

**Der obere Mantel in der Eifel-Region
untersucht mit der
Receiver Function Methode**

Dissertation
zur Erlangung des akademischen Grades
Doktor der Naturwissenschaften
vorgelegt von

Dipl. Geophys. Martin Budweg

an der
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
am Institut für Geowissenschaften
der Universität Potsdam
im Dezember 2002

Im stillen Gedenken an Günter Bock

Gutachter:

Prof. Dr. Michael Weber (Universität Potsdam)

Prof. Dr. Rainer Kind (Freie-Universität Berlin)

Dr. habil. Joachim Ritter (Universität Göttingen)

Tag der Disputation 10. März 2003

Überblick

Die Eifel ist eines der jüngsten vulkanischen Gebiete Mitteleuropas. Die letzte Erup-tion ereignete sich vor ungefähr 11000 Jahren. Bisher ist relativ wenig bekannt über die tieferen Mechanismen, die für den Vulkanismus in der Eifel verantwortlich sind. Erdbebenaktivität deutet ebenso darauf hin, dass die Eifel eines der geodynamisch ak-tivsten Gebiete Mitteleuropas ist. In dieser Arbeit wird die *Receiver Function* Methode verwendet, um die Strukturen des oberen Mantels zu untersuchen. 96 teleseismische Beben ($m_b > 5.2$) wurden ausgewertet, welche von permanenten und mobilen breitban-digen und kurzperiodischen Stationen aufgezeichnet wurden. Das temporäre Netzwerk registrierte von November 1997 bis Juni 1998 und überdeckte eine Fläche von ungefähr $400 \times 250 \text{ km}^2$. Das Zentrum des Netzwerkes befand sich in der Vulkaneifel.

Die Auswertung der *Receiver Function* Analyse ergab klare Konversionen von der Moho und den beiden Manteldiskontinuitäten in 410 km und 660 km Tiefe, sowie Hinweise auf einen Mantel-Plume in der Region der Eifel. Die Moho wurde bei ungefähr 30 km Tiefe beobachtet und zeigt nur geringe Variationen im Bereich des Netzwerkes. Die beobachteten Variationen der konvertierten Phasen der Moho können mit latera-len Schwankungen in der Kruste zu tun haben, die mit den *Receiver Functions* nicht aufgelöst werden können. Die Ergebnisse der *Receiver Function* Methode deuten auf eine Niedriggeschwindigkeitszone zwischen 60 km bis 90 km in der westlichen Eifel hin. In etwa 200 km Tiefe werden im Bereich der Eifel amplitudenstarke positive Phasen von Konversionen beobachtet. Als Ursache hierfür wird eine Hochgeschwindigkeitszone vorgeschlagen, welche durch mögliches aufsteigendes, dehydrierendes Mantel-Material verursacht wird. Die P zu S Konversionen an der 410 km Diskontinuität zeigen einen späteren Einsatz als nach dem IASP91-Modell erwartet wird. Die migrierten Daten weisen eine Absenkung der 410 km Diskontinuität um bis zu 20 km Tiefe auf, was einer Erhöhung der Temperatur von bis zu etwa 140° Celsius entspricht. Die 660 km Diskontinuität weist keine Aufwölbung auf. Dies deutet darauf hin, dass kein Mantel-material direkt von unterhalb der 660 km Diskontinuität in der Eifel-Region aufsteigt oder, dass der Ursprung des Eifel-Plumes innerhalb der Übergangszone liegt.

Abstract

The Eifel is the youngest volcanic area of Central Europe. The last eruption occurred approximately 11000 years ago. Little is known about the deep origin and the mechanism responsible for the Eifel volcanic activity. Earthquake activity indicates that the Eifel is one of the most geodynamically active areas of Central Europe.

In this work the *receiver function* method is used to investigate the upper mantle structure beneath the Eifel. Data from 96 teleseismic events ($m_b > 5.2$) that were recorded by both permanent stations and a temporary network of 33 broadband and 129 shortperiod stations had been analyzed. The temporary network was operating from November 1997 till June 1998 and covered an area of approximately 400x250 km² centered on the Eifel volcanic fields.

The *receiver function* analysis reveals a clear image of the Moho and the mantle discontinuities at 410 km and 660 km depth. Average Moho depth is approximately 30 km and it shows little variation over the extent of the network. The observed variations of converted waveforms are possibly caused by lateral variations in crustal structure, which could not be resolved by *receiver functions*. Inversions of data and migrated *receiver functions* from stations of the central Eifel array suggest that a low velocity zone is present at about 60 to 90 km depth in the western Eifel region. There are also indications for a high velocity zone around 200 km depth, perhaps caused by dehydration of the rising plume material. The results suggest that P-to-S conversions from the 410-km discontinuity arrive later than in the IASP91 reference model. The migrated data show a depression of the 410 km discontinuity of about 20 km, which correspond to an increase of temperature of about 140° Celsius. The 660 km discontinuity seems to be unaffected. This indicates that no mantle material rises up from directly below the 660 km discontinuity in the Eifel region or the Eifel-Plume has its origin within the transition zone.

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	vii
1 Einleitung	1
2 Das Untersuchungsgebiet	3
2.1 Die Eifel	3
2.1.1 Geophysikalische Untersuchungen in der Eifel	5
2.2 Der obere Mantel und Mantel-Plumes	8
2.2.1 Überblick Erdaufbau	8
2.2.2 Manteldiskontinuitäten	10
2.2.3 Mantel-Plumes	12
3 Datengewinnung	17
3.1 Stationsverteilung des Eifel Plume Projektes	17
4 Bearbeitung der Daten	21
4.1 Datenauswahl	21
4.2 Restitution der Spuren	23
4.3 <i>Receiver Function</i> Methode	25
4.3.1 Rotation	28
4.3.2 Dekonvolution	31
4.4 Laufzeitkorrektur	32
4.5 Inversion von RF	34
4.6 Migration	34
4.7 Auflösungsvermögen von RF	35
4.8 RF und Tomographie	36
5 Modellierung von RF	39
5.1 Theoretische Grundlagen	40
5.2 Berechnete Modelle	41

6 Die Eifel: RF-Daten und deren Interpretation	53
6.1 Übersicht Eifel: Laufzeitkorrigierte RF	53
6.2 Übersicht Eifel: Migrierte RF	58
6.3 Tiefenlage der Moho-Diskontinuität	62
6.4 Niedriggeschwindigkeitszone in der Eifel-Region	66
6.5 Hochgeschwindigkeitszone in der Eifel-Region	72
6.6 Die Übergangszone in der Eifel-Region	77
7 Zusammenfassung und Diskussion	85
Literaturverzeichnis	93
A Anhang	103
A.1 Eifel Plume Working Group	103
A.2 Stationsliste des Eifel-Netzwerkes	104
A.3 Liste der verwendeten Erdbeben	110
Anhang	103
Danksagung	113
Lebenslauf	115
Eidesstattliche Erklärung	117

Abbildungsverzeichnis

2.1	Geologische Übersichtskarte	4
2.2	Hebungsraten des Rheinischen Massivs	5
2.3	Vertikalschnitte durch das P-Wellen Geschwindigkeitsmodell	6
2.4	Vertikalschnitte durch das Gebiet der Eifel	7
2.5	Innere Struktur der Erde	9
2.6	Temperatur-Hochdruck Phasen Diagramm im Mantel	11
2.7	Durchgang einer abtauchenden Platte und eines Plumes durch die Übergangszone	13
3.1	Stationskarte des Eifel-Netzwerkes	18
3.2	Ausgewählte Erdbeben des Eifel-Plume-Teams	18
4.1	Verwendete Erdbeben für die RF-Methode	22
4.2	Signal Rausch Verhältnis aller Z-Komponenten	23
4.3	Datenbeispiel für restituierte Spuren	24
4.4	P zu S konvertierte Welle an einer Diskontinuität	25
4.5	Ps Konversionskoeffizient	26
4.6	Synthetische Seismogramme für das IASP91 Modell	27
4.7	Strahlbezogenes Koordinatensystem LQT	28
4.8	Differenz zwischen dem bestimmten und theoretischen Rückazimut und Einfallswinkel	30
4.9	Beispiel für dekonvolvierte Spuren	31
4.10	Beispiel für laufzeitkorrigierte synthetische Spuren	33
4.11	Schematische Darstellung für Volumenelement in der Migration	35
4.12	Darstellung von RF und tomographischen Daten	37
5.1	Modell und synthetische RF für Kruste und Oberer Mantel mit konstanter Geschwindigkeit	43
5.2	Modell und synthetische RF für Kruste mit Sedimentschicht	45

5.3	Modell und synthetische RF für Kruste mit Sedimentschicht und Niedriggeschwindigkeitszone	46
5.4	Modell und synthetische RF für Kruste mit Sedimentschicht und Hochgeschwindigkeitszone	48
5.5	Modell und synthetische RF für Kruste mit Sedimentschicht, Niedriggeschwindigkeitszone und Hochgeschwindigkeitszone, für nicht konstantes v_p/v_s Verhältnis	49
5.6	Migrierte synthetische Daten	51
6.1	Nord-Süd und Ost-West Vertikalschnitte durch die Eifelregion von zeitkorrigierten RF	54
6.2	Durchstoßpunkte für verschiedene Tiefenbereiche	56
6.3	Migrierte RF für Nord-Süd und Ost-West Vertikalschnitte durch die Eifelregion	59
6.4	Überdeckungskarte für verschiedene Tiefen aus migrierten Daten	60
6.5	RF zeitkorrigiert für die ersten 20 Sekunden, Nord-Süd Schnitt	62
6.6	RF zeitkorrigiert für die ersten 20 Sekunden, Ost-West Schnitt	63
6.7	Differenz zwischen theoretischer und der gemessener Ankunftszeit der Moho-Konversion	64
6.8	Moho-Tiefenkarte aus migrierten RF	65
6.9	Inversion für 2 Stationen zum Nachweis einer Niedriggeschwindigkeitszone	67
6.10	Tiefenschnitte von 30 bis 110 km, zur Bestimmung der Tiefenlage der Niedriggeschwindigkeitszone	69
6.11	Ausschnitt aus den Tiefenschnitten der 3D-S-Wellentomographie	70
6.12	3 horizontale Tiefenschnitte von 31-170 km Tiefe	71
6.13	2 Vertikalschnitte aus der 3D-S-Wellen Laufzeitomographie	72
6.14	Vergleich zwischen RF und 3D-S-Wellen Laufzeitomographie an zwei Horizontalschnitten von 170 bis 240 km Tiefe	73
6.15	Horizontale Schnitte von 150 km bis 240 km Tiefe	75
6.16	Nord-Süd Zeitsektion der Übergangszone in der Eifel-Region	78
6.17	Ost-West Zeitsektion der Übergangszone in der Eifel-Region	78
6.18	Differenz zwischen den Ankunftszeiten der 410 km und 660 Diskontinuitäten	79
6.19	Horizontale Schnitte von 380 km bis 470 km Tiefe	81
6.20	Horizontale Schnitte von 630 km bis 710 km Tiefe	84
7.1	1D-Geschwindigkeitsmodell für den Eifel-Plume	86

Kapitel 1

Einleitung

Die Eifel mit ihren berühmten Maaren ist eines der jüngsten vulkanischen Gebiete Mitteleuropas. Die letzten Vulkanausbrüche fanden geologisch gesehen vor nicht sehr langer Zeit statt. Der größte und wohl bekannteste Vulkan der Eifel, der Laacher See, brach gerade einmal vor 11.000 Jahren aus und die jüngste Eruption fand vor ungefähr 9.400 Jahren am Ulmener Maar statt (Brauer *et al.*, 1999; Schmincke *et al.*, 1983).

Aber nicht nur vulkanische Aktivität ist im Rheinischen Massiv, wozu die Eifel gehört, zu beobachten, sondern auch Erdbeben. Am Rand des unteren Rheintalgrabens, welcher an den nördlichen Rand der Eifel grenzt, ereigneten sich in der Vergangenheit Erdbeben. Eines der stärksten Erdbeben in jüngster Zeit ereignete sich am 13. April 1992 in der Nähe von Roermond in den Niederlanden ($M_w=5.3$), welches Schäden in einer Höhe von rund 50 Millionen Euro verursachte. Ein aktuelles, stärkeres Erdbeben ereignete sich am 22. Juli 2002 nordöstlich von Aachen mit einer Magnitude von $M_w=4.6$ (*SZGRF-Erlangen*, <http://www.szgrf.bgr.de>).

Ein weiteres Zeichen für die geodynamische Aktivität des Rheinischen Massivs ist eine Anhebung um bis zu ca. 250 m in den letzten 800.000 Jahren (Garcia-Castellanos *et al.*, 2000; Meyer und Stets, 1998). All diese Erscheinungen deuten darauf hin, dass das Rheinische Massiv und damit die Eifel, eine der geodynamisch aktivsten Regionen Mitteleuropas ist.

Obwohl die oberflächennahe Geologie der Eifel relativ gut erforscht wurde (z.B. Meyer (1994)) ist über die tiefreichenden Ursachen der geodynamischen Prozesse in der Eifel nur wenig bekannt.

Kurz nach der Formulierung der Plume-Theorie (Wilson, 1963; Morgan, 1971) wurde schon Anfang der siebziger Jahre vorgeschlagen, dass sich unter der Eifel ein Mantel-Plume befinden könnte. Duncan *et al.* (1972) postulierten einen „Hot-Spot-Track“ in

Verbindung mit weiter östlich gelegenen Vulkanismus. Dieser „Hot-Spot-Track“ hat sich jedoch nicht bestätigt. Verschiedene geophysikalische Tiefensondierungen haben seitdem gezeigt, dass sich unter der Eifel anormales Mantelmaterial befindet (unter anderem Raikes und Bonjer (1983); Goes *et al.* (1999)).

In dem *Kapitel 2* dieser Arbeit wird ein Überblick über das Untersuchungsgebiet der Eifel gegeben. Außerdem wird in diesem Kapitel ein kurzer Überblick vom Aufbau des oberen Erdmantels und eine Zusammenfassung über die möglichen Auswirkungen eines aufsteigenden Mantel-Plumes gegeben.

Um die geodynamischen Prozesse besser zu verstehen und einen möglichen Mantel-Plume in der Eifel Region nachzuweisen, wurde 1997 mit dem Eifel-Plume-Projekt begonnen. Acht Monate lang zeichnete ein Netzwerk aus seismologischen Stationen teleseismische und lokale Erdbeben auf. Das Eifel Plume Projekt ist ein internationales Gemeinschaftsprojekt von mehreren Institutionen. Die Ziele des Eifel Plume Projektes sind es, den oberen Mantel und die Kruste mit verschiedenen geophysikalischen Methoden zu untersuchen, analysieren und zu kartieren. Ein Überblick der Stationsverteilung des Eifel-Plume-Projekt wird in *Kapitel 3* gegeben.

Die Daten, welche aus dem seismologischen Netzwerk des Projektes gewonnen wurden, sind für diese Arbeit mit der Methode der *Receiver Functions* ausgewertet worden. Diese Methode verwendet P zu S konvertierte teleseismische Wellen, um die Krusten-Mantel-Grenze und Manteldiskontinuitäten unterhalb des Netzwerkes zu kartieren und analysieren. Außerdem lassen sich durch den Vergleich mit den Standarderdmodellen Aussagen über mögliche Temperaturänderungen im oberen Mantel machen. Das *Kapitel 4* beschreibt die Datenbearbeitung, welche zur Anwendung der *Receiver Functions* notwendig ist.

In *Kapitel 5* werden verschiedene Geschwindigkeitsmodelle mit der Methode der Finiten Differenzen modelliert. Die aus der Modellierung gewonnenen synthetischen Seismogramme, sind genau so wie die realen Daten mit der Methode der *Receiver Functions* bearbeitet worden. Durch den Vergleich mit den realen Daten ist es dann möglich, verschiedene Modellteile beobachteten Strukturen zuzuordnen.

Die Ergebnisse, die sich aus der den *Receiver Functions* ergeben, werden in dem *Kapitel 6* beschrieben und interpretiert.

Im *Kapitel 7* werden die Ergebnisse noch einmal zusammengefasst und ein mögliches 1D-Modell der S-Wellengeschwindigkeit für den Mantel-Plume in der Eifel vorgestellt und diskutiert.

Kapitel 2

Das Untersuchungsgebiet

2.1 Die Eifel

Die Eifel mit ihren Vulkanfeldern liegt annähernd im Zentrum des Rheinischen Massivs (siehe *Abbildung 2.1*), welches zum variszischen Grundgebirge gehört. Das variszische Grundgebirge umfasst (*Abbildung 2.1*) das *Rhenoherynikum*, wozu auch das Rheinische Massiv gehört, die *nördliche phyllitische Zone*, das *Saxothuringikum* mit dem *Mitteldeutschen Kristallin* und das *Moldanubikum* (Schönenberg und Neugebauer, 1997).

Im Rheinischen Massiv gab es Vulkanismus mit einem extensiven Spannungsregime. Dabei kann die vulkanologische Entwicklung grob in zwei Teilabschnitte gegliedert werden: Einen tertiären Abschnitt mit einer Hauptphase vor 42 bis 34 Millionen Jahren und einer intensiveren quartären Phase vor 600.000 bis 10.000 Jahren (Meyer, 1994). Räumlich wird der Vulkanismus in Hocheifel sowie die West- und Osteifel-Vulkanfelder unterschieden. Im Quartär entstanden ungefähr 350 Ausbruchstellen, wobei sich die letzten Eruptionen am Laacher See Vulkan (11.000 Jahre vor heute) im Osteifel und am Ulmener Maar (9.400 Jahre vor heute) im Westfeld ereigneten (Brauer *et al.*, 1999; Schmincke *et al.*, 1983). Die ausgetretenen Laven bestehen vorwiegend (> 90%) aus gering differenzierten, basaltischen Schmelzen. Das deutet darauf hin, dass die Schmelzen größtenteils direkt aus dem Erdmantel an die Erdoberfläche kamen, ohne größere krustale Magmenkammern zu bilden.

Die Mantelanomalie unter dem Rheinischen Massiv und speziell unterhalb der quartären Vulkanfelder der West- und Osteifel zeigt sich an der Oberfläche vor allem an zwei Phänomenen: Der starken Hebung des Rheinischen Massivs von bis zu 250 m in den letzten 800.000 Jahren (Garcia-Castellanos *et al.*, 2000; Meyer und Stets, 1998) und dem schon beschriebenen jungen Vulkanismus. Die Hebung des Rheinischen Massivs

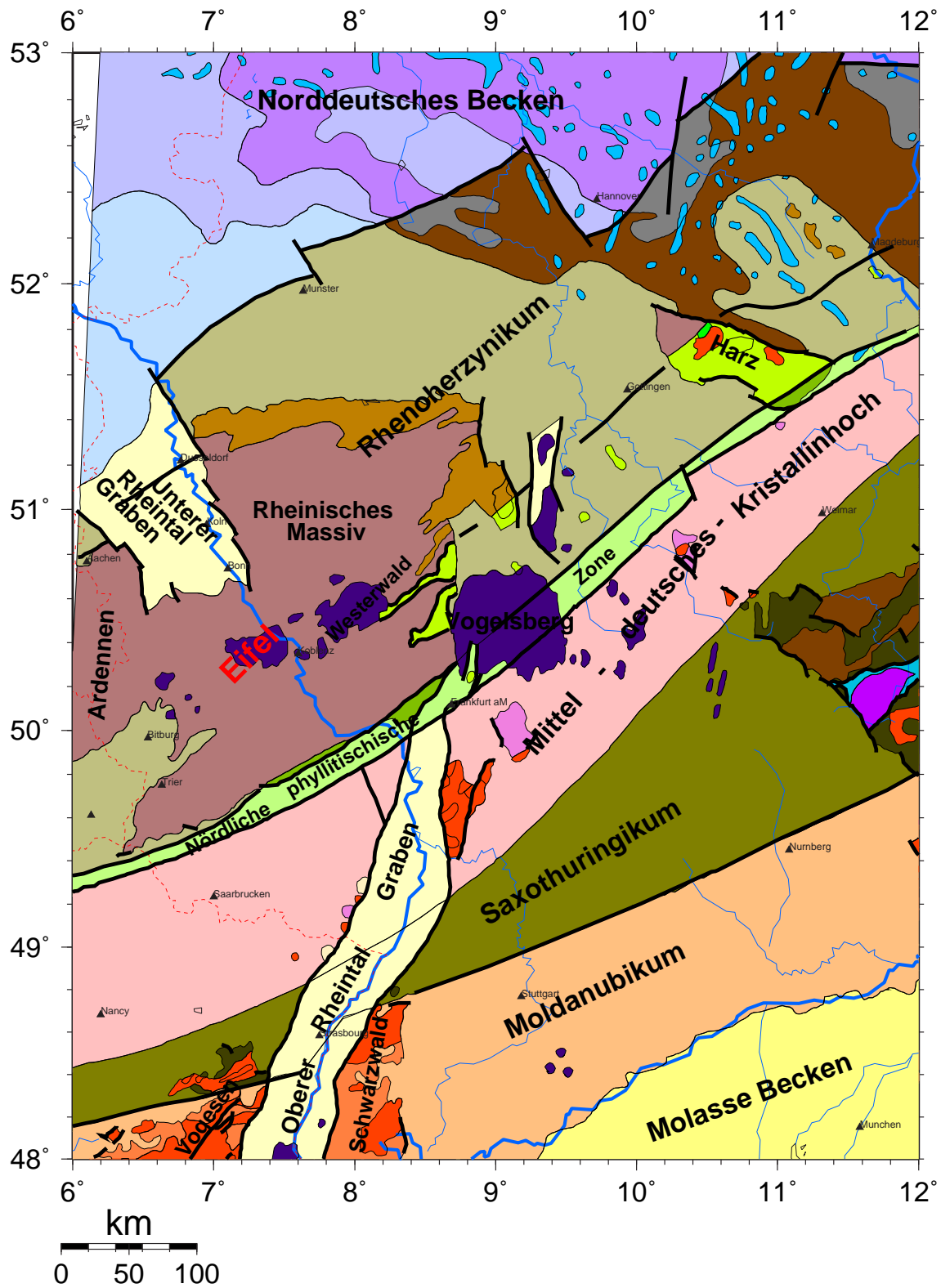


Abbildung 2.1: Geologische Übersichtskarte für das variszische Südwestdeutschland und angrenzende Gebiete (nach Blundell et al. (1992)).

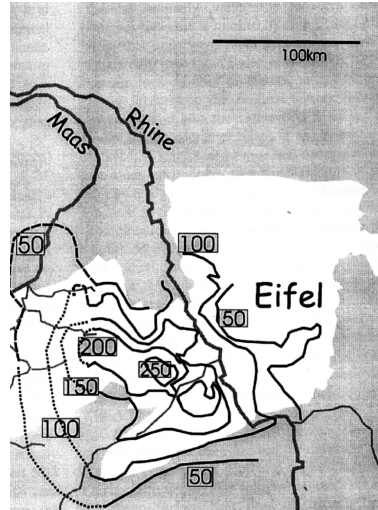


Abbildung 2.2: Hebungsraten des Rheinischen Massivs der letzten 800.000 Jahre in Metern (nach Garcia-Castellanos et al. (2000); Meyer und Stets (1998)).

ist besonders stark in der Westeifel ausgeprägt. In diesem Gebiet wurde die größte Anhebung beobachtet (siehe *Abbildung 2.2*).

2.1.1 Geophysikalische Untersuchungen in der Eifel

Ergebnisse aus refraktionsseismischen Studien zeigen, dass die Krustenmächtigkeit im Rheinischen Massiv zwischen 29-33 km variiert (unter anderem bei Mechie *et al.* (1983)). Im Bereich der Mohorovičić Diskontinuität (im Folgenden Moho genannt) gibt es eine 2-4 km dicke Übergangszone, welche entweder als stagnierendes magmatisches Material oder als Zone mit Metasomatose gedeutet wird. Dieses beobachteten Mechie *et al.* (1983) durch stark verringerte P-Wellengeschwindigkeiten.

Entlang der DEKORP Linie 1, welche das Rheinische Massiv kreuzt, wurden mehrere vulkanische Zentren gefunden (DEKORP-Research-Group, 1991). Es konnten aber außer im Bereich des magnetischen Hochs am Kehlberg keine Hinweise auf große krustale Magmenkammern gefunden werden. Selbst an dem mit Abstand größten Vulkan, dem Laacher See Vulkan, konnte die Reflektionsseismik keine Anomalie aufzeichnen. Im Rahmen einer 20 km tief reichenden, teleseismischen Tomographiestudie hat Ochmann (1988) am Lacher See eine eng begrenzte (< 5 km) Niedriggeschwindigkeitsanomalie gefunden.

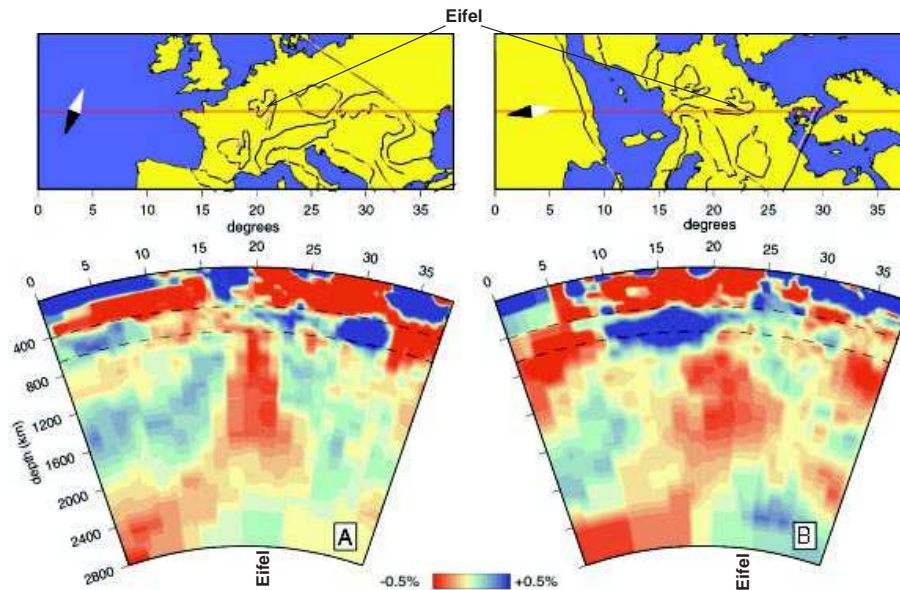


Abbildung 2.3: Ost-West (A) und Nord-Süd (B) Vertikalschnitte durch das P-Wellen Geschwindigkeitsmodell aus Goes et al. (1999). Rot bedeutet geringere Geschwindigkeiten als das Referenzmodell (AK135, Kennett et al. (1995)). Gestrichelte Linien stellen die 410 km und 660 km Diskontinuitäten dar.

Der Erdmantel ist in der Region der Eifel vor dem Eifel Plume Projekt nur mit wenigen einzelnen Stationen mit tomographischen Methoden und mit der *Receiver Function* Methode untersucht worden. Regionale Studien teleseismischer Laufzeitresiduen (Raikes, 1980; Raikes und Bonjer, 1983) zeigten, dass Strahlen durch den Erdmantel unter dem Rheinischen Massiv eine Verzögerung von bis zu 0.6 Sekunden erfuhren, im Bereich der vulkanischen Felder der Westeifel sogar von 0.8 Sekunden. Eine Inversion der teleseismischen Residuen zeigte unter dem Rheinischen Massiv eine Verringerung der seismischen P-Wellengeschwindigkeit um bis zu 2% in 200 km Tiefe, im Gebiet der Eifel sogar bis 4% (Raikes und Bonjer, 1983). Diese Anomalie wurde als Bereich erhöhter Temperaturen bzw. partieller Schmelzen gedeutet. Ein Aufstrom von heißem Material könnte somit die Hebung als auch den lokalen Vulkanismus erklären. Jedoch konnten nur Strukturen aufgelöst werden, die größer als 50 km waren. Eine Begrenzung der Anomalie in der Tiefe konnte nicht gefunden werden, da aufgrund der Stationsverteilung nur bis in eine Tiefe von 200 km modelliert wurde.

Im Bereich des Vogelsberges wurde eine weitere Niedriggeschwindigkeitsanomalie gefunden, welche bis zu einer Tiefe von 100 km reicht (Raikes und Bonjer, 1983). Dies

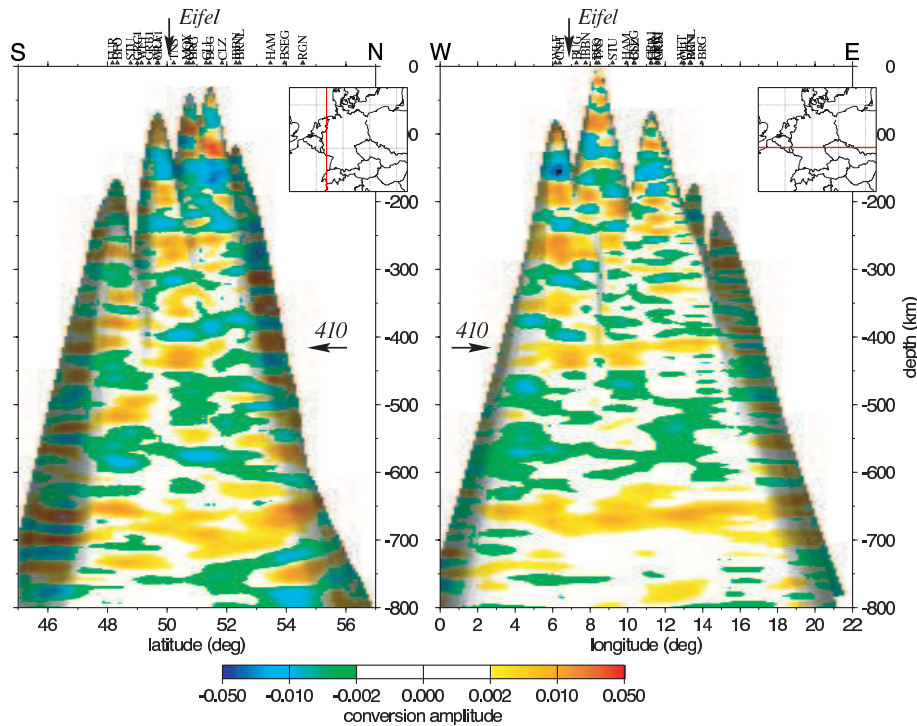


Abbildung 2.4: Nord-Süd und Ost-West Vertikalschnitte durch Deutschland Grunewald *et al.* (2001). Die 410 km Diskontinuität ist eingezeichnet, es wird eine mögliche Absenkung dieser unterhalb der Eifel vorgeschlagen.

wurde später von Braun und Berckhemer (1993) in einer kleinräumigen teleseismischen Tomographiestudie bestätigt.

Großräumige tomographische Studien von Spakman *et al.* (1993); Goes *et al.* (1999) zeigen eine Niedriggeschwindigkeitsanomalie im Erdmantel im Bereich der Eifel, jedoch nur mit geringer Auflösung.

Abbildung 2.3 zeigt einen Ost-West (A) und Nord-Süd (B) Querschnitt durch den Mantel Zentraleuropas, unter anderem direkt unterhalb der Eifel (Goes *et al.*, 1999). Unterhalb des Rheinischen Massivs verschwindet scheinbar die Zone erniedrigter Geschwindigkeiten im Bereich zwischen der 410 km und 660 km Diskontinuität. Goes *et al.* (1999) weisen aber darauf hin, dass die vertikale Auflösung in diesem Bereich eher gering ist. Oberhalb und unterhalb der Übergangszone ist aber eindeutig eine Zone erniedrigter P-Wellengeschwindigkeiten unterhalb des Rheinischen Massivs zu erkennen.

