ma older on the west side than the east side [Lyons *et al.*, 2000; Eagles, 2004]. Larson *et al.* [2002] proposed that the Tongareva Triple Junction connecting the Pacific, Farallon, and Phoenix plates was located at the north-east corner of the Manihiki

plateau and was responsible for splitting the two plateaux. Sutherland & Hollis [2001] used Radiolarian assemblages to date Deep Sea Drilling Program (DSDP) cores 595 and 596 (250 km north of the eastern end of the trough at (194.47°E, -23.82°S)) as 132-144 Ma and 94-99 Ma respectively, but were unsure which side of the East Manihiki scarp they represented. DSDP site 204, 50 km north of the western end of the trough at (185.9°E, -24.9°N) only recovered sediments containing Late Cretaceous fossil fragments [Billen & Stock, 2000]. The Hikurangi plateau currently contacts the Chatham Rise, an extinct subduction zone that probably became inactive when jammed by the plateau, an event dated by Lonsdale [1997] at ~105 Ma and by Worthington *et al.* [2006] at ~86 Ma.

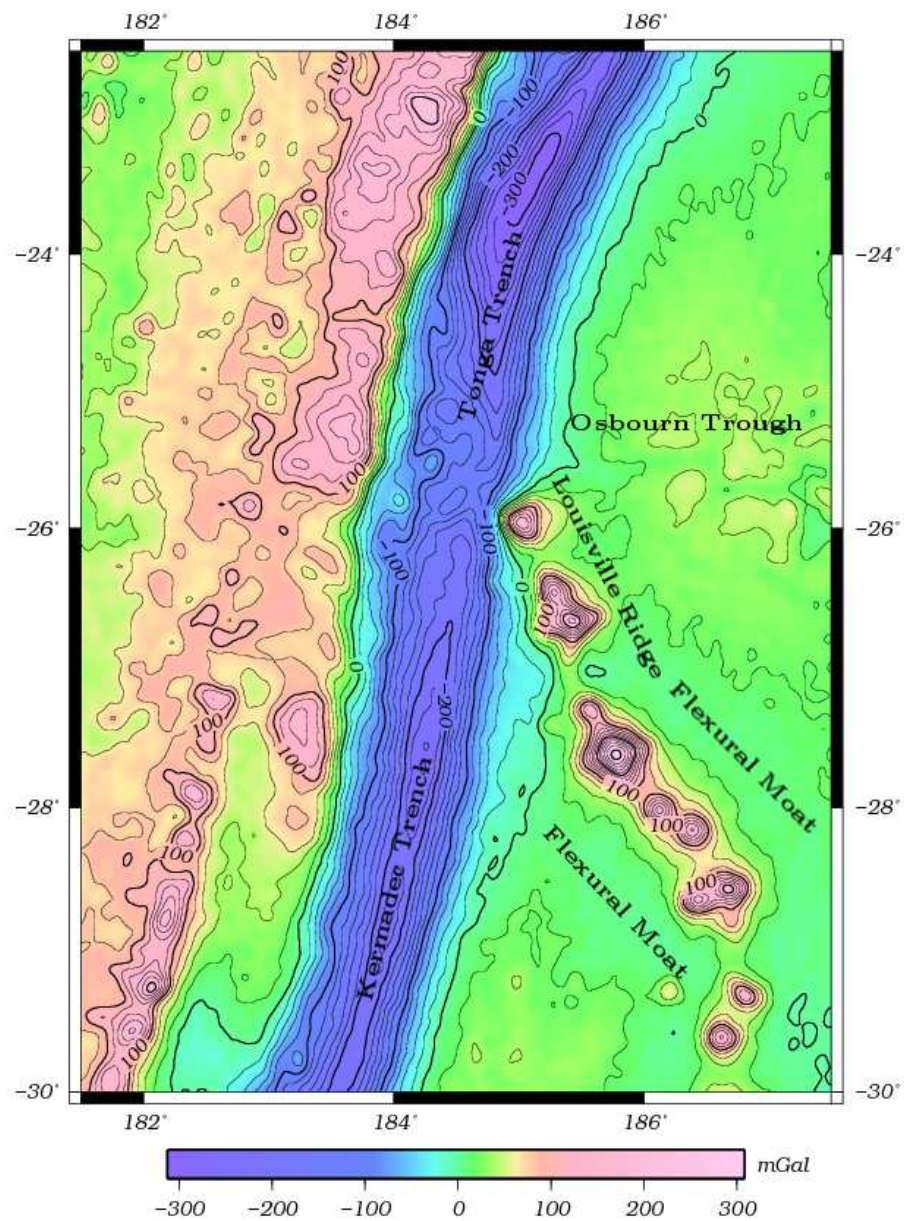


Figure 2.2: Map of the regional gravity anomaly from Sandwell and Smith. The Tonga Trench manifests as a large gravity low, the outer rise as a long wavelength positive, the Louisville Ridge as small isolated lows, and the Osborn Trough as a series of small linear, low amplitude lows.

Marine Geophysical Data

3.1 New Data

This project uses data from leg 2 of cruise *SO195 (SO195b)* on *FS Sonne* collected from the 25th of January to the 23rd of February 2008 [Grevemeyer & Fluh, 2008] in order to study the region from 181.5°E to 187.50°E longitude and −30.00°N to −22.50°N latitude (Figure 3.1). Throughout the cruise the ship's location was recorded using a GPS system with a spatial resolution of ~10 m. Bathymetry, heading, speed, and location were continually recorded throughout the cruise. Except during a short period when a storm caused the gravimeter to fail, magnetics and gravity data were likewise constantly collected.

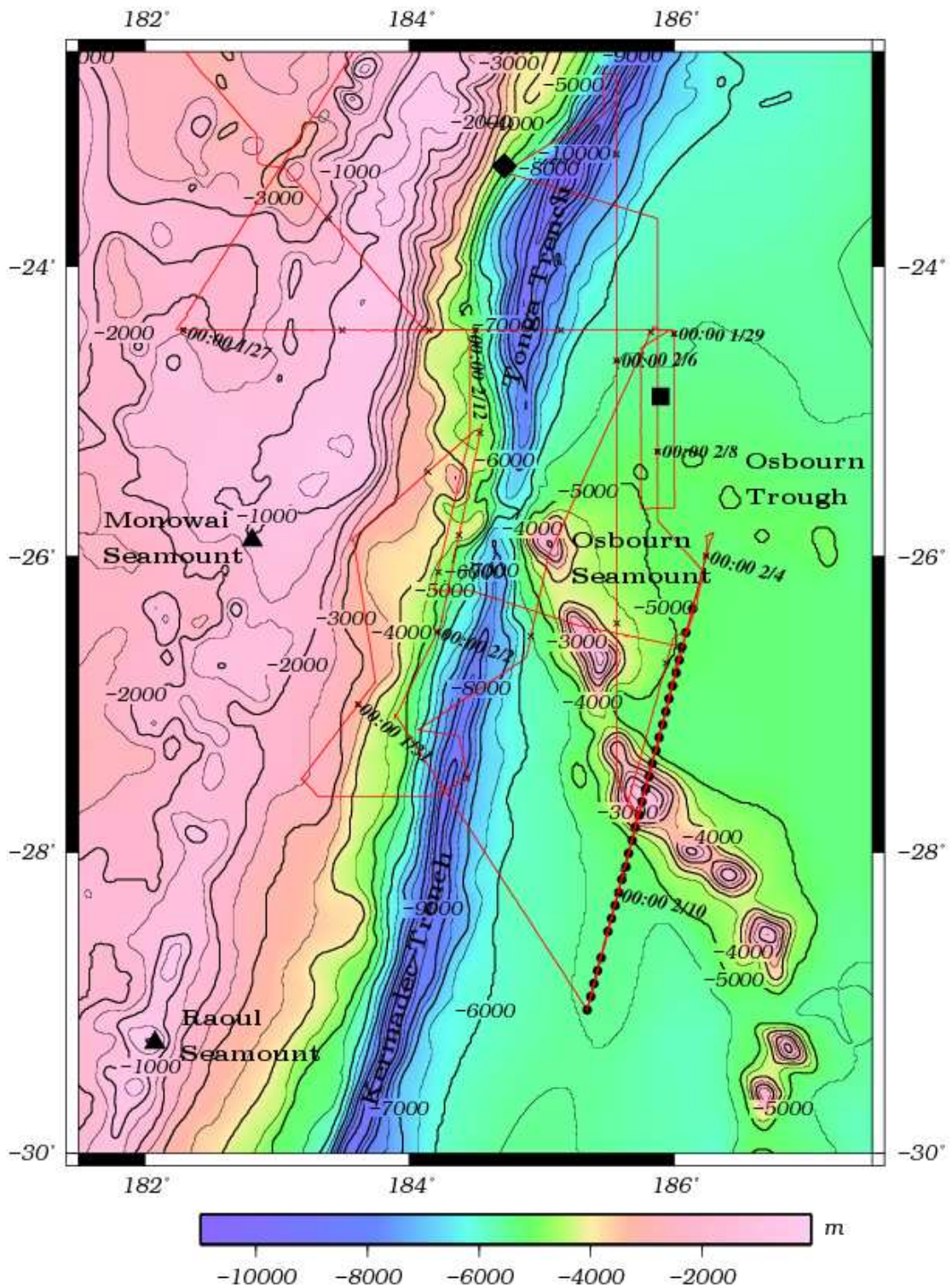


Figure 3.1: Region of interest with the red line showing the track of the 2008 FS Sonne cruise, with the date labelled every 48 hours and marked with ticks every 12 hours. The black circles mark the location of the ocean bottom seismometers during seismic shoot P03. The black triangles are the two active volcanoes in the region. The black square and diamond mark DSDP site 204 and ODP site 841 respectively.

Seismic refraction data was collected using ocean bottom hydrophones (OBH) and ocean bottom seismometers (OBS) (Figure 3.2) along with a 4 channel mini streamer, consisting of four 12 m long active sections, each with 24 hydrophones spaced at 0.5 m with a flat frequency response from 10-1000 Hz. The leadout was 150 m long, and the streamer was towed at 6 m depth.



Figure 3.2: An IFM-GEOMAR 3-leg OBS following recovery

The seismic source was an air gun G-cluster system consisting of 2 arrays deployed on either side of the ship and towed at 8 m depth. Each array had 6 guns arranged in 3 clusters (Figure 3.3). The total volume was 84 litres at a pressure of 210 bar. The guns were shot at 60 second intervals during profile collection.



Figure 3.3: G-gun cluster array with 6 airguns in 3 clusters

Seismic refraction data were collected for 367.855 km along seismic line P03 from $(186.2970^{\circ}\text{E}, -25.8259^{\circ}\text{N})$ to $(185.3650^{\circ}\text{E}, -29.0320^{\circ}\text{N})$. The track was parallel to the outer rise of the Tonga Trench to minimize the effects of plate bending caused by subduction. 35 OBS instruments were used, spaced every 5 km. Shooting was conducted NNE to SSW using only 1 source array and stopped after 240 km due to a storm, resuming 3 days later to complete the final 130 km.

Bathymetric data were collected using a Kongsberg EM120 swath mapping bathymetry system, a multibeam echosounder with 191 beams collecting data for 150° across track and 2° along track (Figure 3.4). Depth was calculated using the 2 way travel-time, known beam angle and ray bending due to refraction in water.

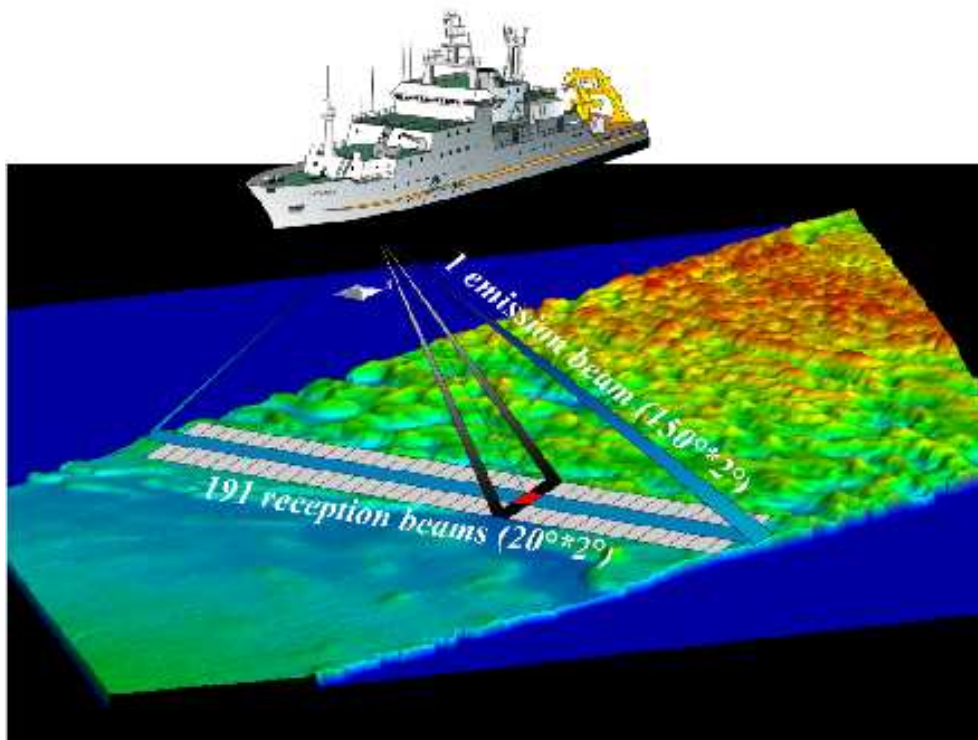


Figure 3.4: Kongsberg EM120 multibeam for bathymetric collection

A Sea SPY magnetometer (Figure 3.5) was towed 200 m behind the port side of the ship measuring the total magnetic field intensity. Its operational range is 18,000 to 120,000 nT with an absolute accuracy of 0.2 nT.



Figure 3.5: SeaSPY Magnetometer

Absolute gravity was recorded with a Lacoste & Romberg model S air-sea dynamic gravity meter (S40) (Figure 3.6) which has a range of 12,000 mGal with ± 0.1 mGal accuracy. Gravity data were correlated with navigational and bathymetric data to apply the Eötvös correction and convert the result to a free air gravity anomaly (Appendix B).



Figure 3.6: Lacoste & Romberg model S air-sea dynamic gravity meter and recording unit

3.2 Additional Data

Additional magnetic anomaly data were taken from previous cruises in the same area in an attempt to facilitate identification of magnetic chrons. Satellite gravity from Sandwell & Smith 1 minute free air gravity grid (version 18) was used along with the $1^\circ \times 1^\circ$ GEBCO topography grid. Earthquake data was extracted from the ISC and USGS catalogues.

Structure of a Louisville seamount

Seismic refraction data were converted to velocity and then density grids by applying empirical relations such as those given by Carlson & Raskin [1984] and Brocher [2005] along three 1-dimensional velocity profiles. Despite statistical modelling to reduce uncertainties the calculated densities are still a major source of error [Contreras-Reyes *et al.*, 2010]. The profiles show the internal structure through a Louisville ridge seamount at (185.75 °E, -27.70 °N) (Figures 4.1 and 4.2). The first 100 km of the profile show a region of normal structure to the north-northeast consisting of 1-2 km of low velocity (4-6 km s⁻¹) upper crust and 5-6 km of high velocity (6.5-7 km s⁻¹) lower crust; average crustal thickness is about 5.5-6 km, in accordance with standard crustal models. The seamount is composed of a core with velocity >6 km s⁻¹, juxtaposed against lower velocity material. The core is continuous with a lower crustal intrusion which depresses the Moho, indicating that the seamount should be considered as two loads, a surface load that displaces water and a buried load that displaces the lower crust. The intrusion is seen to extend further to the south-southwest than to the north-northeast. The top of the seamount has a velocity of 5.0-5.5 km s⁻¹, equivalent to a density of 2600-2700 kg m⁻³ which matches the density of subaerial lavas from the Azores of 2640±30 kg m⁻³ and could therefore be a remnant of the emergent cap [Hyndman *et al.*, 1979; Brocher, 2005]. The majority of the seamount has a velocity of 5.5-6.0 km s⁻¹ and density of 2700-2800 kg m⁻³ which

more closely matches the density of submarine lavas in Bermuda of $2830 \pm 20 \text{ kg m}^{-3}$. To either side of the seamount is the sedimentary apron composed of low velocity material, probably derived from the seamount. The sea floor is deeper on the south-southwest side of the seamount than on the north-northeast side, but the depth to the Moho is the same, suggesting thinner crust to the south. The underlying mantle is mainly 3300 kg m^{-3} with small, negligible regions of higher density material.

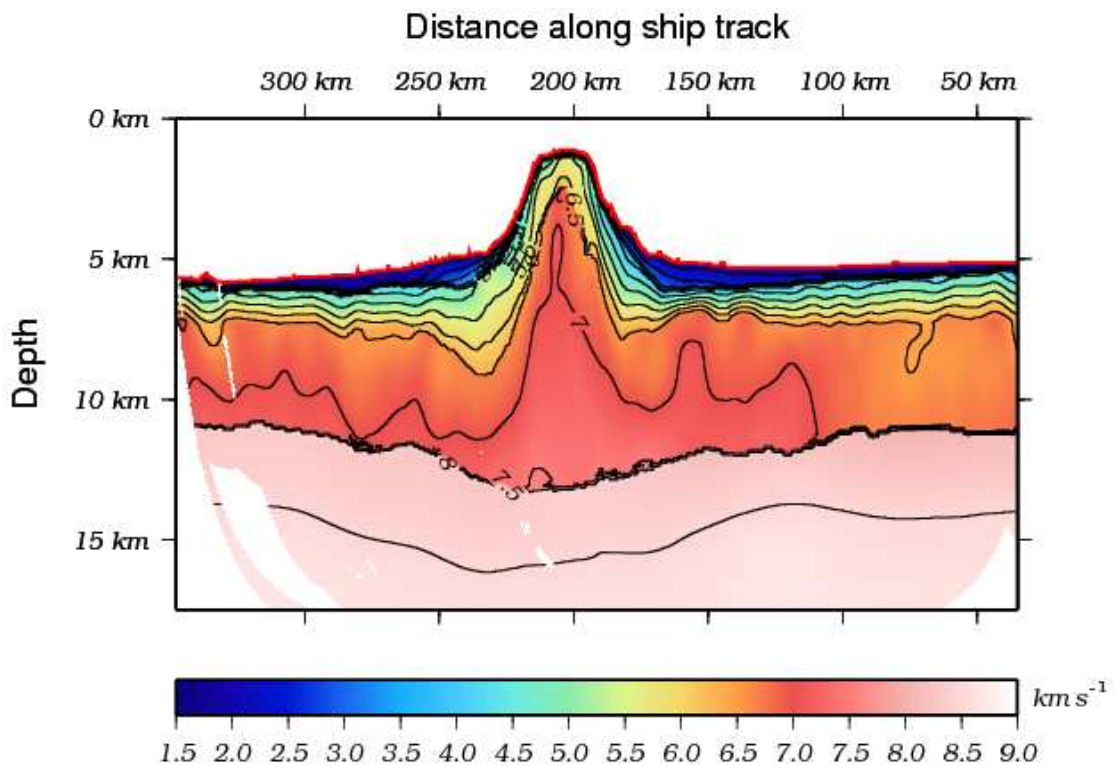


Figure 4.1: Velocity cross section through the Louisville Ridge from tomographic inversion of travel times. Depth is positive down from sea-level. The transition from crust to mantle is marked by an increase from 6.5-7.0 km s^{-1} to $> 8.0 \text{ km s}^{-1}$. The topography is marked as a red line

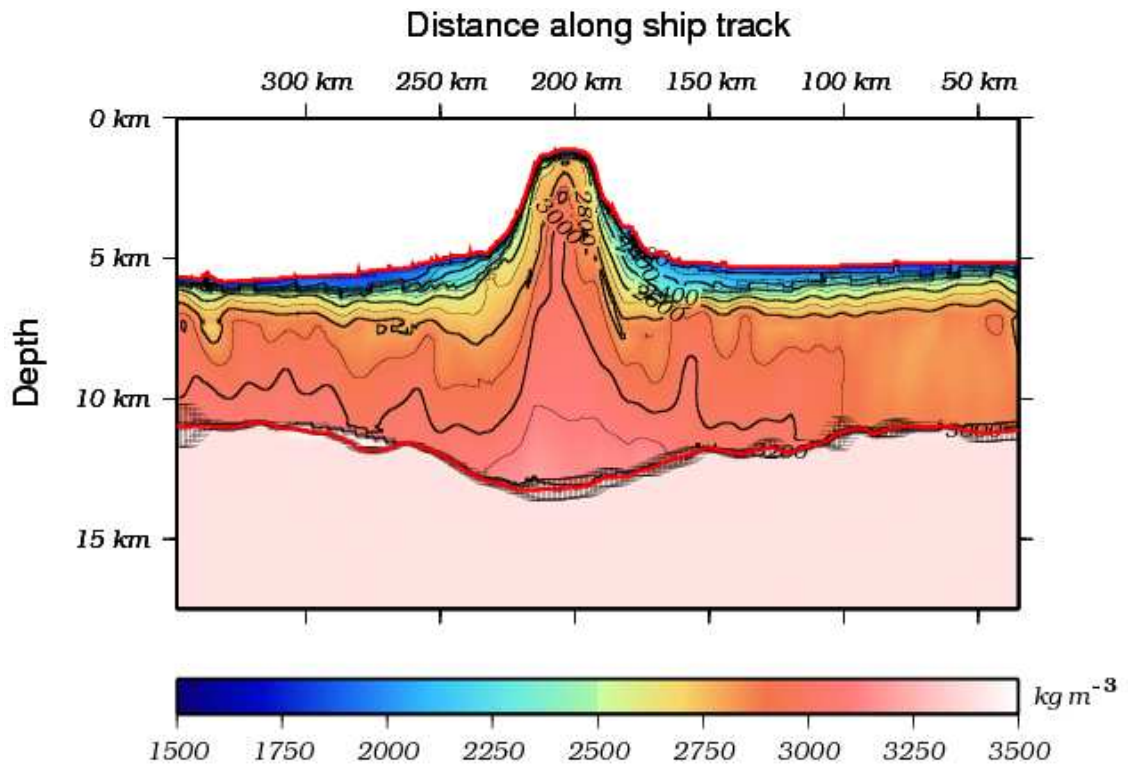


Figure 4.2: Density cross section through the Louisville Ridge from south-southwest to north-northeast from depth conversion using 1-dimensional profiles. Depth is positive down from sealevel. The transition from crust to mantle is marked by an increase from 2800-3000 kg m⁻³ to >3000 kg m⁻³. The seismically determined Moho is marked as a red line with vertical error bars and the topography is also marked as a red line.

Regional Tectonics

5.1 Seismicity and Subduction Behaviour

Habermann *et al.* [1986] identified a region of reduced shallow seismicity at the Tonga Trench, now known as the Louisville Seismic Gap, centred on 26°S at the intersection of the Louisville Ridge and Tonga Trench and extending $\sim 1^{\circ}$ to the north and south (Figure 5.1) [Grevemeyer & Fluh, 2008]. Although seamounts of the Louisville Ridge are ~ 40 km in diameter and thus considerably smaller than the gap, the flexural swell shown in gravity data is ~ 200 km wide, which matches the size of the gap.