Grunewald *et al.* (2001) haben den oberen Mantel unterhalb Mitteleuropas anhand von Daten aus dem Deutschen Seismologischen Regionalnetz (*German Regional Seismic Network (GRSN)*) und dem Gräfenberg-Netzwerks mit *Receiver Functions* untersucht.

Dabei wurde eine mögliche Absenkung der 410 km Diskontinuität unterhalb der Eifel gesehen (*Abbildung 2.4*).

Im Norden des Eifel-Netzwerkes schließt direkt das Netzwerk des *Teleseismic TOMography TORnquist* (TOR) Projektes an. In diesem Projekt konnte die Kruste im Bereich des TOR-Profiles mit *Receiver Functions* gut untersucht werden (Gossler *et al.*, 1999). Aktuellere Studien kartieren die Manteldiskontinuitäten im Bereich des TOR-Profiles (SVEKALAPKO-Workinggroup, 2001). Strukturen unterhalb der Eifel werden damit jedoch kaum aufgelöst, da die Hauptdurchstrahlung der Erdbebenwellen wie beim Eifel-Netzwerk aus dem Nordosten erfolgt.

2.2 Der obere Mantel und Mantel-Plumes

2.2.1 Überblick Erdaufbau

Das heutige Wissen über den inneren Erdaufbau ergibt sich hauptsächlich aus seismologischen Beobachtungen. Nachdem 1889 in Potsdam mit einem hochsensiblen, horizontal hängenden Pendel das erste Fernbeben aufgezeichnet worden war (von Rebeur-Paschwitz, 1889), begann für die Seismologie ein neues Zeitalter. Es zeigte sich im weiteren zeitlichen Verlauf, dass Fernbeben Informationen aus dem Erdinnern liefern können (unter anderem Zoeppritz *et al.* (1912); Gutenberg (1913, 1914); Jeffreys (1926); Jeffreys und Bullen (1940).

Aus diesen gesammelten Informationen und Erkenntnissen wurden die heute allgemein gültigen Erdmodelle entwickelt, unter anderem das „*Preliminary reference Earth model*“ (*PREM*) von Dziewonski und Anderson (1980), das Erdmodell von der „*International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior*“ (*IASP91*) (Kennett und Engdahl, 1991) oder das Erdmodell von Kennett *et al.* (1995) „*AK135 velocity model*“. In dieser Arbeit wird das *IASP91*-Modell verwendet.

Abbildung 2.5 zeigt die innere Struktur der Erde nach Condie (2001). Gezeigt wird der Verlauf der v_p - und v_s -Geschwindigkeiten, Dichte (ρ) und Temperatur für komplette (T_w) und geschichtete (T_l) Mantelkonvektion. Mehrere Diskontinuitäten fallen bei dem Strukturverlauf auf:

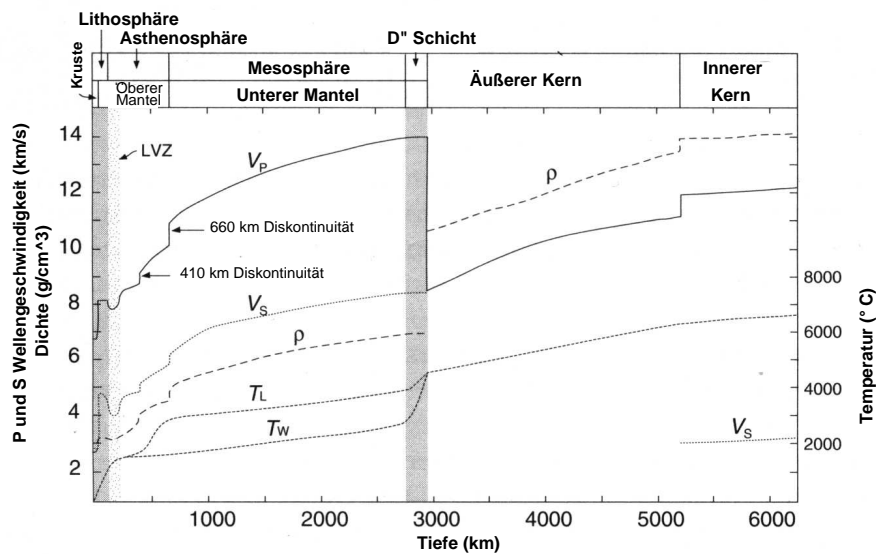


Abbildung 2.5: Innere Struktur der Erde und die für die Tiefe repräsentative V_p - und V_s -Geschwindigkeit, berechnete Dichte (ρ) und Temperatur für komplette (T_w) und geschichtete (T_l) Mantelkonvektion nach Condie (2001)

1. Die Krusten-Mantel-Grenze, die Moho Diskontinuität, die zwischen 3 km Tiefe an mittelozeanischen Rücken und ungefähr 70 km unter den Orogenen liegt. An dieser Diskontinuität wird ein Geschwindigkeitsanstieg für v_p und v_s beobachtet.
2. Am Übergang zwischen Lithosphäre und Asthenosphäre in ungefähr 100 km Tiefe wird eine Abnahme der v_p - und v_s -Geschwindigkeit, also eine Niedriggeschwindigkeitszone (Low Velocity Zone - LVZ) festgestellt. Das Ende dieser LVZ liegt bei ungefähr 210 km Tiefe.
3. Der obere Mantel erstreckt sich von der Moho bis zur 660 km Diskontinuität. Dieser beinhaltet den unteren Teil der Lithosphäre, die Asthenosphäre und die Hauptmanteldiskontinuitäten, bei 410 km und 660 km Tiefe. Der Tiefenbereich zwischen 410 km und 660 km Tiefe wird auch als Übergangszone bezeichnet. Die Diskontinuitäten werden verursacht durch wichtige Festkörper-Transformationen, einmal von Olivin in Wadsleyit (410 km Diskontinuität), von Wadsleyit in Ringwoodit (520 km Diskontinuität) und von Ringwoodit in Perovskit und Magnesio-wüstit (660 km Diskontinuität). Diese beiden Diskontinuitäten bewirken einen sprunghaften Anstieg der v_p - und v_s -Geschwindigkeit und werden im weiteren Verlauf noch näher beschrieben.
4. Der untere Mantel erstreckt sich von der 660 km Diskontinuität bis zur Kern-

Mantel-Grenze in 2900 km Tiefe. Der untere Mantel wird auch als Mesosphäre bezeichnet und ist relativ passiv bezüglich Deformationen. An der Kern-Mantel-Grenze befindet sich die D“-Schicht. In dieser Schicht findet eine Abflachung des Geschwindigkeitsgradienten statt. Berechnungen zeigen, dass ein relativ geringer Temperaturgradient (1-3 °C/km) notwendig ist, um Wärme vom Kern in den Mantel zu leiten (Condie, 2001).

5. Im äußeren Kern werden keine S-Wellen beobachtet. Man geht deswegen davon aus, dass dieser hauptsächlich aus einer zähen Masse aus geschmolzenem Eisen und Nickel besteht.
6. Im inneren Kern werden wieder sehr niedrige S-Wellengeschwindigkeiten beobachtet, man geht deswegen davon aus, dass die Temperatur hier nahe dem Schmelzpunkt liegt.

2.2.2 Manteldiskontinuitäten

Die 410 km Diskontinuität

Hochdruckexperimente haben ergeben, dass die 410 km Diskontinuität den Wechsel von angereicherten Magnesium/Eisen-Olivin-Phasen ((Mg, Fe)₂SiO₄), auch α -Olivin genannt, zu der Hochdruck Magnesium-Silikat-Phase Wadsleyit ((Mg, Fe)₂SiO₄), auch β -Olivin genannt, darstellt. Dieser Übergang ereignet sich bei Drücken um 14 GPa (*Abbildung 2.6*) (Christensen, 1995). Mantel-Olivin (F_{o90}) wird vollständig zu Wadsleyit transformiert, über einen Druckbereich von weniger als 300 MPa bei entsprechenden Temperaturen für die 410 km Diskontinuität (Ita und Stixrude, 1992). Dieser Druckbereich stimmt gut überein mit der aus seismischen Daten abgeleiteten Dicke der 410 km Diskontinuität von ungefähr 10 km (Vidale *et al.*, 1995). Der ungefähr 6%ige Anstieg der Dichte legt nahe, dass 40-60% des oberen Mantels aus Olivin bestehen, so wie es in gefundenen Granat-Lherzolith-Xenolithen aus dem oberen Mantel beobachtet wurde.

Weitere Ergebnisse aus Hochdruckexperimenten deuten darauf hin, dass bei einer Tiefe von 350 bis 450 km Klino- und Orthopyroxene in ein Mineral granatartiger-Struktur, dem Majorit, transformiert werden, was eine Dichtezunahme von ungefähr 6% zur Folge hat (Christensen, 1995). Es ist möglich, dass durch die Transformation in Majorite die Zunahme des Geschwindigkeitsgradienten bei 350 km Tiefe beginnt und bis zur 410 km Diskontinuität führt.

Die Clapeyron-Steigung (dP/dT) an der 410 km Diskontinuität für den Übergang der α -Olivin Phase zur β -Olivin Phase ist positiv (Katsura und Ito, 1989) (siehe auch *Ab-*

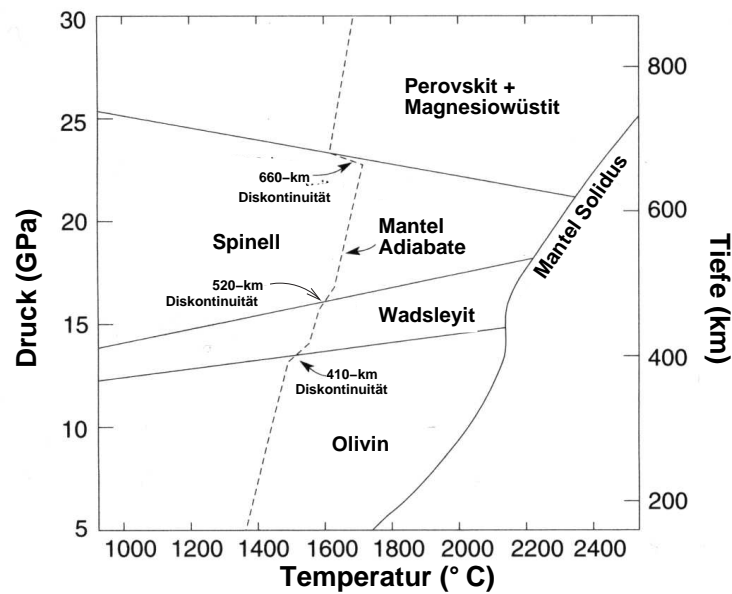


Abbildung 2.6: Temperatur-Hochdruck Phasen Diagramm für Mg_2SiO_4 im Mantel, nach Christensen (1995).

bildung 2.6). Das bedeutet, dass für lokal tiefere Temperaturen eine Anhebung und für lokal höhere Temperaturen ein Absenken der 410 km Diskontinuität erfolgt.

Die 520 km Diskontinuität

Zwischen 500 bis 550 km Tiefe wird ein weiterer Phasenübergang angenommen. Dieser Übergang von Wadsleyit nach Ringwoodit ($(Mg, Fe)_2SiO_4$, auch γ -Olivin oder wie in *Abbildung 2.6* Spinell genannt) wird auch als 520 km Diskontinuität bezeichnet. Die Clapeyron-Steigung ist wie bei der 410 Diskontinuität positiv. Die Beobachtung der 520 km Diskontinuität in seismischen Daten ist jedoch recht umstritten. Unter anderem nach Cummins *et al.* (1992); Bostock (1996) liegt der Geschwindigkeitskontrast dieser Diskontinuität bei weniger als 1%. Bock (1994) zeigte, dass scheinbare Reflexionen der 520 km Diskontinuität möglicherweise seitliche Überschinger („side lobes“) der Reflexionen der 410 km und 660 km Diskontinuitäten sind. Die 520 km Diskontinuität ist nicht im Standardmodell des in der Arbeit verwendeten IAPS91-Modells enthalten (Kennett und Engdahl, 1991).

Die 660 km Diskontinuität

Für die 660 km Diskontinuität ist ein Phasenübergang von Ringwoodit in Perovskit ($(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3$) und Magnesiowüstit ($(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$) verantwortlich (Helffrich, 2000; Christensen, 1995). Hochdruckexperimente ergaben, dass Spinell zu einer Mixtur von Perovskit und Magnesiowüstit transformiert wird bei ungefähren Drücken von 23 GPa. Das kann ein Grund für den Geschwindigkeits- und Dichtesprung an dieser Diskontinuität sein. Mg-Perovskite und Magnesiowüstite sind extrem dichte Minerale und bilden wohl die überwiegende Zusammensetzung des unteren Mantels. Im Gegensatz zur 410 km Diskontinuität besitzt der Spinell-Perovskit Übergang der 660 km Diskontinuität eine negative Clapeyron-Steigung im Druck-Temperatur Diagramm (*Abbildung 2.6*). Das bedeutet für lokal tiefere Temperaturen eine Absenkung und für lokal höhere Temperaturen eine Anhebung der 660 km Diskontinuität. Dieser Übergang hindert möglicherweise abtauchende Platten daran in den tieferen Mantel abzusinken und Plumes wird das Aufsteigen in den oberen Mantel erschwert (Davies, 1999).

2.2.3 Mantel-Plumes

Das Konzept von Hotspots (Wilson, 1963) als Erklärung für lokalen Intraplattenvulkanismus oder von Mantel-Plumes (Morgan, 1971) als dynamische Ursache der lokalen Temperaturerhöhung in der Asthenosphäre hat sich insbesondere zur Erklärung ozeanischer Inselketten und der zugehörigen topographischen Schwellen bewährt. Nach strömungsmechanischen Experimenten und numerischen Berechnungen sollen Plumes als Folge der Instabilität der heißen thermischen Grenzschicht der Mantelkonvektion entweder an der Kern-Mantel-Grenze oder gegebenenfalls an der Grenze zwischen oberem und unterem Mantel entstehen (Davies und Richards, 1992).

Beim Durchgang eines Plumes durch die Manteldiskontinuitäten, sollte die 660 km Diskontinuität aufgrund ihres endothermen Charakters aufgewölbt, die 410 km Diskontinuität aufgrund ihres exothermen Charakters abgesenkt sein. Bei einer Subduktionszone, bei welcher kälteres Material in die Tiefe geführt wird, beobachtet man genau das entgegengesetzte Phänomen (*Abbildung 2.7*).

Die seitliche Ausbreitung, sowie die Magnitude der Topographie der 410 km und 660 km Diskontinuitäten kann Aufschluss über Temperaturänderungen und Lage des Plumes geben (Shen *et al.*, 1998).

Ein Plume sollte einen annähernd zylindrischen „Schlauch“ von ca. 100 km Durchmesser bilden, in dem heißes Mantelmaterial mit 10-100 cm/a aufsteigt (Olson *et al.*,

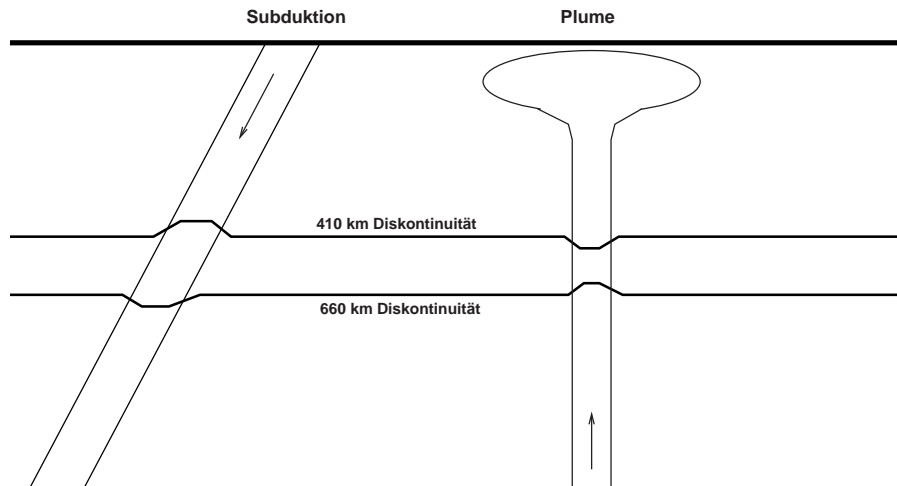


Abbildung 2.7: Durchgang einer Subduktionszone und eines Plumes durch die Übergangszone. Aufgrund der unterschiedlichen Clapeyron-Steigungen in 410 km und 660 km Tiefe ist bei der Subduktion eine Verdickung und bei dem Plume eine Ausdünnung der Übergangszone zu beobachten.

1993). Es scheinen aber auch nach Houseman (1990) deutliche Abweichungen von der Axialsymmetrie möglich. Die „Exzess-Temperatur“ im Zentrum des Plumes gegenüber der Umgebung sollte nach petrologischen Überlegungen etwa 200° bis 300° Celsius betragen (Watson und McKenzie, 1991). Für Plumes nahe ozeanischer Rücken wurden auch deutlich geringere Exzess-Temperaturen abgeschätzt (z.B. bei Ito und Lin (1995)). Plumes können sowohl Variationen in der Flußrate (und ggf. der Temperatur) in Zeitskalen von Zehner Millionen Jahren aufweisen (unter anderem Davies und Richards (1992)), als auch kurzfristige Variationen. Diese beruhen auf Störungen des Plume-Kanals, welche als pulsierend solitäre Wellen aufsteigen (Olson und Christensen, 1986). Ein alternatives Modell zu dem kontinuierlich kanalartig aufsteigenden ist, dass eine Sequenz von isolierten heißen Tropfen (Diapieren) aufsteigt. Dieser entsteht, wenn ein Plume-Kanal durch die großräumigen Strömungen im Mantel stark geneigt wird (Whitehead, 1982) oder ist die Folge von Turbulenzen bei Konvektionen mit sehr hoher Rayleighzahl (Malevsky und Yuen, 1993). Gerade für schwächere oder auch relativ kurzlebige Hotspots ist die letztere genannte Alternative in Betracht zu ziehen.

Unterhalb der Lithosphäre sollte der Plume sich pilzkopffartig verbreitern, wobei durch eine hohe Relativbewegung der Platte der Plumekopf sich asymmetrisch verzerrt (Sleep, 1990). Die Ausbreitung des Plumekopfes kann von Veränderungen der Dichte und der Viskosität des Gesteins in Folge von Schmelzextraktionen wesentlich beeinflusst werden (Phipps-Morgan *et al.*, 1995). Die Vorstellung einer starken thermischen Erosion

der Lithosphäre von unten (Crough, 1978) ist wohl für eher schnell bewegte Platten unzutreffend (Sleep, 1994; Ribe und Christensen, 1994), kann jedoch bei geringerer Relativgeschwindigkeit zwischen Platte und Plume eine Rolle spielen (Spohn und Schubert, 1982). In Zusammenhang mit Hotspots nahe an ozeanischen Rücken wurde von Schilling (1991); Kincaid *et al.* (1996) die Vorstellung entwickelt, dass der Plume einen Kanal in den Boden der Lithosphäre „brennt“, in dem er bevorzugt zum Rücken kanalisiert wird. Das im sublithosphären Mantel befindliche Material des Plumekopfes kann auch nach Ende einer weiteren Zufuhr von unten seine Exzess-Temperatur für lange Zeiträume behalten (Sleep, 1994) und unter geeigneten Bedingungen magmatische Aktivität hervorrufen, was insbesondere auch im Zusammenhang mit fortschreitendem kontinentalen Rifting relevant sein könnte.

Durch die zunehmende Verbesserung des Auflösungsvermögens in der globalen Seismologie wurden verschiedene groß-räumige, plumeförmige Strukturen im Erdmantel gefunden. Goes *et al.* (1999) zeigen eine 500 km mal 500 km breite und 1000 km tiefe Struktur im unteren Erdmantel unter Europa, die als Quelle für die känozoischen Vulkanfelder in Europa diskutiert wird. Eine direkte Verbindung zum oberen Erdmantel bzw. zur Erdoberfläche konnte bisher nicht nachgewiesen werden.

Bijwaard und Spakman (1999) zeigen unter Island eine Zone erniedrigter seismischer P-Wellengeschwindigkeit, die bis zur Kern-Mantel-Grenze reicht und als Nachweis für den Aufstieg von Plumes aus dieser Grenzregion angesehen wird. In der globalen S-Wellentomographie bei Ritsema *et al.* (1999) ist dagegen die Niedriggeschwindigkeitsanomalie auf den oberen Mantel und die Übergangszone beschränkt. Ein aktuelleres seismologisches Experiment auf Island, HOTSPOT (Foulger *et al.*, 2001, 2000), weist den Island Plume bis zumindest in die Übergangszone nach.

Für Ostafrika wurde von Ritsema *et al.* (1999) ein stark nach SW-gekrümmter Plume bis zur Kern-Mantel-Grenze nachgewiesen. Kennett und Widiyantoro (1999) berechneten eine P-Wellengeschwindigkeits-Tomographie für Indien. Eine großräumige Zone erniedrigter P-Wellengeschwindigkeit wird hierbei als möglicher Plumekopf des Deccan Plumes interpretiert.

Eine Erniedrigung der Rayleigh-Wellengeschwindigkeit unter dem südwestlichen Ende der Hawaii Ozeanschwelle wird als thermische Verjüngung der ozeanischen Lithosphäre durch den Plume betrachtet (Laske *et al.*, 1999).

Li *et al.* (2000) haben mit der *Receiver Function* Methode gezeigt, dass die Übergangszone süd-südwestlich von Hawaii um bis zu 40-50 km ausgedünnt ist, was einer Exzess-Temperatur im Plume um ungefähr 300° Celsius entspricht.

Globale Tomographie eignet sich aber nicht besonders gut, um einen Plume kleinräumig nachzuweisen. Hier eignen sich lokale Tomographie und die *Receiver Function* Methode wesentlich besser. Der Stationsabstand ist bei globalen Tomographien teilweise extrem groß (mehrere 100 km), so dass das Auflösungsvermögen nicht ausreichend ist. Erst das Aufstellen von mobilen Netzwerken und der damit verbundenen Verringerung des Stationsabstandes auf einige Kilometer oder Zehnerkilometer, ergibt ein besseres Auflösungsvermögen für die *Receiver Function* Methode und ermöglicht so auch die Anwendung von lokaler Tomographie.

Kapitel 3

Datengewinnung

3.1 Stationsverteilung des Eifel Plume Projektes

Von November 1997 bis Juni 1998 zeichneten 32 mobile breitbandige und 129 kurzperiodische Dreikomponenten-Seismometer teleseismische Erdbeben auf. Das Netzwerk hatte eine Fläche von $400 \times 250 \text{ km}^2$ mit der Eifel im Zentrum. Zusätzlich zu dem temporären Netzwerk (Array) wurden Stationen von verschiedenen permanenten kurzperiodischen und breitbandigen Seismometern aus den regionalen Netzwerken Belgiens, Frankreichs, Deutschlands, Luxemburgs und der Niederlanden verwendet. Somit wurden von insgesamt 242 teleseismischen Stationen Daten gewonnen (*Abbildung 3.1*).

Das Breitband-Netzwerk wurde in Form eines Kreuzes aufgestellt (rote Rechtecke in *Abbildung 3.1*), so dass die längere Achse Nordost/Südwest streicht. Diese ca. 400 km lange Linie mit 22 Breitbandstationen ist somit in die Richtungen der aktiven seismischen Regionen des Nordwest Pazifiks (z.B. Japan, Kurilen) ausgerichtet. Die kürzere ca. 180 km lange Linie streicht Nordwest/Südost. Der Stationsabstand betrug ca. 25 bis 30 km im Breitband-Netzwerk.

In *Tabelle 3.1* sind die Seismometertypen für die mobilen und permanenten Stationen aufgelistet. Eine vollständige Liste aller verwendeten Stationen des Eifel-Netzwerkes befindet sich im *Anhang A.2* dieser Arbeit.

Die Abtastrate der Daten für die mobilen breitbandigen und kurzperiodischen Seismometer betrug 20 Hz oder 50 Hz.

Ungefähr 30 lokale Erdbeben ($M_L > 2.4$) und 200 teleseismische Ereignisse ($M_b > 5.0$) wurden während des Meßzeitraumes aufgezeichnet (Budweg *et al.*, 1999; Ritter *et al.*, 2000). *Abbildung 3.2* zeigt die vom Eifel-Plume-Team verwendeten teleseismischen Ereignisse mit einer Magnitude von $M_b > 5.0$ in dem genannten Zeitraum.

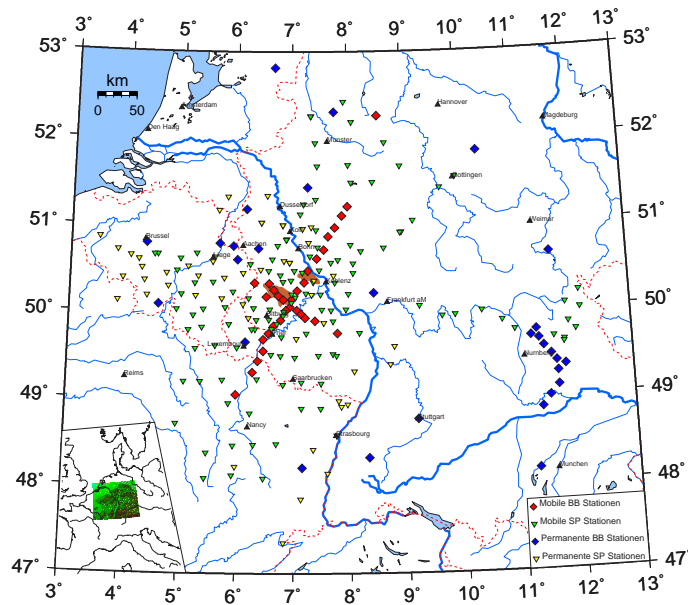


Abbildung 3.1: Eifel Plume Netzwerk mit allen mobilen und permanenten Stationen, die Vulkanfelder der Eifel sind bräunlich markiert. Rote Rechtecke stellen das Breitband-Netzwerk da, was in Form eines Kreuzes aufgestellt wurde.

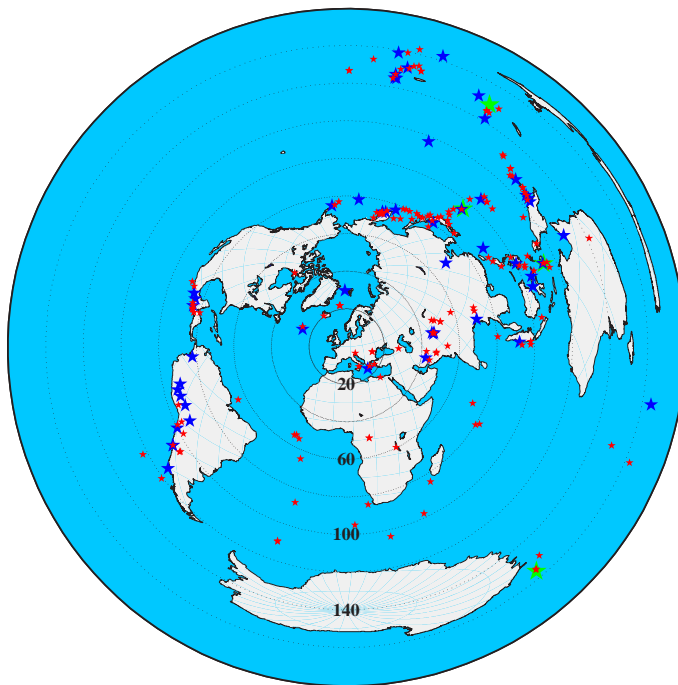


Abbildung 3.2: Ausgewählte Erdbeben des Eifel Plume Teams während des Aufzeichnungszeitraumes. $\star m_b > 6.5$, $\star 5.8 \geq m_b \leq 6.5$, $\star m_b < 5.8$

Mobile Stationen		
Datenrekorder	Seismometer (Periode)	Anzahl
RefTek 72A	Mark L4C 3D (1s)	49
PDAS-100	Mark L4C 3D (1s)	45
Belgium Recorder	Lennartz LE 3D (1s)	2
Hades	Lennartz LE 3D (5s)	17
Lennartz Mars 88	Lennartz LE 3D (5s)	13
Quanterra	STS-2 (120s)	3
RefTek 72A	STS-2 (120s)	10
RefTek 72A	Güralp CMG-40T (30s)	7
RefTek 72A	Güralp CMG-3T (100s)	12
Permanente Stationen		
GEOFON(GeoForschungsZentrum Potsdam)	breitbandiges Seismometer	1
Geologischer Dienst NRW	kurzperiodische Seismometer	6
Geologischer Dienst Baden-Württemberg	kurzperiodische Seismometer	7
Deutsches Regionalnetz (GRSN, BGR)	breitbandige Seismometer	11
Gräfenberg Array (GRF, BGR)	breitbandige Seismometer	13
Network Luxembourg	kurzperiodische Seismometer	2
RéNaSS France	kurzperiodische Seismometer	11
Royal Netherlands Metrological Network	breitbandige Seismometer	2
Royal Observatory of Belgium	kurzperiodische Seismometer	21
Royal Observatory of Belgium	breitbandige Seismometer	4
Erdbebenwarte Bensberg	kurzperiodische Seismometer	6

Tabelle 3.1: Verwendete Seismometer der mobilen und permanenten Stationen (Ritter et al., 2000)

Kapitel 4

Bearbeitung der Daten

4.1 Datenauswahl

Für die Datenauswertung wurde das Programm **Seismic Handler** von Stammer (1993) verwendet, da es alle Routineprozesse für die Bearbeitung von seismologischen Daten beinhaltet. Die überwiegende Anzahl der Darstellungen wurde mit dem Programm **Generic Mapping Tools (GMT)** von Wessel und Smith (1998) erstellt.

Für die Auswertung wurden in dieser Arbeit alle kurzperiodischen und breitbandigen Dreikomponenten Stationen verwendet, die in der Stationskarte des vorigen Kapitels (*Abbildung 3.1*) eingezeichnet waren.

Die aufgezeichneten Daten unterlagen folgenden Auswahlkriterien:

1. Es wurden nur Erdbeben verwendet, die eine Entfernung von $\Delta = 30^\circ$ bis $\Delta = 95^\circ$ aufweisen. Bei Entfernungen von weniger als 30° interferieren mögliche Ps-Konversionen aus dem oberen Mantel mit starken Pp-Phasen. Außerdem sind P-Phasen in diesen Entfernungen durch Triplikationen aus der Übergangszone komplizierter als für $\Delta > 30^\circ$ und die 410 km Diskontinuität wird von den eindringenden Wellen nicht mehr erreicht. Für Entfernungen größer als ungefähr 95° wird die P-Welle an der Kern-Mantel-Grenze diffraktiert (P_{diff}) und die Wellenform für die *Receiver Function* Analyse zu kompliziert.
2. Es wurden nur Erdbeben mit einer Magnitude von $m_b \geq 5.2$ verwendet, um ein ausreichend hohes Signal-Rausch-Verhältnis (Signal to Noise Ratio (SNR)) zu gewährleisten.