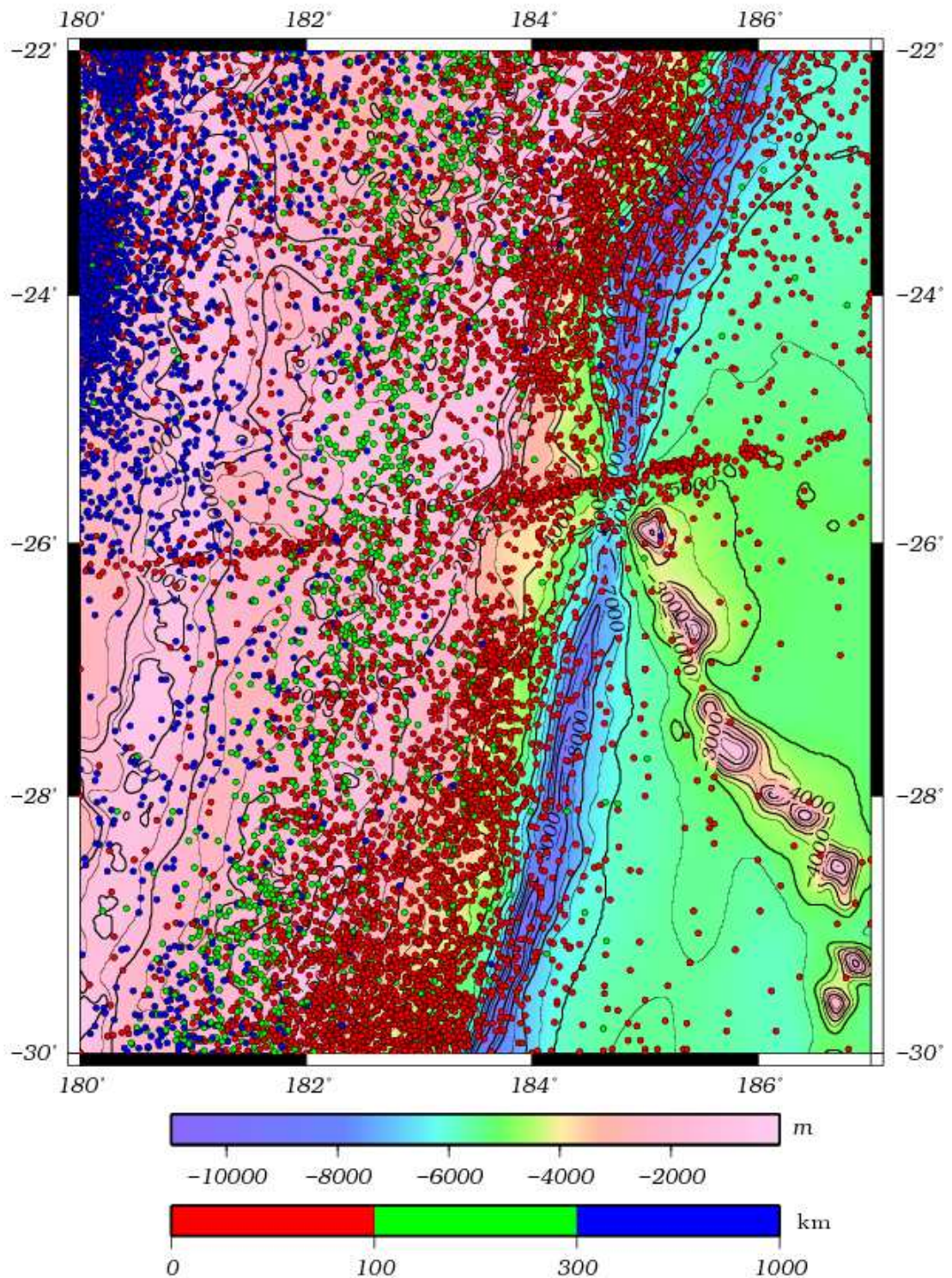


Figure 5.1: Unrelocated seismicity from January 1964 until January 2007. The colour of the points represent depth of the event below the surface in km shown on the lower scale.

Due to the high rate of subduction, grabens on the downgoing plate do not have chance to be filled with sediment and significant topography still remains when the plate

enters the trench (Figures 5.2) [Lonsdale, 1986]. This causes repeated collapse of the unsupported trench wall, filling the graben and causing significant tectonic erosion which is indicated by the presence of fresh serpentinite in dredge samples (Figure 1.5). The trench has no continuous accretionary prism although one sometimes is developed locally such as north of the intersection of the ridge with the trench, where it is ascribed to the subduction of the sediment apron surrounding the seamount. The deepest and narrowest part of the trench is north of the intersection of the ridge and trench, and north of this the trench slope returns to normal. This implies that the subduction of the ridge causes tectonic erosion and after its passing the trench wall builds out again. Therefore, due to the angle of the ridge-trench intersection the deepest point should migrate south through time [Clift & MacLeod, 1999]. Clift & MacLeod [1999] used ODP site 841, north of the ridge-trench intersection on the mid-trench slope of the Tonga forearc at (184.72°E, -23.33°N) to show that tectonic erosion resulting from the collision of the ridge had caused the slope to retreat by 80 km. The sediments on the forearc slope show an increasing dip with age and depth below sea-level, possibly due to erosion of the base of slope causing progressive rotation of the forearc into the trench.

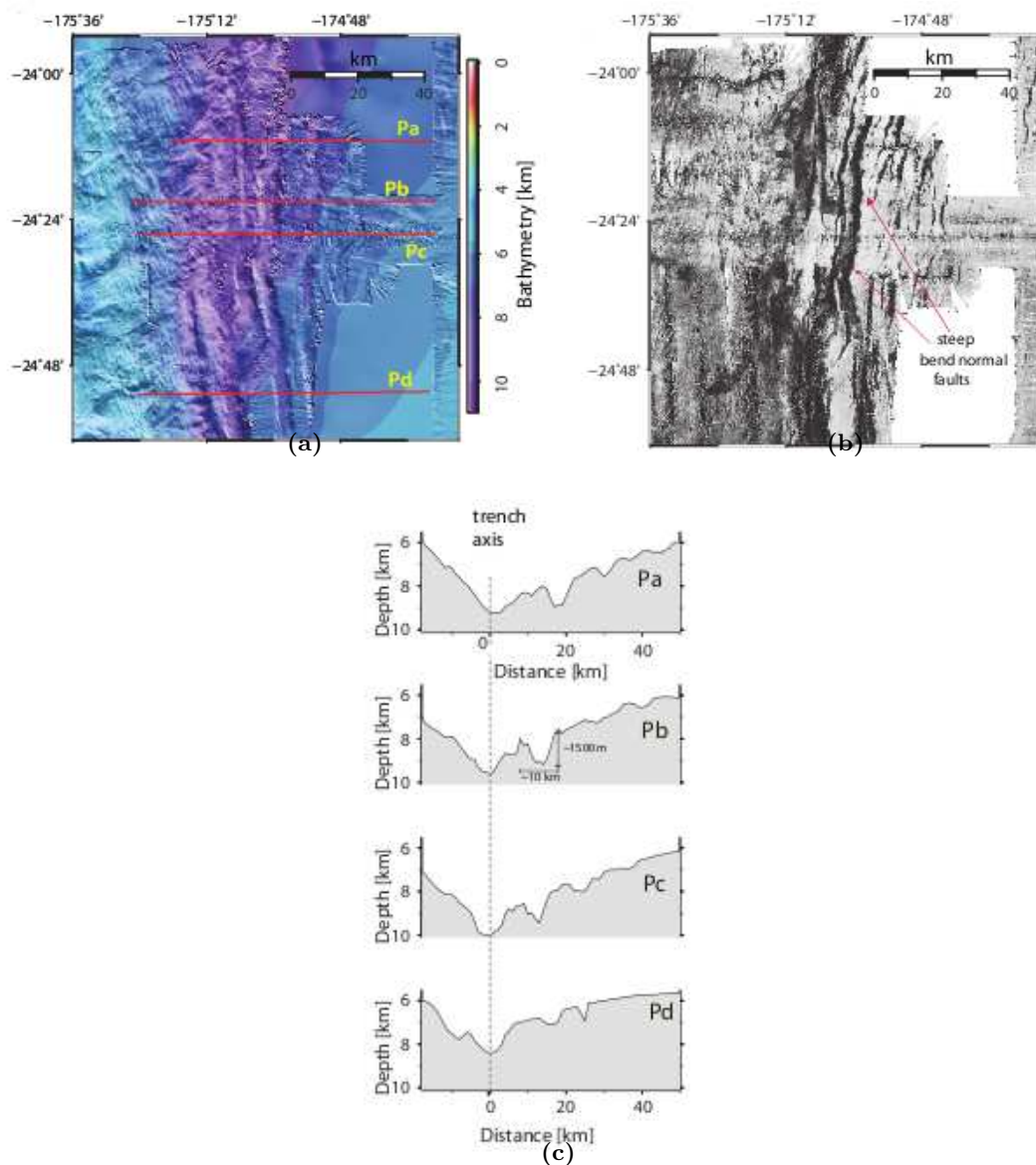


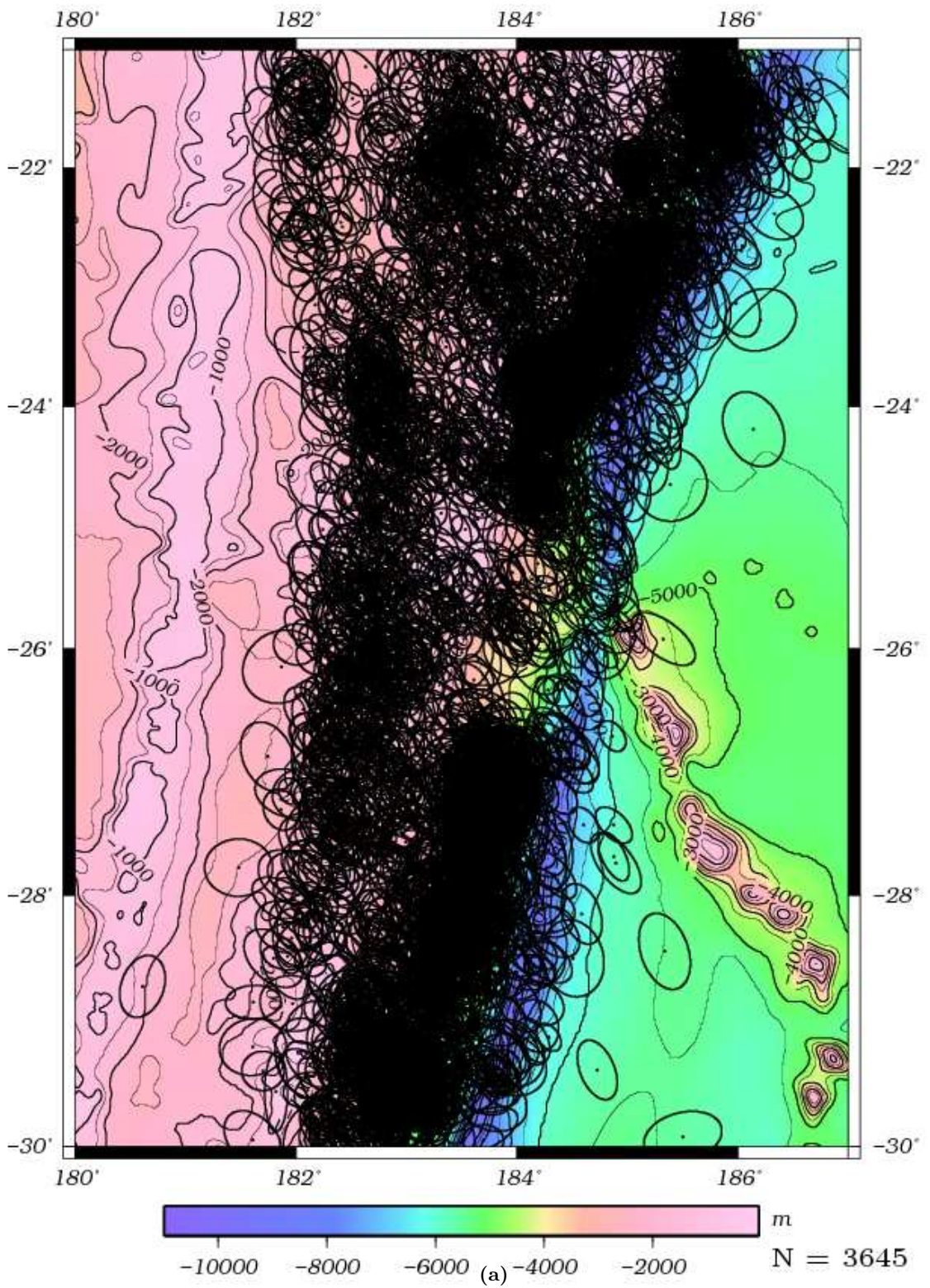
Figure 5.2: Satellite and shipboard bathymetry (5.2a and 5.2b) and schematic sections of the Tonga Trench (5.2c) from seismic line PO2 showing tensional faults producing horsts and grabens in the downgoing plate. From Contreras-Reyes (Personal Communication 2010)

Lonsdale [1986] identified a dome in the Tonga Trench axis, 1500 m higher than the surrounding crust and continuous with the Louisville Ridge, which he concluded was a subducting seamount dated at 66-69 Ma by Ballance *et al.* [1989a]. Ballance *et al.* [1989b] used seismic reflection to reveal the presence of a strong reflective surface identified as a guyot, 10 km wide buried 2-3 km beneath the trench wall and which dips at 8° into the trench wall. Projection of this surface eastwards places the surface 1-2 km above the sea

floor of the Pacific plate. This guyot appears intact and has a seismic velocity of 5.6 km s⁻¹, and so cannot be severely fractured.

5.2 Earthquake Relocation

A preliminary Joint Hypocentral Depth calculation was used to relocate earthquakes from 1964 to 2008 from the ISC database relative to the 20 largest events in the region during this period. Earthquakes with error ellipses less than 50 km wide, and less than 30 km wide were plotted on a map of the region, showing reduced seismicity around the ridge intersection (Figures 5.3b and 5.3a). Using more recent data from the USGS catalogue the distribution of aftershocks was determined following the magnitude 7.6 earthquake that occurred at (-174.66°E , -23.04°S), north of Horizon Deep, at 18:17 on 19.03.2009. Due to the recent occurrence of the event, phase data to perform a relocation was not available. Instead the raw latitude and longitude of these events and time after the main shock were plotted (Figure 5.4). This showed that there was a weak southwards progression with time after the event to a maximum of $\sim 1^{\circ}$ south of the main shock. Aftershocks were also plotted for the magnitude 7.7 earthquake that occurred at (183.63°E -28.12°N), south of the Louisville Ridge intersection, at 06:46 on 20.10.1986. The aftershocks from this earthquake propagated northwards but did not reach the Louisville Ridge.



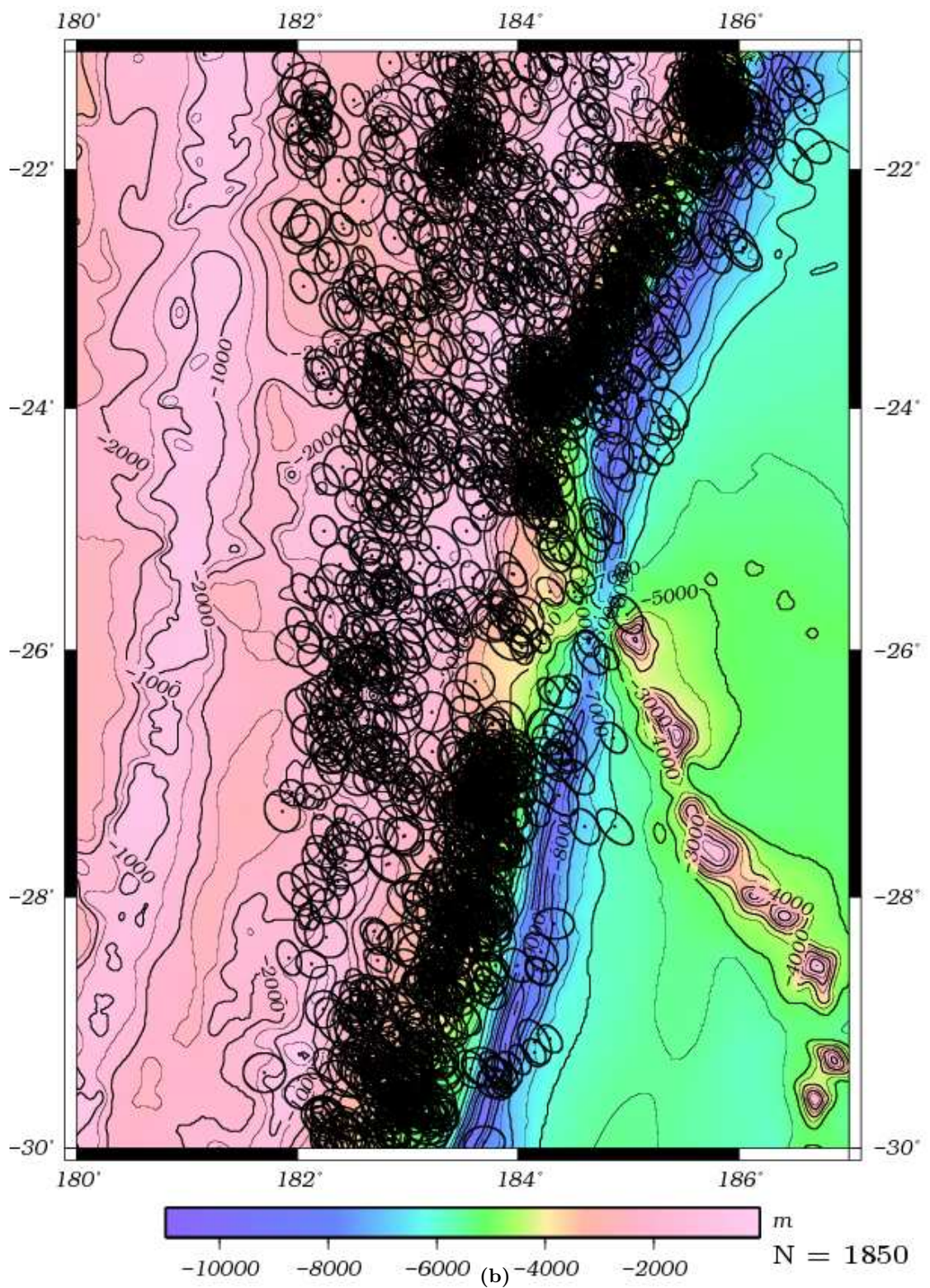


Figure 5.3: Relocated seismicity from January 1964 to January 2008 with 75% confidence ellipses smaller than 50 km (5.3a) and smaller than 30 km (5.3b).

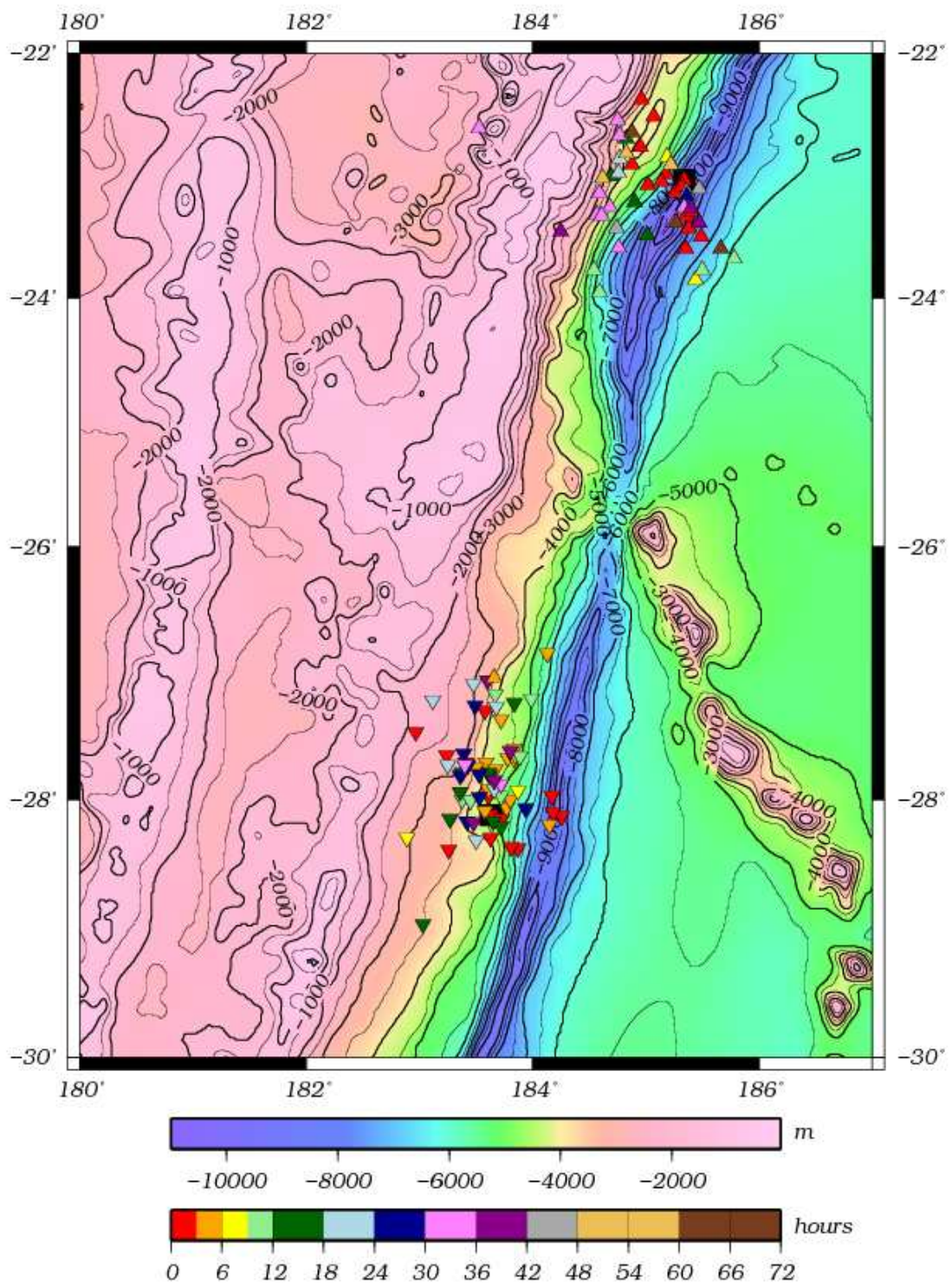
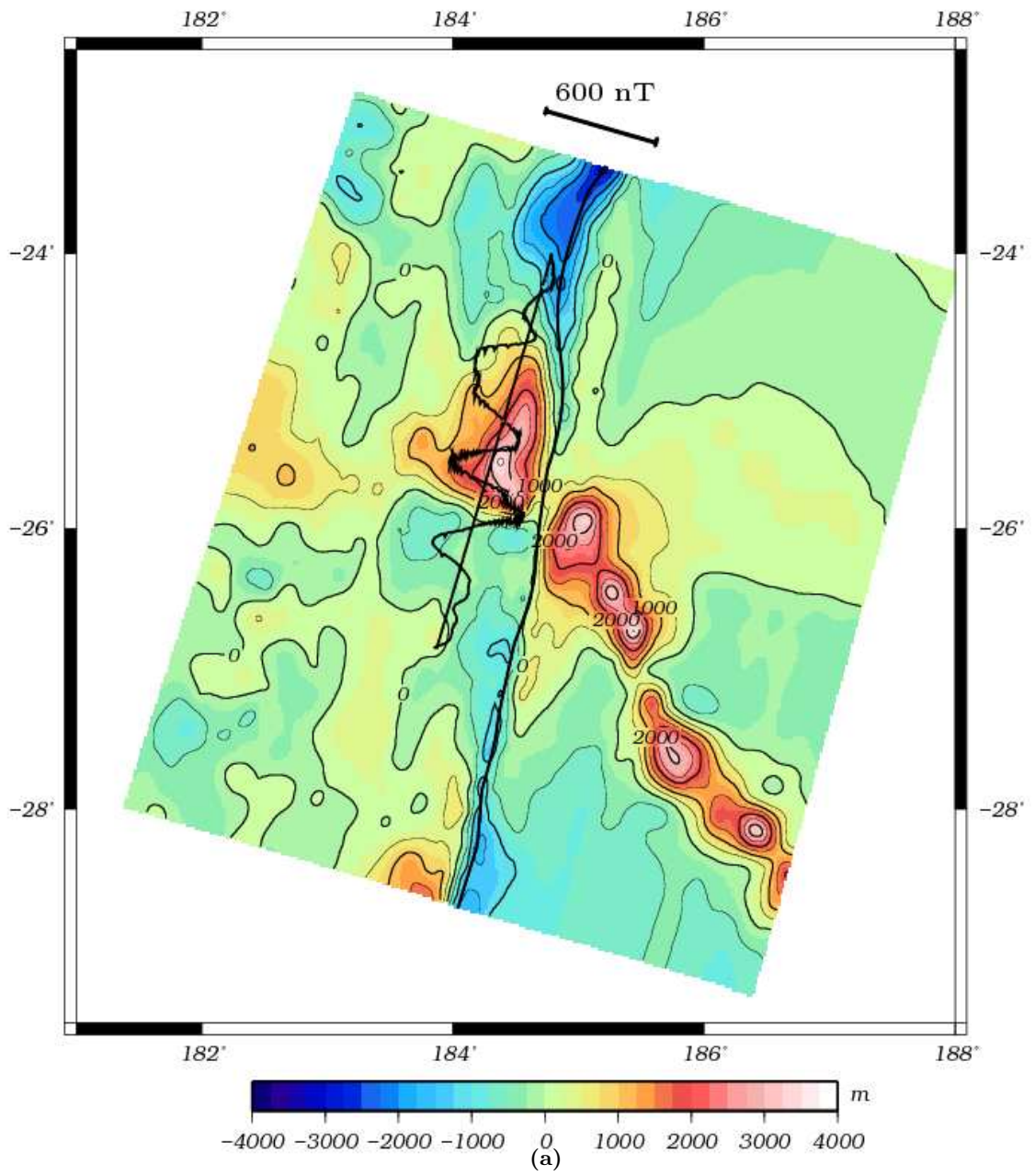


Figure 5.4: Unrelocated seismicity following the magnitude 7.7 earthquake at 06:46 on 20.10.1986 (triangles) and magnitude 7.6 earthquake at 18:17 on 19.03.2009 (inverted triangles) for 72 hours after the main shocks (black squares). Colour indicates time after the main shock.