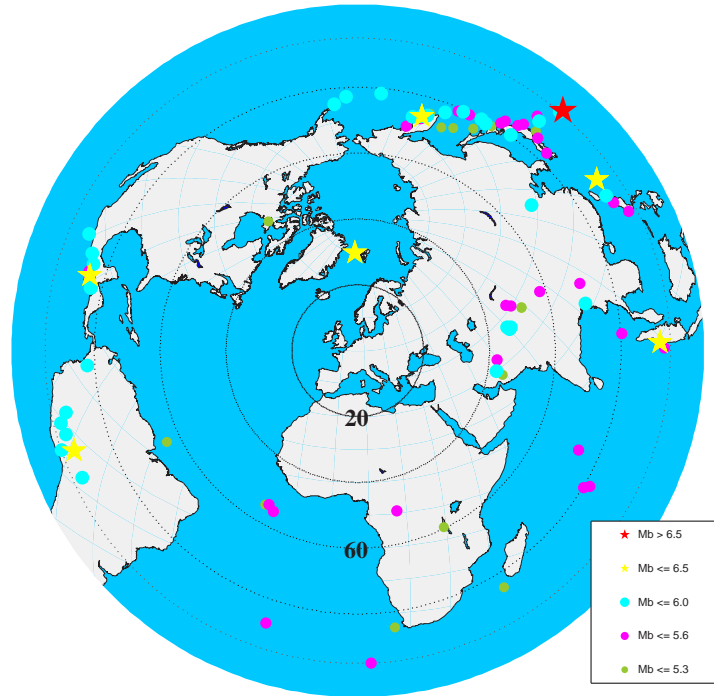


Abbildung 4.1: Azimutale Verteilung der verwendeten Erdbeben für die Receiver Function Analyse in Bezug auf die Zentralstation des Eifel-Netzwerkes (E_B57).

Nach Anwendung der ersten beiden Kriterien, blieben 96 von 217 Ereignissen für die Datenauswertung übrig. *Abbildung 4.1* zeigt die Verteilung der für die *Receiver Function* Analyse verwendeten Erdbeben. Die meisten Ereignisse erreichen das Eifel-Netzwerk aus dem Nordosten (Japan, Kurilen). Eine Liste der verwendeten Erdbeben für die *Receiver Function* Methode ist im *Anhang A.3* beigefügt.

Zusätzlich wurde auf die verbleibenden Ereignisse noch eine SNR-Analyse der einzelnen Spuren durchgeführt. Es wurde ein 60-Sekunden Fenster um den nach IASP91 (Kennett und Engdahl, 1991) berechneten theoretischen P-Einsatz und ein gleich langes Fenster davor gewählt. Aus dem Verhältnis der Maximalamplituden in beiden Fenstern ergab sich das Signal-Rausch-Verhältnis. Die Spuren wurden für die SNR-Analyse kurzperiodisch gefiltert (Butterworth-Bandpass 0.7-3 Hz), um einen eindeutigen P-Einsatz zu erhalten. Spuren, die ein SNR von < 2 aufweisen, gingen nicht in die weitere Analyse mit ein.

Abbildung 4.2 zeigt die Verteilung des Signal-Rausch-Verhältnisses der Spuren der Vertikalkomponenten (Z-Komponente). Von ursprünglich 10155 Z-Spuren blieben nach der

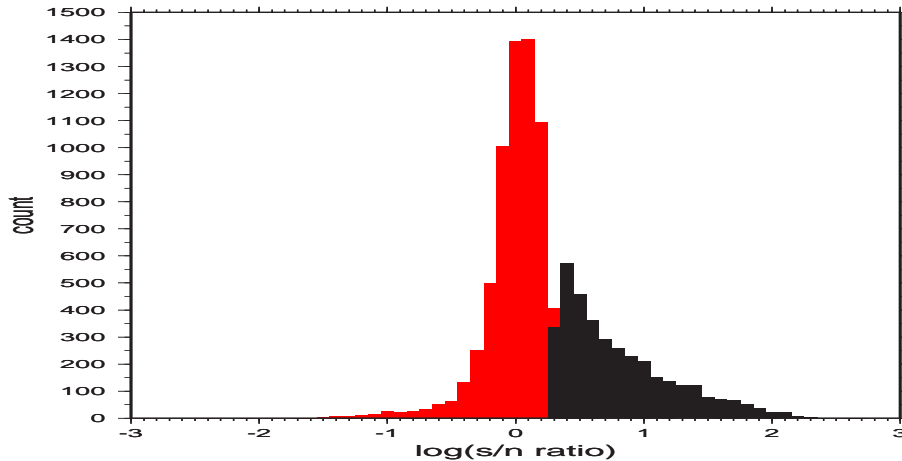


Abbildung 4.2: Verteilung des Signal-Rausch-Verhältnisses von 10155 Spuren; nur die Z-Komponente ist abgebildet. 3474 Spuren weisen ein Signal-Rausch-Verhältnis von ≥ 2 (schwarz) auf.

Analyse 3474 Spuren (schwarz eingefärbt in *Abbildung 4.2*) übrig, die für die weitere Auswertung verwendet wurden. Die Werte sind in dem Histogramm in *Abbildung 4.2* logarithmisch mit einem Einteilungsintervall von 0.1 aufgetragen, wobei sich die Diskrepanz der Verteilung bei 0.3 ergibt.

4.2 Restitution der Spuren

Innerhalb des Eifel-Netzwerks wurden verschiedene breitbandige und kurzperiodische Seismometertypen aufgestellt. Im letzten Abschnitt wurden diese in *Tabelle 3.1* aufgelistet. Um die Daten der verschiedenen Seismometertypen miteinander vergleichbar zu machen, wurden diese auf die wahre Bodenbewegung restituiert. Die Restitutionsfilter werden aus den jeweiligen Seismometer-Parametern (Eigenfrequenz und Dämpfungsfaktor) erstellt, um Effekte durch die individuelle Übertragungsfunktion des Seismometers rückgängig zu machen (Buttkus, 1991; Scherbaum, 1996, 2001).

Vor der Restitution wurden alle Spuren mit 20 Hz neu abgetastet, da die Stationen mit unterschiedlicher Abtastrate aufzeichneten. Vor dem erneuten Abtasten wurde gegen eventuelles Aliasing eine Filterung mit einem 8 Hz Tiefpass durchgeführt. Die Spuren wurden nach der Restitution mit einem Butterworth-Bandpass von 0.05 bis 5 Hz gefiltert. Dieser relativ weite Frequenzbereich wird bis auf wenige Ausnahmen während der gesamten Auswertung beibehalten.

Station	Seismometer	Typ	Netzwerk
E.B71	GURALP T40	breitbandig	Eifel Netzwerk Station
E.B72	GURALP T3	breitbandig	Eifel Netzwerk Station
E.B54	Mark	kurzperiodisch	Eifel Netzwerk Station
E.TNS	STS2	breitbandig	GRSN Station Taunus

Tabelle 4.1: An diesen vier Stationen werden im weiteren Verlauf der Arbeit verschiedene Beispiele von Prozessingschritten gezeigt. Die drei Eifel-Stationen befinden sich im Zentrum des Netzwerkes.

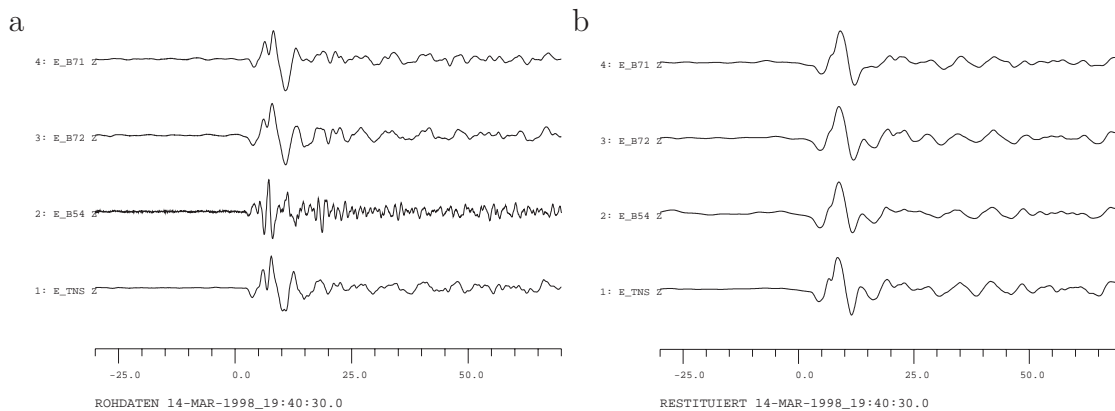


Abbildung 4.3: Daten für Stationen aus Tabelle 4.1; die Daten wurden mit einem Butterworth-Bandpass von 0.05 bis 5 Hz gefiltert. Erdbeben vom 14. März 1998 um 19:40 Uhr, $M_b = 6.0$, Nord Iran. a) Rohdaten, b) restituierter Daten.

Ein Beispiel ist in *Abbildung 4.3* für vier Spuren vor (*Abbildung 4.3a*) und nach Anwendung (*Abbildung 4.3b*) der Restitution für die Stationen aus *Tabelle 4.1* gezeigt. Es handelt sich hierbei nur um die Z-Komponenten der Seismometer. Das Beispiel zeigt, dass durch die Restitution verschiedene Stationen vergleichbar werden.

Li (2001) zeigt, dass bei den Spuren der breitbandigen Seismometern die Restitution auf die wahre Bodenbewegung durch eine einfache Integration der Rohdaten ersetzt werden kann. Daten von kurzperiodischen Stationen werden durch die Restitution langperiodischer und mit den breitbandigen Spuren gut vergleichbar (in *Abbildung 4.3* Station E.B54).

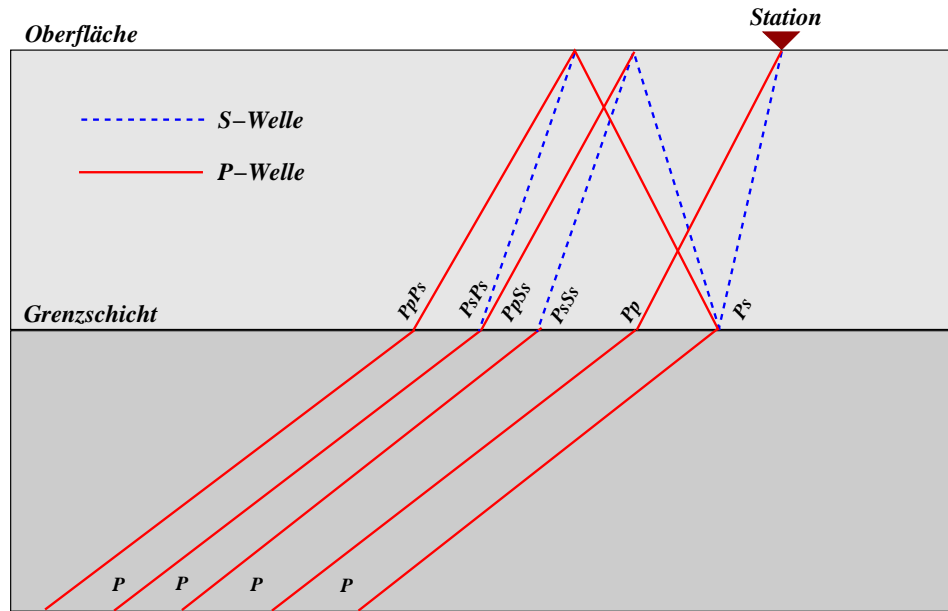


Abbildung 4.4: P zu S konvertierte Welle an einer Diskontinuität. An der Station wird nicht nur die direkte P_s konvertierte aufgezeichnet, sondern auch deren multiple Phasen.

4.3 Receiver Function Methode

Unter *Receiver Function* (im Folgenden RF genannt) versteht man das S-Wellenfeld, welches durch Konversion von P-Wellen an Diskontinuitäten unterhalb einer Dreikomponentenstation erzeugt wird. Hiermit lassen sich die Krusten-Mantel-Grenze und Manteldiskontinuitäten kartieren.

Die Methode der RF wird seit einigen Jahren erfolgreich angewandt, um Strukturen unterhalb einer Dreikomponenten-Station (unter anderem Vinnik (1977); Kosarev *et al.* (1987); Kind und Vinnik (1988)) und seit neuerer Zeit auch unterhalb mobilen Dreikomponenten-Seismometer-Netzwerken zu untersuchen (unter anderem von Stammler (1992); Yuan *et al.* (1997); Gossler *et al.* (1999); Li *et al.* (2000)).

Eine teleseismische P-Welle, welche auf eine Grenzschicht trifft, verursacht konvertierte S-Wellen (Abbildung 4.4). Dabei werden nicht nur die direkte P-Welle und die erste konvertierte S-Welle am Seismometer aufgezeichnet, sondern ebenso multiple Einsätze, der P-Welle. Die Amplitude der konvertierten S-Welle hängt vom Geschwindigkeitskontrast, Dichtekontrast, der Mächtigkeit der Grenzfläche und ebenso vom Einfallswinkel der P-Welle ab.

Yuan (1999); Grunewald (2000); Li (2001) haben Konversionskoeffizienten für verschiedene Grenzschichten und Erdmodelle berechnet. Danach beträgt die Amplitude der

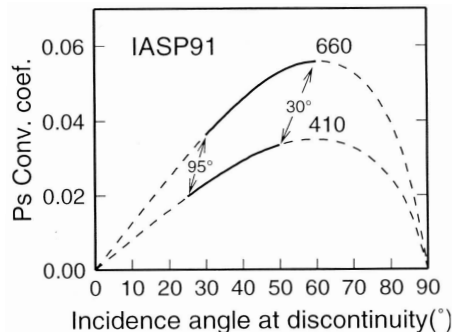


Abbildung 4.5: Ps Konversionskoeffizient als Funktion des Einfallswinkels für Epizentralentfernungen von $\Delta = 30^\circ$ und $\Delta = 95^\circ$ an den 410 km und 660 km Diskontinuitäten (Li, 2001).

P410s (P zu S Konvertierte an der 410 km Diskontinuität) und P660s zwischen 2-5% der Amplitude der einfallenden P-Welle, wobei diese mit zunehmender epizentraler Entfernung von $30^\circ - 35^\circ$ abnimmt (Abbildung 4.5).

Abbildung 4.6 zeigt synthetische RF Seismogramme für den Entfernungsbereich von $\Delta = 30^\circ$ bis $\Delta = 95^\circ$, berechnet für das IASP91-Modell (Kennett und Engdahl, 1991). Die Spuren wurden auf senkrechten Einfall zeitkorrigiert. Die Verzögerungszeiten ergeben sich dabei aus den unterschiedlichen Laufzeiten der konvertierten Phase und der direkten P-Welle, $t_{Ps}-t_P$, $t_{PpPs}-t_P$, $t_{PpSs}-t_P$ und $t_{PsSs}-t_P$, wobei diese abhängig sind von der Tiefe der Konversion und der P- und S-Wellengeschwindigkeiten oberhalb der Diskontinuität (Yuan, 1999).

Die Moho-Konversion erfolgt für senkrechten Einfall zeitlich korrigierter Strahlen, unter Verwendung des IASP91-Modells, nach 4.1 Sekunden, was einer Tiefe von 35 km entspricht (Kennett und Engdahl, 1991). Bei ungefähr 11 bis 15 Sekunden tritt die erste Moho-Multiple (PpPs), bei 17 bis 20 Sekunden die zweite, negativ polarisierte Moho-Multiple (PpSs), bei 19 bis 22 Sekunden eine mögliche dritte (PsSs) auf. Die dritte Multiple ist positiv polarisiert und besitzt eine sehr kleine Amplitude. In Abbildung 4.6 ist die dritte Moho-Multiple in den Seismogrammen schwach zu erkennen, in der Summenspur jedoch nicht.

Die Identifizierung der direkten Konversion der Manteldiskontinuität P210s ist kaum möglich, da diese vollständig von den Multiplen der Moho überdeckt wird (bei 21.5 Sekunden). Die Phasen der anderen Manteldiskontinuitäten folgen bei 41.1 Sekunden für die P410s und 62.4 Sekunden für die P660s.

Die Kruste beim IASP91-Modell ist in eine Ober- und Unterkruste geteilt (Abbildung 4.6). Die Konversionen an dieser Grenzschicht erfolgen bei 2 Sekunden. Die Multiplen

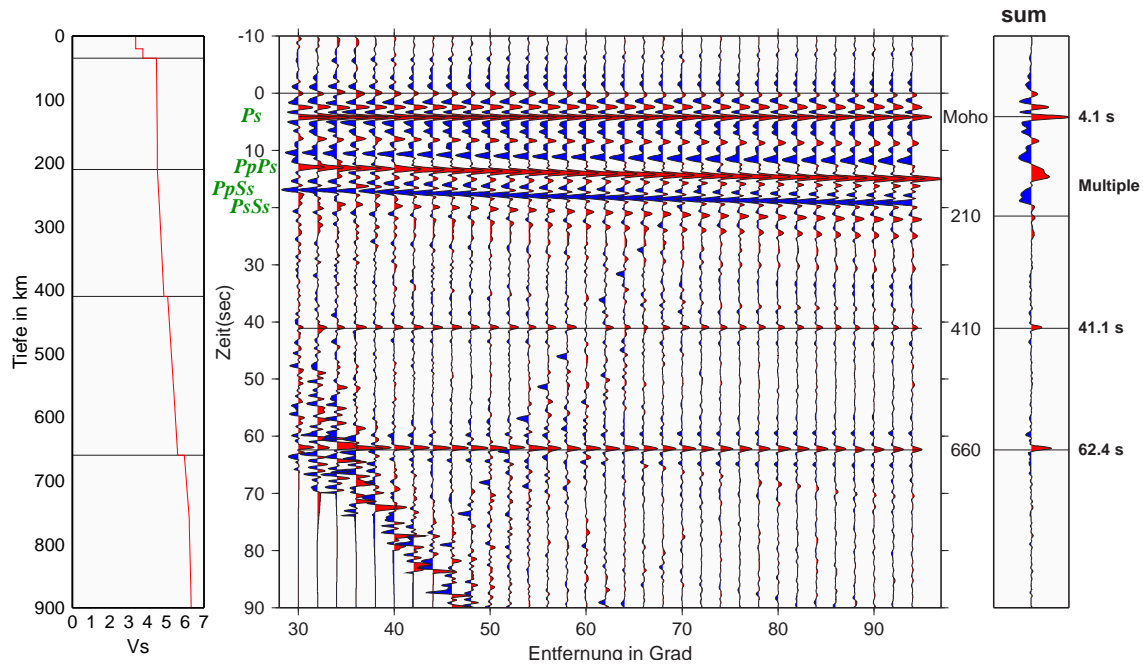


Abbildung 4.6: Synthetische Seismogramme für das IASP91-Modell (Kennett und Engdahl, 1991) bis 900 km Tiefe und den Entfernungsbereich von $\Delta = 30^\circ$ bis $\Delta = 95^\circ$. Die Spuren wurden auf senkrechten Einfall korrigiert.

der Krustenkonversionen sind bei etwa 8 Sekunden für die erste positiv polarisierte Multiple und bei etwa 10 Sekunden für die zweite, negativ polarisierte Multiple zu sehen.

Die negative Phase, die im Zeitbereich von 20 bis 80 Sekunden innerhalb des Entfernungsbereiches von etwa 40° bis 65° in den synthetischen RF zu sehen sind, ist die PcP Phase, die Reflexion an der Kern-Mantel Grenze.

Um die *Receiver Functions* zu erhalten, sind zwei Schritte erforderlich: (1) die Rotation der Dreikomponenten ZNE Spuren in ein strahlenorientiertes Koordinatensystem (LQT) und (2) die Dekonvolution der Q-Komponente mit der L-Komponente. Beide Schritte werden in den folgenden beiden Abschnitten erläutert.

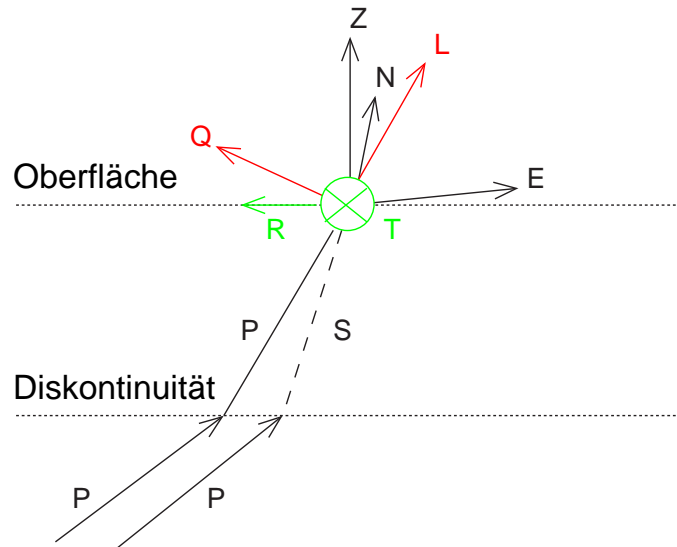


Abbildung 4.7: Strahlenbezogenes Koordinatensystem LQT. Die Komponenten R und T erfolgen aus der vorangehenden Rotation, LQT sind die Komponenten aus der zweiten Rotation. Die Erde wird hier vereinfacht als ebene geschichtet angenommen.

4.3.1 Rotation

Für die Bestimmung der RF ist es notwendig, die Daten in ein neues strahlenbezogenes Koordinatensystem LQT zu rotieren (Abbildung 4.7). Zuerst werden die Horizontalkomponenten N und E in die radiale Komponente (R) und in die transversale Komponente (T) transformiert. Dann werden die vertikale Z- und die radiale R-Komponente entsprechend dem Auftauchwinkel der P-Welle in die Komponenten L und Q transformiert. In diesem Koordinatensystem befindet sich dann die P-Energie auf der L-Komponente, SV (vertikal polarisierte S-Welle) auf der Q-Komponente und SH (horizontal polarisierte S-Welle) auf der T-Komponente, wobei Energie auf der T-Komponente ein Hinweis für Anisotropie oder laterale Heterogenitäten sein kann (Kind *et al.*, 1995; Yuan *et al.*, 1997).

Für die saubere Trennung der jeweiligen Energien, ist es nötig für den Rotationswinkel den genauen Einfallswinkel und Rückazimut zu bestimmen. Zur Bestimmung des Rotationswinkels wurden sowohl die theoretischen als auch die durch eine Polarisationsanalyse des P-Einsatzes gewonnenen Werte benutzt. Die theoretischen Winkel wurden mit Hilfe des IASP91-Modell bestimmt.

Bei der Polarisationsanalyse werden der Einfallswinkel und der Rückazimut direkt aus

der Wellenform des P-Einsatzes berechnet (Kind *et al.*, 1995). Die Winkel erhält man aus der Richtung des größten Eigenwertes der Kovarianz-Matrix für die Dreikomponentenregistrierung der P-Welle. Für die Bestimmung der Rotationswinkel wurden die Spuren mit einem Butterworth-Bandpass von 0.05 bis 0.2 Hz dritter Ordnung gefiltert, wodurch sich der P-Einsatz im Seismogramm eindeutiger bestimmen lässt. Die Rotation der Spuren wird wieder in dem Frequenzbereich von 0.05 bis 5 Hz durchgeführt. Für Erdbeben mit einer Magnitude von $m_b > 5.8$ ist es durchaus sinnvoll, die Rotationswinkel durch die Polarisationsanalyse zu bestimmen. Für kleinere Magnituden zeigt es sich jedoch, dass die theoretische Bestimmung der Rotationswinkel sinnvoller ist. Ein starkes Verrauschen der Daten führt bei der Polarisationsanalyse zu einer starken Abweichung der Rotationswinkel vom theoretischen Wert.

Li (2001) zeigt, dass verwendete falsche Rückazimutwinkel mit einer Abweichung von -30° bis $+30^\circ$ vom theoretischen Rückazimutwinkel keine signifikanten Auswirkungen auf die Q-Komponente und falsche Einfallswinkel keine Auswirkungen auf die T-Komponente haben. Eine Rotation mit fehlerhaften Winkeln verursacht in den RF Daten eine negative Amplitude um oder kurz vor dem Ersteinsatz. Diese Phase ist keine durch die Dekonvolution verursachte „side lobe“. Unter „side lobe“ versteht man unerwünschte Überschwinger, die durch die Dekonvolution hervorgerufen werden können.

Abbildung 4.8 zeigt die Differenz der berechneten und theoretischen Rückazimute und Einfallswinkel für die vier Stationen aus *Tabelle 4.1*. Weicht der Rückazimut mehr als 30° vom theoretischen Rückazimut ab (rote Kreise in *Abbildung 4.8*), so wird der theoretische Rückazimut und Einfallswinkel zur Bestimmung der Winkel für die Rotation in das strahlenbezogene Koordinatensystem verwendet. Kurzperiodische Stationen zeigen eine höhere Abweichung vom theoretischen Wert als breitbandige Stationen.

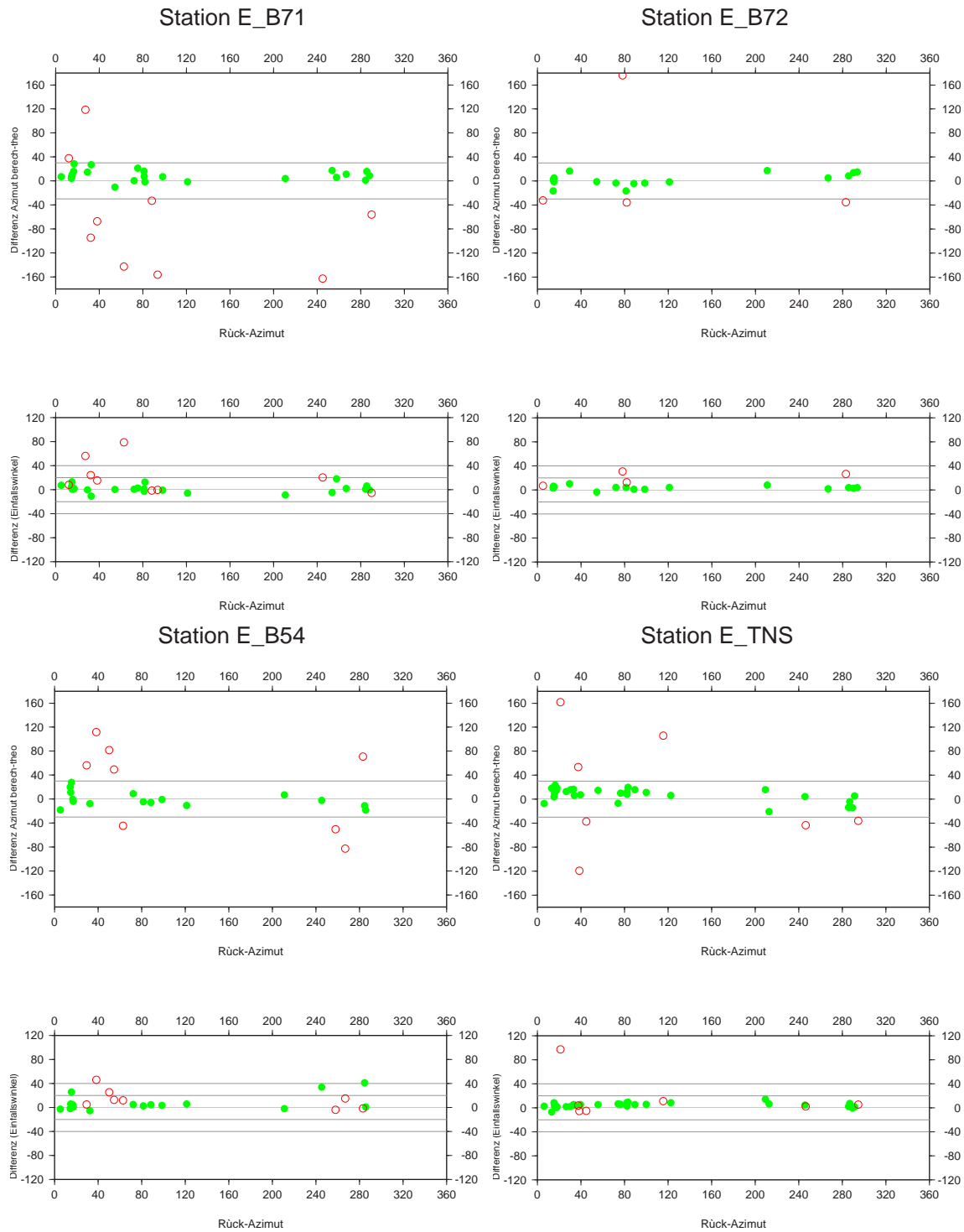


Abbildung 4.8: Bestimmung des Rückazimutes und Einfallswinkels durch Polarisationsanalyse für vier Stationen aus Tabelle 4.1. Es ist jeweils die Differenz zwischen dem bestimmten und theoretische Rückazimut und Einfallswinkel gezeigt. Rote Punkte stellen die berechneten Rückazimute mit eine Abweichung von $> 30^\circ$ der theoretischen da.

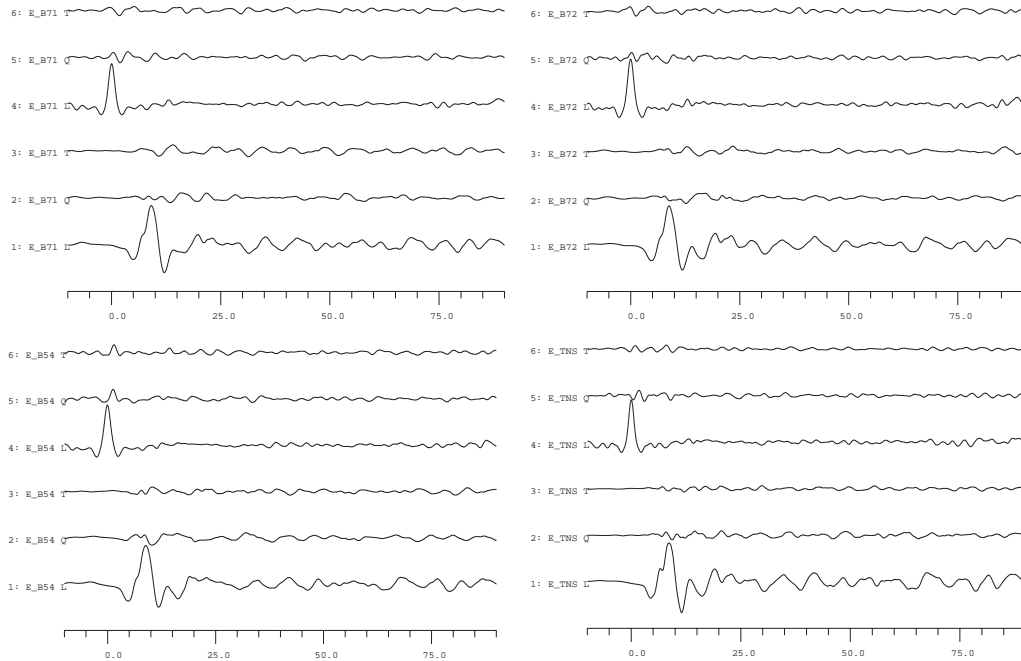


Abbildung 4.9: Daten von Stationen aus Tabelle 4.1, Spuren 1-3 jeweils nach der Rotation in das strahlenorientierte LQT-Koordinatensystem, Spuren 4-6 jeweils nach der Dekonvolution.

4.3.2 Dekonvolution

Nach der Rotation der Spuren in das strahlenorientierte Koordinatensystem LQT wird eine Dekonvolution der Q-Komponente mit der L-Komponente durchgeführt. Diese ist notwendig, um die RF in ihrer Amplituden- und Wellenform von verschiedenen Erdbeben miteinander vergleichen zu können. Es wird vorausgesetzt, dass die L-Komponente hauptsächlich Strahlweg-Effekte über Quell- und quellnahe Strukturen enthält, aber noch wenig beeinflusst durch stationsnahe Effekte ist. Durch die Dekonvolution werden Quelleffekte, wie Brucheffekte und quellnahe Strukturen im Idealfall von der Q- und T-Komponente minimiert.

Es wurde für die Daten eine Spike-Dekonvolution, ein generalisierter Wiener Optimum Filter, welcher annäherungsweise das inverse P-Signal verwendet, gewählt (Kind *et al.*, 1995; Grunewald *et al.*, 2001). Für die Generierung des Dekonvolutionsfilters wird die P-Wellenform der L-Komponente benutzt. Das Dekonvolutionsfenster der L-Komponente sollte lang genug sein, um genügend P-Energie zu enthalten. Es wurde eine Fensterlänge von 60 Sekunden vom P-Einsatz an gewählt. Nach der Dekonvolution enthält die Q-Komponente (die *Receiver Function*) idealerweise nur die direkten konvertierten Phasen

und deren multiple Wellenformen der Diskontinuitäten unterhalb des Seismometers. Anschließend wurden die Komponenten auf die maximale Amplitude des *Spikes* der L-Komponente normiert, um die absolute Amplitude des Konversionsverhältnisses zu behalten.

Abbildung 4.9 zeigt Spuren für die vier Stationen aus *Tabelle 4.1*. Spuren eins bis drei zeigt für jede Station diese vor der Dekonvolution, Spuren vier bis sechs nach der Dekonvolution.

4.4 Laufzeitkorrektur

Erdbebenwellen aus unterschiedlichen Epizentralentfernungen weisen verschiedene Auftauchwinkel und Laufzeiten an einer Station auf. Wenn die Spuren an dem P-Einsatz ausgerichtet werden sollen, dann muss eine Laufzeitkorrektur durchgeführt werden. Bei der Laufzeitkorrektur werden die Spuren alle auf eine Referenzentfernung oder auch Referenzslowness korrigiert. Hierdurch werden die Zeitreihen vergleichbar und stapelbar.

In dieser Arbeit wurden alle Seismogramme auf senkrechten Einfall korrigiert (Slowness = 0), was zur Folge hat, dass alle Spuren gestaucht werden. In der Seismologie ist dieses Korrektur auf senkrechten Einfall untypisch, da häufig auf eine Epizentralentfernung von 67° korrigiert wird. Das aus der Reflexionsseismik stammende Verfahren der **Normal-Moveout-Korrektur (NMO-Korrektur)** hat den Vorteil, dass aus den resultierenden Differenzlaufzeiten direkt linear auf die Konversionstiefe geschlossen werden kann (Grunewald, 2000).

Abbildung 4.10 zeigt die unkorrigierten synthetischen RF-Spuren (*Abbildung 4.10a*) und die auf senkrechten Einfall korrigierten Spuren (*Abbildung 4.10b*), berechnet für das IASP91-Modell. In der Summenspur der unkorrigierten Darstellung sind die konvertierten Tiefenphasen nicht erkennbar, erst durch die Laufzeitkorrektur (*Abbildung 4.10a*) werden diese in der Summenspur sichtbar. Deutlich ist jedoch auch zu sehen, dass der Zeitbereich, in dem die Multiplen der P-S-Konversion ankommen in der Summenspur schwer zu interpretieren ist, da dieser Bereich durch das Aufsummieren der Multiplen stark verwischt wird. Sollen die Multiplen genauer analysiert werden, wird nicht auf die direkte P-S-Konversion korrigiert, sondern auf die 1. oder 2. Multiple der P-S-Konversion. Hierdurch können auch spätere multiple Einsätze erkannt werden (Yuan, 1999; Li, 2001).

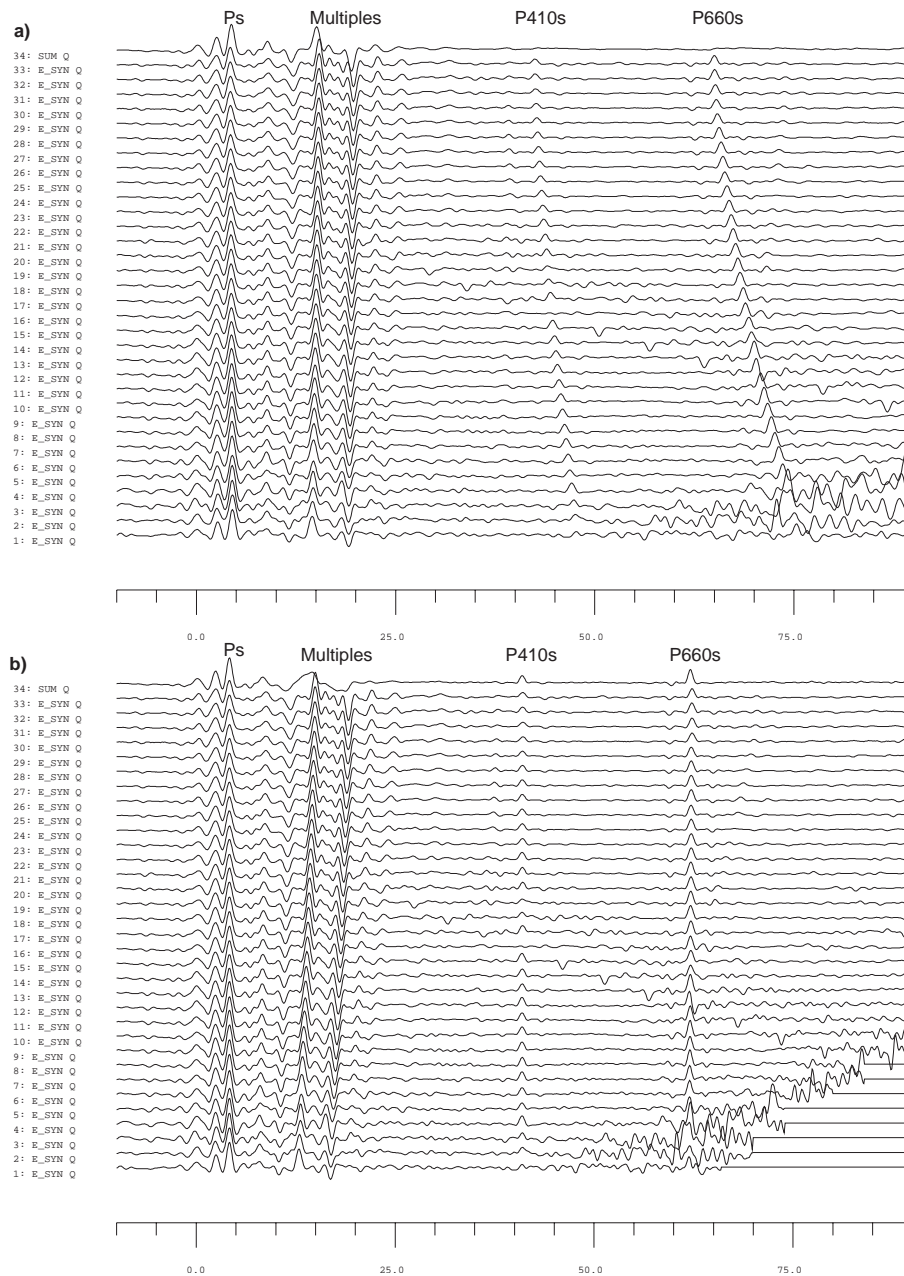


Abbildung 4.10: Laufzeitkorrigierte synthetische Spuren, a) unkorrigierte Spuren, die Tiefenphasen P410s und P660s sind in der Summenspur nicht erkennbar, b) synthetische Spuren laufzeitkorrigiert auf senkrechten Einfall, die Tiefenphasen P410s und P660s werden in der Summenspur aufsummiert. Die multiplen Phasen der P-S-Konversion schmieren dagegen aus.

4.5 Inversion von RF

Werden die Wellenformen von P-S-Konversionen und deren multiple Reflexionen invertiert, dann kann ein Geschwindigkeitsmodell für nicht allzu große Tiefen erstellt werden ((Kind *et al.*, 1995; Yuan *et al.*, 1997). Für die Inversion wurde das Verfahren von Kind *et al.* (1995) verwendet. Theoretische Seismogramme von ebenen Wellen für ein gegebenes Startmodell werden dabei nach dem Verfahren von Haskell (1962) für einen gemittelten Einfallswinkel über bestimmte epizentrale Entfernungen der aufgetzeichneten RF berechnet. Die theoretisch berechneten Spuren werden genauso rotiert und dekonvolviert wie die beobachteten Spuren. Die optimalen Parameter des Modells werden durch iteratives Minimieren der mittleren quadratischen Abweichung zwischen theoretischen und beobachteten Spuren des Anfangs- und Endmodells ermittelt (Kind *et al.*, 1995). Die Methode ist nicht eindeutig, da diese per Definition versucht, Modelle nahe dem Startmodell anzugleichen. Um dennoch ein einigermaßen aussagekräftiges Ergebnis zu erhalten, wurde ein relativ einfaches Startmodell, mit Informationen, aus anderen Untersuchungen in der Eifel-Region gewählt (unter anderem Mechie *et al.* (1982); Blundell *et al.* (1992); Barth (2002)).

Es wurden nur verschiedene Ereignisse aus einem Entfernungsbereich zwischen 50° und 80° verwendet, da die Erdbebenstrahlen aus diesem Bereich eine ähnliche Steigung besitzen. Aus diesen Informationen wurde für jede Station ein einfaches individuelles Geschwindigkeitsmodell bis zur Moho-Diskontinuität erstellt. Unterhalb der Moho wurde das IASP91-Modell verwendet.

4.6 Migration

Die Migration wurde nach Yuan *et al.* (1997) durchgeführt. Dabei wird jede RF-Zeitreihe auf den korrespondierenden Laufweg in den 3D-Raum abgebildet. Für jede Station ist ein einfaches individuelles Geschwindigkeitsmodell bis zur Moho verwendet worden. Das Krustenmodell für jede Station wurde aus geophysikalischen Untersuchungen (unter anderem Mechie *et al.* (1982); Blundell *et al.* (1992); Barth (2002)) und Ergebnissen der Inversion erstellt. Die Zeit-Diskrete jeder RF wurde umgewandelt in ein 3D-Wertegitter von einzelnen Konversionsamplituden. Die einzelnen RF der Zeitdomäne werden damit in den Raum projiziert und dabei in diskrete Volumenelemente, sogenannte „Voxels“, unterteilt (*Abbildung 4.11*). Jedes Volumenelement besitzt eine horizontale Fläche von 5 km x 5 km und eine vertikale Länge von 2 km. Jeder Strahl einer RF, der durch dieses Volumenelement läuft, trägt einen Beitrag zur Aufsummierung und so auch zur Signalverbesserung bei (Kidd, 1999; Grunewald *et al.*, 2001).

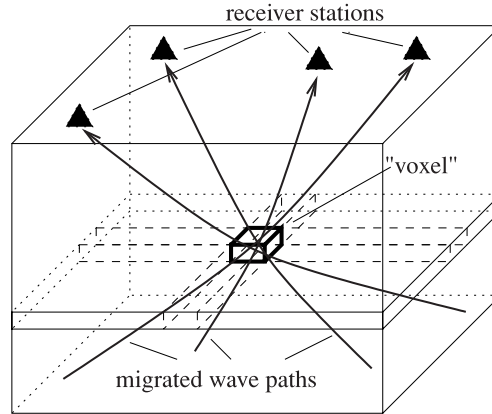


Abbildung 4.11: Die einzelnen RF des Zeitbereichs werden in den Raum projiziert und dabei in diskrete Volumenelemente unterteilt (Voxels). Der Beitrag von jedem Strahl zu jedem Volumenelement wird dann aufsummiert (Kidd, 1999; Grunewald et al., 2001).

Es wurden die Amplituden der RF über den Fresnelzonen berechnet, um so die elastische Deformation der Wellen zu berücksichtigen, das heißt, räumliches Ausschmieren der Wellenenergie wird durch Fresnelzonen ausgedrückt (Grunewald *et al.*, 2001). Die Amplituden der RF wurden mit einer Gaussverteilung über Fresnelzonen berechnet (1/e Dämpfung bei der 1 s Isochronen). Das hat zur Folge, dass jede einzelne RF ihren Beitrag zu mehreren Volumenelementen pro Tiefenschnitt beiträgt. Aus dem resultierenden 3D-Gitter wurden dann einzelne horizontale und vertikale Schnitte unterschiedlicher Dicke entnommen und visualisiert. Eine flächenhafte Kartierung der Diskontinuitäten wird damit möglich.

4.7 Auflösungsvermögen von RF

Die horizontale Auflösung ergibt sich aus dem horizontalen Beitrag einer Welle, welche im allgemeinen durch den Radius r der ersten Fresnelzone der einfallenden P-Welle ausgedrückt wird (Sheriff und Geldart, 1995):

$$r = \sqrt{\left(x + \frac{\lambda}{2}\right)^2 - x^2} \quad (4.1)$$

wobei x die Tiefe und λ die Wellenlänge der einfallenden P-Welle ist.

Das horizontale Auflösungsvermögen ist also stark tiefenabhängig. Wie schon berichtet

wurden nach der Restitution die Daten mit einem Bandpass von 0.05 Hz bis 5 Hz gefiltert. Für z.B. 410 km Tiefe, mit der dort angenommenen P-Wellengeschwindigkeit von $v_p = 9.36$ km/s (Kennett und Engdahl, 1991) ergibt sich ein horizontales Auflösungsvermögen für die P-Welle von ungefähr 30 km. Für die Amplitude der P410s aus den Seismogrammen erhält man jedoch typische Perioden von 5 Sekunden. Daraus ergibt sich ein horizontales Auflösungsvermögen für die Tiefen in 410 km von ungefähr 140 km. Dieses gilt für eine einzelne Station und kann als das minimale horizontale Auflösungsvermögen angesehen werden. Das effektive Auflösungsvermögen liegt aber weitaus höher, wegen der hohen Anzahl der Stationen und Erdbeben.

Vertikal können Diskontinuitäten aufgelöst werden, welche durch mehr als $1/4$ der S-Wellenlänge getrennt sind (Sheriff und Geldart, 1995). Für Tiefen in 410 km ergibt sich bei der angenommenen Periode von 5 Sekunden und einer S-Wellengeschwindigkeit von $v_s = 5.07$ (Kennett und Engdahl, 1991) ein vertikales Auflösungsvermögen von ungefähr 6 km.

4.8 RF und Tomographie

Gerade bei neueren seismologischen Projekten werden die Ergebnisse von *Receiver Functions* und Tomographie verglichen und gemeinsam interpretiert, wie auch in den kommenden Abschnitten dieser Arbeit. Die RF-Methode zeigt im Gegensatz zur Tomographie direkt die Schichtgrenzen. Die Tomographie zeigt die Änderung zu einem vorgegebenen Modell (meist ein Standard-Erdmodell in der Seismologie). Bei der Darstellungsweise der Ergebnisse kommt es oft zu Irritationen.

Die Farben Rot und Blau werden häufig in der Literatur bei den RF und der Tomographie verwendet, jedoch mit unterschiedlicher Bedeutung. Bei den RF steht die Farbe Rot für eine Konversion an einer Diskontinuität von einem langsameren Medium in ein schnelleres Medium (z.B. die Moho). Blau bedeutet genau das Gegenteil. Der Strahlweg wird dabei aus der Sichtweise von der aufnehmenden Station betrachtet, also zur Quelle zurückverfolgt.

Bei der Tomographie bedeutet Rot häufig eine Geschwindigkeitsreduktion zum Referenzmodell. Diese Geschwindigkeitsreduktion wird häufig durch wärmeres Material als in der Umgebung interpretiert, blau das Gegenteil.

Die Farbintensität drückt bei den RF meist die Stärke der Amplitude aus, bei der Tomographie die Änderung zum Referenzmodell.

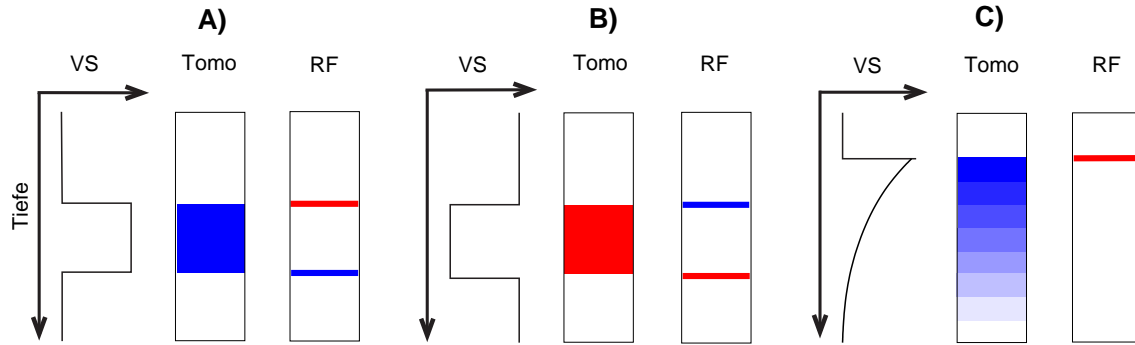


Abbildung 4.12: Schematische Darstellung von drei Geschwindigkeitsanomalien. Die Farben Rot und Blau besitzen bei der Darstellung in der Tomographie (Tomo) und den RF eine unterschiedliche Bedeutung. (A) Modell und häufige Interpretation der jeweiligen Methode für eine Hochgeschwindigkeitszone, (B) für eine Niedriggeschwindigkeitszone und (C) Geschwindigkeitsanstieg mit gradueller Abnahme.

Abbildung 4.12 zeigt schematisch drei S-Geschwindigkeitsmodelle und deren häufige Darstellung für die RF und Tomographie. In *Abbildung 4.12 (A)* ist eine Hochgeschwindigkeitszone dargestellt. Für eine Hochgeschwindigkeitszone wird eine positive Anomalie in der Tomographie beobachtet. Die RF zeigen die Konversion an der Diskontinuität und damit den „Eingang“ sowie den „Ausgang“ dieser Hochgeschwindigkeitszone. Die Erkennung ist jedoch unabhängig von einem Referenzmodell. Bei der Niedriggeschwindigkeitszone in *Abbildung 4.12 (B)* ist genau das Gegenteil zu beobachten. *Abbildung 4.12 (C)* zeigt eine Diskontinuität an einer Schicht, mit anschließender gradueller Geschwindigkeitsabnahme. Die Tomographie wird diese graduelle Abnahme der Geschwindigkeit erkennen. Die RF zeigen aber nur die Konversion zu dieser Grenzschicht, nicht jedoch die graduelle Abnahme der Geschwindigkeit. Die gemeinsame Interpretation von Ergebnissen der RF und Tomographie stellt jedoch eine wichtige Möglichkeit da, um ein gemeinsames Modell zu entwickeln.

Kapitel 5

Modellierung von RF

Um die aufgenommenen seismischen Daten und die Ausbreitung des seismischen Wellenfeldes durch den Erdkörper zu verstehen und zu interpretieren, wurden synthetische Seismogramme für ein einfaches Startmodell der Kruste und des oberen Mantels berechnet. Eine gute Methode zur Berechnung von synthetischen Seismogrammen ist die Verwendung von Finiten Differenzen. Ein Vorteil hierbei ist, dass mit dieser Methode das komplette Wellenfeld (reflektierte, konvertierte und multiple Phasen) relativ schnell und einfach für verschiedene Ereignisse, Entfernungen und an mehreren Stationen berechnet werden kann. Die prozessierten Seismogramme werden dann mit den berechneten Seismogrammen verglichen und das Modell in einem iterativen Prozess angepasst.

Durch die Berechnung von synthetischen Seismogrammen ist es möglich, multiple Phasen von verschiedenen Konversionen zu identifizieren. Dadurch, dass mehrere Modelle berechnet werden, können verschiedene Modellteile und deren Abbildbarkeit in den Seismogrammen überprüft werden. Multiple Phasen sind damit besser einzelnen Modellteilen zuzuordnen. Durch den Vergleich mit realen Daten ist es dann möglich, verschiedene Modellteile realen Strukturen zuzuordnen. Ebenso kann die Auflösbarkeit von verschiedenen Modellteilen überprüft werden.

Für die Berechnung wurde ein Algorithmus von Ryberg *et al.* (2001, 2002) verwendet, der auf einer Finite Differenzen Methode von Kelly *et al.* (1976) beruht.

Ryberg und Weber (2000) zeigten erfolgreich für RF, dass es durchaus sinnvoll ist, diese mit Finiten Differenzen zu modellieren.

5.1 Theoretische Grundlagen

Die elastische Wellengleichung basiert auf Newtons (Kräftegleichgewicht) und Hookes (elastische Materialkonstanten) Gesetzen. Sie beschreibt die zeitliche und räumliche Ausbreitung des Wellenfeldes in einem elastischen, festen Körper, mit vorgegebenem Geschwindigkeitsmodell für die beiden Komponenten U und W :

$$\rho \frac{\partial^2 U}{\partial t^2} = \frac{\partial}{\partial x} \left[\lambda \left(\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial W}{\partial z} \right) + 2\mu \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu \frac{\partial W}{\partial x} + \frac{\partial U}{\partial z} \right) \right] \quad (5.1)$$

$$\rho \frac{\partial^2 W}{\partial t^2} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\lambda \left(\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial W}{\partial z} \right) + 2\mu \frac{\partial W}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\mu \frac{\partial W}{\partial x} + \frac{\partial U}{\partial z} \right) \right] \quad (5.2)$$

wobei U und W die vertikale und horizontale Komponente des Wellenfeldes und μ und λ die elastischen Konstanten darstellen, welche die elastischen Eigenschaften (Ausbreitungsgeschwindigkeiten) des Modells beschreiben. Im allgemeinen hängen μ und λ von den räumlichen Koordinaten ab.

Um Gleichungen 5.1 und 5.2 numerisch für ein gegebenes Modell zu lösen, muss zunächst das Modell auf ein Gitter gerastert werden und dann die räumliche und zeitliche Ableitungen durch ihre äquivalenten Finiten Differenzen ersetzt werden. Nach dem Ersetzen der partiellen Ableitungen in Gleichung 5.1 durch ihre räumlichen und zeitlichen Näherungen zweiten Grades ($O(\Delta t^2, \Delta x^2)$), kann Gleichung 5.1 schematisch folgendermaßen geschrieben werden (Ryberg *et al.*, 2001, 2002):

$$U_{i,j}^{n+1} = F \left(U_{i,j}^{n-1}, U_{i,j}^n, U_{i\pm 1,j}^n, U_{i,j\pm 1}^n, W_{i\pm 1,j\pm 1}^n \right) \quad (5.3)$$

wobei $U_{i,j}^n$ die vertikale Komponente für den n -ten Zeitschritt an der Stelle i,j im Gitter darstellt. Die Funktion F ist eine einfache lineare Funktion ihrer Argumente, welche abhängen von den lokalen Werten λ und μ (z.B. die lokalen Geschwindigkeiten). Für Gleichung 5.3 berechnet sich der $n + 1$ Zeitschritt für $U_{i,j}$ aus den letzten Werten von $U_{i,j}^n$ und $U_{i,j}^{n-1}$ und aus den räumlichen Nachbarn $U_{i\pm 1,j\pm 1}^n$ und $W_{i\pm 1,j\pm 1}^n$. Ein ähnliches

Schema ergibt sich für die Berechnung von $W_{i,j}^{n+1}$

$$W_{i,j}^{n+1} = F' \left(W_{i,j}^{n-1}, W_{i,j}^n, W_{i\pm 1,j}^n, W_{i,j\pm 1}^n, U_{i\pm 1,j\pm 1}^n \right) \quad (5.4)$$

Beide Gleichungen 5.3 und 5.4 können relativ einfach und effizient auf einem Parallel-Computer berechnet werden (Ryberg *et al.*, 2000, 2002). Die numerischen Berechnungen der synthetischen Seismogramme wurden auf einer Cray T3E-900/512 des Rechenzentrums der Universität Stuttgart durchgeführt.

5.2 Berechnete Modelle

Die folgenden Modelle sind Fallstudien für sechs verschiedene Modelle, die aufeinander aufbauen. Die Modelle und die entsprechend berechneten dazugehörigen Seismogramme sollen hier unabhängig von den Ergebnissen der realen Daten beschrieben werden (siehe dann *Kapitel 6*). Die Manteldiskontinuitäten werden nicht modelliert. Um dennoch eventuelle multiple Phasen aus der Kruste und dem oberen Mantel in größeren Tiefen zu identifizieren, wird Homogenität im oberen Mantel ab 250 km Tiefe angenommen. Ein Vergleich der realen mit den modellierten Daten folgt im nächsten *Kapitel 6*. Alle Modelle sind zweidimensional. Die Auslage wurde auf einen Verlauf von Nord nach Süd in das Gebiet der Eifel-Region projiziert mit einem Stationsabstand von 5 km. Das Profil wurde so gewählt, dass das Gebiet der „Eifel“ im Zentrum liegt und wurde in allen Abbildungen mit einem symbolischen Vulkan gekennzeichnet. Die Auslage entspricht ungefähr der Länge des Nord-Profiles des Eifel Plume Projektes und beginnt bei 47.5° N und endet bei 52.5° N.

Es wurden Wellenfelder für 16 verschiedene Entfernungen von $\Delta = 22^\circ$ bis $\Delta = 37^\circ$ berechnet. Die Durchstrahlung des Modells erfolgte jeweils von Norden und ein weiteres Mal von Süden für jede Entfernung. Bis auf das letzte Modell der *Abbildung 5.5* wurden für alle anderen Modelle ein konstantes v_p/v_s Verhältnis von $\sqrt{3}$ und Birchs Gesetz (Birch, 1961) angenommen. Es wurde dämpfungsfrei modelliert. Multiple Phasen von Diskontinuitäten werden dadurch nicht unterdrückt. Wegen der geringen Tiefen der berechneten Modelle ist keine *flache Erde-Transformation* durchgeführt worden. Für die Modellierung wurden ebene Wellen verwendet.

Alle synthetischen Seismogramme wurden genauso wie die realen Daten prozessiert (siehe *Kapitel 4*). Zum besseren Vergleich mit den realen Daten wurden die syntheti-

schen Daten vor der Darstellung mit einem 3 Sekunden Tiefpass gefiltert.

Phasen, die vor dem Ersteinsatz zu sehen sind, resultieren aus der Rotation in das strahlenbezogene Koordinatensystem LQT. Die Winkel für die Rotation wurden mit einer Polarisationsanalyse bestimmt. Hierdurch können kleinere Rotationsfehler entstehen (siehe *Kapitel 4.3.1*). Verstärkt werden diese Phasen durch die akausale Spike-Dekonvolution. Es ist möglich, dass diese „Vorläufer“ mit konvertierten Phasen nach dem P-Einsatz aufsummiert werden und so als stärkere Phasen in der Darstellung erscheinen. Diese werden als Artefakte in einigen Abbildungen der synthetischen RF gekennzeichnet. Dies ist ebenso bei realen Daten möglich.

Insgesamt lagen nach dem Processing 3232 synthetisch berechnete RF vor. Die Spuren wurden nach den Durchstoßpunkten für die jeweiligen Tiefen 30 km, 210 km, 410 km und 660 km sortiert. Dies bedeutet, dass in allen Abbildungen der Zeitsektionen innerhalb des Zeitfensters von 0 bis 13.5 Sekunden die Spuren für die Durchstoßpunkte in 30 km dargestellt sind, bis 29.5 Sekunden für 210 km Tiefe, bis 53.5 Sekunden für 410 km und bis 80 Sekunden für 660 km Tiefe. Die durchgezogenen Linien entsprechen den Ankunftszeiten der Diskontinuitäten in 35 („Moho“), 210, 410 und 660 km Tiefe nach dem IASP91-Modell für senkrechten Einfall.

Als erstes wurde ein einfaches 2-Schichten-Modell gewählt (*Abbildung 5.1*). Das Modell besteht aus einer Kruste, die eine Mächtigkeit von 30 km besitzt und eine Geschwindigkeit von $v_p = 6.0$ km/s. Unter dem Bereich, der mit „Eifel“ gekennzeichnet wurde, ist die Kruste mit einer Mächtigkeit von 28 km gewählt worden. Es soll damit getestet werden, ob eine mögliche Anhebung der Moho um 2 km in den RF zu erkennen ist. Die Mantelgeschwindigkeit wurde als konstante Geschwindigkeit von $v_p = 8.2$ km/s angenommen. Das Modell in *Abbildung 5.1* wurde nur bis in 250 km Tiefe dargestellt. Die amplitudenstärksten Konversionen der Seismogrammmontage in *Abbildung 5.1* ist die Moho-Konversion bei 3.7 Sekunden und deren Multiplen PpPs bei 12.7 Sekunden mit positiver Amplitude und PpSs bei 16.3 Sekunden mit negativer Amplitude. Die dritte Multiple PpSs ist in der Seismogrammmontage und auch in der Summenspur nicht zu erkennen. Die Anhebung der Moho von 30 auf 28 km Tiefe ist zu sehen und mit *A* in *Abbildung 5.1* gekennzeichnet. Besonders stark ist die Anhebung Moho bei den Multiplen zu sehen, da der Laufweg der multiplen Phasen länger durch die langsamere Kruste erfolgt (siehe auch *Abbildung 4.4*). Die Anhebung der Moho von 30 auf 28 km Tiefe bewirkt an den Rändern diffraktierte Wellen, welche mit *Diff* in *Abbildung 5.1* gekennzeichnet wurden. Die Ränder wirken wie Diffraktionspunkte. Die Diffraktionen sind allerdings relativ schwach ausgeprägt. Bei 24 Sekunden und um 30 Sekunden nach dem P-Einsatz treten weitere Multiplen der Moho-Konversion auf (mit *B* in *Abbildung*

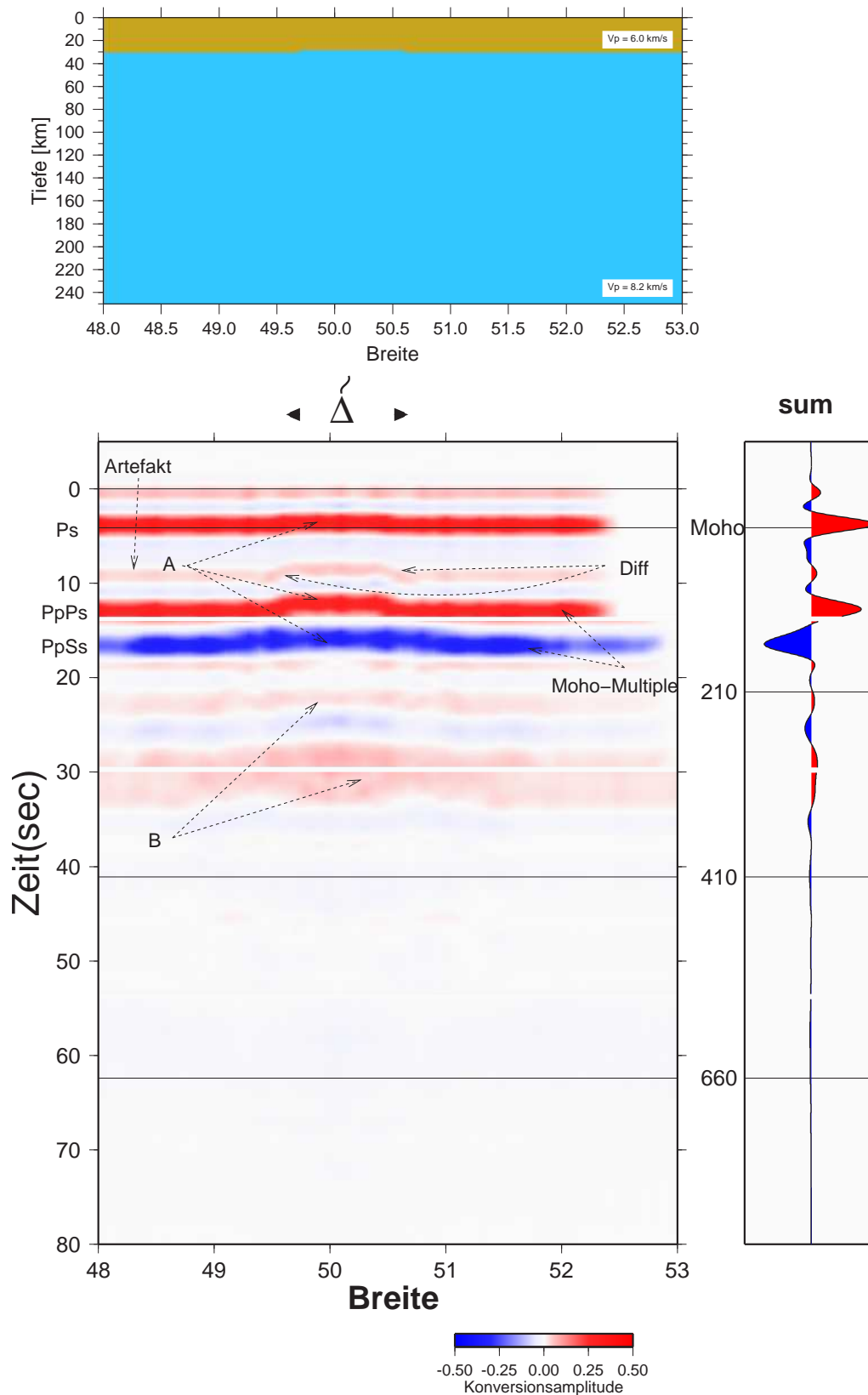


Abbildung 5.1: Modell und synthetische RF für ein 2-Schicht-Modell. Die Moho-Konversion (P_s) und deren Konversionen (P_pP_s und P_pS_s) besitzen die stärksten Amplituden. A: kennzeichnet die Anhebung der Moho, B: kennzeichnet weitere Moho-Multiple, Diff: kennzeichnet diffraktierte Energie vom Rand der Moho-Aufwölbung.