5.3 Buried Seamounts in the Forearc

Satellite gravity and GEBCO bathymetry data were used to locate seamounts through remnant bulges in the forearc. Initially 25 bathymetry and gravity profiles were created perpendicular to the strike of the trench. Profiles were divided into those north and south of the ridge intersection due to the significant change in strike and shape of the trench on either side of the intersection. The profiles for the two groups were averaged using ENSEMBLE and subtracted from each individual profile to calculate residual bathymetric and gravity anomalies relative to the local background trend. This data was gridded to produce anomaly maps (Figures 5.5a and 5.5b), both of which show positive anomalies over the Louisville ridge but also over the forearc (>3 km bathymetry anomaly and >100 mGal gravity anomaly), that correlate with a large positive magnetic anomaly. Both positive anomalies are longer north-northeast than south-southwest, parallel to the trench and flanked by negative anomalies to the south-southwest which is relatively larger in gravity than bathymetry. Horizon Deep manifests as a large negative anomaly.



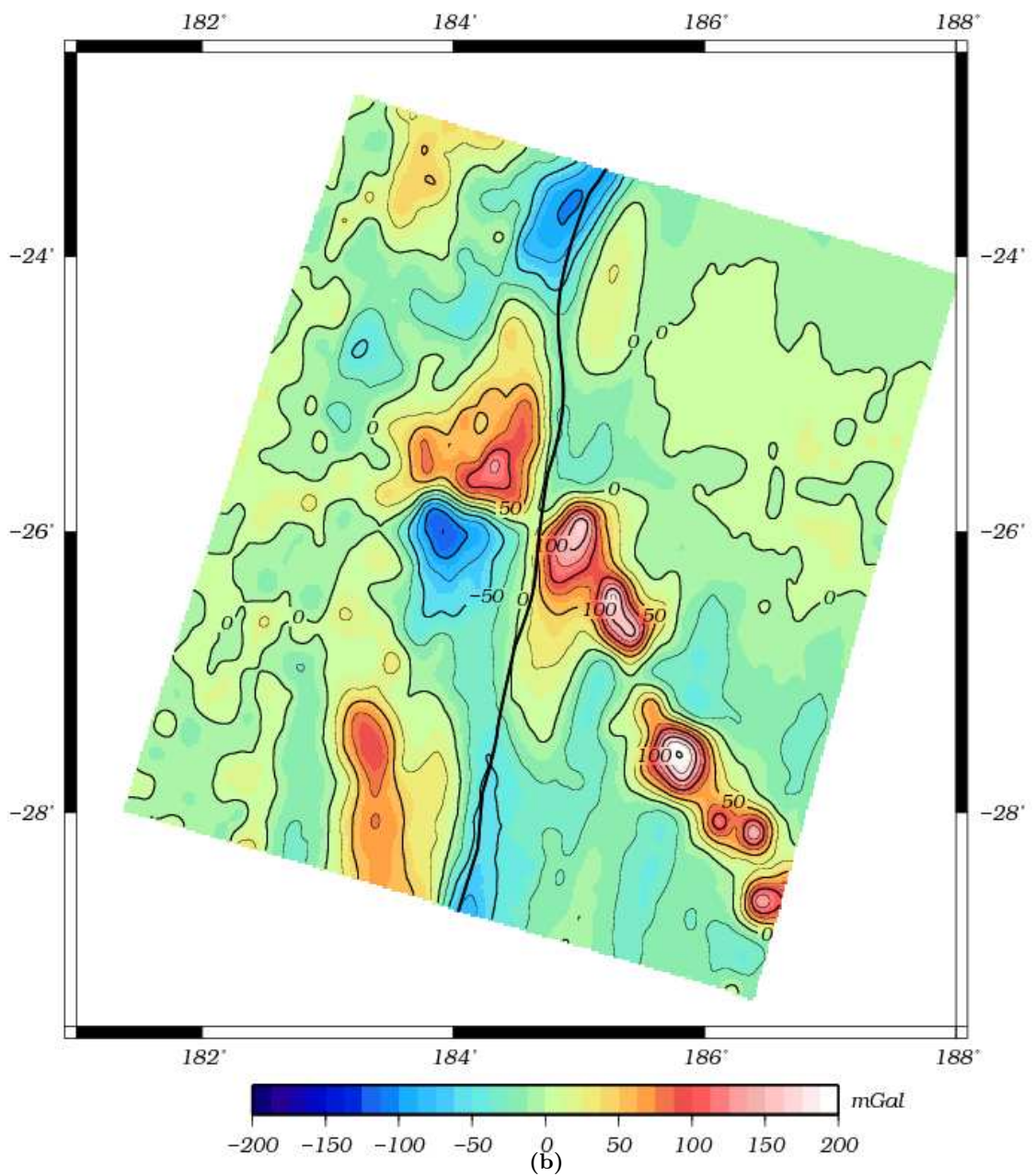
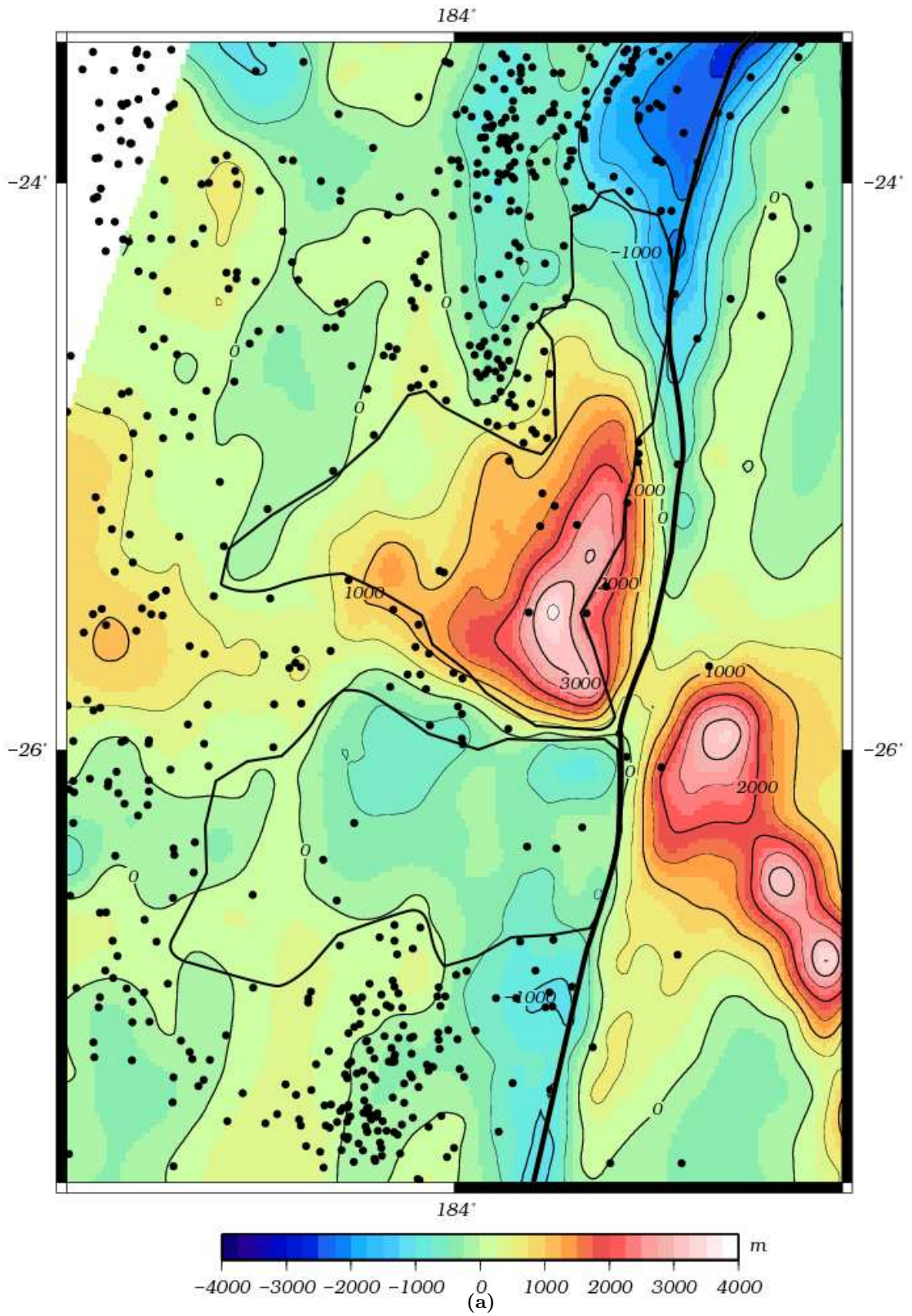


Figure 5.5: Residual anomalies after the local trend from ensemble profiles has been removed. 5.5a residual bathymetry with a magnetic anomaly and ship track overlaid. 5.5b residual gravity. Thick black lines mark the trench axis.

The relocated earthquakes were then overlaid onto a smaller section of the anomaly maps (Figure 5.6) and the regions of reduced seismicity were marked out.



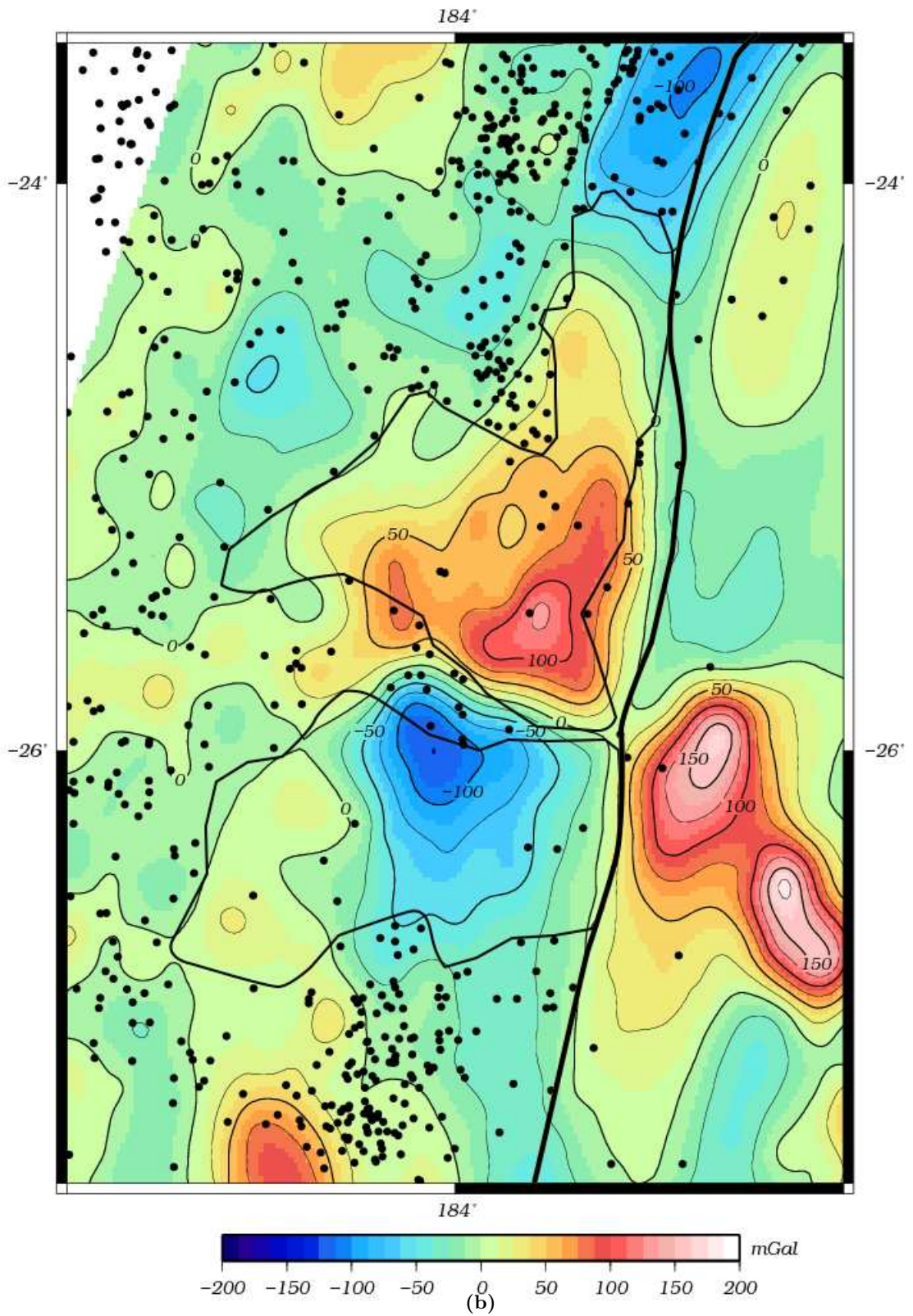


Figure 5.6: Residual bathymetry (5.6a) and gravity anomalies (5.6b) with relocated earthquakes overlaid plotted without confidence ellipses. Thin black line shows regions of reduced seismicity and thick black lines show the trench axis.

Flexure of the Lithosphere

6.1 Modelling Flexure

The elastic thickness of the Louisville seamount at (185.75 °E, -27.70 °N) was calculated using 2-dimensional and 3-dimensional models. Previous studies have been carried out in this region using gravitational admittance and surface load modelling but none included flexure from a subsurface load. In the 2-dimensional model `filter1d` was used to remove small scale topographic variations and a Fast Fourier Transform (FLEX2D) was then computed to produce flexure due to the surface load. The flexure profile was subtracted from the 3000 kg m⁻³ contour to calculate what portion of the buried topography acts as the driving load. FLEX2D was run on the buried load and the sum of the two deflections gave the overall flexure. Due to the similarities between the dimensions of the surface and buried topography in the 2-dimensional seismic profile, the 3-dimensional buried topography was approximated to the 3-dimensional surface topography, with the trench and forearc masked out, then multiplied by a scaling factor of 0.9 to better match the size of the 2-dimensional buried load. The 3-dimensional flexures were calculated using `grdffft` on the surface topography grid and scaled surface grids (buried topography) and the resulting flexures were then summed to give the overall deflection.

Except for the density of the infill material (ρ_{infill}), which is poorly constrained due

to its incoherent nature, densities for the model were derived from seismic refraction data. As a result, both T_e and ρ_{infill} were varied to find the best fitting profile. In the 2-dimensional model T_e was varied from 0-50 km in 1 km increments, and infill from 1000-2900 kg m⁻³ in 100 kg m⁻³ increments. In the 3-dimensional model T_e was varied from 0-50 km in 2.5 km increments and infill densities from 1000-3000 kg m⁻³ in 250 kg m⁻³ increments. As in Watts [1994], the closeness of the fit was determined using the Root Mean Squared (RMS) method comparing the predicted flexure to the Moho as determined by seismic reflection. Minimising the RMS misfit places emphasis on matching the profiles' amplitude, where as spectral analysis emphasises the matching of profile wavelength [Watts, 1978]. (For more information on modelling flexure, see Appendix A.)

6.1.1 2-Dimensional Model Calculations

The first model run used densities selected from the density profile (Figure 4.2). The minimum RMS misfit value was 0.2-0.25 km with $T_e = 8-15$ km and $\rho_{infill} = 1300-2000$ kg m⁻³. If the shape of the flexure is approximated by a triangle with the width and height of the Moho flexure and the volcano root in the flexure is assumed to have the same slope as the emergent part, then the volcano root and sedimentary infill each fill half of the flexure. If the overall density of material infilling the moat is 1650 kg m⁻³ (Figure 6.1) and the seamount root is 2700 kg m⁻³ then for a region of unit volume 1350 kg would be supplied by the seamount, leaving the sedimentary portion of the infill to account for 300 kg, giving a sedimentary infill density of ~ 600 kg m⁻³. As this value was unrealistically low other input densities were selected to find those which gave a geologically reasonable infill density.

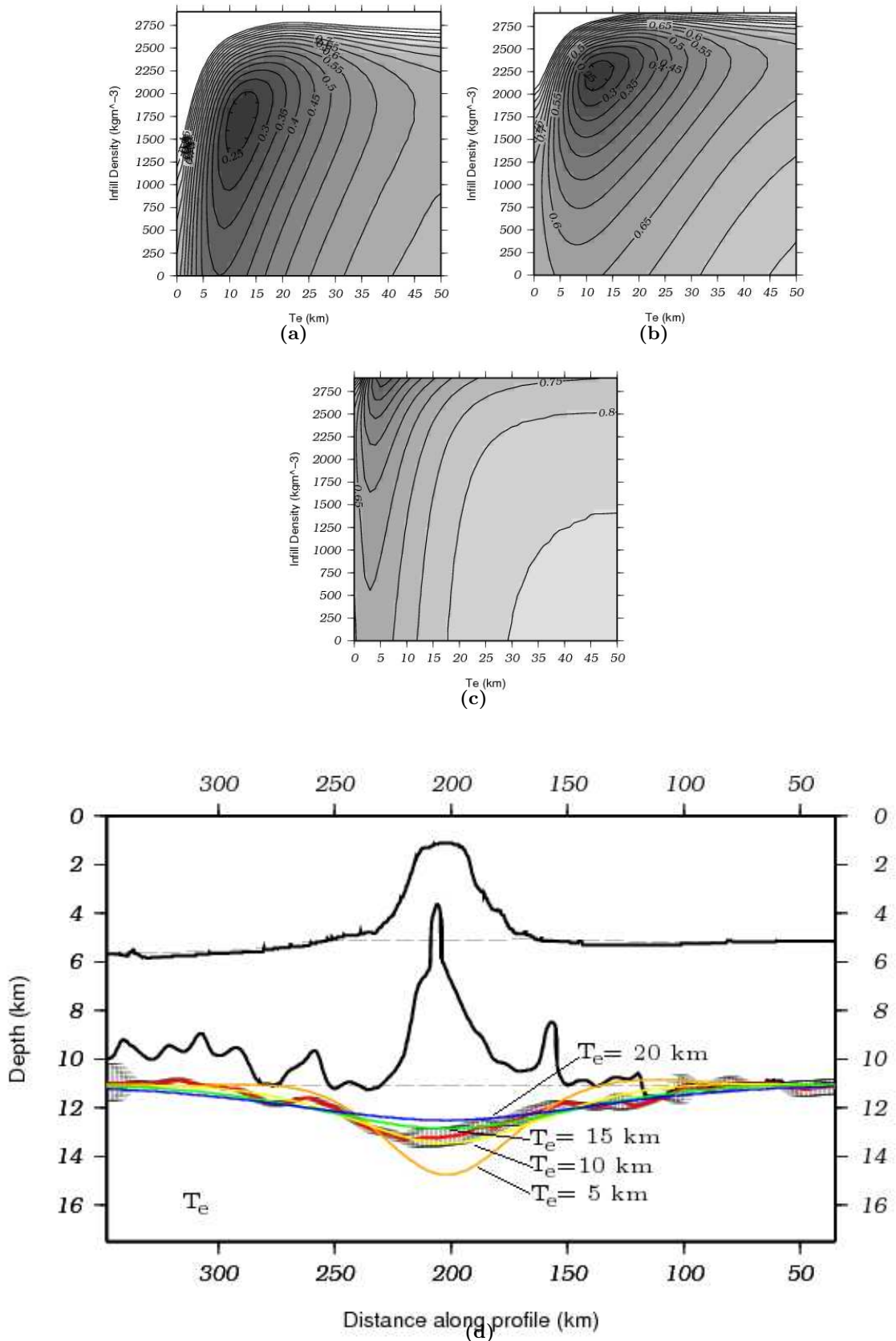


Figure 6.1: RMS misfit values (in kgm^{-3}) for (6.1a) summed, (6.1b) surface, and (6.1c) buried flexure from the 2-dimensional model using the following parameters derived from the density profile: $\rho_{load} = 2700 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{crust} = 2800 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{buriedload} = 3000 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{mantle} = 3300 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{water} = 1030 \text{ kg m}^{-3}$. 6.1d Profile showing flexure for $T_e = 5, 10, 15, 20$ km and $\rho_{infill} = 1800 \text{ kg m}^{-3}$ as derived from 6.1a. Black lines are the surface and buried loads, dashed black lines are the filtered surface profile and base of unloaded crust (calculated from normal crustal section in the NNE), the red line marks the seismic Moho and vertical lines are error bars of Moho depth.

Increasing the ρ_{infill} required increasing the crustal density in order to reduce the input of the buried load. Another model run using a higher ρ_{crust} and a lower ρ_{load} resulted in a similar RMS misfit, a better constrained T_e of 9-14 km, and a higher ρ_{infill} of 2000-2400 kg m⁻³ (Figure 6.2). Using the same calculation as above and $\rho_{load} = 2600$ kg m⁻³ gives a more reasonable sediment density of ~ 1800 kg m⁻³.

Despite changing the input parameters the resulting flexures fitted the seismically determined Moho equally well and the best value for T_e remained 11.5 km (Figure 6.2a).

The free air gravity anomaly profile across the seamount was analysed with GE-OGRAV2D using the parameters from the density profile. The gravity anomaly was best fitted using a sum of the buried and surface loads and T_e of 30 km (Figure 6.4). However, it was impossible to match the amplitude of the observed anomaly.

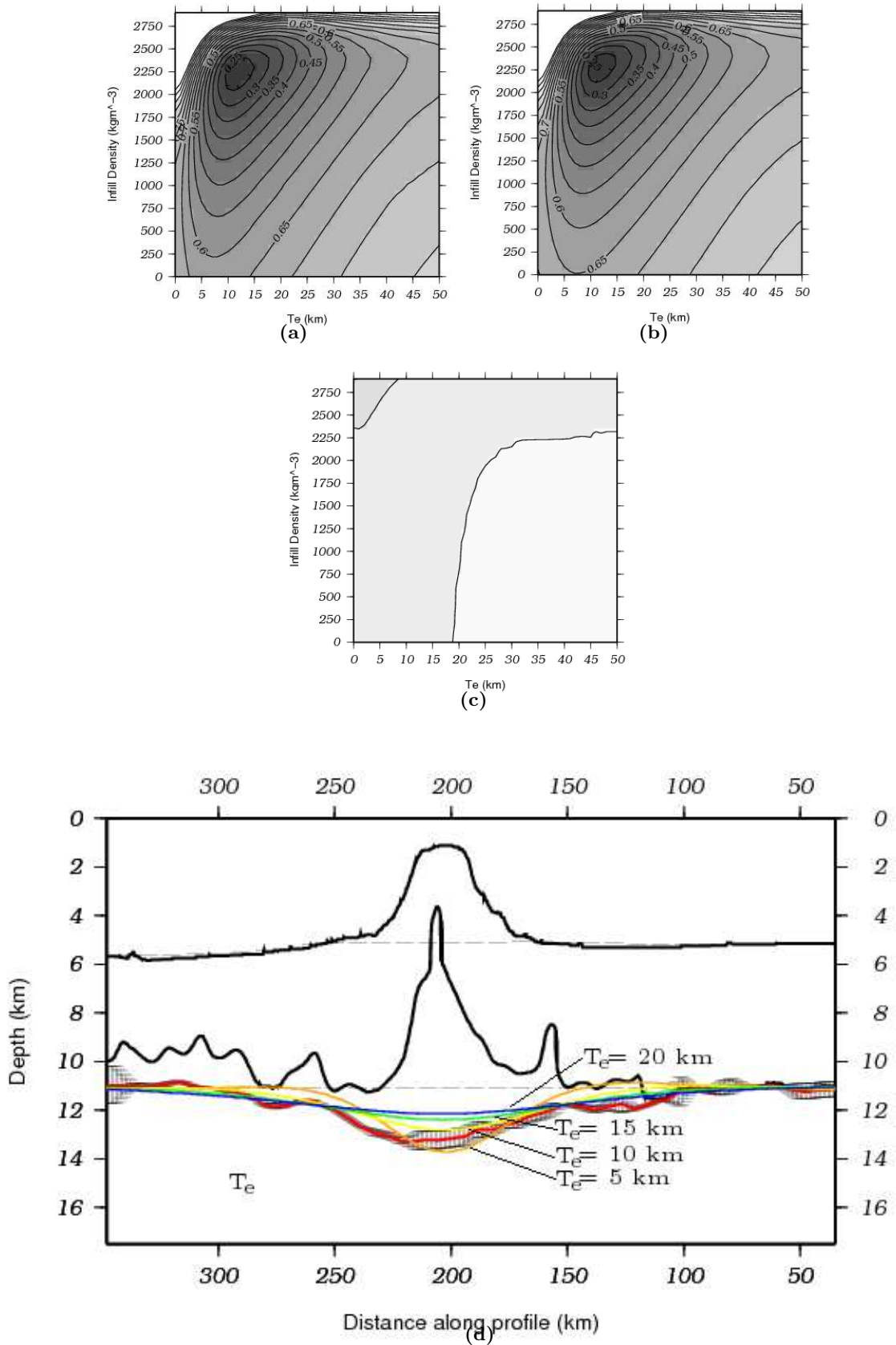


Figure 6.2: RMS misfit values (in kgm^{-3}) for (6.2a) summed, (6.2b) surface, and (6.2c) buried flexure from the 2-dimensional model using the following parameters to give the highest infill density: $\rho_{load} = 2600 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{crust} = 2999 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{buriedload} = 3000 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{mantle} = 3300 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{water} = 1030 \text{ kg m}^{-3}$. 6.2d Profile calculated for $T_e = 5, 10, 15, 20$ km using $\rho_{infill} = 2300 \text{ kg m}^{-3}$ take from figure 6.2a.