5.1 gekennzeichnet). Diese sind jedoch im Vergleich zu den ersten beiden Multiplen von deutlich geringerer Amplitude.

Im Norden des Rheinischen Massivs befindet sich das Norddeutsche Becken mit einer hohen Sedimentmächtigkeit. In das Modell von *Abbildung 5.2* wurde deswegen eine Sedimentschicht auf der nördlichen Seite eingefügt. Die Sedimentschicht beginnt bei ungefähr 51° mit einer Mächtigkeit von 1 km. Ab 51.8° wird die Dicke der Sedimente auf 5 km angehoben. Die Schicht besitzt eine Geschwindigkeit $v_p = 4.0$ km/s. Die Konversion an der Grenze zur Sedimentschicht besitzt einen deutlichen positiven Einsatz bei den synthetischen RF. In *Abbildung 5.2* wurden die Sediment-Multiplen gekennzeichnet. Es handelt sich dabei um die zweite, negative Multiple der Konversion an der Sedimentgrenze (PpSs). Die erste Multiple (PpPs) mit positiver Amplitude ist bei einer angenommen Sedimentschicht von 1 km und einer Geschwindigkeit von $v_p = 4.0$ km/s nicht auflösbar, diese fällt mit der Ps-Konversion an der Sedimentschicht in *Abbildung 5.2* zusammen. Bei der angenommen Sedimentschicht von 5 km fällt die erste, positive Multiple PpPs mit der Ps-Konversion der Moho zusammen. Deutlich ist auch der Übergang zu erkennen, wo sich die Dicke der Sedimentschicht von 1 km auf 5 km erhöht. Ebenso ist zu sehen, dass die Sedimentschicht eine spätere Ankunft der beiden Moho-Multiplen PpPs und PpSs im nördlichen Bereich bei den RF bewirkt (mit *A* in *Abbildung 5.2* gekennzeichnet). Nach ungefähr 30 Sekunden summieren sich die Multiplen der Moho-Konversion und der Sedimentschicht auf. In der Summenspur ist zu erkennen, dass die Amplituden dieser Multiplen im Vergleich zu denen in *Abbildung 5.1* zwar etwas stärker sind, jedoch im Vergleich zu den ersten beiden Multiplen der Moho-Konversion eine sehr geringe Amplitude besitzen. Nach etwa 50 bis 55 Sekunden beobachtet man bei den RF in *Abbildung 5.2* positive sehr amplitudenschwache Konversionen, die in *Abbildung 5.1* nicht zu erkennen sind (mit *B* in *Abbildung 5.2* gekennzeichnet). Diese sind Multiple, die durch die Sedimentschicht verursacht werden. Diese Multiplen sind jedoch von so geringer Amplitude, dass sie nicht in der Summenspur zu erkennen sind.

In das Modell der *Abbildung 5.3* wurde eine 50 km breite und 20 km dicke Niedriggeschwindigkeitszone (LVZ - Low Velocity Zone) mit einer $v_p = 7.7$ km/s eingefügt (rot im Modell der *Abbildung 5.3*). Es soll überprüft werden, ob kleine Zonen mit erniedrigter Geschwindigkeit im oberen Mantel aufgelöst werden können. Die Zonen erniedrigter Geschwindigkeit könnten durch partiell aufgeschmolzenes Material verursacht werden. Es wurde eine Geschwindigkeitserniedrigung von 6% gegenüber der Hintergrundgeschwindigkeit angenommen. Die Niedriggeschwindigkeitszone wurde in den

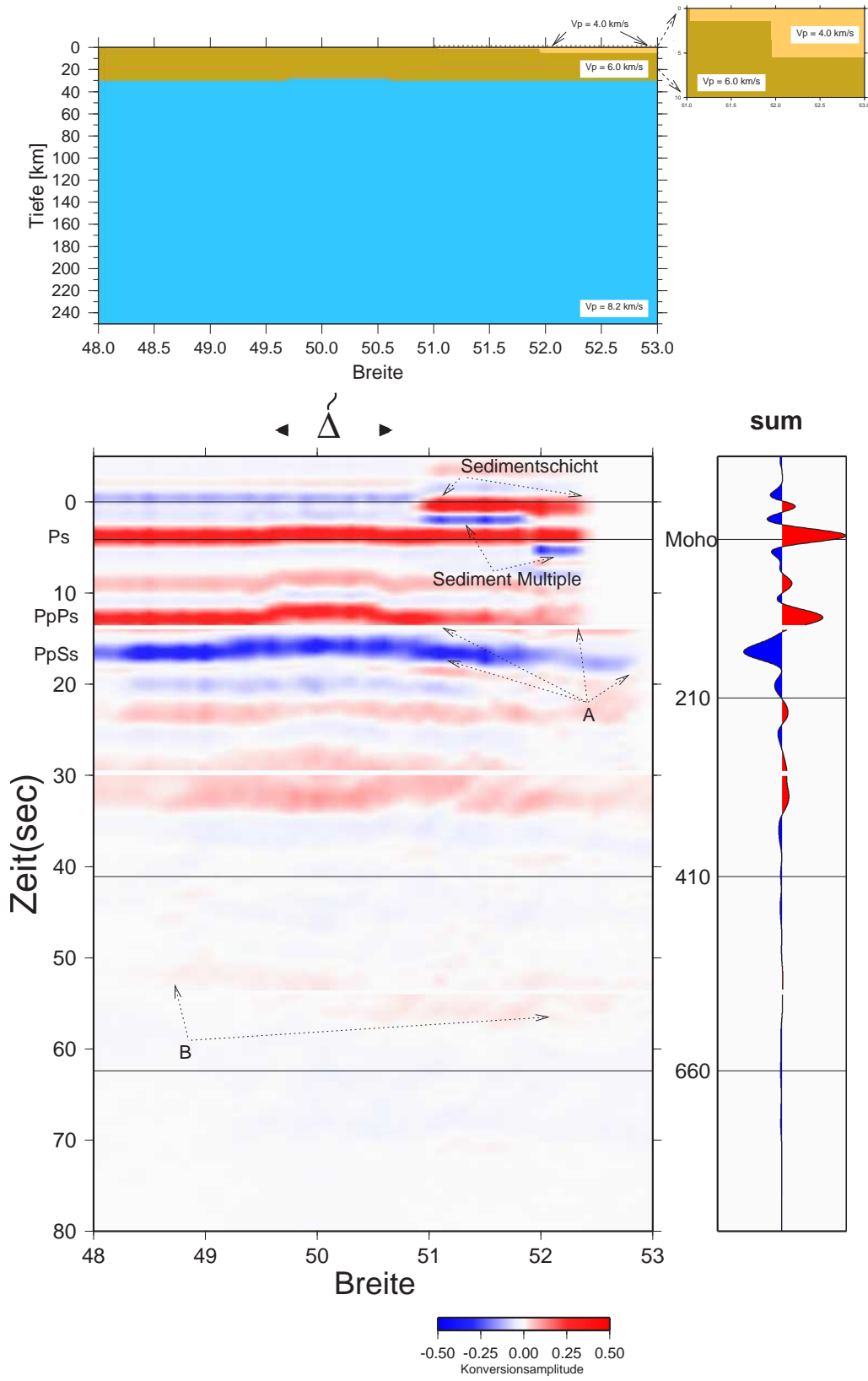


Abbildung 5.2: Modell und synthetische RF, in das Modell von Abbildung 5.1 wurde eine Sedimentschicht eingefügt. A: verzögerte Multiple durch Sedimente, B: sehr amplitudenschwache Sediment-Multiple

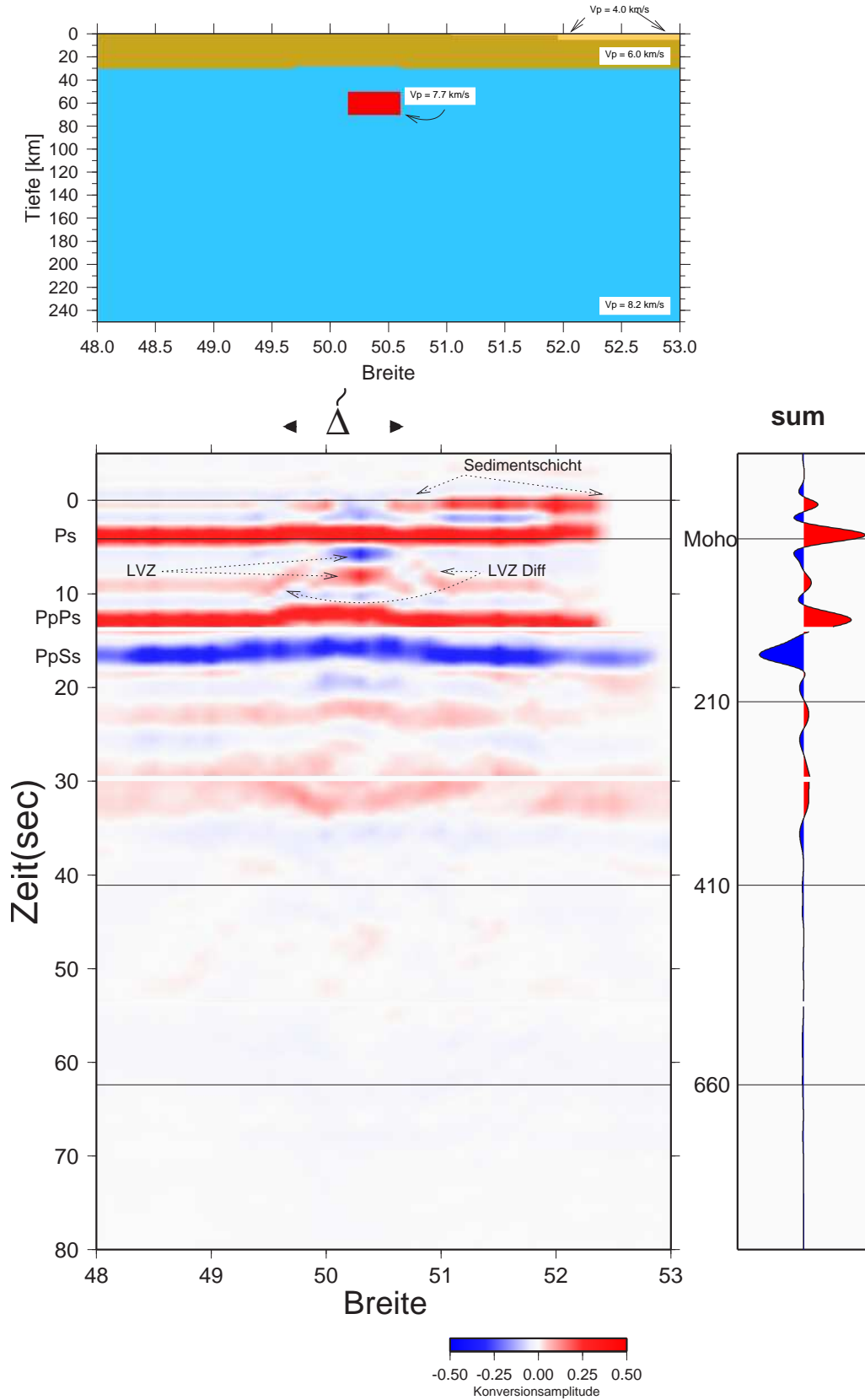


Abbildung 5.3: Modell und synthetische RF für Kruste mit Sedimentschicht und Niedriggeschwindigkeitszone. Die obere und untere Begrenzung dieser wurde mit LVZ gekennzeichnet. An den Rändern der LVZ werden diffraktierte Wellen verursacht.

Seismogrammen der *Abbildung 5.3* mit *LVZ* gekennzeichnet. Eine Erniedrigung der Geschwindigkeit bewirkt eine RF mit negativer Amplitude, ein Geschwindigkeitsanstieg eine RF mit positiver Amplitude, den Strahlweg von der Station aus betrachtet. Beides ist im Zusammenhang mit der Niedriggeschwindigkeitszone in *Abbildung 5.3* zu beobachten. Der Übergang in die Zone erniedrigter Geschwindigkeit ist nach 5 Sekunden durch eine Konversion mit negativer Amplitude bei 50.2° zu beobachten. Der Austritt aus der Niedriggeschwindigkeitszone in das schnellere Medium ist 2 Sekunden später durch eine Konversion mit positiver Amplitude zu sehen. Dies entspricht den Tiefen von 50 km für den Übergang in und 70 km Tiefe für den Austritt aus der Niedriggeschwindigkeitszone, wie sie in dem Modell festgelegt wurden. Ebenso erscheint die Niedriggeschwindigkeitszone an der Stelle, wo sie in dem Modell gesetzt wurde. Von den Rändern der Niedriggeschwindigkeitszone werden diffraktierte Wellen erzeugt. Diese wurden mit *LVZ Diff* in *Abbildung 5.3* gekennzeichnet. Diese Modellierungen zeigen, dass Körper mit einer horizontalen Länge von 50 km und einer vertikalen von 20 km aufgelöst werden können.

In *Abbildung 5.4* wurde in das Modell eine Hochgeschwindigkeitszone von 180 bis 220 km Tiefe mit einer horizontalen Ausdehnung von 200 km eingefügt. Die Niedriggeschwindigkeitszone wurde aus dem Modell entfernt. Die Hochgeschwindigkeitszone in *Abbildung 5.4* besitzt eine Geschwindigkeit von $v_p = 8.4$ km/s. Die Erhöhung der v_p -Geschwindigkeit um etwa 2.4% zur Hintergrundgeschwindigkeit, bewirkt keine relevante Änderung zur *Abbildung 5.2*. Die Erhöhung der Geschwindigkeit um 2.4% ist entweder zu niedrig oder die Hochgeschwindigkeitszone ist nicht auflösbar, weil die Multiplen der „Moho“-Diskontinuität in diesem Zeitbereich zu stark sind und somit die direkten konvertierten Signale überdecken.

In das Modell der *Abbildung 5.5* wurde die Niedriggeschwindigkeitszone wieder eingefügt. Die Mächtigkeit wurde auf 30 km erhöht. Die Niedriggeschwindigkeitszone ist in der Seismogrammmontage der *Abbildung 5.5* gut zu erkennen und wurde mit *LVZ* gekennzeichnet. Die diffraktierten Phasen, die von den Rändern der Niedriggeschwindigkeitszone verursacht werden, sind mit *LVZ Diff* markiert. In der Hochgeschwindigkeitszone wurde ein niedrigeres v_p/v_s Verhältnis von 1.62 angenommen. Das bedeutet eine Erhöhung der v_s -Geschwindigkeit gegenüber der v_p -Geschwindigkeit um 7% auf $v_s = 5.2$ km/s. Der größere Anstieg der v_s -Geschwindigkeit gegenüber der v_p -Geschwindigkeit in der Hochgeschwindigkeitszone kann durch Dehydration von aufsteigendem Mantelmaterial erklärt werden. Wird dem Material durch fraktionelles Schmelzen Wasser entzogen, so steigt die v_s -Geschwindigkeit auf Grund des größeren

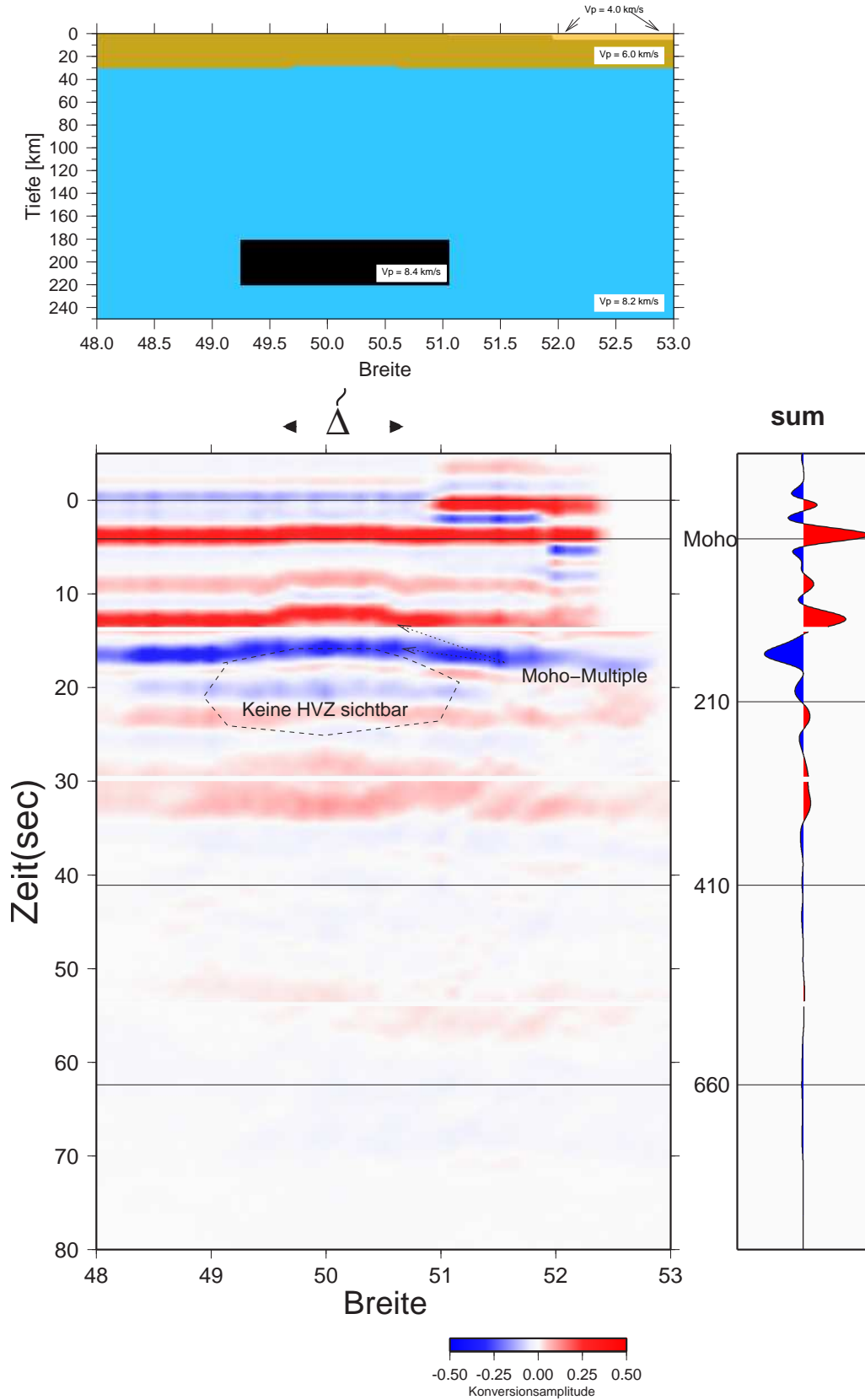


Abbildung 5.4: Modell und synthetische RF für Kruste mit Sedimentschicht und Hochgeschwindigkeitszone. Bei angenommener $v_p = 8.4$ km/s in der HVZ und konstantem v_p/v_s -Verhältnis ist keine HVZ zu erkennen.

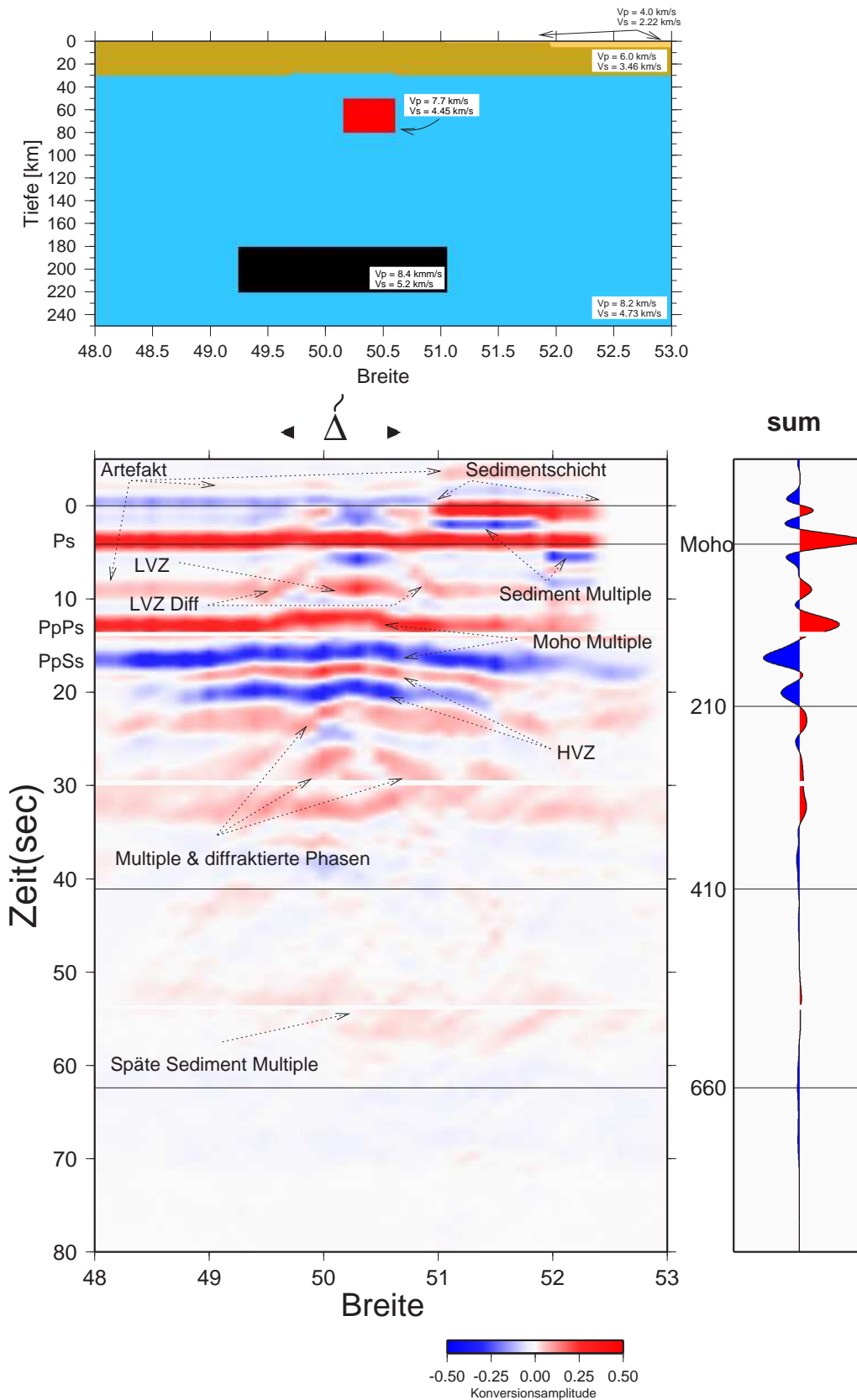


Abbildung 5.5: Modell und synthetische RF für Kruste mit Sedimentschicht, Niedriggeschwindigkeitszone und Hochgeschwindigkeitszone für nicht konstantes v_p/v_s Verhältnis (1.62).

Schermodules an. Eine genauere Erklärung erfolgt in *Kapitel 6*. Durch diese starke Erhöhung der v_s -Geschwindigkeit wird die Hochgeschwindigkeitszone in *Abbildung 5.5* im Gegensatz zu der Seismogrammmontage in *Abbildung 5.4* sichtbar. Eine amplitudenstarke positive Phase wird bei ungefähr 18 Sekunden von 48.8° bis 51.5° aufgelöst, was den Eintritt in die Hochgeschwindigkeitszone bedeutet. Diese positive Phase wird von der zweiten negativen Multiplen der Moho in der Summenspur überlagert und ist deswegen kaum sichtbar. Der Austritt aus der Hochgeschwindigkeitszone ist bei ungefähr 21 Sekunden von 48.8° bis 51.5° durch die negative Phase zu erkennen. Im Zeitbereich von 20 bis 34 Sekunden nach dem P-Einsatz sind amplitudenstarke diffraktierte und multiple Phasen sichtbar. Die diffraktierten Phasen stammen hauptsächlich von den Rändern der Hochgeschwindigkeitszone. Die Multiplen innerhalb 24 und 32 Sekunden stammen, wie schon in *Abbildung 5.2* erwähnt, von der Moho, den Sedimenten und diffraktierten Phasen. Die positiven Phasen um 52 Sekunden sind späte Multiple von der Sedimentschicht.

Abbildung 5.6 zeigt die synthetischen Spuren der *Abbildung 5.5* migriert. Die Spuren wirken tieffrequenter und somit „verschmierter“ als die der Zeitsektionen der *Abbildung 5.5*. Die blauen Punkte um die Sediment- und Moho-Konvertierten sind Darstellungsfehler. Die an der Niedriggeschwindigkeitszone diffraktierten Phasen sind nach der Migration kaum noch sichtbar. Die diffraktierten Phasen in 340 km Tiefe migrierten scheinbar zu einer Diskontinuität. Ebenso werden die Amplituden durch die Migration um 550 km Tiefe angehoben, womit auch diese multiplen Phasen, fälschlich als Diskontinuität interpretiert werden könnten.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass es möglich ist, Konvertoren von 30 ± 10 km Größe für den gezeigten Frequenzbereich (0.05 Hz bis 5 Hz) aufzulösen. Dieses trifft vor allem auf die Niedriggeschwindigkeitszone in 30 bis 80 km Tiefe zu. Die angenommene Hochgeschwindigkeitszone wird in den Seismogrammen erst sichtbar, wenn man von einem stark erniedrigten v_p/v_s Verhältnis ausgeht. Die multiplen und diffraktierten Phasen, die von verschiedenen Schichten und Blöcken verursacht werden, können möglicherweise gerade in tieferen Bereichen zu Fehlinterpretationen führen. Besonders im Bereich um 30 Sekunden nach dem P-Einsatz summieren sich verschiedene multiple und diffraktierte Phasen auf. Durch die Migration werden diese aufsummierten Phasen um die 300 km Tiefe dann soweit verschmiert, dass sie als Diskontinuität (fehl)interpretiert werden könnten. Es sei aber nochmals darauf hingewiesen, dass ohne Dämpfung modelliert wurde, weswegen die Phasen in diesen Tiefen möglicherweise in realen Daten nicht oder nicht so stark ausgeprägt sichtbar wären.

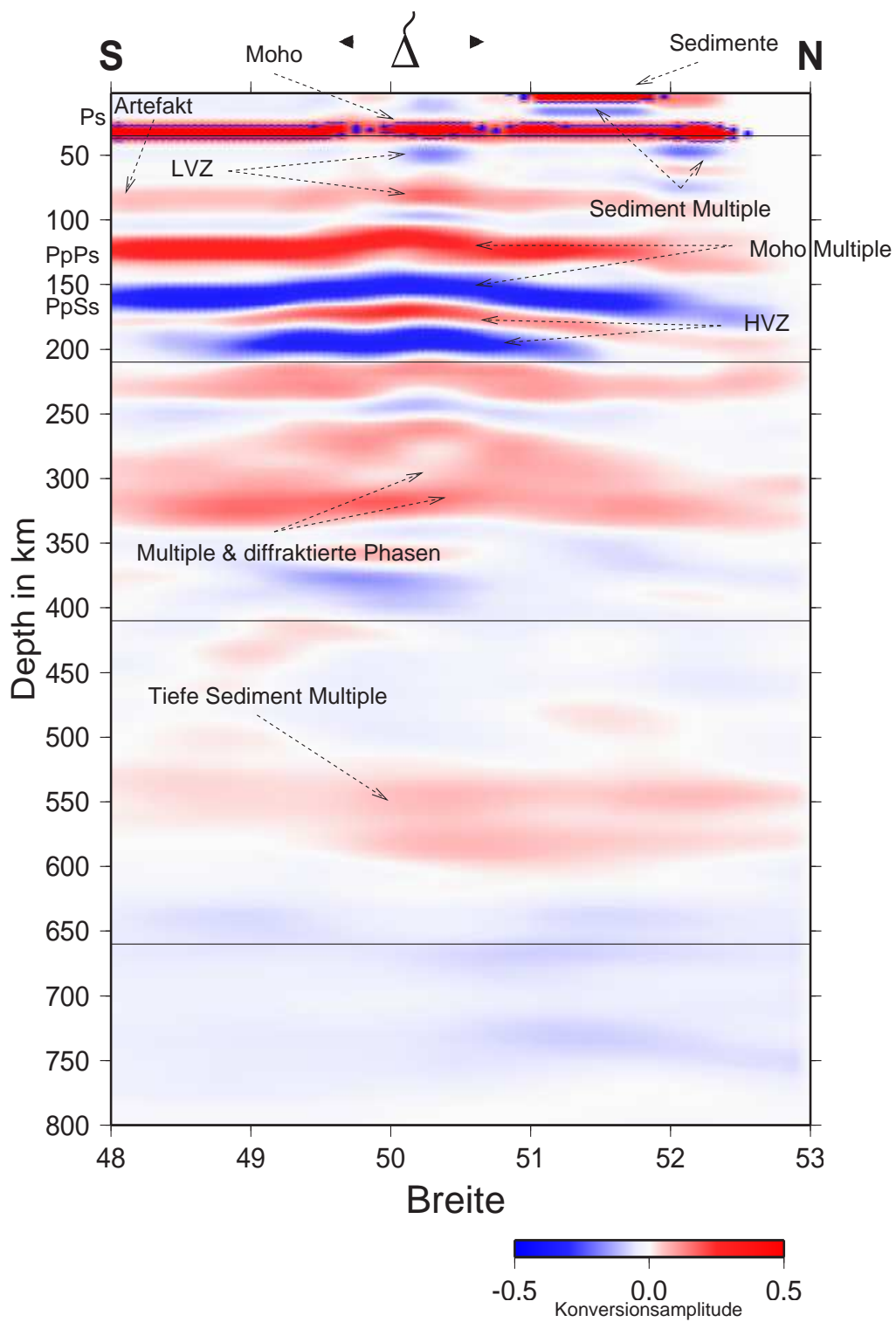


Abbildung 5.6: Migrierte synthetische RF für das Modell in Abbildung 5.5

Kapitel 6

Die Eifel: RF-Daten und deren Interpretation

6.1 Übersicht Eifel: Laufzeitkorrigierte RF

In diesem Kapitel soll ein kurzer Überblick der beobachteten Daten gegeben werden, diese werden dann in den folgenden Abschnitten näher dargestellt und interpretiert. Es werden sowohl die zeitkorrigierten als auch die migrierten Daten gezeigt, um diese miteinander zu vergleichen.

Abbildung 6.1 zeigt RF auf den senkrechten Einfall korrigiert für einen zwei Grad breiten Streifen. Der Nord-Süd-Schnitt in *Abbildung 6.1 (A)* zeigt Spuren innerhalb eines Streifens von 6° bis 8° Ost und der Ost-West-Schnitt in *Abbildung 6.1 (B)* von 49.5° bis 51.5° Nord durch die Eifel-Region. Die Seismogramme wurden mit einem Bandpass von 0.05 bis 5 Hz gefiltert. Alle Spuren, die sich innerhalb dieses zwei Grad breiten Streifens befinden, wurden verwendet und auf eine Profillinie in Nord-Süd, beziehungsweise Ost-West, projiziert. Die Ausdehnung des Eifel-Gebietes an der Oberfläche ist am oberen Rand der Abbildungen markiert, die Vulkanfelder der West- und Ost-Eifel wurden hierfür als Grundlage verwendet.

Die Spuren wurden nach den Durchstoßpunkten für die jeweiligen Tiefen von 30 km, 210 km, 410 km und 660 km sortiert. Die vier einzelnen Seismogrammmontagen wurden dann zu einer Abbildung zusammengefügt, so wie in *Kapitel 5.2* beschrieben. Die Durchstoßpunkte für die jeweiligen Tiefen sind in *Abbildung 6.2* dargestellt. Die Linien in Nord-Süd- und in Ost-West-Richtung stellen die beiden zwei Grad breiten Profilstreifen da. Spuren, deren Durchstoßpunkte außerhalb dieses Profilstreifens liegen, gehen nicht mit in die *Abbildungen 6.1* ein.

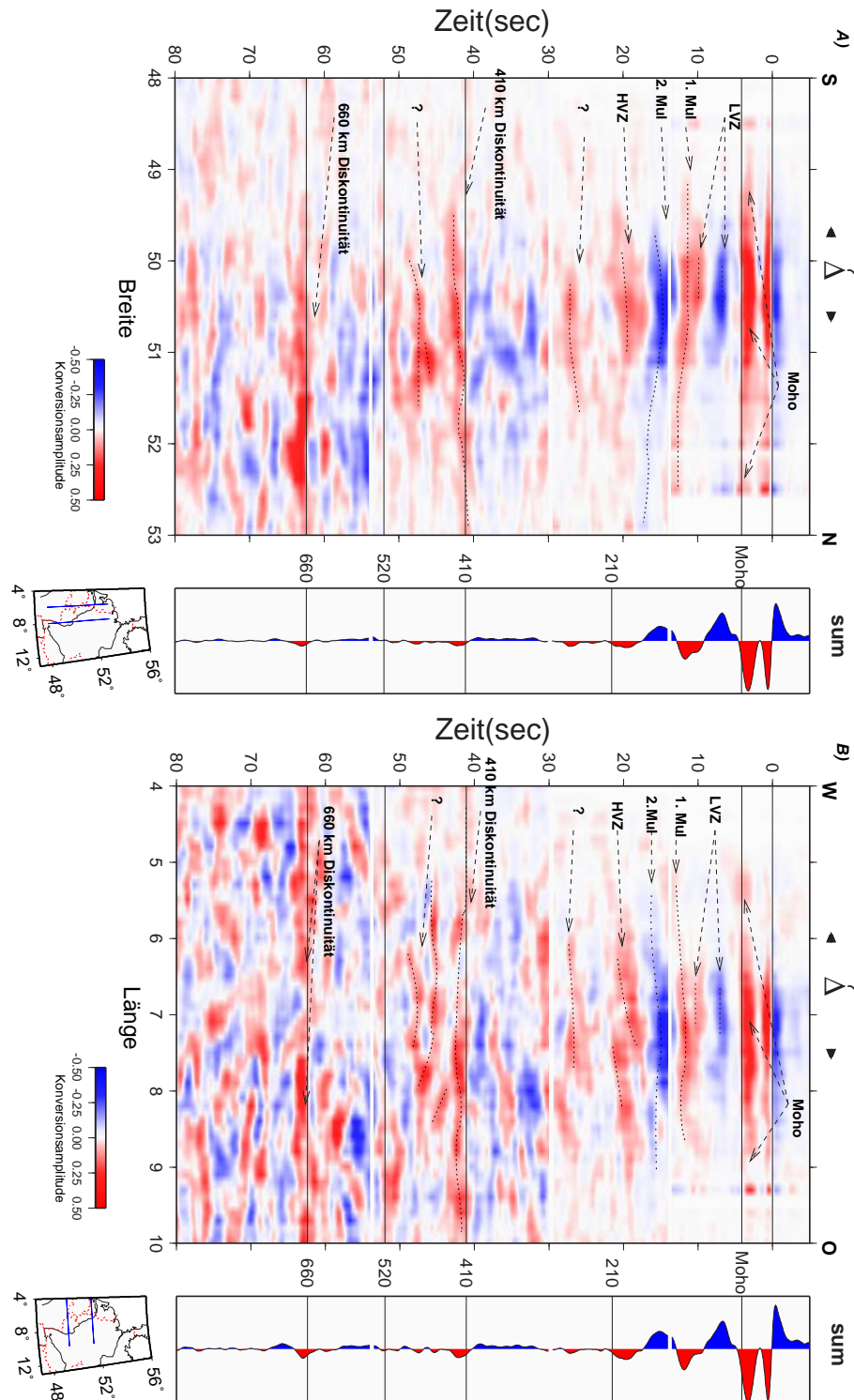


Abbildung 6.1: Zeitkorrigierte Spuren auf einem jeweils 2° breiten Streifen für ein A) Nord-Süd und B) Ost-West Profil durch die Eifel-Region. Die Spuren wurden jeweils nach den Durchstoßpunkten in den Tiefen von 30, 210, 410 und 660 km Tiefe sortiert. Rot bedeutet positive und blau negative Phasen von RF.

Die Spuren wurden mit einem sich „bewegenden Fenster“ aufsummiert (moving average). Das Summationsfenster wurde mit 50 km Länge gewählt, um ein nicht zu großes Verschmieren der Seismogramme zu erreichen. Sämtliche Spuren in diesem Fenster wurden aufsummiert. Anschließend wurde das Fenster 2 km weiter bewegt und erneut alle Spuren in dem 50 km Fenster aufsummiert. Das Aufsummieren hebt die kohärenten Signale heraus und unterdrückt das Rauschen, die summierten Spuren wirken tieffrequenter. Der Nachteil ist jedoch, dass Diffraktionspunkte zu Schichten verschmiert werden, umso stärker, je größer das Aufsummierungsfenster ist. Die Spuren wurden nach der Summation gerastert und dann abgebildet, wobei rot positive und blau negative Phasen von RF bedeuten (siehe auch *Kapitel 4.8*).

Die Überdeckung in der jeweiligen Tiefe wurde bei den aufsummierten Spuren mit berücksichtigt. In der *Abbildung 6.1* wird dies durch das Herabsetzen der Farbintensität verdeutlicht. Je weniger Spuren auf dem Profil zur Verfügung standen, desto geringer ist die Farbintensität. Nach der Aufsummierung der Spuren wurde auf das Maximum normiert. Aufgrund der Farbintensität ist zu erkennen, dass auf dem Nord-Süd-Profil in *Abbildungen 6.1 (A)* die Hauptdurchstrahlrichtung aus dem Norden erfolgt. Die Überdeckung ist in 660 km Tiefe im Eifel Gebiet teilweise nicht mehr optimal, was auch in *Abbildung 6.2* an den Durchstoßpunkten zu erkennen ist, welche in dem Bereich der Eifel stark ausgedünnt sind. Die eingezeichneten Linien für die Diskontinuitäten entsprechen den Ankunftszeiten nach dem IASP91-Modell (siehe *Kapitel 4.3*).

In dem Ost-West Schnitt durch die Eifel Region ist mehr Rauschen zu erkennen als im Nord-Süd-Schnitt. Auf dem Nord-Süd-Profil standen mehr Stationen zur Verfügung, da das Profil in diese Richtung eine längere Ausdehnung besaß (siehe *Abbildung 3.1*). Für die Aufsummierung der Spuren standen somit mehr Spuren zu Verfügung. Dadurch wurden die kohärenten Signale besser hervorgehoben und das Rauschen besser unterdrückt, als auf dem Ost-West-Profil.

In *Abbildung 6.1* wurden die Konversionen gekennzeichnet, die besonders stark ausgeprägt sind. Dies sind die Moho-Konversionen (Ps), welche bei ungefähr 3.2 Sekunden nach dem Ersteinsatz in der Summenspur erfolgen. In der Seismogrammmontage weisen die Ps-Konversionen der Moho jedoch einige Variationen in ihren Ankunftszeiten auf. Die multiplen Phasen der Moho erreichen die Stationen nach ungefähr 11 Sekunden für die erste, mit positiver Phase (PsPs) und 16 Sekunden für die zweite, mit negativer Phase (PpSs).

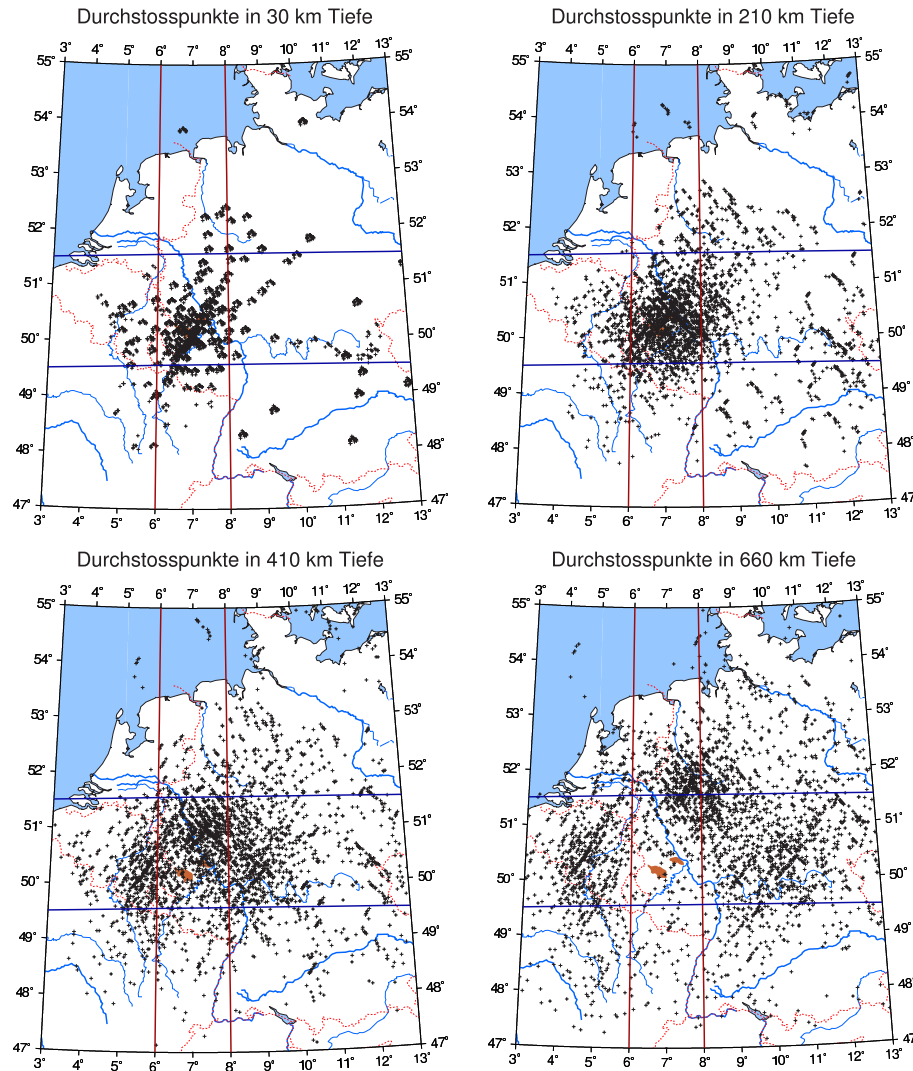


Abbildung 6.2: Durchstoßpunkte aller verfügbaren Spuren für die jeweiligen Tiefen 30, 210, 410 und 660 km in Abbildung 6.1. Die Linien bedeuten jeweils den Nord-Süd- und West-Ost-Profilstreifen. Spuren mit Durchstoßpunkten, die außerhalb des jeweiligen Profilstreifens liegen, gehen nicht in die Abbildung 6.1 ein.

Die RF mit positiven Phasen, welche bei 19 Sekunden zu beobachten sind, könnten die dritten Multiple (PsSs) der Moho sein. Für die dritte multiple Phase der Moho-Konversionen besitzen diese aber eine relativ starke Amplitude. Die Modellierung mit Finiten Differenzen ergab, dass keine dritte Multiple (PsSs) der Moho-Konversion zu erkennen ist (siehe *Abbildung 5.1*). Bei der Verwendung des IASP91-Modells zur Berechnung von synthetischen Spuren in *Abbildung 4.6* war diese sehr amplitudenschwach und in der Summenspur nicht zu erkennen. Es wird deswegen (um die 20 Sekunden nach dem Ersteinsatz) eine mögliche Hochgeschwindigkeitszone (HVZ) angenommen.

In der Summenspur sind starke negative Phasen der RF bei 7 Sekunden zu erkennen. Schaut man in die Vertikalschnitte der *Abbildung 6.1*, findet man diese negativen Phasen vor allem unterhalb der Eifel bei 7 Sekunden nach dem Ersteinsatz. Dies deutet auf eine Niedriggeschwindigkeitszone (LVZ) unterhalb der Eifel hin.

Die Konversionen an den Diskontinuitäten in 410 km und 660 km Tiefe sind in Nord-Süd- und Ost-West-Richtung der *Abbildung 6.1* eindeutig zu erkennen. Es ist ebenso zu sehen, dass die konvertierte Phase der 410 km Diskontinuität unterhalb der Eifel um ungefähr zwei Sekunden später als nach der erwarteten Ankunftszeit des IASP91-Modell eintrifft. Dieses deutet auf Grund der positiven Clapeyron-Steigung auf eine mögliche Erhöhung der Temperatur in diesem Bereich hin. Die Konversion der 660 km Diskontinuität scheint jedoch unbeeinflusst.

In der Seismogrammmontage der *Abbildung 6.1* sind nach ungefähr 28, 45-52 Sekunden nach dem Ersteinsatz weitere positive Phasen zu beobachten. Diese konnten nicht eindeutig erklärt werden und wurden mit einem Fragezeichen versehen.

6.2 Übersicht Eifel: Migrierte RF

Die Daten, welche im letzten Abschnitt zeitkorrigiert dargestellt wurden, sollen in diesem Abschnitt den migrierten Daten gegenübergestellt werden.

In *Abbildung 6.3* sind Vertikalschnitte durch die Eifel in den gleichen Nord-Süd- und Ost-West-Profilstreifen wie in *Abbildung 6.1* dargestellt.

Abbildung 6.4 zeigt die Überdeckung für Schichten von 20 km bis 110 km, 150 km bis 240 km, 380 km bis 470 km und von 620 km bis 710 km Tiefe. Innerhalb der Grenzen wurde über die gesamte Schicht gemittelt. Die schwarzen Kreuze stellen einmal den Standort der zentralen Station des Eifel-Netzwerkes und das andere mal den Ort des Vogelsberges da. Die Vulkanfelder der West- und Ost-Eifel sind ebenso eingezeichnet. Zur Berechnung der Überdeckung wurden die Strahlendurchgänge durch die einzelnen Volumenelemente gezählt (siehe *Kapitel 4.6*). Die maximale Zählung innerhalb eines Volumenelements ergibt 928 Strahlendurchgänge. In *Abbildung 6.4* wurde auf das Maximum normiert. Volumenelemente, in denen weniger als 20 Strahlendurchgänge gezählt wurden, gehen in die weitere Darstellung nicht mit ein (grau eingefärbt in *Abbildung 6.4*).

Die Anzahl der Strahlendurchgänge nimmt mit der Tiefe zu. Aber ebenso nimmt die Durchstrahlungsdichte mit der Tiefe unterhalb der Eifel ab, diese wandert in Richtung Norden. In 660 km Tiefe beträgt die Durchstrahlung unterhalb der Eifel ungefähr 30%. Der Grund hierfür liegt an der Verteilung der Erdbeben und Lage des Eifel-Netzwerkes. Die Hauptdurchstrahlung erfolgt aus dem Nordosten und das Zentrum des Netzwerkes liegt direkt in der Eifel. Aus dem Südwesten erfolgt keine ausreichende Durchstrahlung durch Erdbebenwellen (siehe auch *Abbildung 4.1*, verwendete Erdbeben). Außerdem lieferten die Stationen aus dem südlichen Netzwerk keine gute Datenqualität. Ein Versatz des Netzwerkes nach Südosten hätte möglicherweise für die RF-Methode ein besseres Auflösungsvermögen für diese Region in der Tiefe ergeben.

Die durchgezogenen schwarzen Linien in *Abbildung 6.3 (A) und (B)* entsprechen den Tiefen der Diskontinuitäten bei 35 km (Mohotiefe nach dem IASP91-Modell), 210 km, 420 km und 660 km. Zur Übersicht wurden in *Abbildung 6.3* die einzelnen Beobachtungen wie in *Abbildung 6.1* eingetragen.

Die migrierten RF wirken im Vergleich zu den zeitkorrigierten RF „verschmierter“ und damit wesentlich tieffrequenter. Auffällig ist, dass die positiven Phasen der RF in ungefähr 260 km Tiefe und zwischen 440 und 500 km Tiefe im Vergleich zur Zeitsektion ge-

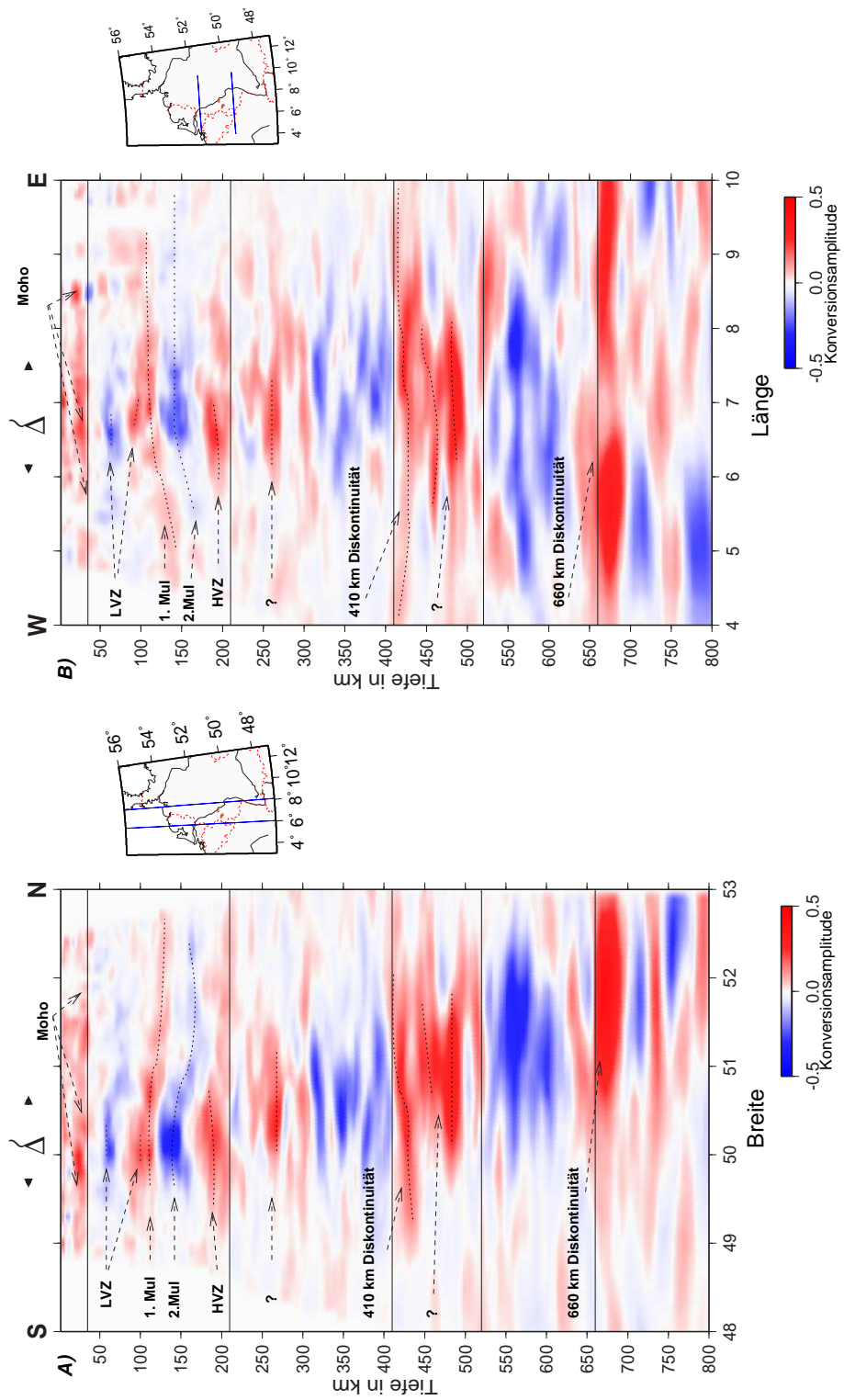


Abbildung 6.3: Migrierte Spuren für die gleichen zwei Grad breiten Streifen für Nord-Süd- und Ost-West-Profile wie in Abbildung 6.1.

Überdeckung für 4 Tiefenabschnitte

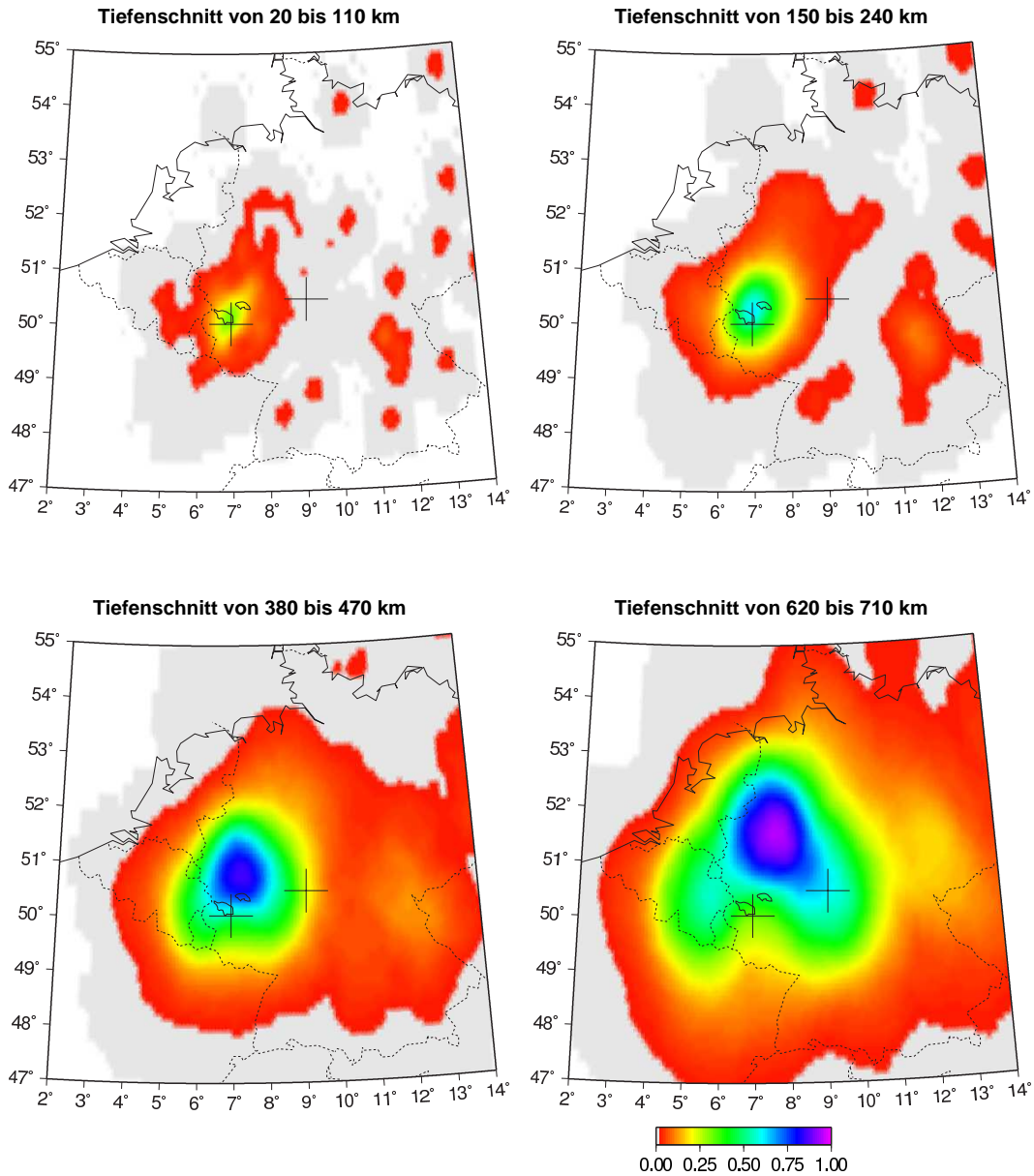


Abbildung 6.4: Überdeckungskarte für bestimmte Tiefenschnitte aus migrierten Daten. Es wurden in den einzelnen Volumenelementen die Strahlendurchgänge gezählt. Dabei wurde auf die maximale Anzahl der Strahlendurchgänge normiert, was 928 (=100%) Strahlendurchgängen entspricht. Regionen mit weniger als 20 Strahlendurchgängen wurde jeweils grau eingefärbt. Das Zentrum des Eifel-Netzwerkes und die Lage des Vogelsberges wurden durch ein Kreuz gekennzeichnet, ebenso wurden die Vulkanfelder der Eifel eingezeichnet.

genüber den anderen nicht mit einem Fragezeichen gekennzeichneten Diskontinuitäten durch die Migration stark in ihrer Amplitude angehoben wurden. Da der Wert der Auflösung in die Stärke der Amplituden mit einfließt, ist es möglich, dass gerade in größeren Tiefen, die Amplituden mehr angehoben werden. Hierdurch könnte Rauschen so verschmiert werden, dass es nach der Migration einer Diskontinuität sehr ähnelt.

Bei den synthetischen Daten der migrierten RF in *Abbildung 5.6* wurden in größeren Tiefen Multiple von flachen Diskontinuitäten und Diffraktionen gerade in 250 bis 330 km und um 500 km Tiefe beobachtet. Es ist durchaus möglich, dass diese durch die Migration so verstärkt wurden, dass dadurch scheinbar eine Diskontinuität in diesen Tiefen vermutet werden kann.

Im weiteren Verlauf der Arbeit sollen nun die beobachteten Diskontinuitäten, welche in den zeitkorrigierten Daten der *Abbildung 6.1*, sowie in den migrierten Daten der *Abbildung 6.3* eingezeichnet sind, genauer erläutert werden.

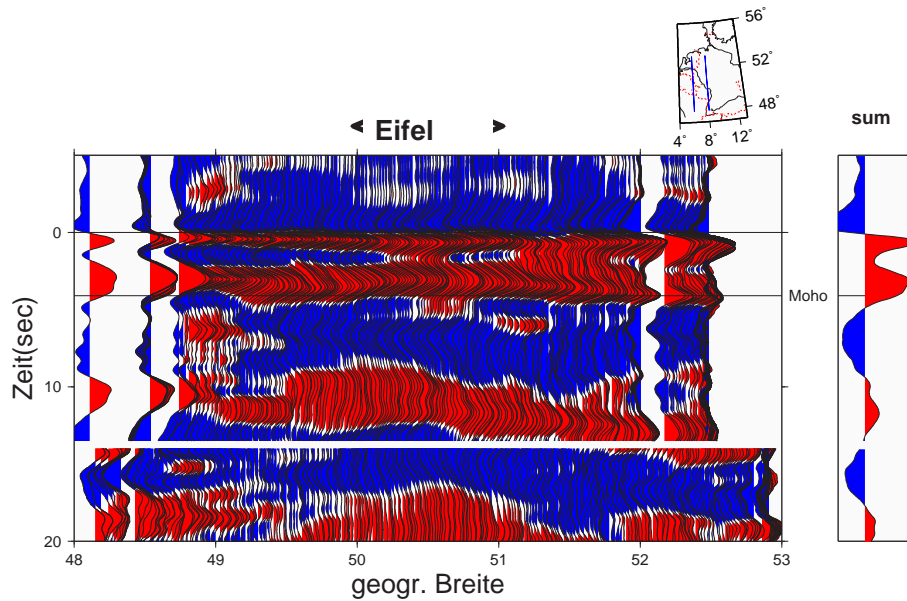


Abbildung 6.5: Laufzeitkorrigierte RF auf senkrechten Einfall für die ersten 20 Sekunden nach dem Ersteinsatz, Nord-Süd Vertikalschnitt für den Bereich von 6° - 8° O.

6.3 Tiefenlage der Moho-Diskontinuität

Die Tiefenlage der Moho-Diskontinuität zeigt keine starken Abweichungen im Vergleich zu verschiedenen anderen geophysikalischen Untersuchungen (Mechie *et al.*, 1982, 1983; DEKORP-Research-Group, 1988, 1991). Sie wird bei einer Tiefe von ungefähr 29 km bis 33 km beobachtet.