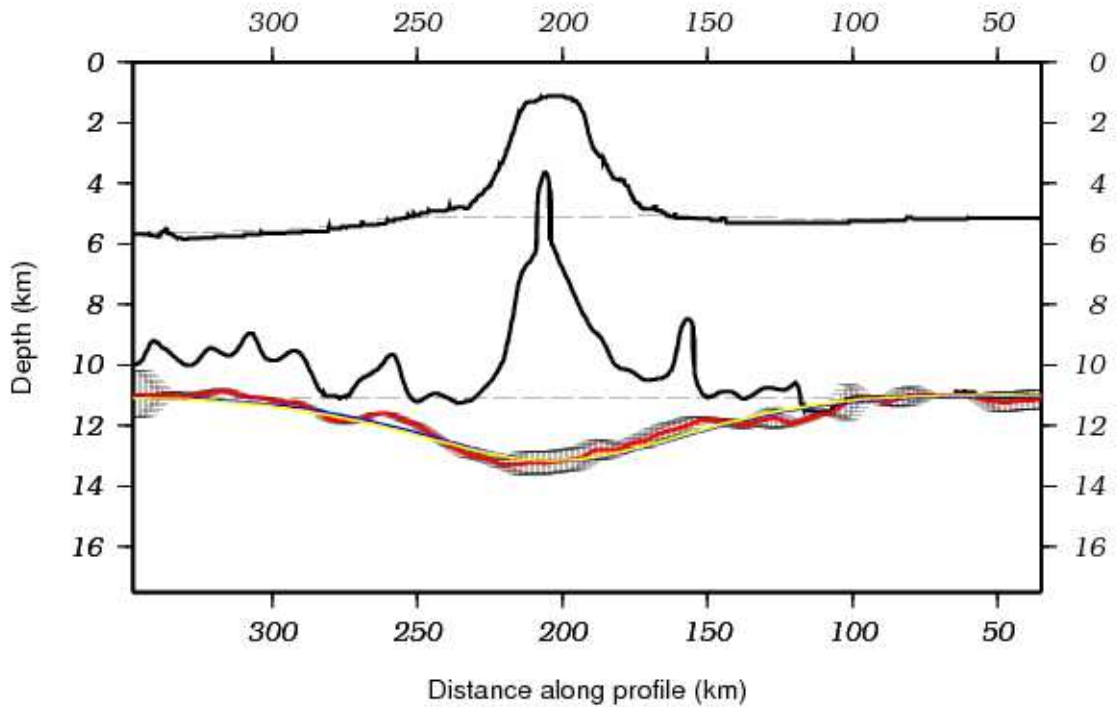


Figure 6.3: Flexure profiles calculated to give the minimum RMS misfit. Both curves use $T_e = 12$ km, the blue curve uses $\rho_{infill} = 1800$ kg m⁻³ and parameters from 6.1, and the yellow curve uses $\rho_{infill} = 2300$ and parameters from figure 6.2

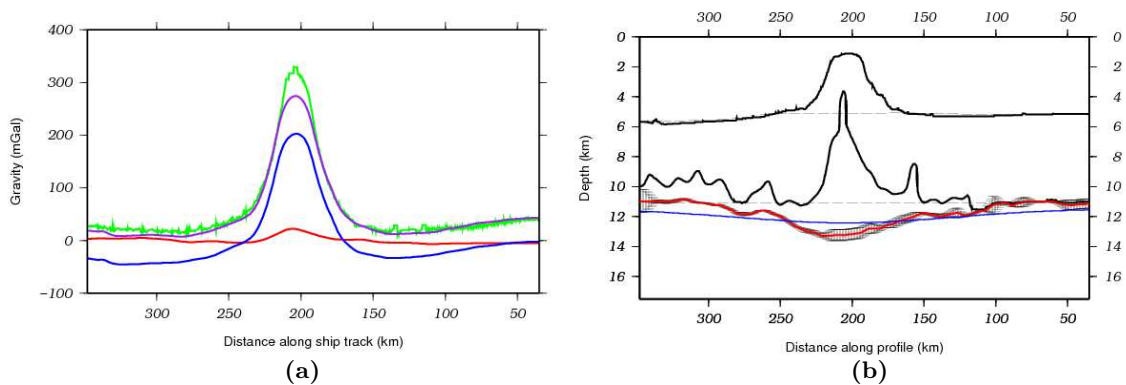


Figure 6.4: Gravity and flexure across the seamount using $\rho_{load} = 2700$ kg m⁻³, $\rho_{crust} = 2900$ kg m⁻³, $\rho_{buriedload} = 3000$ kg m⁻³, $\rho_{mantle} = 3300$ kg m⁻³, $\rho_{infill} = 2300$ kg m⁻³, $\rho_{water} = 1030$ kg m⁻³, and $T_e = 30$ km. 6.4a Predicted surface load, buried load, and summed gravity anomalies in blue, red, and purple respectively compared to the observed free air gravity anomaly in green. The summed anomaly has a +50 mGal correction to account for the outer rise. 6.4b Associated flexure.

6.1.2 3-Dimensional Model Calculations

Using the same parameters as for the first 2-dimensional model run, the 3-dimensional model returned a minimum RMS misfit of 0.15-0.2 km, $T_e = 6-8$ km, and ρ_{infill} of 1800-2050 kg m⁻³ (Figure 6.5). As with the 2-dimensional model, this infill value was too low and so inputs were changed to achieve a higher ρ_{infill} .

A higher value of $\rho_{crust} = 2950$ kg m⁻³ was selected, which resulted in $\rho_{infill} = 2300$ kg m⁻³ and again $T_e = 6-8$ km (Figure 6.6).

The model was run again using the highest possible crustal density while maintaining a contrast with the buried load, ($\rho_{crust} = 2999$ kg m⁻³). This resulted in $\rho_{infill} = 2350$ kg m⁻³ and again $T_e = 6-8$ km.

The 3-dimensional free air gravity anomaly was computed for the best fitting T_e from the flexure models (Figure 6.4). The gravity anomaly due to the buried load was found to be very small at ~ 15 mGal.

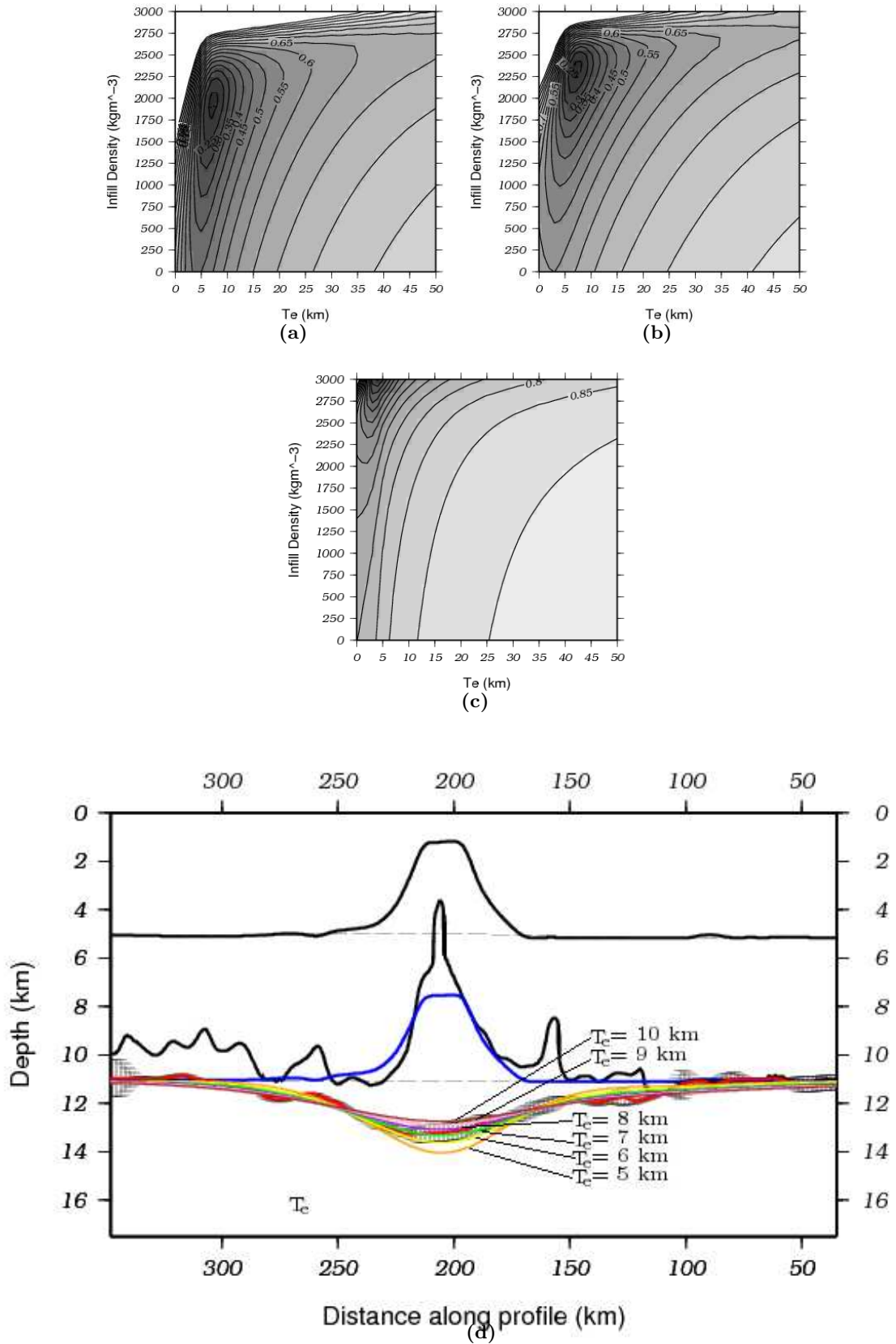


Figure 6.5: RMS misfit values (in km) for (6.5a) summed, (6.5b) surface, and (6.5c) buried flexure from the 3-dimensional model using the following parameters derived from the density profile: $\rho_{load} = 2700 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{crust} = 2900 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{buriedload} = 3000 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{mantle} = 3300 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{water} = 1030 \text{ kg m}^{-3}$. 6.5d Flexure profiles for $T_e = 5, 6, 7, 8, 9,$ and 10 km using $\rho_{infill} = 2000 \text{ kg m}^{-3}$ taken from figure 6.5a. The blue line shows the buried topography along this line calculated by scaling the surface topography.

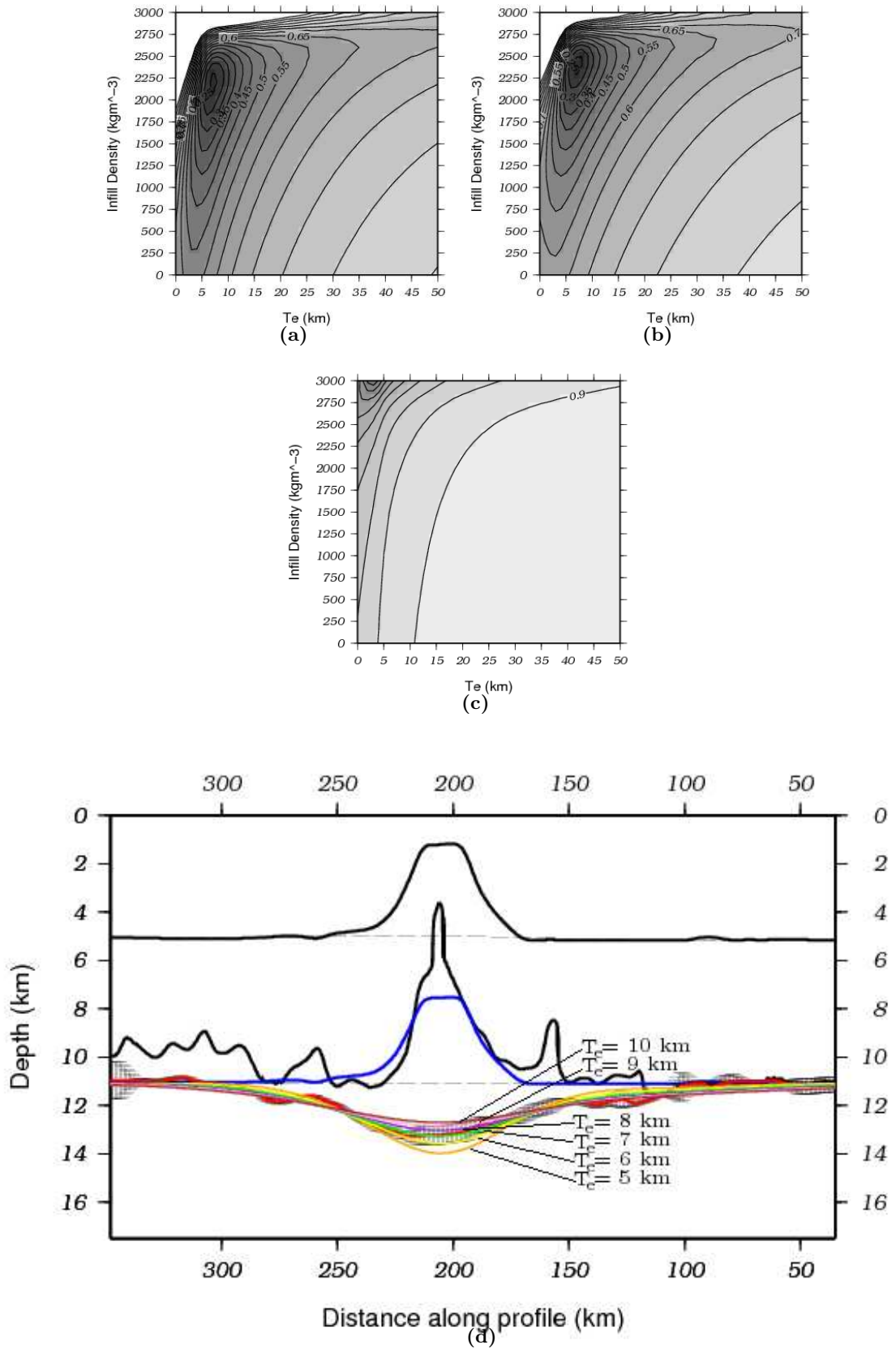


Figure 6.6: RMS misfit values (in km) for (6.6a) summed, (6.6b) surface, and (6.6c) buried flexure from the 3-dimensional model using the following parameters chosen to give a higher infill density: $\rho_{load} = 2600 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{crust} = 2950 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{buriedload} = 3000 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{mantle} = 3300 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{water} = 1030 \text{ kg m}^{-3}$. 6.6d Flexure profiles for $T_e = 5, 6, 7, 8, 9,$ and 10 km using $\rho_{infill} = 2250 \text{ kg m}^{-3}$ taken from figure 6.6a.

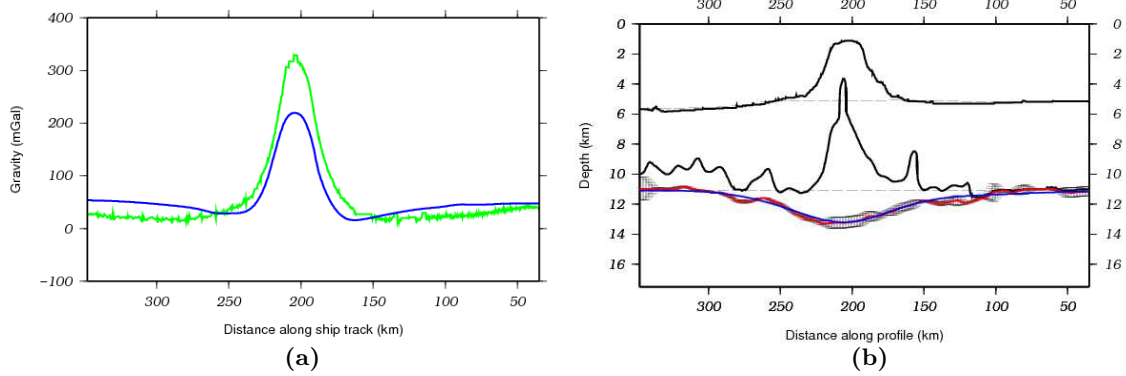


Figure 6.7: Flexure and gravity across the seamount calculated from with a 3-dimensional model using $\rho_{load} = 2700 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{crust} = 2900 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{buriedload} = 3000 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{mantle} = 3300 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{infill} = 2300 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{water} = 1030 \text{ kg m}^{-3}$, and $T_e = 7 \text{ km}$. 6.7a Predicted gravity anomalies resulting from the surface load in blue, compared to the observed free air gravity anomaly in green. The surface anomaly has a +50 mGal correction to account for the outer rise. 6.7b Associated flexure.

6.2 Loading history

Ito & Taira [2000] found that the surface and buried loads of the Ontong-Java Plateau had T_e of 4-6 km and 20-30 km respectively. To test the theory that buried loads are emplaced after the volcanic episode that produces the seamount, the same flexure model was used. However the infill density was set and the values of T_e supporting the surface and buried loads were both varied. The analysis was then repeated for a range of ρ_{infill} .

For surface infill densities 1250-2000 kg m^{-3} the lowest RMS misfits were between surface $T_e = 10 \text{ km}$ and buried $T_e = 3 \text{ km}$ surface, and surface $T_e = 6 \text{ km}$ and buried $T_e = 10 \text{ km}$ (Figure 6.8). At greater infill densities, the surface elastic thickness remained at 5-10 km and the range of buried elastic thicknesses increased. At surface infill densities above 2500 kg m^{-3} the RMS misfits increased dramatically for all elastic thicknesses. Additional plots may be found in Appendix A.

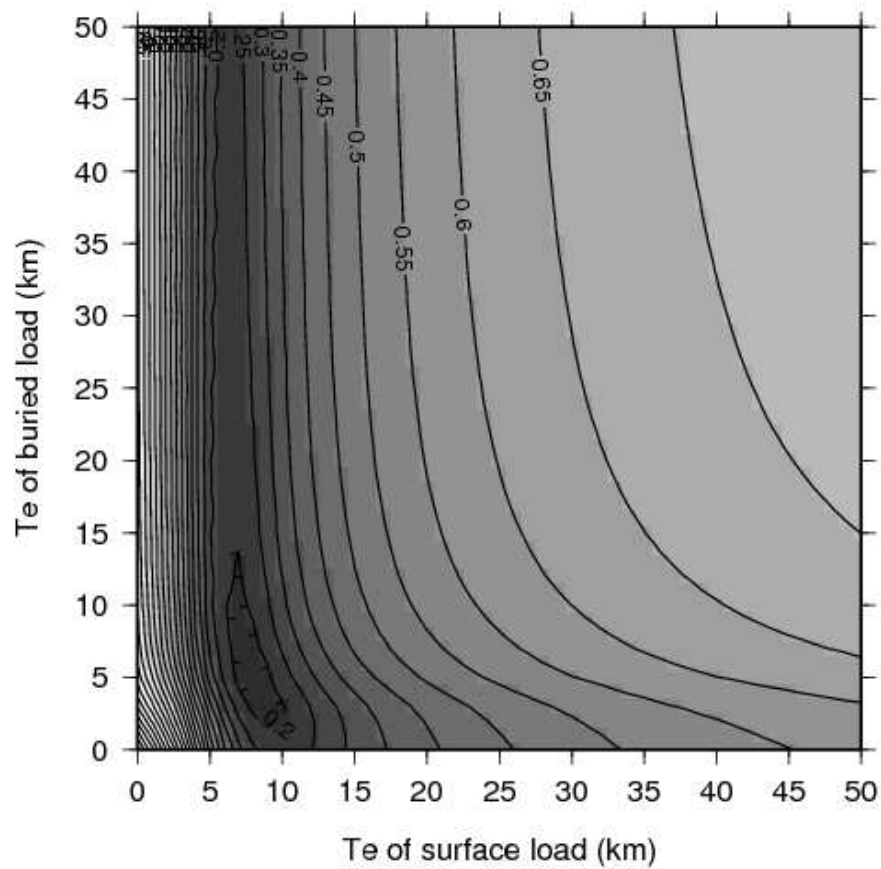


Figure 6.8: RMS misfit (in km) for flexure calculated with a 3-dimensional model in which both T_e supporting the surface load and T_e supporting the buried load are varied using: $\rho_{load} = 2700 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{crust} = 2900 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{buriedload} = 3000 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{mantle} = 3300 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{infill} = 2000 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{water} = 1030 \text{ kg m}^{-3}$.

Magnetic Anomalies and the Osborn Trough

7.1 Spreading History of the Osborn Trough

In addition to magnetics data collected from *SO105b*, data were taken from other cruises with continuous magnetics collection trending roughly north-south across the Osborn Trough. Sections of data collected directly over seamounts were removed as they would hinder identification of chrons due to increased magnetic susceptibility. The tracks were projected about their mid-point so that they trended exactly north-south to match the proposed spreading direction at the trough and plotted on a map of the region (Figure 7.1). Tracks were plotted against latitude and ordered vertically according to longitude to aid identifying chrons. Positive anomalies were matched focussing on matching latitudinal position and shape rather than anomaly magnitude as this is easily influenced by local susceptibility variation such as that caused by intrusions.

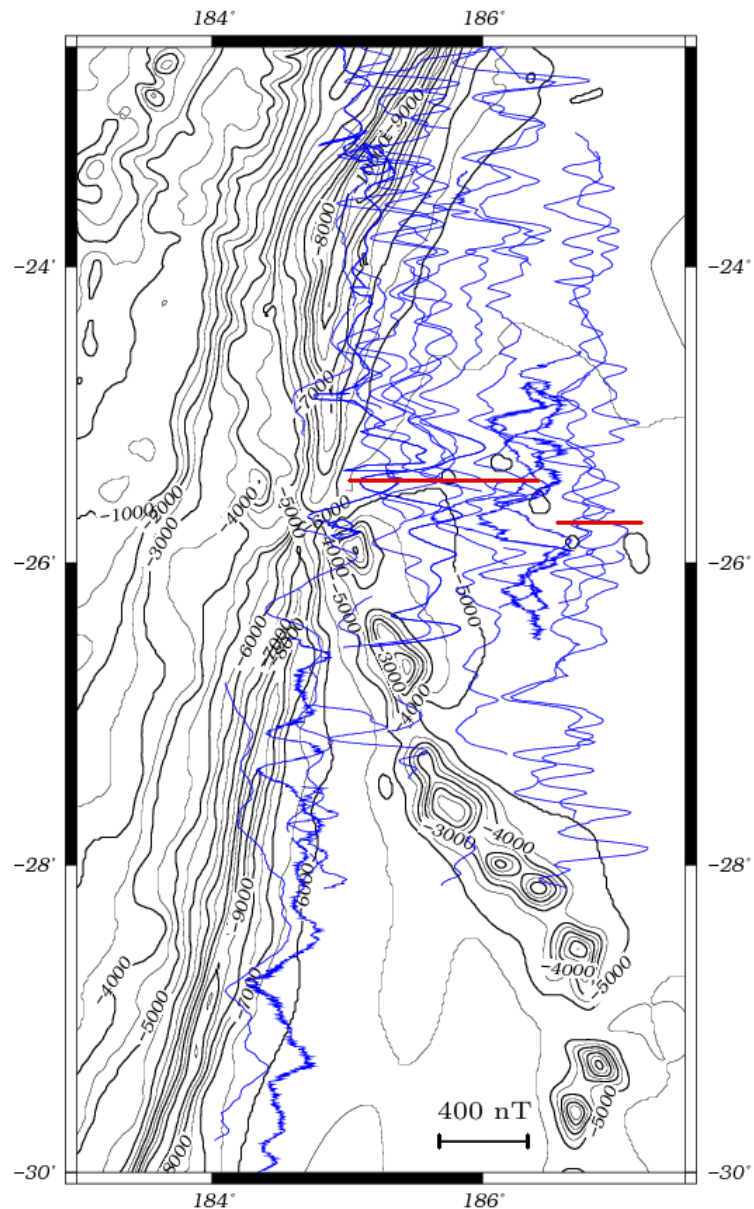


Figure 7.1: Magnetic anomaly profiles projected about their mid-point north-south. Only those trending close to north-south, on the east side of the Tonga Trench, and near the Osbourn Trough were used. Red lines show the location of the Osbourn Trough.

Most previous workers have been unable to find matching magnetic anomalies symmetric about the Osbourn Trough [Small & Abbott, 1998]. Lonsdale [1997] proposed that no magnetic anomalies could be seen because the spreading had stopped during the Cretaceous Quiet Zone [Kent & Gradstein, 1985], but Billen & Stock [2000] claimed to have identified anomalies 33 and 32 indicating that the spreading ended after the KQZ between 82 and 71 Ma. Downey *et al.* [2007, 2008] offered an alternative history based

on spreading ages derived from abyssal hill morphology with rifting beginning after the plateau emplacement at 115-121 Ma and ending at 87-93 Ma. The 3 distinct models for the spreading history of the Osborn Trough are shown in table 7.1. All of the proposed models include spreading during the KQZ and should therefore show an extended period of no magnetic anomalies.

Study	Start Age	End Age	Spreading Rate
Billen & Stock [2000]; Sutherland & Hollis [2001]	126-123	71-84	60-86
Worthington <i>et al.</i> [2006]; Downey <i>et al.</i> [2008]	118	86	200 ^a then 50 ^b
Eagles [2004]; Taylor [2006]	119-123	105	180-235

Table 7.1: All ages in are Ma and rates are full spreading rates in mm a⁻¹. ^a Spreading rate for first 21-28 Ma. ^b Spreading rate for final 4-11 Ma.

7.2 Modelling Magnetic Anomalies

Synthetic anomaly patterns were calculated for 600 km either side of the ridge using MAG_SFS with a magnetic time-scale based on Kent & Gradstein [1985] and Cande & Kent [1992a]. The profiles produced were not symmetric due to interaction of anomalies on either side of the ridge. The parameters in table 7.1 were modelled then the inputs were varied to find those which best fit the observed data.

The data show numerous correlatable anomalies, typically 200 nT in amplitude and 10-20 km wavelength, extending across most of the surveyed area (Figure 7.2). Amplitude and wavelength of the anomalies appears to increase at ~150 km from the Osborn Trough.

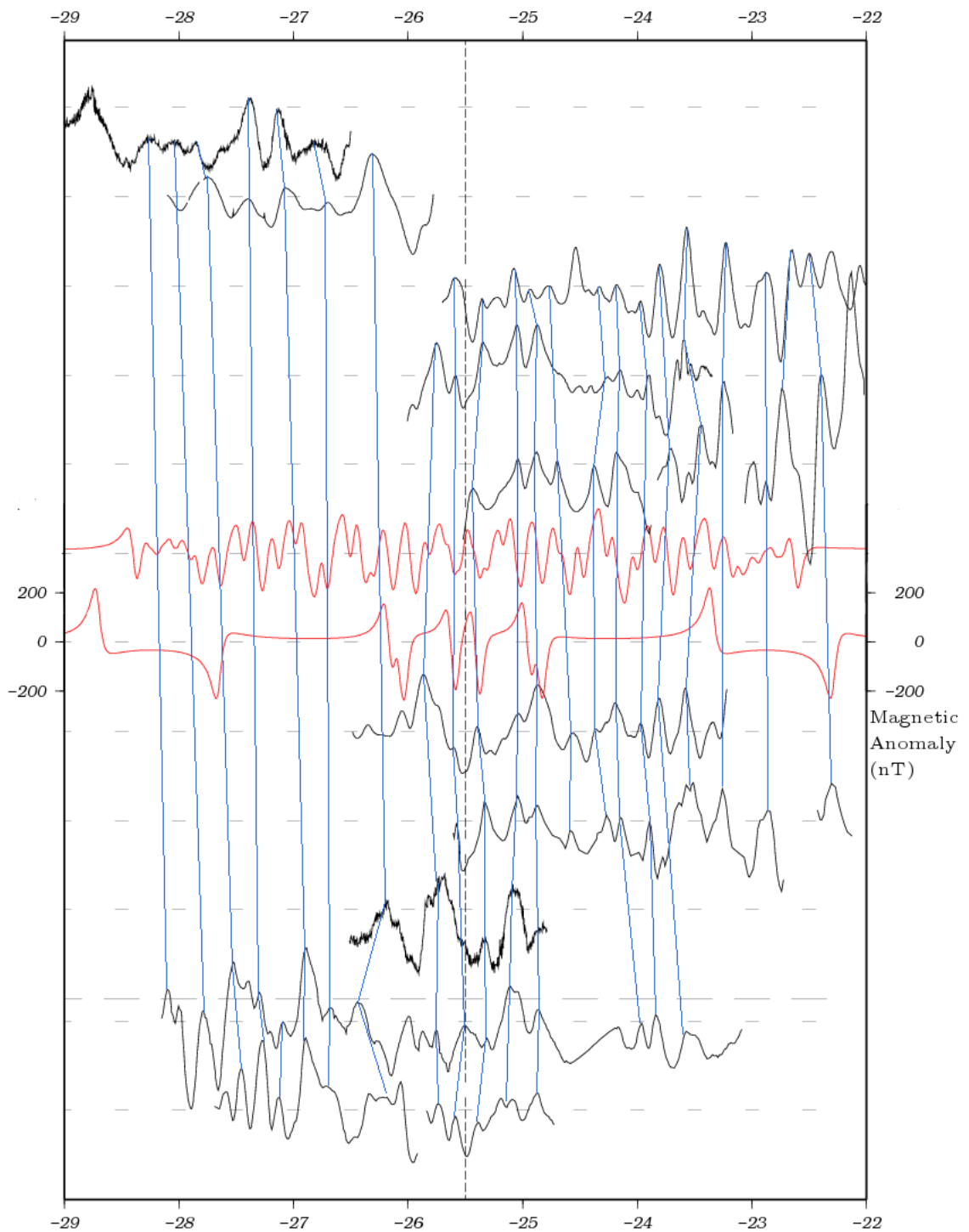


Figure 7.2: Magnetic anomaly profiles plotted from eastern-most at the bottom to western-most at the top with lines linking matching wiggles. The lower red line shows the synthetic anomaly produced using parameters of Billen & Stock [2000] and Sutherland & Hollis [2001] (60 mm a^{-1} with cessation of spreading at 71.0 Ma), the upper red line shows the best fitting synthetic anomaly (20 mm a^{-1} with cessation of spreading at 128.0 Ma). Vertical dashed line shows the latitude of the Osbourn Trough at its western end. Short horizontal dashed lines show zero anomaly. A transform fault offsetting the profiles below it by about 25 km south is shown as a long dashed horizontal line.

The models from Eagles [2004] and Taylor [2006], and Worthington *et al.* [2006] and Downey *et al.* [2007] produced no magnetic anomalies within the 600 km modelled due to spreading and cessation during the KQZ. The Billen & Stock [2000] and Sutherland & Hollis [2001] parameters produced anomalies for up to ~ 400 km from the ridge, which were compared with the observed data. A spreading rate of 20 mm a^{-1} and cessation age of 128 Ma was found to produce the best fitting synthetic anomaly (Figure 7.2).

Chapter 8

Discussion

8.1 Elastic thickness calculations

Modelling results show that increasing the surface load density results in a lower infill density being selected by the model to minimise the total load mass. Increasing crustal density generated a higher surface infill density showing that the degree to which the buried topography acts as a load is affected by the density contrast between the crust and the intrusion, if $\rho_{crust} = \rho_{buriedload}$ then the buried topography no longer acts as a load. In all models the surface flexure alone gave a higher ρ_{infill} than the summed flexure, and the buried load had to be almost neglected in order to obtain realistic infill densities for the summed flexure. This implies that the buried topography is an uncompensated mass which affects the gravity anomaly but acts as neither a downwards or upwards driving load on the lithosphere. However, it has been shown in other instances, for example by Haxby *et al.* [1976]; Nunn & Sleep [1984] in the Michigan basin, that buried loads are required to produce the observed flexure. This result is therefore specific to the Louisville Ridge.

The 2-dimensional model using $T_e = 30$ km produced a good fit with the gravity anomaly wavelength but did not match the amplitude and the fit to the observed flexure was very poor. The 3-dimensional model using $T_e = 7$ km resulted in a poorer fit with

the gravity anomaly but also in an excellent fit with the flexure. This suggests that the lithosphere surrounding the seamount has a higher T_e than that beneath it, possibly due to reheating and weakening during seamount emplacement.

Both gravity and flexure calculations show that the 2-dimensional models require a higher T_e than in 3 dimensions to fit the observations, as shown by Watts *et al.* [1988]; Calmant *et al.* [1990] (in this case ~ 23 km difference for gravity calculations and ~ 4.5 km for flexure). When the 3-dimensional summed flexure was matched to the minimum and maximum Moho depth calculated from the error bars, ρ_{infill} varied by ± 300 kg m⁻³ and T_e varied by ± 1 km. Therefore $T_e = 7$ km is robust, while ρ_{infill} is more poorly constrained. Flexure modelling is a more accurate method of determining T_e than gravity anomaly studies; therefore $T_e = 7$ km is most likely to be correct. Because the buried load used in the 3-dimensional calculations was smaller than the seismically determined buried topography due to the approximation used (Figure 6.5d), the flexure associated with it is likely to be less than the true flexure, which may explain the minimal influence of the buried load. If the buried load is neglected, using the densities derived from the velocity model then gives $\rho_{infill} = 2350$ kg m⁻³ which converts to a plausible sediment density of 2000 kg m⁻³.

Altering the surface T_e was a greater control on the flexure than variations to the buried T_e because although the buried load is larger than the surface load, the density contrast between it and the displaced material is much lower, and its component of flexure is therefore smaller. Moreover, as the model first calculates the surface elastic thickness and infill density, the buried elastic thickness is treated as a variable parameter to adjust the surface flexure. At $\rho_{infill} \geq 2500$ kg m⁻³ the required flexure has already been reached by the surface load alone so the model selected a high buried T_e to produce a profile without additional flexure. The variability of the buried T_e supports other evidence that the buried load plays an insignificant role in causing flexure at this location. Therefore

the buried load could have been emplaced significantly later than the surface load onto lithosphere with a high T_e .

Previous calculations of T_e of the seamount at (185.75°E, -27.70°N) and the surrounding area have been performed using various parameters summarised in table 8.1. Despite different input parameters, the T_e calculated in this study is similar to that obtained by Contreras-Reyes *et al.* [2010], which suggests that this T_e is accurate and previous calculations have overestimated it. Cazenave & Dominh [1984]; Lyons *et al.* [2000] used a single density of 2800 kg m⁻³ for the load and infill, which almost certainly is an overestimation of the total driving load resulting in too high an elastic thickness. In this study, ρ_{mantle} was set at 3300 kg m⁻³, producing a lower density contrast between the overlying load and the mantle, resulting in a smaller flexure and therefore a lower T_e than for a mantle density of 3400 kg m⁻³. Using a model in which ρ_{infill} is set at 2500 kg m⁻³ ($\rho_{mantle} = 3300$ kg m⁻³, $\rho_{load} = 2700$ kg m⁻³, $\rho_{crust} = 2800$ kg m⁻³, and $\rho_{buriedload} = 3000$ kg m⁻³) the lowest RMS misfit is for $T_e \sim 18$ km which is closer to previous estimates. The minimum misfit, however, is poor, at ± 0.7 km, considering that the magnitude of the observed flexure is ~ 2 km.

Study	ρ_{crust}	ρ_{load}	ρ_{mantle}	ρ_{infill}	T_e	Method
Cazenave & Dominh [1984]	2800/2900	2800	3400	2800	20.4±1.4	3D Geoid Analysis
Cazenave & Dominh [1984]	2800/2900	2800	3400	2800	15-20	Admittance for seamount
Calmant & Cazenave [1987]	2800	2800	3400	2800	18	3D Geoid Analysis
Watts <i>et al.</i> [1988]	2800	2500	3300		15	Admittance for region
Lyons <i>et al.</i> [2000]	2800	2800	3400	2800	22-27	Admittance for region
Contreras-Reyes <i>et al.</i> [2010]	2800	3000	3300	2500	10±2	Fourier Transform and RMS

Table 8.1: All densities in kg m⁻³ and elastic thicknesses in km. ρ_{water} only given by Lyons *et al.* [2000] at 1025. FFT is Fast Fourier Transform.

8.2 The Emplacement of the Louisville seamount

The T_e calculated suggests that the studied seamount was formed just off the ridge according to the classification of Watts *et al.* [1980a]. Cazenave & Dominh [1984] used the value of T_e they determined to calculate $\Delta t = 60$ Ma. Setting the age of the seamount

as 22-28 Ma based on radiometric evidence, they calculated the lithosphere to be 82-88 Ma, in agreement with Osbourn Seamount, which is dated at 66-67 Ma [Lonsdale, 1986]. Subsequently Koppers [2004] redated samples and calculated Osbourn Seamount to be 76.7 ± 0.8 Ma and 78.8 ± 1.3 Ma which, with the same lithosphere age, would give a significantly lower Δt , and therefore a lower T_e .

Using the relation $T_e = 3.3\sqrt{\Delta t}$ with the 2-dimensional elastic thickness value of 11.5 km, $\Delta t \cong 12$ Ma which, using a crustal age of 85 Ma gives the age of the studied seamount as 73 Ma. Osbourn seamount and the studied seamount are ~ 114 km apart, and, given the age difference between Koppers [2004] maximum age of Osbourn and the estimate for the age of the unnamed seamount, results in a spreading rate of ~ 20 mm a^{-1} , similar to the present rate.

Calculating Δt for the 3-dimensional T_e of 7 km gives $\Delta t \cong 4.5$ Ma, and an age of 80.5 Ma, which is inconsistent with Koppers [2004] age of Osbourn seamount. Because most uncertainties in the 3-dimensional T_e calculations are due to assumptions regarding the shape and density of the buried load, a more accurate value of T_e will be returned by neglecting the buried load. Hence if this value is assumed to be correct, either the age of the lithosphere used in the calculations is too high or the age of Osbourn seamount is too low. Using the youngest possible age of the cessation of spreading at the Osbourn Trough of 84 Ma and assuming that the crust between the trough and the studied seamount formed in 2 Ma based on spreading rates from Downey *et al.* [2007], calculations place the age of crust under the seamount at 86 Ma, a value consistent with that reported by Lonsdale [1986]. This implies that the ages of Osbourn Seamount must be incorrect, or else unrepresentative of the whole edifice. Both 2-dimensional and 3-dimensional results plot within the $450 \pm 150^\circ$ isotherm (Figure 1.3).

8.3 Subduction Behaviour

The highest concentration of earthquakes is found at the forearc near Horizon Deep, which suggests significant tectonic erosion. The 19.03.2009 earthquake near Horizon Deep was probably caused by collapse of the forearc. As the Louisville ridge is moving south, the northern part of the forearc should be least supported and so most prone to collapse. This collapse could have weakened the more supported but still unstable parts of the forearc further south, accounting for the slight southward progression of aftershocks. Assuming that this aftershock pattern is representative of the local seismicity, the subducting seamount and its northern flank could then be seen to act as a barrier against southwards propagating ruptures, resulting in a "shadow" to the south, which extends beyond the seamount. The aftershocks of the 20.10.1986 earthquake propagated northwards to within 100 km of the Louisville Ridge, to the negative gravity anomaly (Figure 5.5). Aftershocks seem to propagate towards the intersection.

The gravity, topographic, and corresponding magnetic anomalies over the forearc indicate the presence of a seamount that is currently being subducted. As the anomalies are longer north than south, this suggests that another seamount, further under the forearc, could be contributing to the anomaly north of the ridge. The negative anomaly could be produced by the lack of seamounts in the forearc south of the intersection. Alternatively the negative anomaly may be caused by the flexural moat of the downgoing seamount, although the signal from the moat in the north is swamped by that of Horizon Deep caused by tectonic erosion. Evidence from previous studies and results from the gravity and bathymetry ENSEMBLE plots indicates that the seamounts are subducted intact and not sheared off [Lonsdale, 1986; Ballance *et al.*, 1989b,a]. The low elastic thickness calculated means that the seamounts should still be well supported when they reach the trench and will be difficult to subduct. The subduction channel is likely to be

thin relative to the height of the seamount because the trench is sediment starved. This would be expected to cause shallow seismicity and decapitation, something which the seismicity and seismic refraction data does not reveal. The lack of decapitation implies that the seamounts being subducted have a very strong connection to the crust and are coherent when they reach the forearc. This is likely if all the seamounts of the Louisville ridge have the same intruded structure as the seamount studied.

Relocated earthquakes show the seismic gap surrounding the intersection of the Louisville Ridge is real, extending ~ 50 km north and ~ 100 km south of the intersection. There appear to be two regions of reduced seismicity that almost exactly trace the 1000 m contour of residual bathymetry (Figure 5.6a) and the -50 mGal contour of residual gravity (Figure 5.6b) over the forearc; seamounts thus have a significant influence on seismicity.

Although the peak of the downgoing seamount interacts most with the overriding Australian plate, it protrudes upwards into the forearc so is relatively shallow with little sediment above, resulting in a low confining pressure. This prevents seismic slip but facilitates aseismic slip which could explain the similarity of this pattern to that seen by Mochizuki *et al.* [2008] at the Japan Trench. However, deeper under the forearc at the 1000 m residual bathymetry contour, the confining pressure may be high enough for the seamount to seismically interact with the overriding plate. The negative residual bathymetry and gravity anomalies may result from the flexural moat of the seamount. If this is indeed the case, this region will be deeper and will not significantly impinge on the Australian plate, which would reduce the confining pressure, resulting in a lack of seismicity. The number of events on the deeper west side of the seamount is slightly greater than on the shallower east side, which also points to the confining pressure as the controlling factor. Alternatively the gaps could be the result of stress accumulation due to locally increased coupling over the seamount as shown to be occurring in other regions

of subducting topography by Das & Watts [2009]. As a result, the stored stress would eventually be released in a large earthquake.

8.4 Magnetism

None of the three models of spreading rate and cessation age in table 7.1 produce synthetic magnetic anomalies matching the observed data. A spreading rate of 20 mm a^{-1} ending at 128 Ma was found to best fit the data. However, this contradicts the proposed age of formation of the Manihiki and Hikurangi Plateaux and would require that they formed apart from each other. Moreover, at this spreading rate the lithosphere between the Osborn Trough and the Manihiki Plateau would have taken 175 Ma to form, before the Pacific Ocean existed [Neall & Trewick, 2008]. The spreading rate could have been higher before this as the magnetic anomalies were only matched over 250 km from the ridge. Using a final spreading rate of 10 mm a^{-1} to produce 250 km of lithosphere and an earlier spreading rate of 100 mm a^{-1} to produce 1500 km of lithosphere presents a more reasonable total time of formation of 40 Ma. The model matches the hypothesis of Worthington *et al.* [2006] and Downey *et al.* [2007] regarding a decrease in the spreading rate towards the end of spreading process. For this spreading history to be correct, the plateau ages cannot be representative of the entirety of the bodies but possibly only of late surface volcanism while the interior is in fact much older, supported by the 132-144 Ma age of DSDP 595 from Sutherland & Hollis [2001].

Alternatively, if the ages of the plateaux are assumed to be accurate and representative of the whole body, the magnetic anomalies cannot be explained by full chrons before the KQZ. Placing the depth of the ocean near the Osborn Trench at 5400-5300 m and subtracting 250 m for the height of the outer rise and sediment, equation (A.1.3) gives a crustal age of 83-91 Ma, contradicting hypotheses suggesting that those magnetic

anomalies are due to chrons younger than the Quiet Zone. The anomalies seen here have a similar magnitude and wavelength to those in a different part of the Pacific during the KQZ, and attributed to tiny wiggles by Gee *et al.* [2008]. Therefore the ridge is most likely to have spread as described by Worthington *et al.* [2006] and Downey *et al.* [2007], and the anomalies to be tiny wiggles within the KQZ.

Chapter 9

Conclusions

9.1 Summary of Findings

1. Seamounts of the Louisville Ridge subduct intact. There is a seamount in the fore-arc presently disrupting seismicity, producing a region of reduced moment release over the last 36 years at least and preventing the progression of aftershocks. This region is either accumulating strain while the surroundings deform seismically, or deforming aseismically due to insufficient confining pressure.
2. Aftershocks from large earthquakes propagate towards the ridge-trench intersection.
3. The elastic thickness of the lithosphere beneath the seamount at (185.75 °E, -27.70 °N) is ~ 7 km, and was 4.5-6.7 Ma old when the seamount was emplaced upon it, plotting within the $450 \pm 150^\circ$ isotherm.
4. The buried load beneath the studied seamount does not significantly contribute to the flexure of the elastic lithosphere; it is therefore either neutrally buoyant or was intruded considerably later than the surface load on lithosphere with greater T_e .
5. Other seamounts within the Louisville Ridge are likely to have a similar intruded structure as indicated by their apparent strength during subduction.
6. Short wavelength magnetic anomalies can be correlated parallel to the Osbourn

Trough but cannot be matched to full magnetic polarity reversals and, as such are the result of palaeointensity variations within the Cretaceous Quiet Zone.

7. The Osbourn Trough ceased spreading before 83 Ma and after 118 Ma, most likely at the younger end of the range.

9.2 Further Work

This study was restricted by the limited seismic data for the seamount; shooting along ridge strike would bring significant improvement to the knowledge of the 3-dimensional structure and allow for more accurate flexure calculations. Greater swath bathymetry data and seismic reflection profiles over the intersection may reveal more about the behaviour of the seamount during its subduction. Dating of the crust surrounding the Louisville Ridge and of the summit and interior of the seamount would facilitate the testing of the hypothesis that the intrusion formed after the seamount.

Appendix A

Flexure and Elastic Plate Theory

A.1 Evolution of Oceanic Lithosphere

Sclater & Francheteau [1970] and Parsons & Sclater [1977] showed that the thermal and bathymetric of oceanic lithosphere evolution subsequent to its formation at the mid-ocean ridge could be modelled as a simple cooling plate, where the depth to the seafloor was linearly proportional to the square root of age. This relationship holds for plate ages up to about 70 Ma, after which the depth to the seafloor (w) in metres is roughly constant due to a steady supply of heat from radioactive decay in the mantle. w is defined as: [Sclater & Francheteau, 1970; Parsons & Sclater, 1977]

$$w = \frac{2\rho_0\alpha T_m}{(\rho_0 - \rho_w)} \sqrt{\frac{\kappa t}{\pi}} \quad (\text{A.1.1})$$

where ρ_0 = density at the surface, ρ_w = density of water, κ = thermal conductivity, α = coefficient of thermal expansion, T_m = temperature at the base of the lithosphere, and t = age of lithosphere.

The depth to the seafloor can be calculated more simply for crust from 0 to 70 Ma using: [Parsons & Sclater, 1977]

$$w = 2500 + 350t^{\frac{1}{2}} \quad (\text{A.1.2})$$

and for any lithosphere greater than 20 Ma using: [Parsons & Sclater, 1977]

$$w = 6400 - 3200e^{\frac{-t}{62.8}} \quad (\text{A.1.3})$$

The results of these formulae are that the lithospheric plate is 125 km thick and that the temperature at the base is $1350^\circ \pm 275^\circ$. This temperature is very close to that given by Kushiro *et al.* [1968] as the melting temperature of hydrous peridotite, supporting the theory that the asthenosphere is partially molten.

A.2 Theory of Flexure

The age of the lithosphere at the time of loading (δt) can be calculated using the equations of Watts [1978], Bodine *et al.* [1981], and Calmant *et al.* [1990]. δt and the ages of the seamount and underlying lithosphere can then be used to calculate each other.

Flexure can be modelled using a thin elastic plate, a thin visco-elastic plate, or a multi-layered visco-elastic plate. The elastic model is simplest but not only is it time invariant, there is also evidence that older seamounts have a lower elastic thickness than younger ones for a given lithospheric age, suggesting relaxation over time-scales of 1-2 to 100 Ma [Watts & Zhong, 2000]. This in turn suggests a visco-elastic model with a characteristic relaxation time dependent on viscosity. However, no single value fits all long term relaxation trends. Moreover, the elastic thickness does not continue to decrease with load age as predicted by the visco-elastic model. A multi-layered visco-elastic model was developed by Walcott [1970] but, as the differences between the results of these models are minor, and, on the long time-scale involved with seamounts, flexure can be accurately fit by the thin elastic plate model, this simpler model is used.