Abbildungen 6.5 und 6.6 zeigen Seismogrammmontagen von RF Spuren bis zu einer Zeit von 20 Sekunden nach dem Ersteinsatz. Die Profilstreifen sind jeweils zwei Grad breit, von der Breite 48° bis 53° Nord in *Abbildung 6.5* und der Länge 4° bis 10° Ost in *Abbildung 6.6*. Alle Spuren, die in dem zwei Grad breiten Streifen zur Verfügung standen wurden auf den senkrechten Einfall korrigiert und wieder mit einem sich „bewegenden Fenster“ aufsummiert, wie in *Abschnitt 6.1* erläutert.

Direkt nach dem Ersteinsatz in *Abbildungen 6.5* und *6.6* erfolgen die Konversionen an der Sedimentunterkante. In *Abbildungen 6.5* verstärkt sich die Amplitude dieser Konversion ab ungefähr 51° N. Der Grund dafür sind die mächtigen Sedimentschichten im Norddeutschen Becken. Bei ungefähr 3.2 Sekunden erfolgt die Mohokonvertierte.

Abbildung 6.7 zeigt die Differenz zwischen der theoretischen Ankunftszeit der P zu S

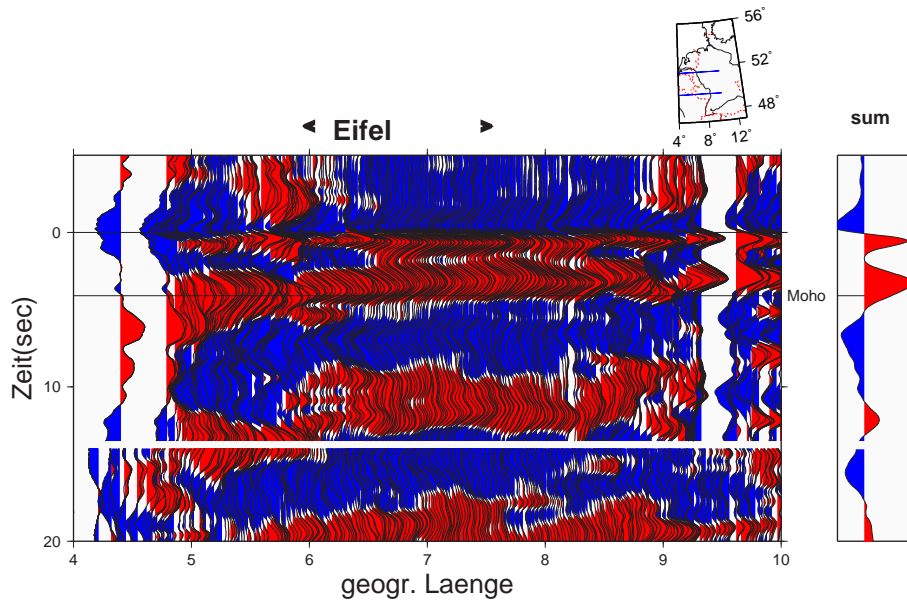


Abbildung 6.6: Laufzeitkorrigierte RF auf senkrechten Einfall für die ersten 20 Sekunden nach dem Ersteinsatz, Ost-West Vertikalschnitt für den Bereich von 49.5° - 51.5° N.

Konvertierten von der Moho und der gemessenen Ankunftszeit an der Station für den Nord-Süd Streifen in *Abbildung 6.5* und den Ost-West-Streifen in *Abbildung 6.6*. Bei einer Differenzzeit von Null Sekunden würde die Konvertierte bei einer Zeit von 4.1 Sekunden nach dem Ersteinsatz auftreten, was einer Tiefe von 35 km nach dem IASP91-Modell entspricht. Die gestrichelten Linien in *Abbildung 6.7 (B)* sind Interpolationen, da in diesem Bereich nicht ausreichend Daten zur Verfügung standen. In beiden Profilen erreicht die Mohokonvertierte die Stationen früher als nach dem IASP91-Modell erwartet. Das ist auch zu erwarten, denn wie aus verschiedenen Untersuchungen im Bereich des Rheinischen Massivs hervorgeht (Mechie *et al.*, 1982; DEKORP-Research-Group, 1988, 1991) liegt die Mohotiefe um 30 km, was einer Ankunftszeit der Moho-Konvertierten von ungefähr 3.2 Sekunden nach dem Ersteinsatz entspricht.

Südlich von 49.8° N in *Abbildung 6.7 (A)* erreicht die Moho-Konvertierte die Stationen 0.4 - 0.7 Sekunden früher als nach dem IASP91-Modell zu erwarten. Ab 49.8° N, unterhalb der Eifel-Region, erreicht die Ps-Konvertierte die Stationen sogar ca. 0.9 - 1.2 Sekunden früher. Das deutet auf eine geringe Anhebung der Moho im Bereich der Eifel hin.

Nach Norden zum Norddeutschen Becken (ab ungefähr 51.2° N) erreichen die Ps-Konvertierten der Moho und deren Multiple die Stationen scheinbar später als in der Eifel-Region. Dies ist darauf zurückzuführen, dass die Sedimentmächtigkeit nach

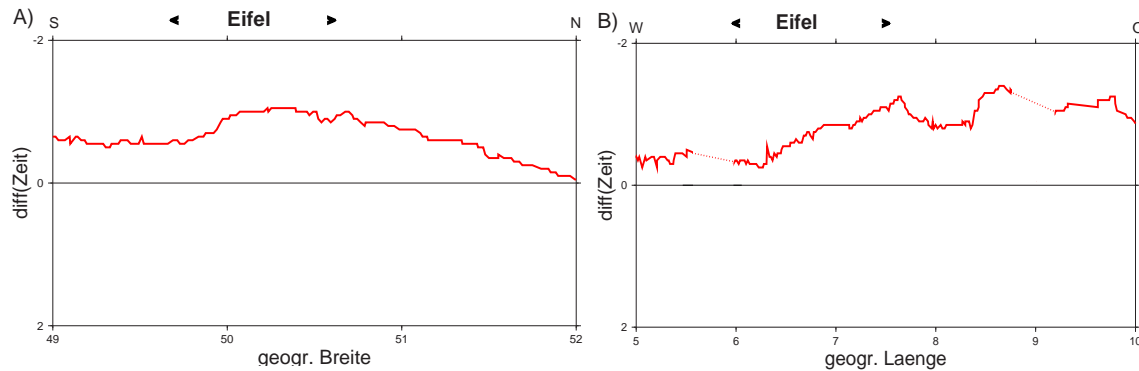


Abbildung 6.7: Differenz zwischen theoretischer (nach dem IASP91 Modell) und gemessener Ankunftszeit der Moho-Konvertierten. Die Moho-Konvertierte erreicht Stationen früher als nach dem IASP91 Modell. Erklärung im Text.

Norden zum Norddeutschen Becken hin zunimmt. Sedimente besitzen eine geringere Geschwindigkeit als kristallines Gestein. Dadurch erhöht sich die Laufzeit. Ebenso wird die Krustenstruktur durch die gelagerten Sedimente im norddeutschen Becken komplizierter. Hierdurch werden weitere Ps-Konversionen mit Multiplen erzeugt (siehe auch Gossler *et al.* (1999)), wie ab 51.2° N in *Abbildung 6.5* vor Ankunft der Moho-Konvertierten zu erkennen ist.

Dass die Sedimentmächtigkeit nach Norden hin zunimmt, ist besonders an den multiplen Phasen im Vergleich der Ankunftszeiten mit der direkten Ps-Konvertierten zu erkennen. Der Laufweg der multiplen Phasen, dauert länger durch die langsameren Sedimente (siehe *Abbildung 4.4*). Dadurch wird der zeitliche Abstand zwischen dem Erreichen der direkten Ps-Konvertierten an der Moho und deren multiplen Phasen bei zunehmender Mächtigkeit der Sedimente größer (*Abbildung 6.5* ab 51.2° N).

Auf dem Ost-West-Profil der *Abbildung 6.6* und in den dazugehörigen Differenzlaufzeiten in *Abbildung 6.7 (B)*, ist keine eindeutige Moho-Anhebung unterhalb der Eifel zu beobachten. Entlang dieses Profils wird eine frühere Ankunft der direkten Moho-Konversion über den gesamten dargestellten Bereich von 5° O bis 10° O beobachtet. Dieses stimmt mit Ergebnissen von beobachteten Moho-Tiefen unter anderem bei Mechie *et al.* (1983); Blundell *et al.* (1992) überein. Danach wird eine Verringerung der Krustenmächtigkeit von West nach Ost in dieser Region Mitteleuropas beobachtet.

Abbildung 6.8 zeigt eine Moho-Tiefen-Karte, welche aus migrierten Daten erstellt wurde. Innerhalb dieser Koordinaten besteht die höchste Auflösung für diesen Tiefenbereich (siehe Überdeckungskarte in *Abbildung 6.4* für Moho-Tiefe). Aus den migrierten Daten

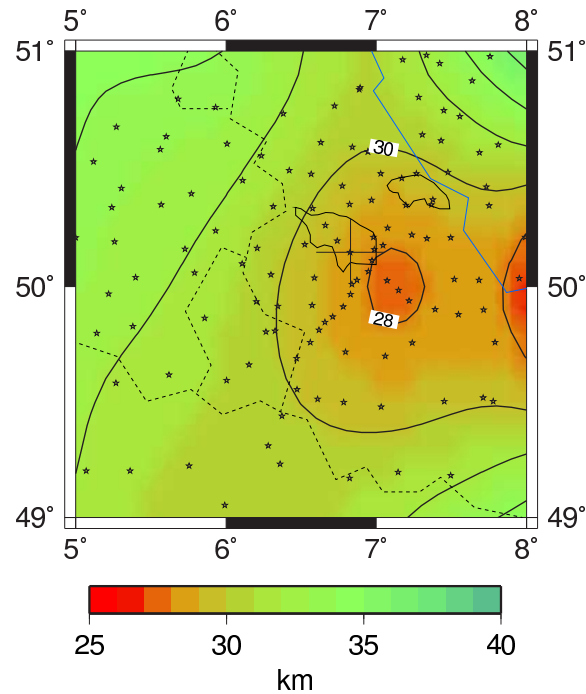


Abbildung 6.8: Moho Tiefenkarte aus migrierten Daten. Die Sternchen entsprechen den Standorten der Stationen des Eifel-Netzwerkes.

wurde die maximale Amplitude zwischen 20 und 50 km Tiefe entnommen. Es wurde dabei angenommen, dass die gepickte maximale Amplitude der Mohokonvertierten entspricht und auf deren Tiefe schließen lässt. Die entnommenen Daten wurden dann gerastert und als Karte der *Abbildung 6.8* dargestellt. Eine Aufwölbung der Moho auf weniger als 30 km Tiefe ist im Bereich der Eifel zu sehen. Diese Aufwölbung scheint sich nach Osten fortzusetzen. Diese Beobachtung wurde wie bereits erwähnt, auch schon bei früheren Untersuchungen gemacht. Wie schon am Anfang des Kapitels erwähnt schwankt die Moho-Tiefe im Bereich von 29 bis 33 km. Diese Schwankungen sind eher gering und die Ursache ist durch mögliche Variationen in der Kruste zu erklären, die mit den RF nicht auflösbar sind.

Es wurde auch versucht, durch das Verfahren von Zhu und Kanamori (2000) die Moho-Tiefe in dem Gebiet der Eifel zu bestimmen. Das Verfahren berechnet unter Anwendung der Moho-Konvertierten und deren Multiplen die Tiefe der Moho, das v_p/v_s -Verhältnis oder die Krustengeschwindigkeit. Einer der drei Parametern wird dabei als konstant angenommen. Die Ergebnisse sind in der Eifel-Region jedoch extrem instabil. Schon bei geringen Änderungen einer Konstanten wurden Moho-Tiefen von 10 bis 50 km Tiefe für die Eifel-Region berechnet. Auf eine Darstellung der Ergebnisse wurde deswegen verzichtet.

6.4 Niedriggeschwindigkeitszone in der Eifel-Region

In den *Abbildungen 6.5* und *6.6* sind sieben Sekunden nach dem Ersteinsatz amplitudenstarke negative Phasen unterhalb der Eifel zu erkennen. Dies könnte einerseits bedeuten, dass die Erdbebenwellen ein Gebiet mit erniedrigter Geschwindigkeit passieren oder dass diese sehr amplitudenstarken negativen Phasen Multiple aus einer Krustenkonversion darstellen. Da die Konversion bei sieben Sekunden negativ ist, könnten diese einerseits die erste Multiple von einer P zu S Konversion in der Kruste sein, die ebenfalls durch ein Gebiet erniedrigter Geschwindigkeit gelaufen ist. Andererseits könnte diese negative Phase auch als zweite Multiple an einer Diskontinuität mit einem positiven Geschwindigkeitssprung stammen. Dies könnte die Conrad-Diskontinuität sein, welche die Ober- von der Unterkruste trennt und in einigen Regionen Mitteleuropas beobachtet wurde (z.B. im südlichen Rheintalgraben (Mayer *et al.*, 1996)). Die Conrad-Diskontinuität wird aber nicht durchgängig beobachtet und stellt nicht unbedingt eine eindeutige Diskontinuität da. Bei Mechie *et al.* (1982, 1983) wurde keine stark ausgeprägte Conrad-Diskontinuität im Rheinischen Massiv beobachtet. Ebenso sind bei den RF in *Abbildungen 6.5* und *6.6* keine Konversionen innerhalb der Kruste zu erkennen, die Multiple solcher Amplitudenstärke nach sieben Sekunden erklären könnten.

Dass weder positive noch negative Phasen in den ersten 3 Sekunden nach dem Ersteinsatz zu erkennen sind, könnte ein Hinweis dafür sein, dass die Ursache der negativen Phasen bei 7 Sekunden eher im oberen Mantel zu suchen ist.

Um die Existenz einer möglichen Niedriggeschwindigkeitszone (LVZ) im oberen Mantel nachzuweisen, wurde eine Inversion mit einem einfachen Geschwindigkeitsmodell durchgeführt, wie in *Kapitel 4.5* beschrieben. Das Geschwindigkeitsmodell besteht aus einer Kruste mit einer Sedimentschicht von einem Kilometer Mächtigkeit und einer S-Wellengeschwindigkeit von $v_s=1.7$ km/s, einer oberen Kruste bis 18 km Tiefe mit $v_s=3.8$ km/s und einer Unterkruste bis 30 km Tiefe mit $v_s=4.0$ km/s. Für den oberen Mantel bis 150 km Tiefe wurden die Werte des IASP91-Modells verwendet.

Abbildung 6.9 zeigt die Inversion für das angegebene Startmodell für die Stationen E.B71, welche direkt auf dem westlichen Vulkanfeld der Eifel stand, sowie die Regionalnetzstation Taunus (E_TNS im Eifel-Netzwerk). Die dünne Linie in *Abbildung 6.9* entspricht dem Startmodell, die dicke Linie ist das Ergebnis der Inversion, die gestrichelte Linie entspricht der beobachteten Spur. Invertiert wurde bis in eine Tiefe von

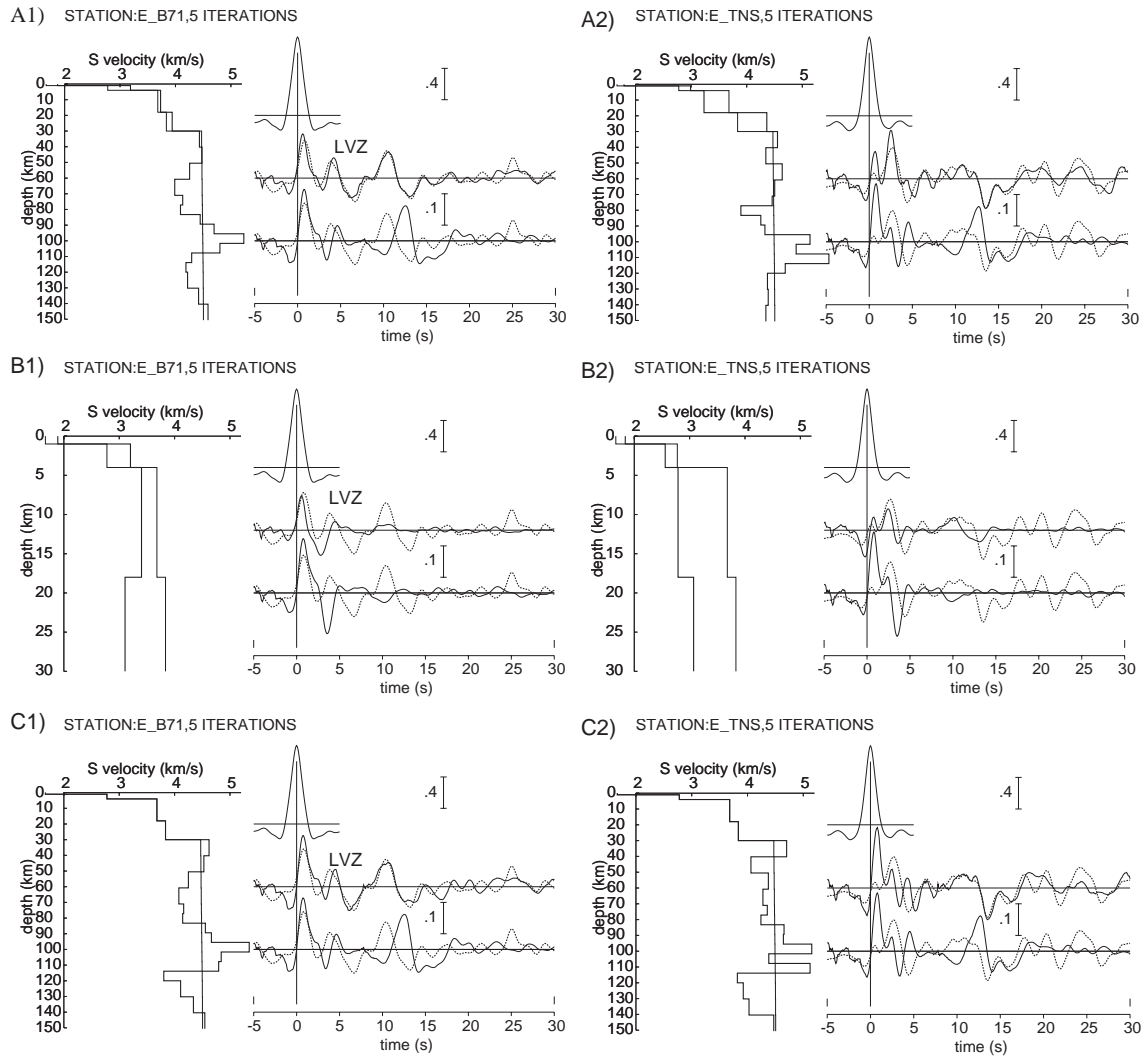


Abbildung 6.9: Inversion für ein einfaches Startmodell der Eifel Station E_B71 und der Regionalnetzstation E_TNS. Die dünnere Linie entspricht dem Startmodell, gestrichelte Linie entspricht der beobachteten Spur und die dicke Linie dem Ergebnis der Inversion, A): Es wurde bis in die Tiefe von 150 km invertiert, B): Nur die Kruste wurde invertiert, C): Invertierung des Oberen Mantels bis 150 km Tiefe, die Kruste wurde festgehalten. Weitere Erklärungen im Text.

150 km. In *Abbildung 6.9 (A1) und (A2)* wurde der komplette Tiefenbereich invertiert. In *Abbildung 6.9 (B1) und (B2)* wurde nur die Kruste bis in 30 km Tiefe invertiert. Der negative Ausschlag bei ungefähr sieben Sekunden in *Abbildung 6.9 (B1)* kann nicht durch die Kruste erklärt werden. In *Abbildung 6.9 (B2)* ist ein solcher negativer Ausschlag nicht zu erkennen. Eine mögliche Multiple der Conrad-Diskontinuität, die bei ungefähr sieben Sekunden erfolgen müsste, kann also ausgeschlossen werden. In *Abbildung 6.9 (C1) und (C2)* werden die Parameter der Kruste festgehalten und nur der obere Mantel bis in 150 km Tiefe invertiert. Die negative Konversion bei 7 Sekunden lässt sich nur mit der Invertierung des Oberen Mantels bis in 150 km Tiefe relativ gut erklären. Eine Erklärung für diese negative Phase bei 7 Sekunden wäre die Existenz einer Niedriggeschwindigkeitszone (LVZ) unterhalb der Eifel. Bei der Regionalnetzstation E_TNS wird keine entsprechende negative Phase beobachtet.

Um die Lage und Mächtigkeit der Niedriggeschwindigkeitszone zu ermitteln, zeigt *Abbildung 6.10* einzelne Tiefenschnitte aus migrierten Daten von 20 km bis 110 km Tiefe. Die jeweiligen horizontalen Schnitte besitzen eine Dicke von 10 km. Das Zentrum des Eifel-Netzwerkes, sowie die Lage des Vogelsberges wurden mit einem Kreuz gekennzeichnet. Die Vulkanfelder der West- und Ost-Eifel wurden ebenso eingezeichnet.

In dem Tiefenschnitt zwischen 20 km und 30 km Tiefe sind die amplitudenstarken, positiven Phasen der Moho-Konversionen zu erkennen. In 50 km Tiefe bis ungefähr 80 km Tiefe sind im Bereich der Westeifel amplitudenstarke negative Phasen zu sehen. Dies wird als das Gebiet der Niedriggeschwindigkeitszone angesehen. Die Niedriggeschwindigkeitszone wird vor allem in der westlichen Eifel beobachtet. Die Lage der Niedriggeschwindigkeitszone stimmt gut mit dem Gebiet der größten Hebungsraten des Rheinischen Massivs überein (siehe *Abbildung 2.2*).

In der Tiefe von 80 km bis 110 km sind in diesem Bereich stärkere positive Phasen von RF zu beobachten. Schaut man in die Vertikalschnitte der migrierten Daten der *Abbildung 6.3*, so sind ab 80 km Tiefe positive Phasen von RF zu erkennen. Diese scheinen mit den Einsätzen der Multiplen fast zusammenzufallen, welche bei 100 bis 110 km zu beobachten sind. Jedoch wird diese „doppelte positive Multiple“ nur im Bereich der Eifel beobachtet. Das könnte ein Hinweis auf eine mögliche untere Begrenzung der LVZ sein, da ein Übergang in ein Medium mit höherer Geschwindigkeit als das Austrittsmedium bei den RF eine positive Phase bedeutet (siehe *Kapitel 4.8*).

Keyser *et al.* (2002) untersuchten die Struktur des Eifel-Plumes mit einer 3D-S-Wellen Tomographie. Im Bereich der vulkanischen Eifel beobachteten sie in einer Tiefe von

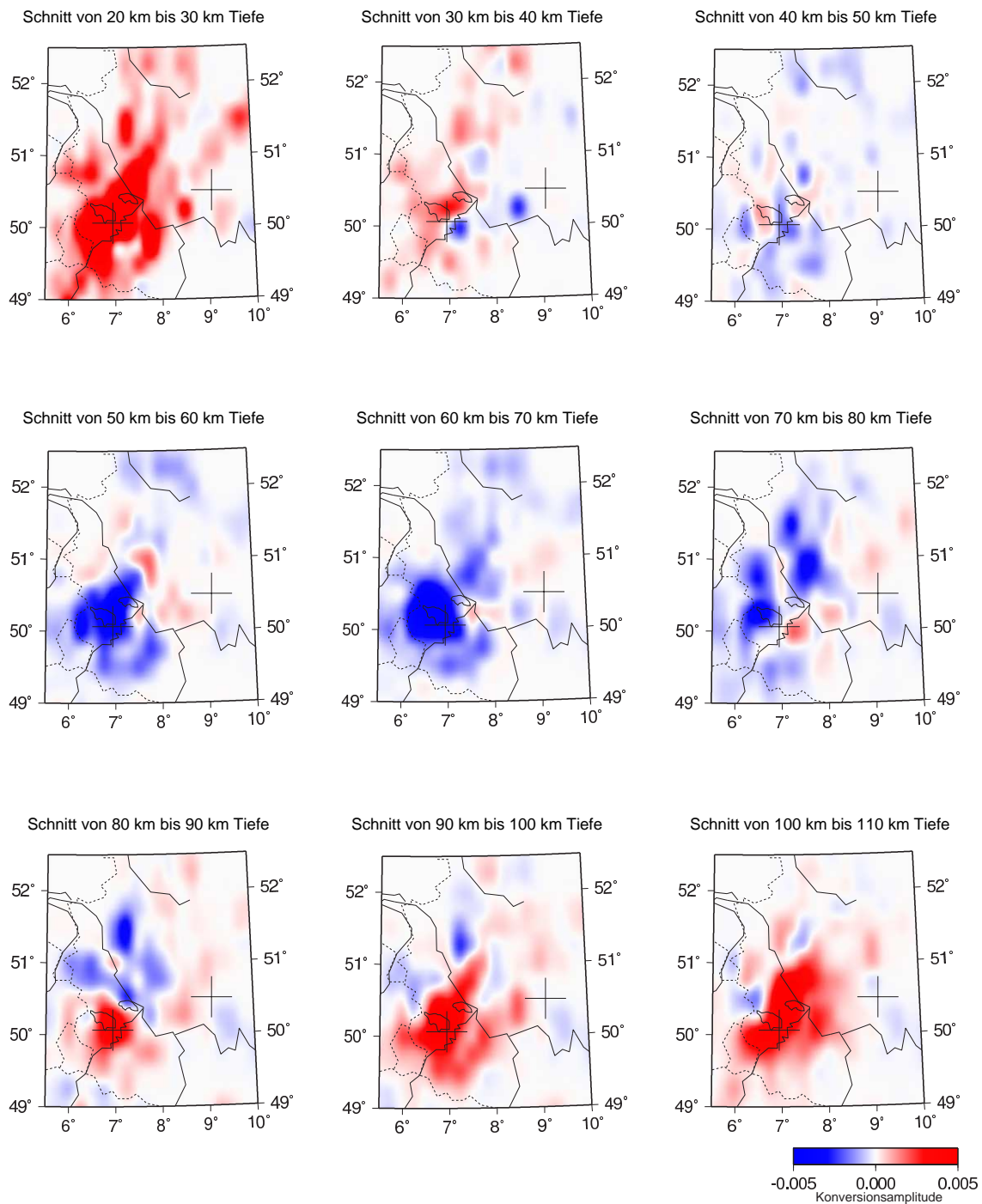


Abbildung 6.10: Tiefenschnitte von 10 km Dicke von 30 km bis 110 km Tiefe. Der Lage der LVZ wird zwischen 50 km bis 80 km Tiefe angenommen (starke negative Phasen). Die LVZ wird vor allem in der westlichen Eifel beobachtet. Das Zentrum des Eifel-Netzwerkes und die Lage des Vogelsberges wurden durch Kreuze gekennzeichnet, die Vulkanfelder der Eifel wurden ebenso eingezeichnet.

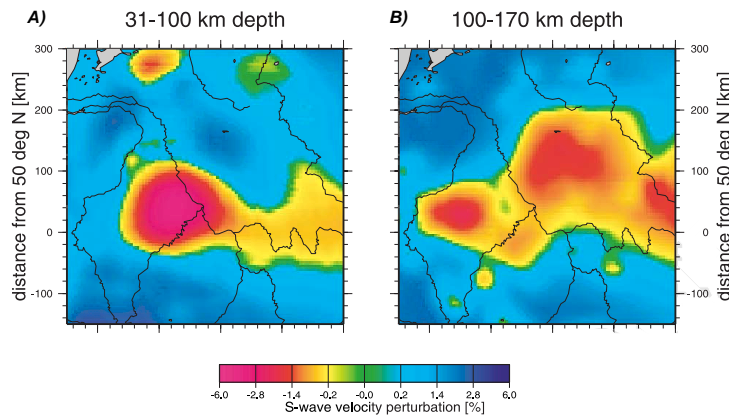


Abbildung 6.11: Zwei horizontale Tiefenschnitte durch das tomographische Modell für S-Wellengeschwindigkeiten von 31 bis 100 und 100 bis 170 km Tiefe. Im Bereich von 31 bis 100 km Tiefe ist im Gebiet der Eifel eine bis zu 5%ige Abnahme der Geschwindigkeit zu beobachten (aus Keyser et al. (2002)).

31 bis 100 km eine Abnahme der Geschwindigkeit um bis zu 5% vom IASP91-Modell. (Abbildungen 6.11 (A)).

Als Vergleich dazu wurden drei Tiefenschnitte aus den migrierten Ergebnissen der RF in Abbildungen 6.12 (A) von 71-80 km Tiefe, Abbildung 6.12 (B) von 81-100 km Tiefe und Abbildung 6.12 (B) von 101-170 km Tiefe dargestellt. In dem Schnitt von 31-80 km Tiefe stimmen die Ergebnisse beider Methoden gut überein. Es sei aber nochmals darauf hingewiesen, dass die RF-Methode im Gegensatz zur Tomographie Schichtgrenzen aufzeichnet (siehe Kapitel 4.8). Die negativen Phasen der RF, welche in der Tiefe von 31-81 km in Abbildung 6.12 (A) abgebildet wurden, sind eine Summation der beobachteten Amplituden an der Schichtgrenze. Innerhalb dieses Tiefenbereiches wurde gemittelt. Beide Methoden stellen aber in diesem Tiefenbereich entweder ein starke Abnahme der S-Wellengeschwindigkeit oder eine Konversion mit negativer Phase fest, was ein Übergang von einer Schicht mit höherer Geschwindigkeit in ein langsames Medium bedeutet.

Die Niedriggeschwindigkeitszone endet bei Keyser *et al.* (2002) nicht bei ungefähr 100 km Tiefe, sondern wird weiter beobachtet bis zu einer Tiefe von 170 km. Die Geschwindigkeitsabnahme der v_s -Geschwindigkeit reduziert sich jedoch ab 100 km Tiefe auf 3% und verlagert sich mit ihrem Zentrum nach Westsüdwest weg von den vulkanischen Feldern der Eifel (Abbildung 6.11 (B)). Sofern diese Zunahme keine Diskontinuität darstellt, kann die RF-Methode sie nicht kartieren. Wenn diese Abnahme des

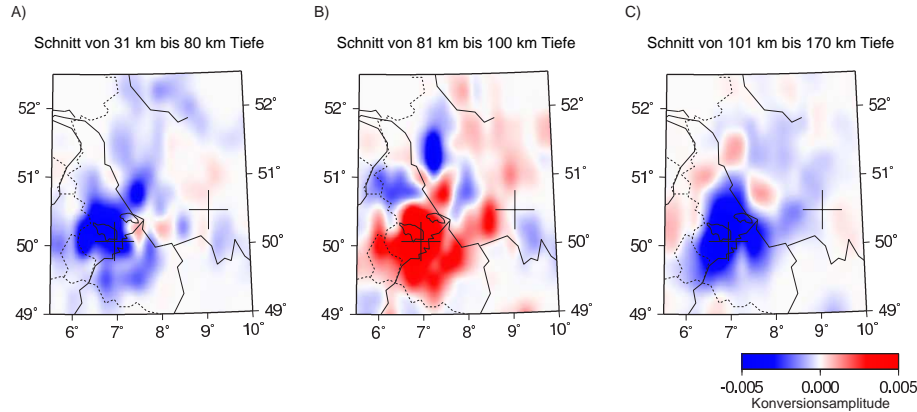


Abbildung 6.12: Drei horizontale Tiefenschnitte von A) 31-80 km Tiefe, B) 81-100 km Tiefe und C) 101-170 km Tiefe, als Vergleich zu Abbildung 6.11. Der Tiefenbereich bis 100 km wurde jedoch unterteilt. Die LVZ scheint nach der RF-Methode dort eine untere Begrenzung zu besitzen und die LVZ liegt mehr unterhalb der westlichen Vulkaneifel. Das Zentrum des Eifel-Netzwerkes und die Lage des Vogelsberges wurden durch ein Kreuz gekennzeichnet, die Vulkanfelder der Eifel wurden ebenso eingezeichnet.