Flexure depends on the elastic thickness of the plate, the driving loads (density excesses) and the restoring loads (densities deficiencies); the plate is assumed to have uni-

form flexural rigidity (figure A.1). As stress in an elastic plate during bending is linearly proportional to strain the ‘principle of superposition’ allows flexure from a load to be computed from the sum of its component loads. Therefore, multiple driving and restoring loads can be dealt with separately and summed together to obtain the total flexure [Watts, 2001]. Flexure is very sensitive to the densities used. Once the densities of the loads have been calculated from seismic experiments or samples (such as dredges and cores), the flexure and associated elastic thickness can then be calculated through forward or inverse modelling methods using the free air gravity anomaly or seismic refraction and reflection data. Increasing load and infill densities results in a higher value of T_e as the plate needs to be stronger to support the greater load to produce the same flexure [Watts & Ten Brink, 1989].

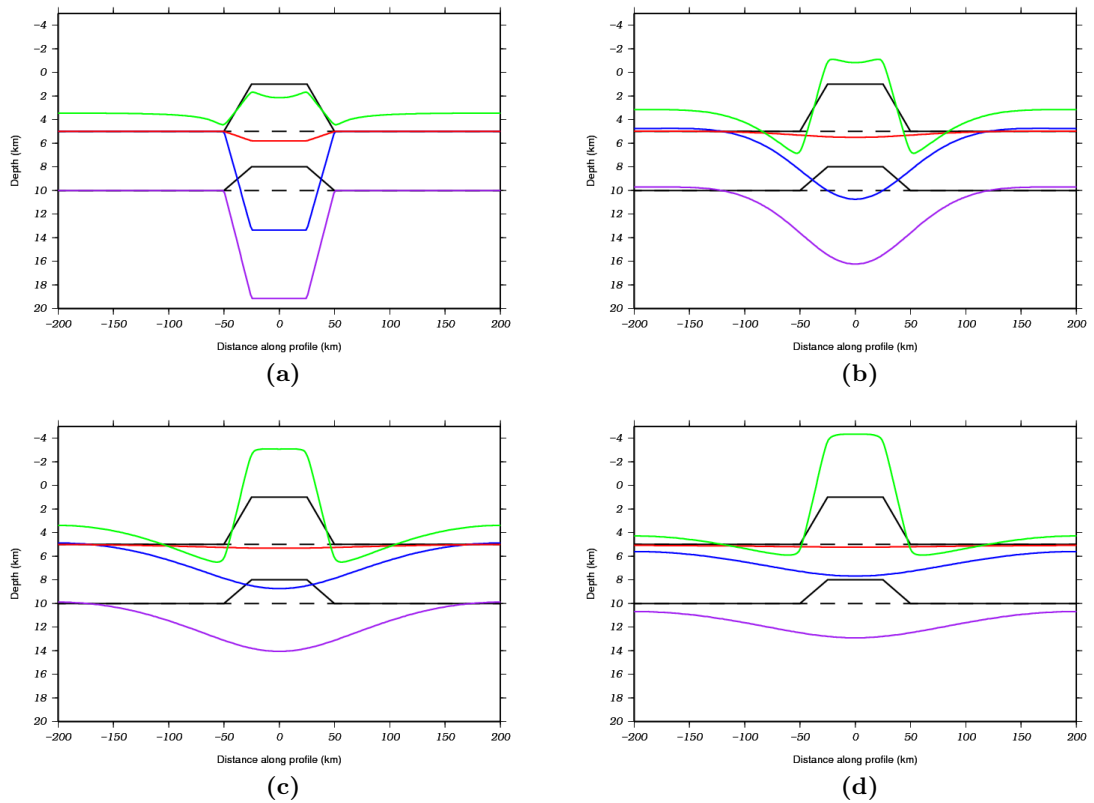


Figure A.1: Flexure models for (A.1a) Airy isostasy $T_e = 0$ km, (A.1b) a weak elastic plate $T_e = 10$ km, (A.1c) $T_e = 20$ km, and (A.1d) a strong elastic plate $T_e = 30$ km. Surface and buried loads in black, unloaded crust and unloaded Moho as dashed black lines, surface load flexure in blue, buried load flexure in red, summed flexure in purple, and the free air gravity anomaly in green. All models use $\rho_{crust} = 2800 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{load} = 2700 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{buriedload} = 3000 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{mantle} = 3300 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{infill} = 2500 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{water} = 1030 \text{ kg m}^{-3}$.

The deflection around a load is often filled with sediment and mass wastage products from the formative load, thus obscuring the flexed surface. As deflection is continuous throughout the crust, the position of the Moho discontinuity is used to determine the amount of flexure caused (Figure 1.4). The Moho can be detected in seismic reflection experiments as a strong reflector, in refraction experiments from the velocity increase, and from gravity as a long wavelength negative anomaly. The material designated as infill in models is that which fills the gap created between the flexed surface and the horizontal pre-deformation surface [Watts & Ten Brink, 1989]. This material is therefore partly the root of the seamount and partly sediment or volcanoclastic products and so should thus have an intermediate density. Watts & Ten Brink [1989] used an RMS method to find that for Oahu the best infill density was 2500 kg m^{-3} (Figure A.2). Many studies use the same density for the infill and for the load like Cazenave & Dominh [1984] and Lyons *et al.* [2000] who used a single density of 2800 kg m^{-3} . The mantle densities used are usually either 3300 or 3400 kg m^{-3} and water is typically set at 1030 kg m^{-3} .

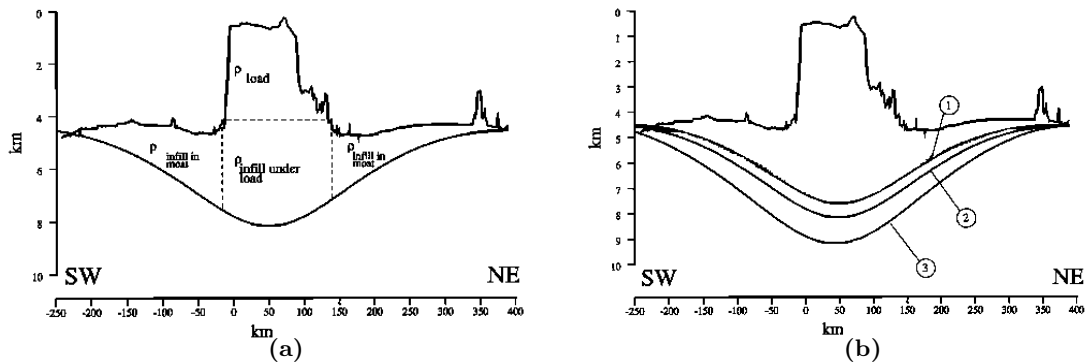


Figure A.2: A.2a Topography and density structure under Oahu, Hawaii. A.2b Computer flexure curves for variable infill densities, where line 1 has $\rho_{infill} = 1800 \text{ kg m}^{-3}$, line 2 has $\rho_{infill} = 2300 \text{ kg m}^{-3}$, and line 3 has $\rho_{infill} = 2800 \text{ kg m}^{-3}$. All flexure curves use $\rho_{crust} = 2800/2900 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{load} = 2800 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{mantle} = 3330 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{water} = 1030 \text{ kg m}^{-3}$, $T_e = 40 \text{ km}$. Modified from Watts & Ten Brink [1989]

Continuous ridges or chains of closely spaced seamounts are essentially 2-dimensional features and can be modelled accordingly. Modelling isolated seamounts as 2-dimensional loads assumes an infinite load width, which overestimates the load. Therefore, for a given

deflection, a higher elastic thickness is required to support this load than is calculated from a 3-dimensional model [Watts *et al.*, 1988; Calmant *et al.*, 1990].

A.3 Forward modelling

Forward modelling of the flexure requires knowledge of the various densities involved and the flexure rigidity. For a continuous elastic beam over an inviscid lower layer the deflection can be calculated as: [Hentenyi, 1979]

$$D \frac{d^4 y}{dy^4} + (\rho_m - \rho_{infill}) - yg = 0 \quad (\text{A.3.1})$$

where D is defined in equation (1.1.1). The parameter λ is used to describe the amplitude and wavelength of the deformation which is given by: [Hentenyi, 1979]

$$\lambda = \left[\frac{(\rho_m - \rho_{infill})g}{4D} \right]^{\frac{1}{4}} \quad (\text{A.3.2})$$

For a load distributed over the surface of the beam the incremental deflection, dy , due to the incremental load $q_x dx$ is: [Hentenyi, 1979]

$$dy = \frac{q_x dx \lambda}{2(\rho_m - \rho_{infill})g} e^{-\lambda x} (\cos \lambda x + \sin \lambda x) \quad (\text{A.3.3})$$

where the total load is the integration of this is: [Watts, 2001]

$$dy = \frac{q_x dx \lambda}{2(\rho_m - \rho_{infill})g} \left[\int_0^b e^{-\lambda x} (\cos \lambda x + \sin \lambda x) dx + \int_0^a e^{-\lambda x} (\cos \lambda x + \sin \lambda x) dx \right] \quad (\text{A.3.4})$$

This allows a flexure profile for any load to be calculated and compared with the observed profile. The elastic thickness and densities can then be adjusted to find that

which best fits the data.

A.3.1 Root Mean Squared Calculation

The Root Mean Squared (RMS) method can be used to calculate the variance of a data set, or the misfit in the case that x is the difference between two data sets.

$$x_{rms} = \sqrt{\frac{x_1^2 + x_2^2 + \dots + x_n^2}{n}} \quad (\text{A.3.5})$$

A.3.2 3-dimensional Model Calculations for Maximum and Minimum Moho Depths

The degree to which the error of the seismically determined Moho depths affected the best fitting T_e and ρ_{infill} was calculated by either adding or subtracting the error bars from the mean value. This new Moho depth was then used in an existing model (see figures A.3 and A.4).

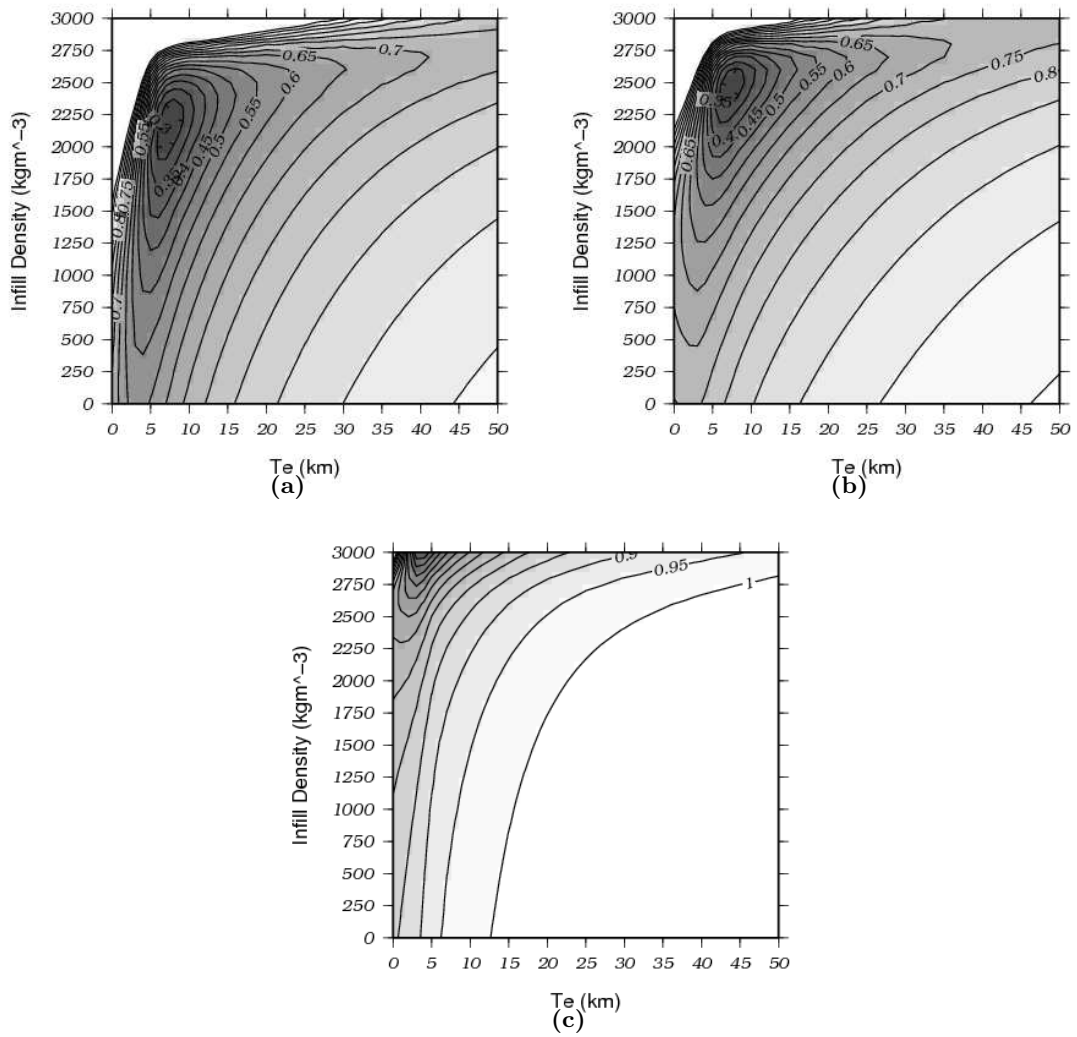


Figure A.3: RMS misfit values (in km) for (A.3a) summed, (A.3b) surface, and (A.3c) buried flexure from the 3-dimensional model matching the maximum Moho depth using the following parameters derived from the density profile: $\rho_{load} = 2700 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{crust} = 2900 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{buriedload} = 3000 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{mantle} = 3300 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{water} = 1030 \text{ kg m}^{-3}$.

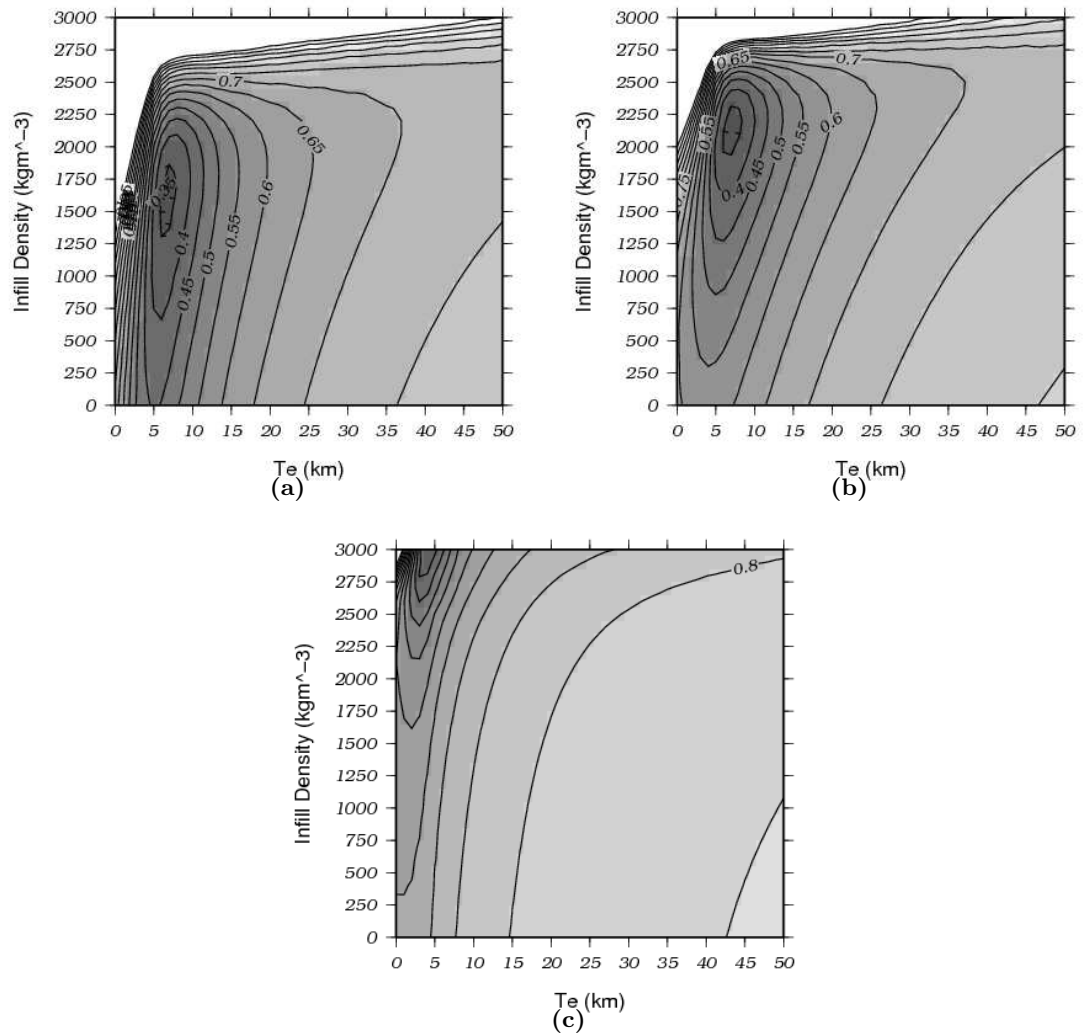


Figure A.4: RMS misfit values (in km) for (A.4a) summed, (A.4b) surface, and (A.4c) buried flexure from the 3-dimensional model matching the maximum Moho depth using the following parameters derived from the density profile: $\rho_{load} = 2700 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{crust} = 2900 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{buriedload} = 3000 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{mantle} = 3300 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{water} = 1030 \text{ kg m}^{-3}$.

A.3.3 Notes on the Model

When designing the model, 3000 kg m^{-3} was chosen to represent the buried load being just above the mean oceanic crustal density of $2890 \pm 40 \text{ kg m}^{-3}$ given by Carlson & Raskin [1984]. The buried load can be seen from contour models to be of a significantly different shape and structure from the rest of the crust, and although there is no crust with density of 2900 kg m^{-3} in the apparently “normal” crust to the north-northeast of the profile, using this contour as the buried load would imply that the whole of the central and

south-southwest parts of the profile consisted of buried load. The elevated crustal density south of the seamount may instead result from a certain degree of interaction between the buried load and the overlying crust, and the elongation of the buried load to the south-southwest may be the result of waning volcanic activity as the plate moved over the plume.

A.3.4 Raw Seismic Reflection Data

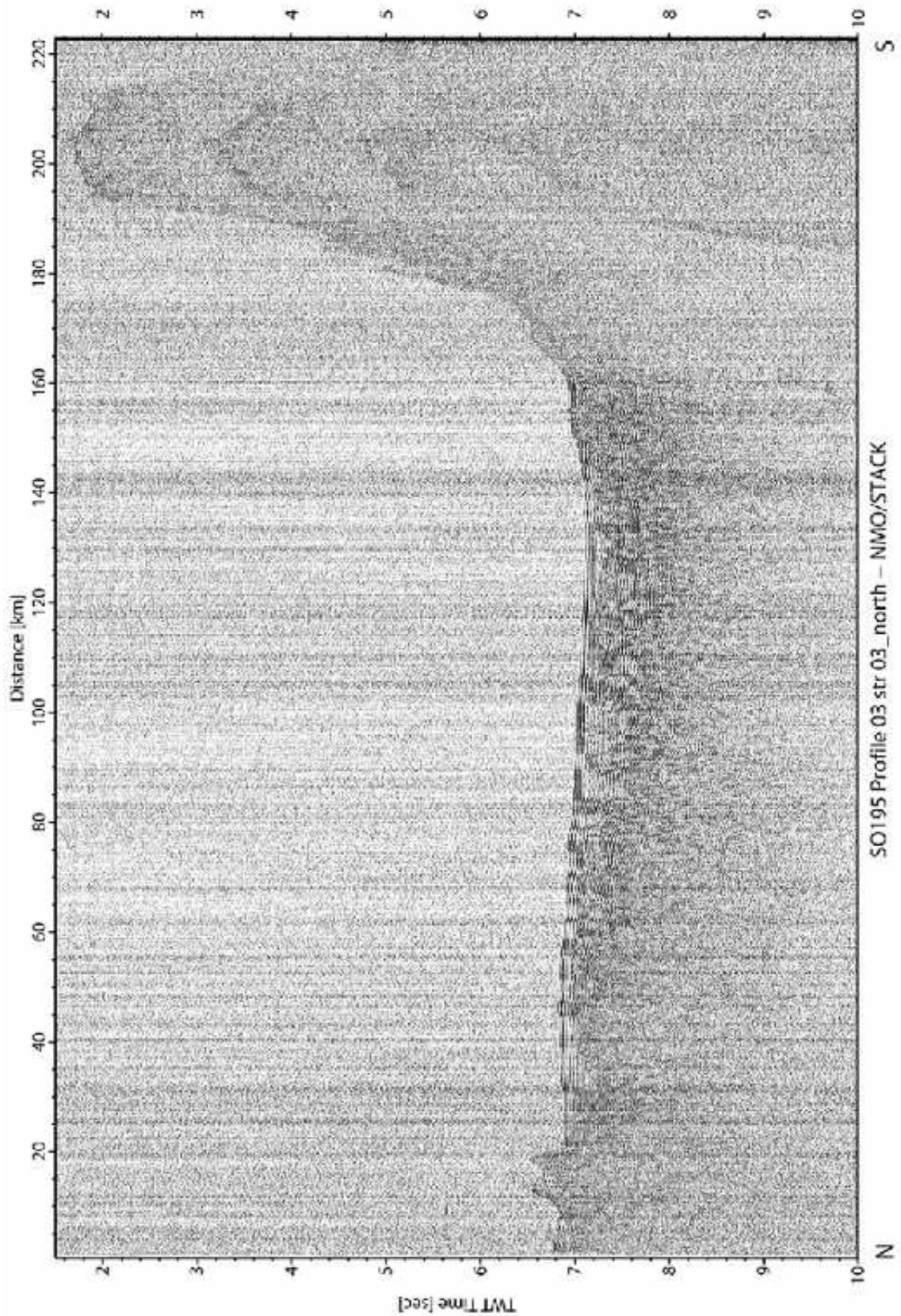


Figure A.5: Raw seismic data over Louisville from P03-1. From Grevemeyer & Fluh [2008]

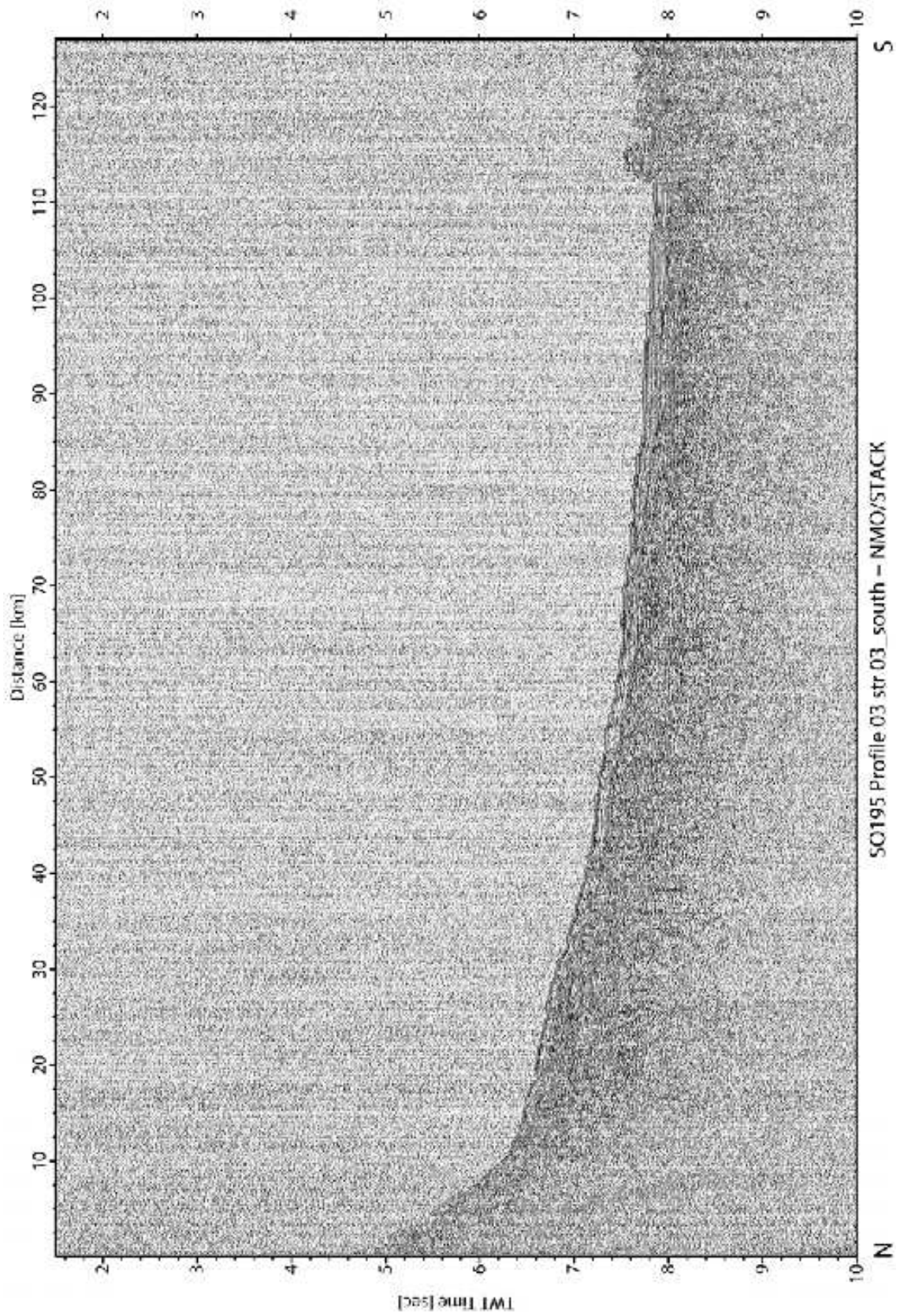


Figure A.6: Raw seismic data over Louisville from P03-2. From Grevemeyer & Fluh [2008]

A.4 3-Dimensional Flexure and RMS Script

```
#!/usr/local/bin/tcsh -f

set range = -R182/190/-32/-23
set boundary = -B2
set scale = -JM7c
set size = -Sc0.2

#-----
#FILTER BATHYMETRY TO HIGHLIGHT SEAMOUNT AND SURFACE LOAD
#-----

grdfilter Bath2.grd -Fm200 -D1 -GBath_M200.grd
grdmath Bath2.grd Bath_M200.grd SUB = residual.grd

grd2xyz residual.grd | awk '{if ($3 < 0) print $1, $2" 0.0"; else\
print $1, $2, $3}' > temp

blockmean temp -I0.01 -R182/190/-32/-23 | surface -I0.01 \
R182/190/-32/-23 -Gresidual_positive.grd

xyz2grd temp $range -I2m -Gresidual_positive.grd

#-----
#MASK TOPOGRAPHY WEST OF TONGA-KERMADEC TRENCH FROM BATHYMETRY
#-----

echo -23.000 -174.6200 2 > trench_axis.xy
echo -23.2152 -174.6582 2 >> trench_axis.xy
echo -23.5071 -174.8390 2 >> trench_axis.xy
echo -23.7516 -174.9731 2 >> trench_axis.xy
echo -24.0000 -175.0985 2 >> trench_axis.xy
echo -24.0702 -175.0985 2 >> trench_axis.xy
echo -24.4676 -175.2123 2 >> trench_axis.xy
echo -24.8361 -175.2239 2 >> trench_axis.xy
echo -25.1453 -175.2560 2 >> trench_axis.xy
echo -25.4314 -175.3012 2 >> trench_axis.xy
echo -25.7300 -175.3771 2 >> trench_axis.xy
echo -26.0239 -175.4193 2 >> trench_axis.xy
echo -26.4399 -175.4193 2 >> trench_axis.xy
echo -26.8556 -175.4033 2 >> trench_axis.xy
echo -27.3139 -175.5520 2 >> trench_axis.xy
echo -27.7819 -175.7897 2 >> trench_axis.xy
echo -28.2621 -175.8904 2 >> trench_axis.xy
echo -28.6979 -176.0012 2 >> trench_axis.xy
echo -29.0618 -176.0858 2 >> trench_axis.xy
echo -29.4701 -176.1528 2 >> trench_axis.xy
echo -29.8844 -176.3395 2 >> trench_axis.xy
```

```

echo -30.3222 -176.5465 2 >> trench_axis.xy
echo -30.6815 -176.6895 2 >> trench_axis.xy
echo -31.0307 -176.9140 2 >> trench_axis.xy
echo -31.4571 -177.1094 2 >> trench_axis.xy
echo -31.7899 -177.3092 2 >> trench_axis.xy
echo -32.0000 -177.3000 2 >> trench_axis.xy
echo -32.0000 -178.0000 2 >> trench_axis.xy
echo -23.0000 -178.0000 2 >> trench_axis.xy

awk '{print $2+360., $1}' trench_axis.xy | grdmask -Gmask.grd\
-I0.01 $range -N1/0/0

grdmath residual_positive.grd mask.grd MUL = residual_positive_no_arc.grd

makecpt -Chaxby -T-5000/5000/50 > topo.cpt
grdview residual.grd $range $scale -Ctopo.cpt -Qs -V -B2 -Y3c -P -K\
> test.ps

grdcontour residual_positive_no_arc1.grd $range $scale -C500 -A- -W2\
-O -K >> test.ps

#CREATE SEISMIC SECTION TRACKS
project -G0.5 -Q -C185.365/-29.0529 -E186.297/-26.3541 -Dg > track.xyd
awk '{print $1, $2}' track.xyd > track.xy

grdmath residual_positive_no_arc1.grd 0.9 MUL = Scaledtop.grd

#-----
#CALCULATE 3D FLEXURE DUE TO FILTERED, MASKED SURFACE (TOPOGRAPHIC LOADS)
#LOUISVILLE RIDGE AND OTHER ISOLATED SEAMOUNTS ON SUBDUCTING PLATE
#-----

rm 3DSRMSfile 3DBRMSfile 3DSumRMSfile
rm 3DSflex*.grd 3DSumflex*.grd 3DBload*.grd 3DBflex*.grd 2DSflex*.xy\
2DBflex*.xy 2DSumflex*.xy

# START RI LOOP
set RI_min = 0
set RI_max = 3000
set RI_inc = 250

set RI = $RI_min
while ($RI <= $RI_max)

# START Te LOOP
set Te_min = 0
set Te_max = 50000
set Te_inc = 2500

```

```

# RUN FLEX3D FOR EACH Te
set Te = $Te_min
echo "Calculating flexure for:"
while ($Te <= $Te_max)

echo "Te = "$Te" m"
echo "RI = "$RI" gcm^-3"

set Sflex = "3DSflex"$Te"$RI".grd" #Surface load flexure
set Bload = "3DBload"$Te"$RI".grd" #Buried load
set Bflex = "3DBflex"$Te"$RI".grd" #Buried load flexure
set Sumflex = "3DSumflex"$Te"$RI".grd" #Summed load flexure
set Strack = "2DSflex"$Te"$RI".xy" #Surface load 2D flexure
set Btrack = "2DBflex"$Te"$RI".xy" #Buried load 2D flexure
set Sumtrack = "2DSumflex"$Te"$RI".xy" #Summed load 2D flexure

# SET Te AND DENSITIES (Te IN METRES)
set te = $Te
set rho_mantle = 3300
set rho_loads = 2700
set rho_loadb = 3000
set rho_displaceds = 1030 #Surface load displaces water
set rho_displacedb = 2900 #Buried load displaces crust
set rho_infill = $RI
set rho_buried_infill = 2900 #Density of crust

#CALCULATE SURFACE FLEXURE
grdfft -G$Sflex residual_positive_no_arc.grd -T$te/$rho_loads/$rho_mantle\
/$rho_displaceds/$rho_infill -M

#CALCULATE BURIED LOAD ABOVE FLEXURE
grdmath Scaledtop.grd $Sflex SUB = $Bload

#CALCULATE BURIED FLEXURE
grdfft -G$Bflex $Bload -T$te/$rho_loadb/$rho_mantle/$rho_displacedb\
/$rho_buried_infill -M

#CALCULATE SUMMED FLEXURE
grdmath $Sflex $Bflex ADD = $Sumflex

#CREATE TRACKS
project -G0.5 -Q -C-173.70300/-25.84590 -E-174.60000/-28.87890 -Dg > track.xy
grdtrack track.xy -fog -G$Sflex > $Strack
grdtrack track.xy -fog -G$Bflex > $Btrack

```



```

grdtrack track.xy -fog -G$Sumflex > $Sumtrack
awk '{print $3}' track.xy > T.xy
awk '{print $3, $4}' moho.ll | sample1d -NT.xy > moho.xy

```

```

#-----
#CREATING ARRAY OF SURFACE LOAD FLEXURE AND MOHO
#-----
awk '{print $4*-0.001}' $Strack > temp
awk '{print $2-11.098}' moho.xy > temp1
paste temp1 temp | sed 's/\t//g' > data

```

```

#-----
#CALCULATE RMS MISFIT FOR SURFACE FLEXURE
#-----
set var = mean

cat data | awk '{sum = sum + ($1)} END {for (i = 1; i <= NR; i++) print\
sum/NR}' > mean

```

```

paste data $var | awk '{print $1 - $2}' | awk '{sum = sum + ($1*$1);}\
END {print "Surface RMS = ",sqrt(sum/NR)}'

```

```

paste data $var | awk '{print $1 - $2}' | awk '{sum = sum + ($1*$1);}\
END {print '$Te', '$RI', sqrt(sum/NR)}' >> 3DSRMSfilem

```

```

rm temp temp1 mean data

```

```

#-----
#CREATING ARRAY OF BURIED LOAD FLEXURE AND MOHO
#-----
awk '{print $4*-0.001}' $Btrack > temp
awk '{print $2-11.098}' moho.xy > temp1
paste temp1 temp | sed 's/\t//g' > data

```

```

#-----
#CALCULATE RMS MISFIT FOR BURIED FLEXURE
#-----
set var = mean

cat data | awk '{sum = sum + ($1)} END {for (i = 1; i <= NR; i++)\
print sum/NR}' > mean

```

```

paste data $var | awk '{print $1 - $2}' | awk '{sum = sum + ($1*$1);}\
END {print "Buried RMS = ",sqrt(sum/NR)}'

```

```

paste data $var | awk '{print $1 - $2}' | awk '{sum = sum + ($1*$1);}\
END {print '$Te', '$RI', sqrt(sum/NR)}' >> 3DBRMSfilem

```

```

rm temp temp1 mean data

#-----
#CREATING ARRAY OF SUMMED LOAD FLEXURE AND MOHO
#-----
awk '{print $4*-0.001}' $Sumtrack > temp
awk '{print $2-11.098}' moho.xy > temp1
paste temp1 temp | sed 's/\t//g' > data

#-----
#CALCULATE RMS MISFIT FOR SUMMED FLEXURE
#-----
set var = mean

cat data | awk '{sum = sum + ($1)} END {for (i = 1; i <= NR; i++) print\
sum/NR}' > mean

paste data $var | awk '{print $1 - $2}' | awk '{sum = sum + ($1*$1);}\
END {print "RMS = ",sqrt(sum/NR)}'

paste data $var | awk '{print $1 - $2}' | awk '{sum = sum + ($1*$1);}\
END {print '$Te', '$RI', sqrt(sum/NR)}' >> 3DSumRMSfilem

rm temp temp1 data mean

# INCREMENTS TE LOOP
@ Te = $Te + $Te_inc

end

# INCREMENTS RI LOOP
@ RI = $RI + $RI_inc

end

awk '{print $1*0.001, $2, $3}' 3DSumRMSfilem > 3DSumRMSfile
awk '{print $1*0.001, $2, $3}' 3DSRMSfilem > 3DSRMSfile
awk '{print $1*0.001, $2, $3}' 3DBRMSfilem > 3DBRMSfile

#-----
#PLOT ACROSS LOUISVILLE
#-----
set Region = "-R0/330/-5/15"
set Region2 = "-R30/360/-5/15"
set Frame = "-JX-12c/-8c"
set Frame2 = "-JX12c/-8c"

```

```

grdtrack Strack.xy -Gresidual_positive_no_arc1.grd > Topo.xy
grdtrack Strack.xy -Gscaledtop1.grd > ScaledTopo.xy

awk '{print $3, $4*-0.001}' Topo.xy > Topok.xy
awk '{print $3, $4*-0.001}' ScaledTopo.xy > ScaledTopok.xy

psxy Topok.xy $Region $Frame2 -B50:"Distance along track (km)":/2:\
"Depth (km)":NWse -P -K -Y4c > ScaledSection.ps

psxy ScaledTopok.xy $Region $Frame2 -0 -K >> ScaledSection.ps

awk '{print $1, $2+11.098}' ScaledTopok.xy | psxy $Region $Frame2 -0\
-K >> ScaledSection.ps

psxy Moho.xy $Region2 $Frame -0 -K >> ScaledSection.ps

psxy Buriedload.xy $Region2 $Frame -0 >> ScaledSection.ps

gv ScaledSection.ps

#-----
#CREATE RMS PLOTS FOR SURFACE AND SUMMED FLEXURE
#-----
set Region = "-R0/50/0/3000"
makecpt -Chaxby -T0/10/0.05 > RMS.cpt

cat 3DSRMSfile | blockmean $Region -I1/100 | surface $Region -I1/100\
-G3DSRMS.grd

cat 3DBRMSfile | blockmean $Region -I1/100 | surface $Region -I1/100\
-G3DBRMS.grd

cat 3DSumRMSfile | blockmean $Region -I1/100 | surface $Region -I1/100\
-G3DSumRMS.grd

grdcontour 3DSRMS.grd -JX6c/6c -CRMS.cpt -B5:"Te (km)":/250:\
"Infill Density (kgm-3):WSen:".RMS error for 3D Surface flexure":\
-T- -P -Y4c -K > 3DRMScontour.ps

grdcontour 3DBRMS.grd -JX6c/6c -CRMS.cpt -B5:"Te (km)":/250:\
"Infill Density (kgm-3):WSen:".RMS error for 3D Buried flexure":\
-T- -P -X8c -K -0 >> 3DRMScontour.ps

grdcontour 3DSumRMS.grd -JX10c/10c -CRMS.cpt -B5:"Te (km)":/250:\
"Infill Density (kgm-3):WSen:".RMS error for 3D Summed flexure":\
-T- -P -X-8c -Y10c -0 >> 3DRMScontour.ps

rm Topo.xy Topok.xy ScaledTopo.xy ScaledTopok.xy
rm 3DSumRMSfilem 3DSRMSfilem 3DBRMSfilem T.xy

```

gv 3DRMScontour.ps

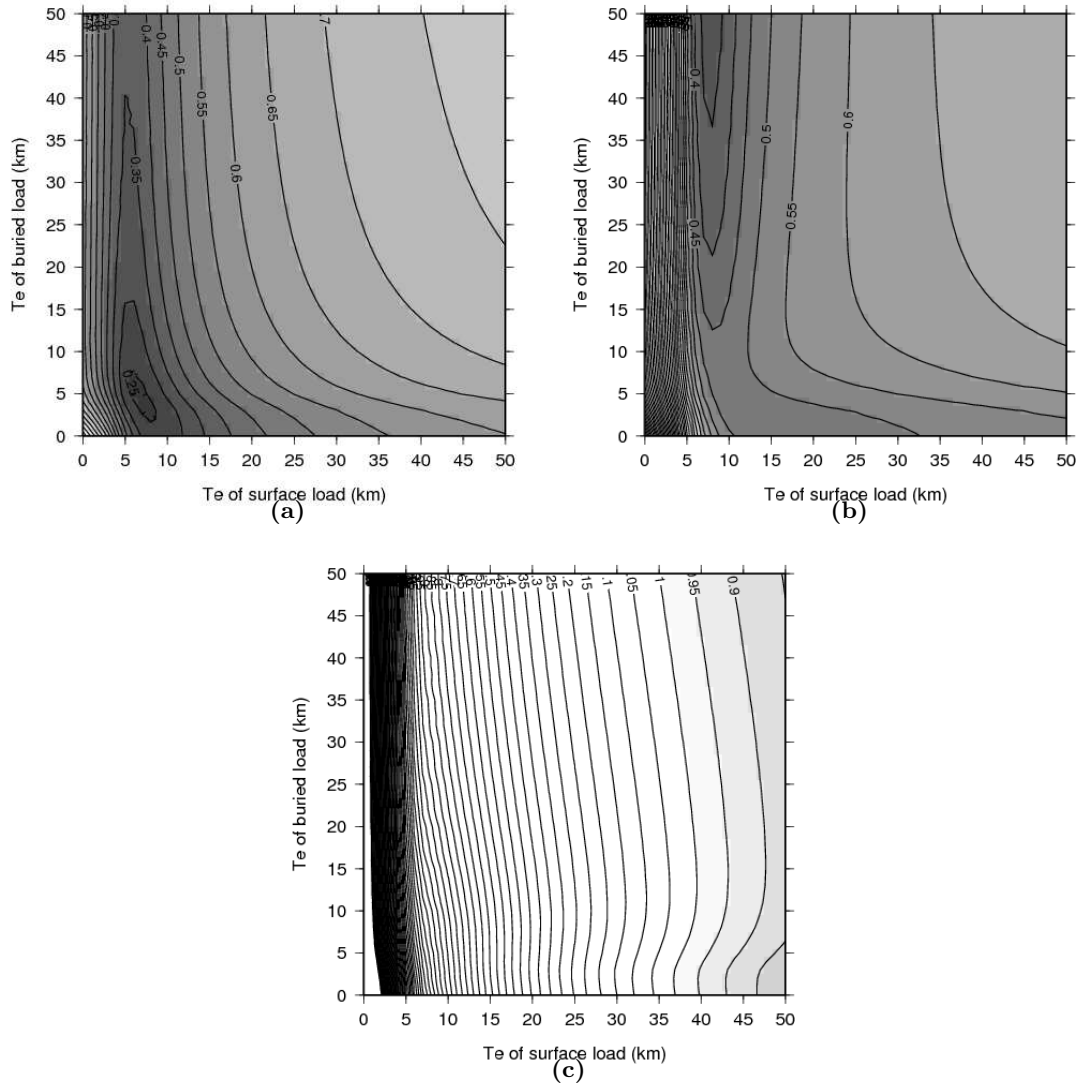
A.4.1 Variable Surface and Buried T_e Plots

Figure A.7: RMS misfit (in km) for summed flexure calculated with a 3-dimensional model in which both T_e supporting the surface load and T_e supporting the buried load are varied using: $\rho_{load} = 2700 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{crust} = 2900 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{buriedload} = 3000 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{mantle} = 3300 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_{water} = 1030 \text{ kg m}^{-3}$. A.7a $\rho_{infill} = 1500 \text{ kg m}^{-3}$, A.7b $\rho_{infill} = 2500 \text{ kg m}^{-3}$, A.7c $\rho_{infill} = 3000 \text{ kg m}^{-3}$.

Appendix B

Gravity Measurements

B.1 Calculating Gravity Anomalies

The Free Air gravity anomaly (FAA) can be calculated based on relative measurements from gravimeters by accounting for the components of the anomaly which are independent from the local geological features.

The gravity varies with latitude ϕ due to flattening of the Earth caused by the its rotation. Therefore the gravity expected on the surface of the Earth's ellipsoid can be calculated as:

$$g_{\phi} = 9.78066(1 + 0.005243 \sin^2 \phi \dots) \quad (\text{B.1.1})$$

The drift in the gravimeter readings was sufficiently low, ~ 0.04 mGal per day, to be neglected.

The gravimeter was checked against absolute stations in the ports of Nuku'alofa and Suva before and after the cruise so the relative shipboard measurements are converted to absolute gravity anomalies by:

$$\text{Free Air Anomaly} = g_{\text{observed}} \pm FAC - g_{\phi} \quad (\text{B.1.2})$$

where FAC is the Free Air Correction, which corrects for the height or depth of the measurement relative to the reference level written as:

$$FAC = \frac{2h}{r_e} g_{\text{geoid}} \quad (\text{B.1.3})$$

where r_e is the mean radius of the Earth in km, and h is the height of the measurement above sea-level. However as shipboard measurements are taken on the ellipsoid, FAC is zero. When gravity measurements are taken from a moving vehicle the Eötvös correction (EC) is applied to account for the centripetal acceleration that either opposes or reinforces the gravitational field and so it is necessary to know the heading and velocity of the vehicle (Figure B.1). The final free air anomaly is calculated by

$$\text{Free Air Anomaly} = g_{\text{observed}} \pm EC - g_{\phi} \quad (\text{B.1.4})$$

Loads are best located by mapping ocean bathymetry. However, the scale of the oceans and the cost of surveying ships make this a difficult task. Instead, calculation of geoid height from satellite altimetry (often from SEASAT) can be used to locate oceanic loads by looking for the gravitational response caused by loading (Figure 2.2). The advantage of satellite data over ship data is its much greater coverage of the surface, but the resolution is lower and the calculated load locations are often displaced relative to their actual locations.

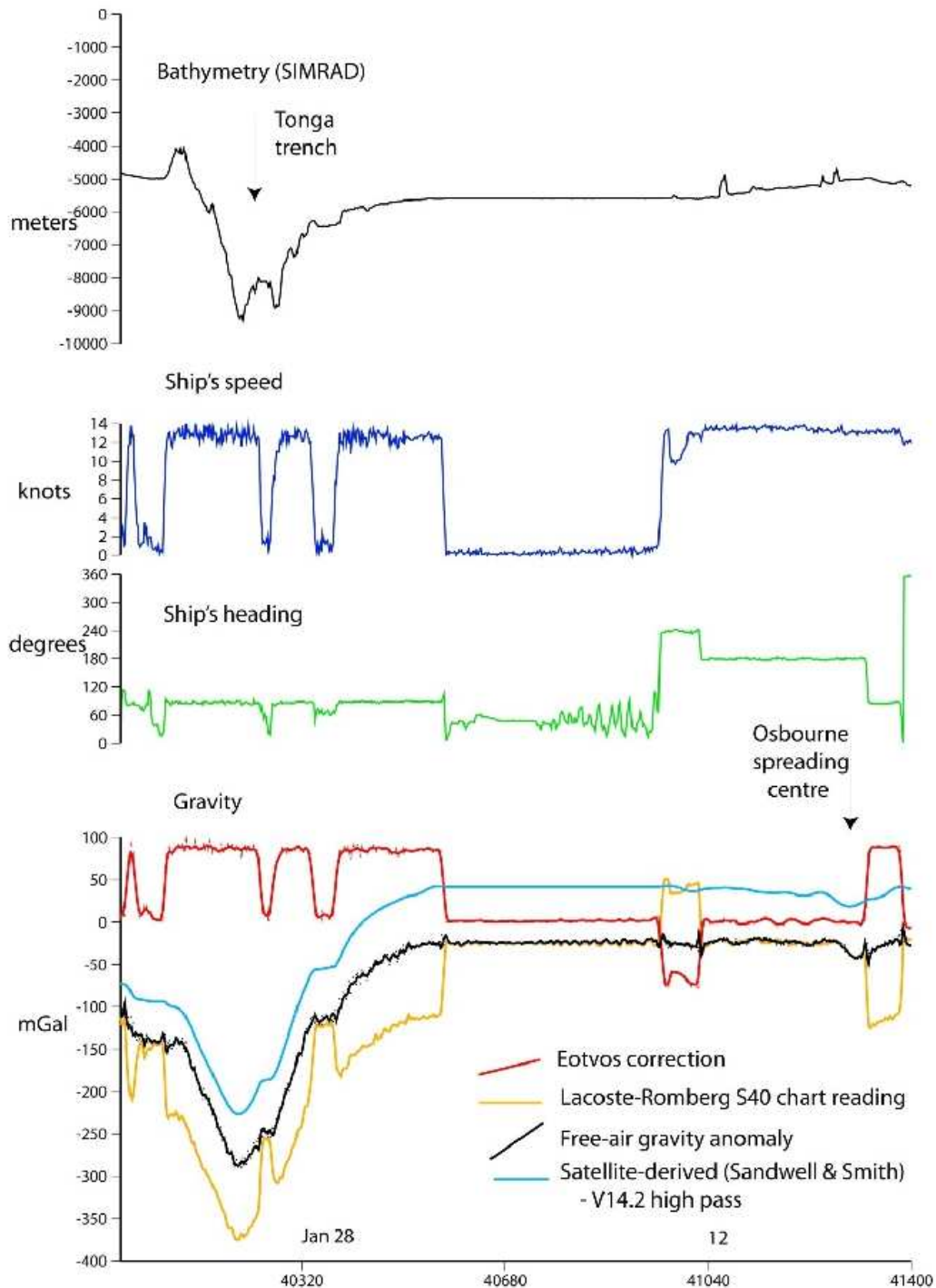
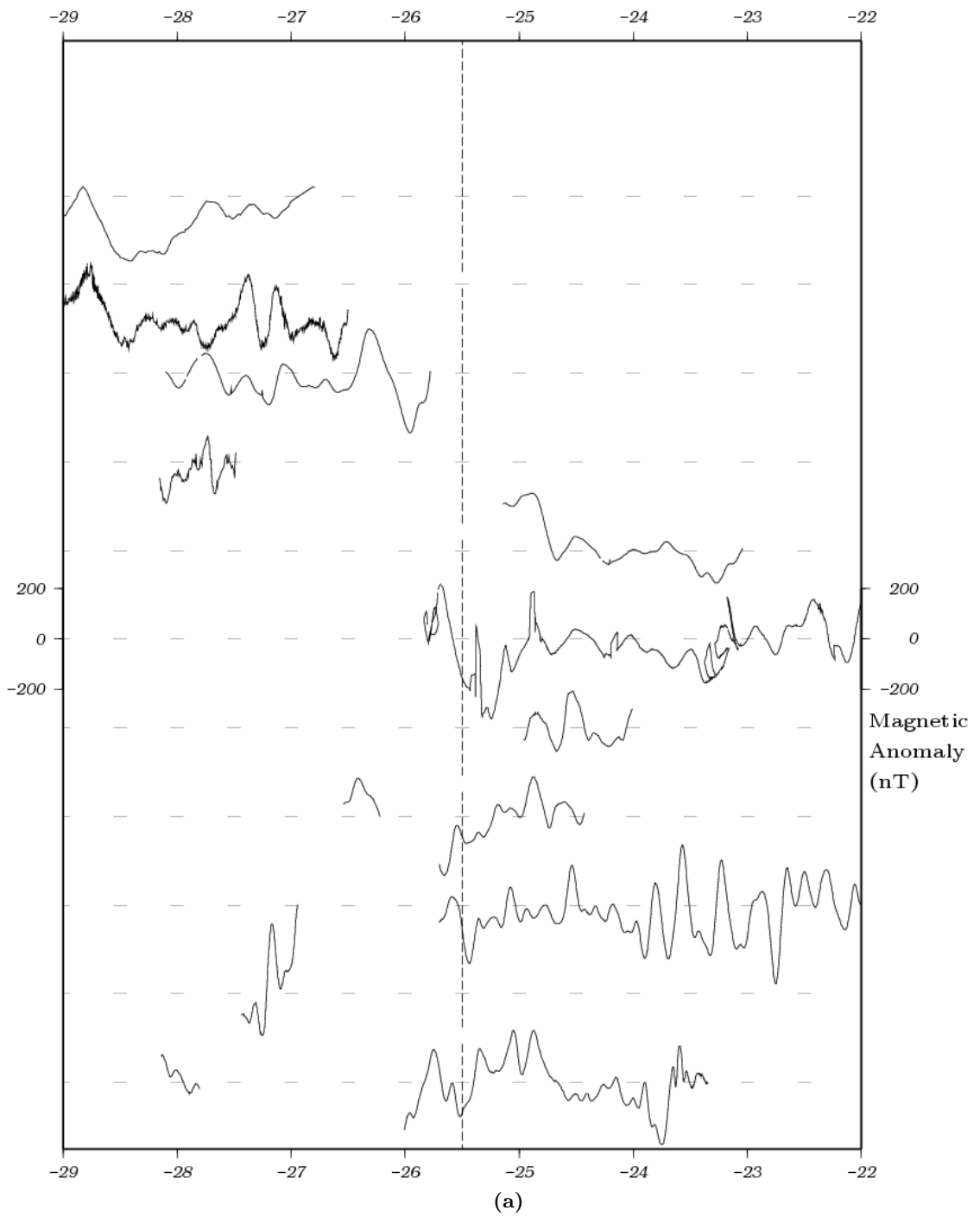


Figure B.1: Corrected and uncorrected gravity anomalies showing the effect of speed and heading on the measurements. From Grevemeyer & Fluh [2008].

Appendix C

Magnetic Anomalies

When the lithosphere is formed at mid-ocean ridges, the ferromagnetic minerals align with the direction of the contemporaneous geomagnetic field, which is then stored as the rock cools below the Curie Temperature. When the Earth's magnetic field periodically reverses new lithosphere will then preserve the opposite polarity. Continued spreading and reversing result in stripes of alternating magnetic polarity in the rocks across the oceanic floor. The remnant magnetic field preserved in the rocks will either reinforce or oppose the geomagnetic field, producing linear patterns of increased or decreased total field strength. When the strength of the present magnetic field is subtracted; it reveals positive and negative anomalies, symmetric about the ridge axis. Magnetic anomalies are calculated by subtracting the International Geomagnetic Reference Field, which is calculated for the time and location of the survey from the absolute measurements recorded by the magnetometer. The reference field is updated periodically due to the time variant nature of the geomagnetic field.



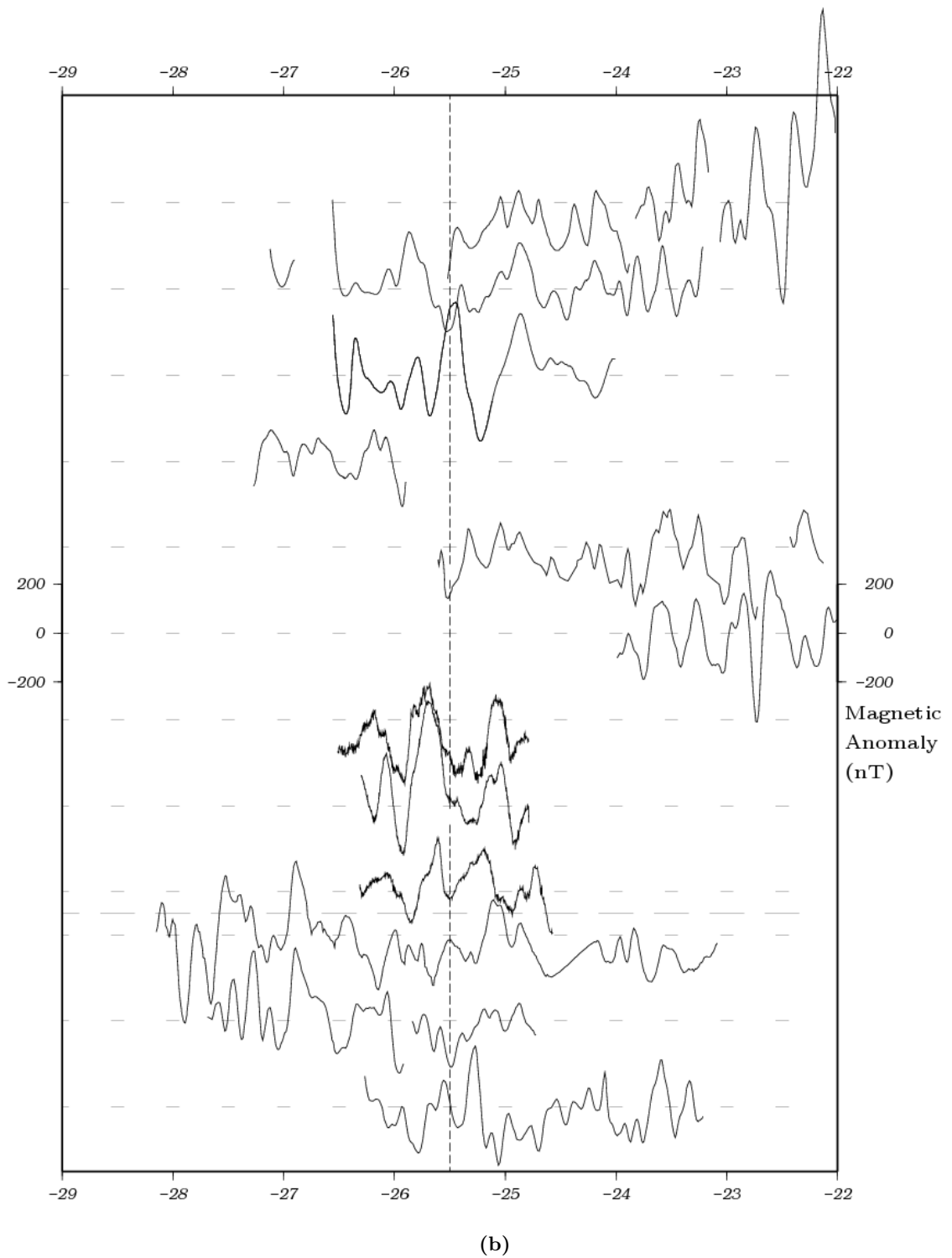


Figure C.1: All magnetic anomalies used. C.1a from westernmost to east. C.1b from west to eastermost.

Bibliography

- BALLANCE, PF, BARRON, JA, BLOME, CD, BUKRY, D, CAWOOD, PA, CHAPRONIERE, GCH, FRISCH, R, HERZER, RH, NELSON, CS, QUINTERNO, P, RYAN, H, SCHOLL, DW, STEVENSON, AJ, TAPPIN, DG, & VALLIER, TL. 1989a. Late Cretaceous pelagic sediments, volcanic ash biotas from near the Louisville Hotspot, Pacific plate, palaeolatitude 42S. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **71**, 281–299.
- BALLANCE, PF, SCHOLL, DW, VALLIER, TL, STEVENSON, AJ, RYAN, H, & HERZER, RH. 1989b. Subduction Of A Late Cretaceous Seamount Of The Louisville Ridge At The Tonga Trench - A Model Of Normal And Accelerated Tectonic Erosion. *Tectonics*, **8**, 953–962.
- BARRELL, J. 1914. The strength of the Earth's crust. VIII. Variations in strength with depth at as shown by the nature of departures from isotasy. *Journal of Geology*, **22**, 655–683.
- BILLEN, MI, & GURNIS, M. 2005. Constraints on subducting plate strength within the Kermadec trench. *Journal of Geophysical Research*, **110**(B5), B05407.
- BILLEN, MI, & STOCK, J. 2000. Morphology and origin of the Osbourn Trough. *Journal Of Geophysical Research-Solid Earth*, **105**, 13481–13489.
- BODINE, JH, STECKLER, MS, & WATTS, AB. 1981. Observations Of Flexure And The Rheology Of The Oceanic Lithosphere. *Journal Of Geophysical Research*, **86**, 3695–3707.
- BOWERS, NE, CANDE, SC, GEE, JS, HILDEBRAND, JA, & PARKER, RL. 2001. Fluctuations of the palaeomagnetic field during chron C5 as recorded in near-bottom marine magnetic anomaly data. *Journal of Geophysical Research*, **106**(11), 26,379–27,396.
- BROCHER, T. M. 2005. Empirical Relations between Elastic Wavespeeds and Density in the Earth's Crust. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **95**(6), 2081.
- CALMANT, S, & CAZENAVE, A. 1987. Anomalous Elastic Thickness Of The Oceanic Lithosphere In The South Central Pacific. *Nature*, **328**, 236–238.

- CALMANT, S, FRANCHETEAU, J, & CAZENAVE, A. 1990. Elastic Layer Thickening With Age Of The Oceanic Lithosphere - A Tool For Prediction Of The Age Of Volcanos Or Oceanic-Crust. *Geophysical Journal International*, **100**, 59–67.
- CANDE, SC, & KENT, DV. 1992a. A New Geomagnetic Polarity Time Scale For The Late Cretaceous And Cenozoic. *Journal Of Geophysical Research-Solid Earth*, **97**, 13917–13951.
- CANDE, SC, & KENT, DV. 1992b. Ultrahigh Resolution Marine Magnetic Anomaly Profiles - A Record Of Continuous Paleointensity Variations. *Journal Of Geophysical Research-Solid Earth*, **97**, 15075–15083.
- CARLSON, RL, & RASKIN, GS. 1984. Density Of The Ocean Crust. *Nature*, **311**, 555–558.
- CASTILLO, P.R., LONSDALE, P.F., MORAN, C.L., & HAWKINS, J.W. 2009. Geochemistry of mid-Cretaceous Pacific crust being subducted along the Tonga–Kermadec Trench: Implications for the generation of arc lavas. *Lithos*, **112**(1-2), 87.
- CAZENAVE, A, & DOMINH, K. 1984. Geoid height over the Louisville Ridge (South Pacific). *Journal of Geophysical Research*, **89**(B13), 11,171–11,179.
- CLAGUE, DA, & JARRARD, RD. 1973. Tertiary Pacific Plate Motion Deduced from the Hawaiian-Emperor Chain. *Geological Society of America Bulletin*, **84**(4), 1135.
- CLIFT, PD, & MACLEOD, CJ. 1999. Slow rates of subduction erosion estimated from subsidence and tilting of the Tonga forearc. *Geology*, **27**(5), 411.
- CLOOS, M, & SHREVE, RL. 1996. Shear-zone thickness and the seismicity of Chilean- and Marianas-type subduction zones. *Geology*, **24**(2), 107.
- CONTRERAS-REYES, E., GREVEMEYER, I., WATTS, A.B., PLANERT, L., FLUEH, E.R., & PEIRCE, C. 2010. Crustal intrusion beneath the Louisville hotspot track. *Earth and Planetary Science Letters*, **289**(3-4), 323.
- DAS, S, & WATTS, AB. 2009. *Subduction Zone Geodynamics*. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag. Chap. Effect of Subducting Seafloor Topography on the Rupture Characteristics of Great Subduction Zone Earthquakes, pages 103–118.
- DAVIS, D, SUPPE, J, & DAHLEN, FA. 1983. Mechanics of Fold-and-Thrust Belts and Accretionary Wedges. *Journal of Geophysical Research*, **88**(B2), 1153–1172.
- DOWNEY, NJ, STOCK, JM, CLAYTON, RW, & CANDE, SC. 2007. History of the Cretaceous Osborn spreading center. *Journal of Geophysical Research*, **112**(B4), B04102.

- DOWNEY, NJ, STOCK, JM, CLAYTON, RW, & CANDE, SC. 2008. Correction to “History of the Cretaceous Osborn spreading center”. *Journal of Geophysical Research*, **113**(B9), B09102.
- EAGLES, G. 2004. High-resolution animated tectonic reconstruction of the South Pacific and West Antarctic Margin. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **5**(7), Q07002.
- GEE, JS, CANDE, SC, KENT, DV, PARTNER, R, & HECKMAN, K. 2008. Mapping geomagnetic field variations with unmanned airborne vehicles. *Eos Trans, AGU*, **89**(19), 178–179.
- GELI, L, ASLANIAN, D, OLIVET, J, VLASTELIC, I, DOSSO, L, GUILLOU, H, & BOUGAULT, H. 1998. Location of Louisville hotspot and origin of Hollister Ridge: geophysical constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, **164**, 31–40.
- GOETZE, C, & EVANS, B. 1979. Stress And Temperature In The Bending Lithosphere As Constrained By Experimental Rock Mechanics. *Geophysical Journal Of The Royal Astronomical Society*, **59**, 463–478.
- GREVEMEYER, I, & FLUH, ER. 2008 (March). *FS Sonne Cruise Report SO195 TOTAL*. Cruise Report 14. IFM-GEOMAR.
- HABERMANN, RE, MCCANN, WR, & PERIN, B. 1986. Spatial seismicity variations along convergent plate boundaries. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **85**, 43–68.
- HAXBY, WF, TURCOTTE, DL, & BIRD, JM. 1976. Thermal and mechanical evolution of the Michigan basin. *Tectonophysics*, **36**, 57–75.
- HAYES, DE, & EWING, M. 1971. *The Louisville Ridge - A possible extention of the Eltanin fracture zone*. Biology of the Antarctic Seas IV edn. Antarctic Research Series, vol. 15. American Geophysical Union. Pages 223–228.
- HENTENYI, M. 1979. *Beams on Elastic Foundation*. Ann Arbor, MI: The University of Michigan Press.
- HILLIER, J. K., & WATTS, A. B. 2007. Global distribution of seamounts from ship-track bathymetry data. *Geophysical Research Letters*, **34**(13), L13304.
- HYNDMAN, RD, CHRISTENSEN, NI, & MJ, DRURY. 1979. *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Oceanic Crust*. Maurice Ewing Series, vol. 2. Washington, DC: American Geophysical Union Monograph. Chap. Seismic velocities, densities, electrical resistivities, porosities and thermal conductivities of core samples from boreholes into the islands of Bermuda and the Azores, pages 94–112.

- ITO, G, & TAIRA, A. 2000. Compensation of the Ontong Java Plateau by surface and subsurface loading. *Journal Of Geophysical Research-Solid Earth*, **105**, 11171–11183.
- KELLEHER, J, & MCCANN, W. 1976. 1976. *Journal of Geophysical Research*, **81**, 4885–4896.
- KENT, DV, & GRADSTEIN, FM. 1985. A Cretaceous and Jurassic geochronology. *Geological Society of America Bulletin*, **96**(11), 1419.
- KOBAYASHI, K, CADET, JP, AUBOUIN, J, BOULEGUE, J, DUBOIS, J, VONHUENE, R, JOLIVET, L, KANAZAWA, T, KASAHARA, J, KOIZUMI, K, LALLEMAND, S, NAKAMURA, Y, PAUTOT, G, SUYEHIRO, K, TANI, S, TOKUYAMA, H, & YAMAZAKI, T. 1987. Normal Faulting Of The Daiichi-Kashima Seamount In The Japan Trench Revealed By The Kaiko-I Cruise, Leg-3. *Earth And Planetary Science Letters*, **83**, 257–266.
- KOPPERS, ANTHONY A. P. 2004. Implications of a nonlinear $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age progression along the Louisville seamount trail for models of fixed and moving hot spots. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **5**(6), Q06L02.
- KUSHIRO, I, SYONO, Y, & AKIMOTO, SI. 1968. Melting Of A Peridotite Nodule At High Pressures And High Water Pressures. *Journal Of Geophysical Research*, **73**, 6023–&.
- LALLEMAND, SERGE, & LE PICHON, XAVIER. 1987. Coulomb wedge model applied to the subduction of seamounts in the Japan Trench. *Geology*, **15**(11), 1065.
- LARSON, ROGER L., POCKALNY, ROBERT A., VISO, RICHARD F., ERBA, ELISABETTA, ABRAMS, LEWIS J., LUYENDYK, BRUCE P., STOCK, JOANN M., & CLAYTON, ROBERT W. 2002. Mid-Cretaceous tectonic evolution of the Tongareva triple junction in the southwestern Pacific Basin. *Geology*, **30**(1), 67.
- LONSDALE, P. 1986. A Multibeam Reconnaissance Of The Tonga Trench Axis And Its Intersection With The Louisville Guyot Chain. *Marine Geophysical Researches*, **8**, 295–327.
- LONSDALE, P. 1988. Geography And History Of The Louisville Hotspot Chain In The Southwest Pacific. *Journal Of Geophysical Research-Solid Earth And Planets*, **93**, 3078–3104.
- LONSDALE, P. 1997. An incomplete geologic history of the southwest Pacific basin. *Geology Society of America Abstract Programs*, **29**, 4574.
- LYONS, SN, SANDWELL, DT, & SMITH, WHF. 2000. Three-dimensional Estimation of Elastic Thickness Under the Louisville Ridge. *Journal of Geophysical Research*, **105**(B6), 13,239–13,252.

- MCDUGALL, I. 1994. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. Vol. 135. Chap. 57. Data Report: Dating of Rhyolitic Glass in the Tonga Forearc (Hole 841B).
- MOCHIZUKI, K, YAMADA, T, SHINOHARA, M, YAMANAKA, Y, & KANAZAWA, T. 2008. Weak interplate coupling by seamounts and repeating M 7 earthquakes. *Science*, **321**, 1194–1197.
- NEALL, VE, & TREWICK, SA. 2008. The age and origin of the Pacific islands: a geological overview. *Philos. Trans. R. Soc. Lond., B, Biol. Sci.*, **363**(1508), 3293–308.
- NISHIMURA, CE, & FORSYTH, DW. 1989. The Anisotropic Structure of the Upper Mantle in the Pacific. *Geophysical Journal*, **96**, 203–229.
- NUNN, JA, & SLEEP, NH. 1984. Thermal contraction and flexure of intracratonal basins: a three-dimensional study of the Michigan basin. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **76**, 587–635.
- OZIMA, M, KANEOKA, I, & ARAMAKI, S. 1970. K-Ar Ages Of Submarine Basalts Dredged From Seamounts In Western Pacific Area And Discussion Of Oceanic Crust. *Earth And Planetary Science Letters*, **8**, 237–249.
- PARSONS, & SCLATER. 1977. An Analysis of the Variation of Ocean Floor Bathymetry and Heat Flow with Age. *Journal of Geophysical Research*, **82**(5), 803–827.
- SCHOLZ, CH., & SMALL, C. 1997. The effect of seamount subduction on seismic coupling. *Geology*, **25**(6), 487.
- SCLATER, JG, & FRANCHETEAU, J. 1970. Implications Of Terrestrial Heat Flow Observations On Current Tectonic And Geochemical Models Of Crust And Upper Mantle Of Earth. *Geophysical Journal Of The Royal Astronomical Society*, **20**, 509–542.
- SEVERINGHAUS, JP, & MACDONALD, KC. 1988. High Inside Corners at Ridge-Transform Intersections. *Marine Geophysical Researches*, **9**, 353–367.
- SHEARER, P, & ORCUTT, J. 1985. Anisotropy in the Oceanic Lithosphere - Theory and Observations from the Ngendei Seismic Refraction Experiment in the South-West Pacific. *Geophysical Journal of Research Astrophysical Society*, **80**, 493–526.
- SMALL, CHRISTOPHER, & ABBOTT, DALLAS. 1998. Subduction obstruction and the crack-up of the Pacific plate. *Geology*, **26**(9), 795.
- SUTHERLAND, RUPERT, & HOLLIS, CHRIS. 2001. Cretaceous demise of the Moa plate and strike-slip motion at the Gondwana margin. *Geology*, **29**(3), 279.
- TAYLOR, B. 2006. The single largest oceanic plateau: Ontong Java–Manihiki–Hikurangi. *Earth and Planetary Science Letters*, **241**(3-4), 372.

- VENING MEINESZ, FA. 1929. *Theory and Practice of Pendulum Observations at Sea*. Technische boekhandel en drukkerij. Page 95.
- WALCOTT, RI. 1970. Flexural Rigidity, Thickness and Viscosity of the Lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, **75**, 3941–3954.
- WATTS, AB. 1976. Gravity And Bathymetry In Central Pacific Ocean. *Journal Of Geophysical Research*, **81**, 1533–1553.
- WATTS, AB. 1978. An Analysis of Isostasy in the World's Oceans 1. Hawaiian-Emperor Seamount Chain. *Journal of Geophysical Research*, **83**(B12), 5989–6004.
- WATTS, AB. 1982. Gravity Anomalies Over Oceanic Rifts. *Continental and Oceanic Rifts, Geodynamic Series*, **8**.
- WATTS, AB. 1994. Crustal Structure, Gravity-Anomalies And Flexure Of The Lithosphere In The Vicinity Of The Canary-Islands. *Geophysical Journal International*, **119**, 648–666.
- WATTS, AB. 2001. *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*. Cambridge University Press. Pages 92–112, 125–150, 222–253, 376–383.
- WATTS, AB, & RIBE, NM. 1984. On Geoid Heights And Flexure Of The Lithosphere At Seamounts. *Journal Of Geophysical Research*, **89**, 1152–1170.
- WATTS, AB, & TEN BRINK, US. 1989. Crustal Structure, Flexure, And Subsidence History Of The Hawaiian-Islands. *Journal Of Geophysical Research-Solid Earth And Planets*, **94**, 10473–10500.
- WATTS, AB, & ZHONG, S. 2000. Observations of flexure and the rheology of oceanic lithosphere. *Geophysics Journal International*, **142**, 855–875.
- WATTS, AB, BODINE, JH, & RIBE, NM. 1980a. Observations Of Flexure And The Geological Evolution Of The Pacific-Ocean Basin. *Nature*, **283**, 532–537.
- WATTS, AB, BODINE, JH, & STECKLER, MS. 1980b. Observations Of Flexure And The State Of Stress In The Oceanic Lithosphere. *Journal Of Geophysical Research*, **85**, 6369–6376.
- WATTS, AB, WEISSEL, JK, DUNCAN, RA, & LARSON, RL. 1988. Origin Of The Louisville Ridge And Its Relationship To The Eltanin Fracture-Zone System. *Journal Of Geophysical Research-Solid Earth And Planets*, **93**, 3051–&.
- WATTS, AB, KOPPERS, AAP, & ROBINSON, DP. 2010. Seamount Subduction and Earthquakes. *Oceanography*, **23**, 166–173.

- WESSEL, P, & SMITH, WHF. 1991. Free software helps map and display data. *Eos Trans. AGU*, **72**, 441, 445-446.
- WORTHINGTON, T, HEKINIAN, R, STOFFERS, P, KUHN, T, & HAUFF, F. 2006. Osbourn Trough: Structure, geochemistry and implications of a mid-Cretaceous paleospreading ridge in the South Pacific. *Earth and Planetary Science Letters*, **245**(3-4), 685.