Geschwindigkeitsgradienten von 5% auf 3% eine Diskontinuität darstellt, können die positiven Phasen der RF unterhalb der Eifel innerhalb des Tiefenschnittes von 81 bis 100 km Tiefe (Abbildungen 6.12 (B)) als Übergang in ein schnelleres Medium interpretiert werden.

Vergleicht man die Ergebnisse mit den modellierten Daten aus Kapitel 5 der Abbildungen 5.6, so ist auch in den synthetischen Daten eine negative Phase als Übergang in die Niedriggeschwindigkeitszone, sowie eine positive Phase als „Ausgang“ aus der Niedriggeschwindigkeitszone zu erkennen.

Diese Ergebnisse deuten darauf hin, dass in dem Gebiet der westlichen Eifel eine Zone erniedrigter Geschwindigkeit existiert. Möglicherweise ist das ein Hinweis auf die Existenz eines Plume-Kopfes unterhalb der Eifel. Keyser *et al.* (2002) interpretieren die Abnahme der S-Wellengeschwindigkeiten um 5% im Bereich der Eifel in der Tomographie als eine Aufwölbung der Asthenosphäre mit einer Exzess-Temperatur von 100 K und einem Anteil von 1% partiell geschmolzenem Material.

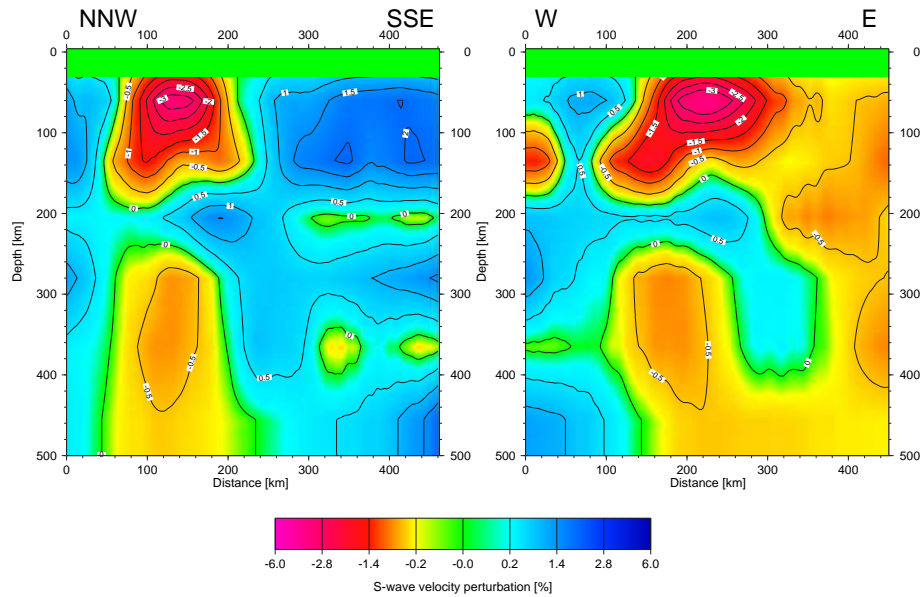


Abbildung 6.13: Vertikaler Nord-Nord-West/Süd-Süd-Ost und Ost-West Schnitt durch das tomographische Modell für S-Wellengeschwindigkeiten durch die Eifel. Im Bereich von 200 km Tiefe scheint die Anomalie der erniedrigten S-Wellen Geschwindigkeiten unterhalb der Eifel (bei Kilometer 100 bis 200) zu verschwinden (aus Keyser et al. (2002)).

6.5 Hochgeschwindigkeitszone in der Eifel-Region

In den Abbildungen 6.1 und 6.3 sind nach 20 Sekunden oder in ungefähr 200 km Tiefe starke positive Phasen von Konversionen im Nord-Süd- und Ost-West-Schnitt zu erkennen. Wie schon in der Übersicht der Vertikalschnitte durch die Eifelregion erwähnt, ist die positive Konversion in dem Tiefenbereich um 200 km für die dritte Multiple mit positiver Phase (PsSs) zu amplitudenstark. In den Abbildungen der synthetischen RF des Kapitels 5 wird die dritte Multiple nicht beobachtet. Wird angenommen, wie in der Abbildung 5.6, dass in dieser Tiefe eine Hochgeschwindigkeitszone mit ungleichem v_p/v_s -Verhältnis vorliegt, dann wird eine Zone erhöhter S-Wellengeschwindigkeit in den synthetischen Daten erkennbar.

Die dreidimensionale S-Wellentomographie von Keyser *et al.* (2002) zeigt in dem Bereich von 170 bis 240 km Tiefe einen Anstieg der S-Wellengeschwindigkeit (Abbildung 6.13). Im Bereich um 200 km Tiefe scheint die positive Geschwindigkeitsanomalie in Abbildung 6.13 unterhalb der Eifel (bei 100 bis 200 km auf der X-Achse) zu verschwinden. Diese Beobachtung in der S-Wellentomographie deutet ebenso wie bei den RF auf eine Zone erhöhter Geschwindigkeit in dieser Tiefe hin.

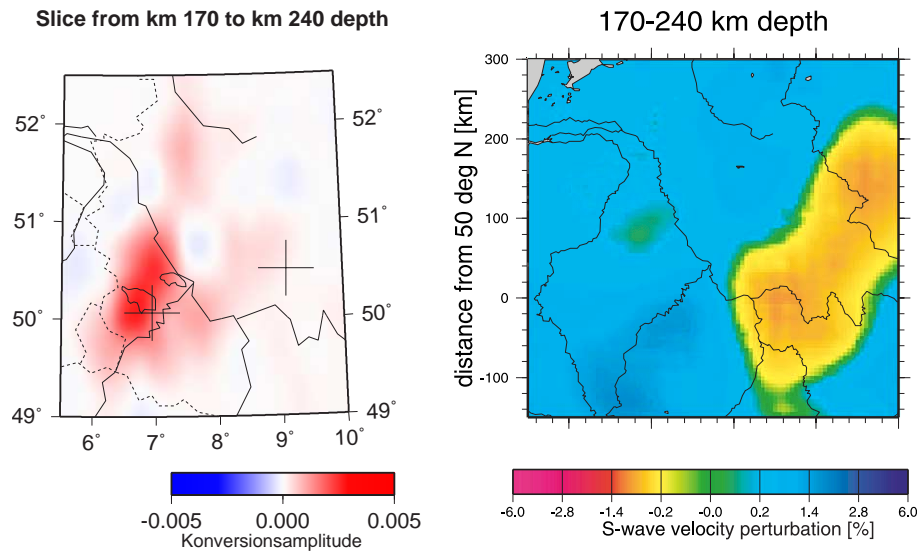


Abbildung 6.14: Tiefenschnitte von 170 bis 240 km Tiefe, links aus migrierten RF und rechts aus der S-Wellentomographie aus Keyser et al. (2002). Dieser Tiefenbereich wird als Hochgeschwindigkeitszone der S-Wellentomographie angenommen. Die RF sehen in diesem Tiefenbereich eine starke positive Konversion, was mit der positiven Geschwindigkeitsperturbation der S-Tomographie übereinstimmt. Im Bereich des Vogelsberges sehen die RF keine Diskontinuität. Das Zentrum des Eifel-Netzwerkes und die Lage des Vogelsberges wurden bei den RF durch ein Kreuz gekennzeichnet, die Vulkanfelder der Eifel wurden ebenso eingezeichnet.

Abbildung 6.14 zeigt zwei horizontale Tiefenschnitte für die Eifel-Region von 170 km bis 240 km Tiefe. Einmal wird ein Tiefenschnitt für die RF (links in Abbildung 6.14) und ein Schnitt durch das S-Wellentomographiemodell dargestellt. Im Tiefenschnitt der RF ist das Zentrum des Eifel-Netzwerkes und des Vogelsberges jeweils durch ein Kreuz gekennzeichnet, die Vulkanfelder der Eifel wurden ebenso eingezeichnet. Im Bereich der Vulkanfelder der Eifel in Abbildung 6.14 ist in dem Tiefenschnitt der RF eine positive Konversion zu beobachten. Das ist der Bereich, für den in dem Tiefenschnitt der S-Wellenlaufzeitomographie, das Fehlen der negativen Geschwindigkeitsanomalie zu beobachten ist.

Ebenso sehen Keyser et al. (2002) eine Abnahme der S-Wellengeschwindigkeit unterhalb des Vogelsberges um 1% (gelbliche Farben in Abbildung 6.14). Diese Anomalie erstreckt sich nach Nordost. Im gleichen Tiefenbereich beobachten die RF keine Diskontinuität. Das kann möglicherweise auch mit dem Auflösungsvermögen der RF in

dieser Tiefe zu tun haben. Die Region des Vogelsbergs liegt am Rand der Tolerierungsschwelle von 20 Strahlendurchgängen pro Volumenelement (siehe *Abbildung 6.4*). Das Auflösen von Diskontinuitäten ist in dieser Tiefe nicht möglich.

Um die flächenhafte Tiefenlage der möglichen Hochgeschwindigkeitszone besser zu bestimmen, wurden neun Tiefenschnitte von 150 km bis 240 km Tiefe in 10 km Abständen aus migrierten RF angefertigt (*Abbildungen 6.15*). Die starken negativen Phasen im Tiefenschnitt von 150 km bis 160 km Tiefe, können mit der zweiten negativen Multiplen Phasen der Moho-Konvertierten erklärt werden. Ab einer Tiefe von 160 km wird eine positive Anomalie, also ein Übergang in ein schnelleres Medium, unterhalb der Eifel-Region beobachtet. Bis zu einer Tiefe von 210 km sind positive Phasen zu sehen. Ab 190 km Tiefe beziehen diese sich jedoch nicht nur auf die Eifel-Region, sondern sind auch im Nordosten zu erkennen. Die stärkste Amplitude ist aber bis 210 km in der Eifel-Region zu beobachten.

Bei der P-Wellengeschwindigkeitstomographie des Eifel-Plume-Projektes ist ein Fehlen der negativen Geschwindigkeitsanomalie in dieser Tiefe nicht zu beobachten (Ritter *et al.*, 2001). Das deutet darauf hin, dass hauptsächlich der Schermodul für diese Geschwindigkeitserhöhung verantwortlich ist. Die S-Wellengeschwindigkeit ist abhängig von dem Schermodul μ und der Dichte des Materials ρ gegeben durch (Kearey und Brooks, 1995):

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (6.1)$$

Die P-Wellengeschwindigkeit ist zusätzlich abhängig vom Kompressionsmodul K,

$$v_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (6.2)$$

Von einer Erniedrigung des Schermoduls ist also vor allem die S-Wellengeschwindigkeit betroffen.

Nach Karato und Jung (1998) und Thompson (1992) sind Flüssigkeiten und Gase (H_2O und CO_2) im oberen Mantel enthalten. Diese haben einen großen Einfluss auf die elastischen Eigenschaften des Gesteins, besonders auf den Schermodul und damit auf die S-Wellengeschwindigkeit (Mei und Kohlstedt, 2000a,b). Wasser ist im oberen Mantel in einigen mineralischen Phasen wie zum Beispiel Phlogopit gebunden. In der unteren Asthenosphäre kann Wasser auch als fluide Phase vorkommen oder es ist in Mineralien

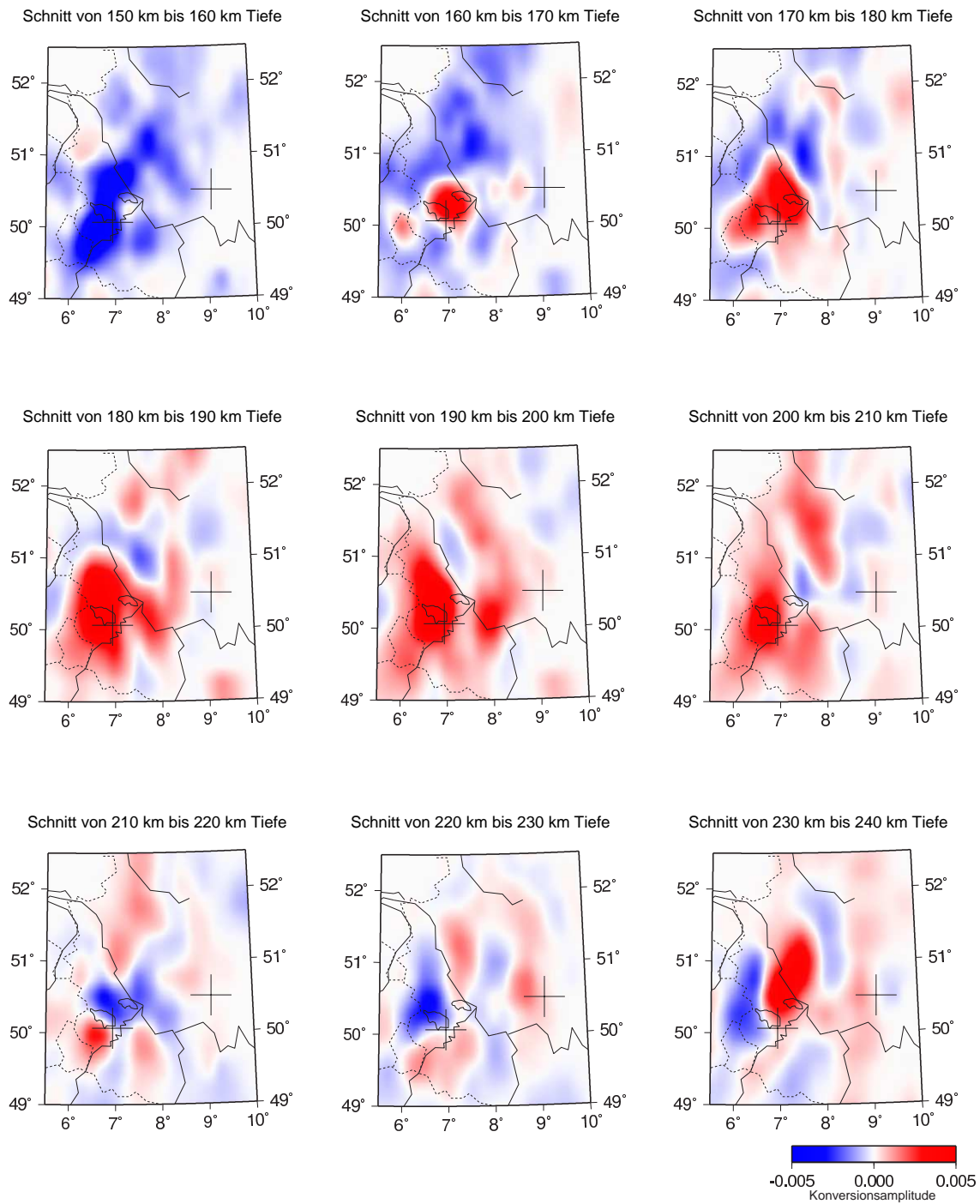


Abbildung 6.15: Tiefenschnitte von 10 km Dicke von 150 km bis 240 km Tiefe. Die Hochgeschwindigkeitszone befindet sich innerhalb der Tiefe von 170 km bis 210 km. Erklärung siehe Text. Das Zentrum des Eifel-Netzwerkes und die Lage des Vogelsberges wurden durch Kreuze gekennzeichnet, die Vulkanfelder der Eifel wurden ebenso eingezeichnet.

als Wasserstoff oder Hydroxylgruppe eingelagert (Kohlstedt *et al.*, 1996). Eine Anreicherung von Wasser im möglichen Plume-Material erfolgt, wenn dieses von der Übergangszone aufsteigt. Die am häufigsten vorkommenden Mineralien der Übergangszone, Wadsleyit und Ringwoodit, können bis zu 2.4 und 2.7 wt% Wasser binden (Kohlstedt *et al.*, 1996). Die Mineralien der Übergangszone müssen nicht vollständig mit Wasser gesättigt sein. Ein gewisser Anteil an Wasser kann aber in aufsteigendem Material noch enthalten sein. Die Löslichkeit von wasserhaltigen Komponenten im oberen Mantel, wie z.B. bei α -Olivin oder Granat nimmt mit steigendem Druck zu (Kohlstedt *et al.*, 1996; Withers *et al.*, 1998). Die wasserlöslichen Komponenten beeinflussen mit zunehmender Tiefe die physikalischen Eigenschaften und verringern damit die elastischen Module und die Solidustemperatur.

Wenn man davon ausgeht, dass um 200 km Tiefe, eine Dehydration des Plume-Materials stattfindet, dann wäre das die Tiefe, wo der Schermodul und damit die S-Wellengeschwindigkeit sprunghaft zur Umgebung ansteigt. Dieses stellt dann eine Diskontinuität da, welche mit der RF-Methode auflösbar ist. Ein eindeutiges Ende der Hochgeschwindigkeitszone ist nicht zu erkennen. Das kann mit einer langsamen Dehydration beim Aufstieg des Plume Materials erklärt werden. Wäre das durch eine Diskontinuität gekennzeichnet, so müssten in den Vertikalschnitten der *Abbildung 6.1* und *6.3* negative Phasen zu erkennen sein, so wie es bei den synthetischen RF in *Abbildung 5.6* zu sehen ist. Demnach stellt die beobachtete Hochgeschwindigkeitszone um die 200 km Tiefe die mögliche Dehydrationszone des Plume-Materials da (Keyser *et al.*, 2002).

6.6 Die Übergangszone in der Eifel-Region

In *Kapitel 2.2.3* wurde erwähnt, dass auf Grund des endothermen Charakters der 660 km Diskontinuität beim Durchgang eines Plumes diese in Abhängigkeit von der Temperatur aufgewölbt und auf Grund des exothermen Charakters der 410 km Diskontinuität diese abgesenkt sein sollte. Die Aufwölbung bzw. Absenkung der Diskontinuitäten, müsste in den RF zu sehen sein, wenn durch die Übergangszone unterhalb der Eifel-Region Plume-Material aufsteigt (siehe auch *Abbildung 2.7*).

Abbildung 6.16 zeigt laufzeitkorrigierte und aufsummierte RF Spuren für den Bereich der Übergangszone in der Eifel-Region für einen zwei Grad breiten Streifen von 49° N bis 52° N für ein Nord-Süd- und *Abbildung 6.17* von 5° O bis 9° O für ein Ost-West-Profil. Die durchgezogenen schwarzen Linien entsprechen jeweils der Ankunftszeit der konvertierten Phase der 410 km, 520 km und der 660 km Diskontinuität. Mit Grün wurden in *Abbildung 6.16* und *Abbildung 6.17* die entnommenen Ankunftszeiten aus den Seismogrammen für die P410s und P660s eingezeichnet. Von den Konversionen an der 520 km Diskontinuität wurden keine Ankunftszeiten aus dem Seismogrammen entnommen, da diese schwer oder gar nicht auszumachen waren.

Auf beiden Profilen ist dabei ein späteres Ankommen der konvertierten Phase der 410 km Diskontinuität als nach dem IASP91-Modell in der Region der Eifel zu erkennen. Im Ost-West-Profil der *Abbildung 6.17* ist die Phase der 410 km Diskontinuität zwischen 6.2° O und 6.7° O jedoch schwer zu erkennen.

Die konvertierte Phase an der 660 km Diskontinuität zeigt auf dem Nord-Süd-Profil in *Abbildung 6.16* kaum zeitliche Veränderungen zum IASP91-Modell. Auf dem Ost-West-Profil der *Abbildung 6.17* ist innerhalb des Entfernungsbereiches von 6.6° O bis 7.1° O eine verringerte Amplitude der P660s zu erkennen. Das kann mit der geringeren Überdeckung in dieser Tiefe erklärt werden (siehe *Abbildung 6.2* für die Tiefe in 660 km).

Abbildung 6.18 zeigt die Differenzen der Ankunftszeiten der konvertierten Phasen der 410 km und 660 km Diskontinuität für das Nord-Süd (*A*) und Ost-West (*B*) Profil. Die Differenz ergibt sich folgendermaßen:

$$t_{diff} = (t_{660_{pick}} - t_{410_{pick}}) - (t_{660_{IASP91}} - t_{410_{IASP91}}) \quad (6.3)$$

wobei $(t_{660_{IASP91}} - t_{410_{IASP91}}) = 21.3$ Sekunden entspricht.

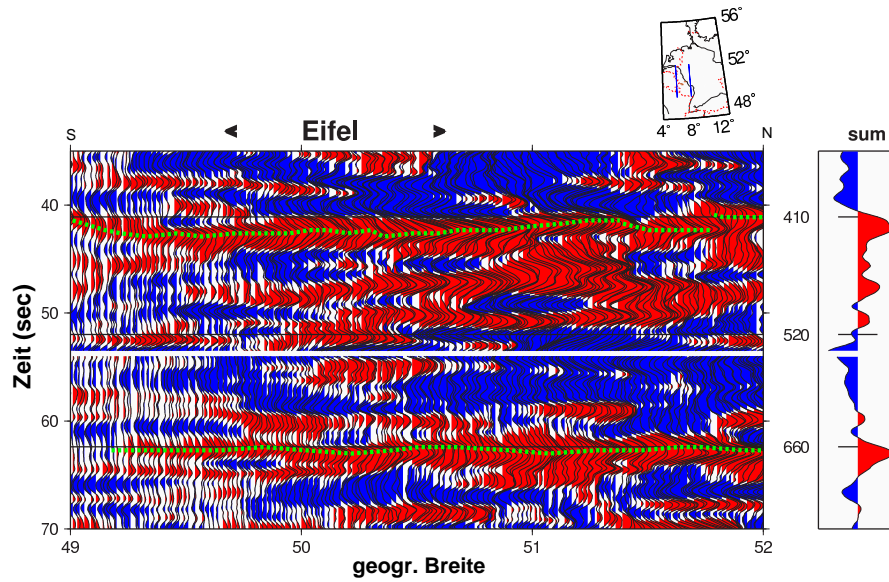


Abbildung 6.16: Nord-Süd Zeitsektion der Übergangszone in der Eifel-Region für laufzeitkorrigierte RF. Die Ankunftszeiten der Diskontinuitäten in 410 km und 660 km Tiefe wurden mit Grün eingezeichnet.

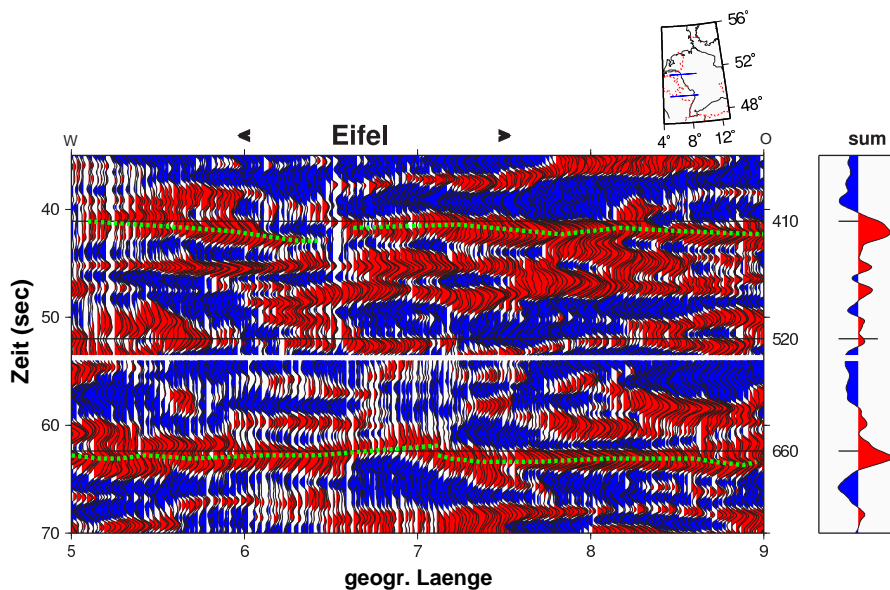


Abbildung 6.17: Ost-West Zeitsektion der Übergangszone in der Eifel-Region für laufzeitkorrigierte RF. Die Ankunftszeiten der Diskontinuitäten in 410 km und 660 km Tiefe wurden mit Grün eingezeichnet.

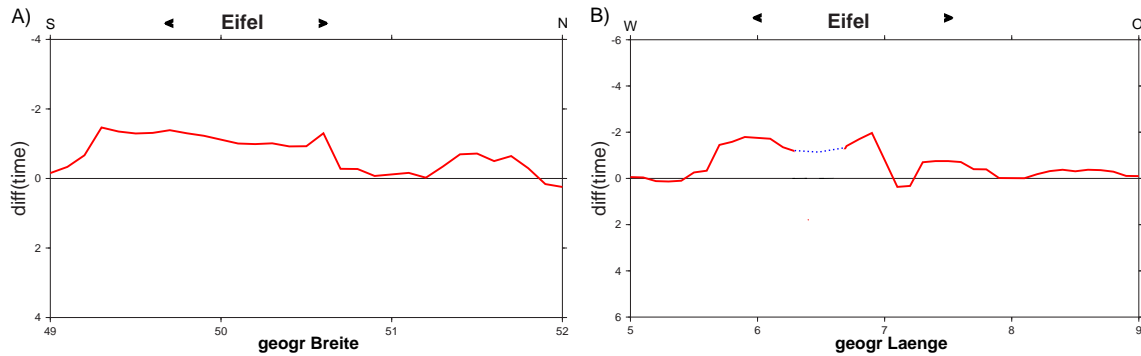


Abbildung 6.18: Differenzen der Ankunftszeiten der 410 km und 660 km-Diskontinuität (nach Gleichung 6.3). Null entspricht der Differenz der theoretischen Laufzeiten nach dem IASP91-Modell (21.3 s); (A) Für das Nord-Süd-Profil und (B) für das Ost-West Profil. Blau gestrichelt in (B) bedeutet in dieser Region eine geringe Überdeckung im Bereich der Übergangszone. Im Bereich der Eifel-Region ist eine Ausdünnung der Übergangszone zu beobachten.

Innerhalb 6.2° Ost und 6.7° Ost wurde in *Abbildung 6.18 (B)* der Verlauf der Differenz angenommen, was durch eine blaue gestrichelte Linie dargestellt ist. Das ist der Bereich, wo in *Abbildung 6.17* die Konversion der 410 km Diskontinuität nur sehr schwer oder gar nicht zu erkennen ist.

Aus den Differenzen der Laufzeiten, kann eine Aussage getroffen werden, ob die Übergangszone in ihrer Mächtigkeit ausgedünnt ist. Hieraus kann auf die Dicke und eine mögliche Temperaturerhöhung geschlossen werden. Nach Bina und Helffrich (1994) entspricht 1 Sekunde in der Differenz der Ankunftszeiten von der 660 km und 410 km Diskontinuität einer Änderung in der Mächtigkeit der Übergangszone um 10 km. Ebenso bedeutet nach Bina und Helffrich (1994) eine Änderung um 10 km eine Veränderung der Temperatur von etwa 70° Celsius gegenüber dem umgebenden Mantelmaterial.

Aus den Differenzlaufzeiten der *Abbildung 6.18* ergibt sich eine Verdünnung der Übergangszone unterhalb der Eifel-Region bis zu 2 Sekunden. Aus diesen Annahmen ergibt sich eine Verdünnung der Übergangszone unterhalb der Eifel von bis zu 20 km, was einer Temperaturerhöhung von bis zu 140° Celsius zur Umgebung entspricht. Aus *Abbildung 6.18* ergibt sich eine Nord-Süd, sowie Ost-West Ausdehnung der Verdünnung der Übergangszone von maximal 150 km^2 . Eine Absenkung der 410 km Diskontinuität ist vor allem im südwestlichen Bereich der Eifel zu finden.

Auffällig sind in *Abbildung 6.17* die starken positiven Phasen der RF nach dem Erreichen der P410s bis 50 Sekunden auf dem Nord-Süd Profil und bis 48 Sekunden auf dem Ost-West Profil nach dem Ersteinsatz. Die erwartete Ankunftszeit der konvertierten Phase der 520 km Diskontinuität müsste nach dem IASP91-Modell ungefähr 52 Sekunden nach dem Ersteinsatz erfolgen. Die 520 km Diskontinuität besitzt ebenso wie die 410 km Diskontinuität eine positive Clapeyron-Steigung. Deswegen müsste die 520 km Diskontinuität beim Durchgang von warmen Plume-Material, ebenso wie die 410 km Diskontinuität abgesenkt sein. Die positiven Konversionen innerhalb von 48 bis 50 Sekunden erreichen die Stationen für die Phase der P520s aus diesem Grund zu früh. Konversionen an der 520 km Diskontinuität können in den RF der *Abbildung 6.17* nicht eindeutig identifiziert werden. In der Summenspur hebt sich in diesem Zeitbereich keine positive Phase deutlich hervor. Vereinzelt sind auf den Profilen schwache Konversionen im Zeitbereich zu erkennen. Eine durchgängige Konversion auf dem gesamten Profil, wie bei den Diskontinuitäten in 410 km und 660 km Tiefe, ist nicht auszumachen.

In den migrierten Daten in der *Abbildung 6.3 (B)* sind in der Tiefe von 520 km ab 7° O bis 9° O positive Phasen von RF zu erkennen. Diese Konversionen sind im Vergleich zu den beiden Diskontinuitäten in 410 km und 660 km Tiefe sehr amplitudenschwach. Auf dem Nord-Süd-Profil der *Abbildung 6.3 (A)* werden von 50.5° N bis ungefähr 52° N auch Konversionen in der Tiefe von 520 km beobachtet. Die beobachteten Konversionen befinden sich sowohl auf dem Nord-Süd- als auch auf dem Ost-West-Profil nicht in dem Bereich der verdünnten Übergangszone (siehe *Abbildung 6.18*) der Eifel-Region. Im Bereich der verdünnten Übergangszone der Eifel-Region, sind keine positiven Phasen von RF in der Tiefe von 520 km zu erkennen.

In den synthetischen Daten des *Kapitels 5* wurde darauf hingewiesen, dass in dieser Tiefe möglicherweise multiple und diffraktierte Phasen von flacheren Diskontinuitäten zu erwarten sind. Die beobachteten Phasen in den Seismogrammen der *Abbildung 6.16* und *Abbildung 6.17* sind aber in den zeitkorrigierten Daten schon sehr amplitudenstark. Durch die Migration wurden die RF in dem Tiefenbereich von 450 km bis 500 km nochmals Amplituden verstärkt (siehe *Abbildung 6.3*). Es kann daher nicht geklärt werden, ob es sich bei diesen positiven Konversionen um Multiple oder reale Phasen von Diskontinuitäten handelt.

Um die Tiefenlage der Diskontinuitäten zu ermitteln wurden Tiefenschnitte aus migrierten RF angefertigt. *Abbildungen 6.19* zeigt neun 10 km dicke horizontale Tiefenschnitte von 380 km Tiefe bis 470 km aus migrierten Daten. Innerhalb der Tiefenschnitte wurde aufsummiert und über die Amplituden gemittelt. Im Tiefenschnitt von 400 km bis 410

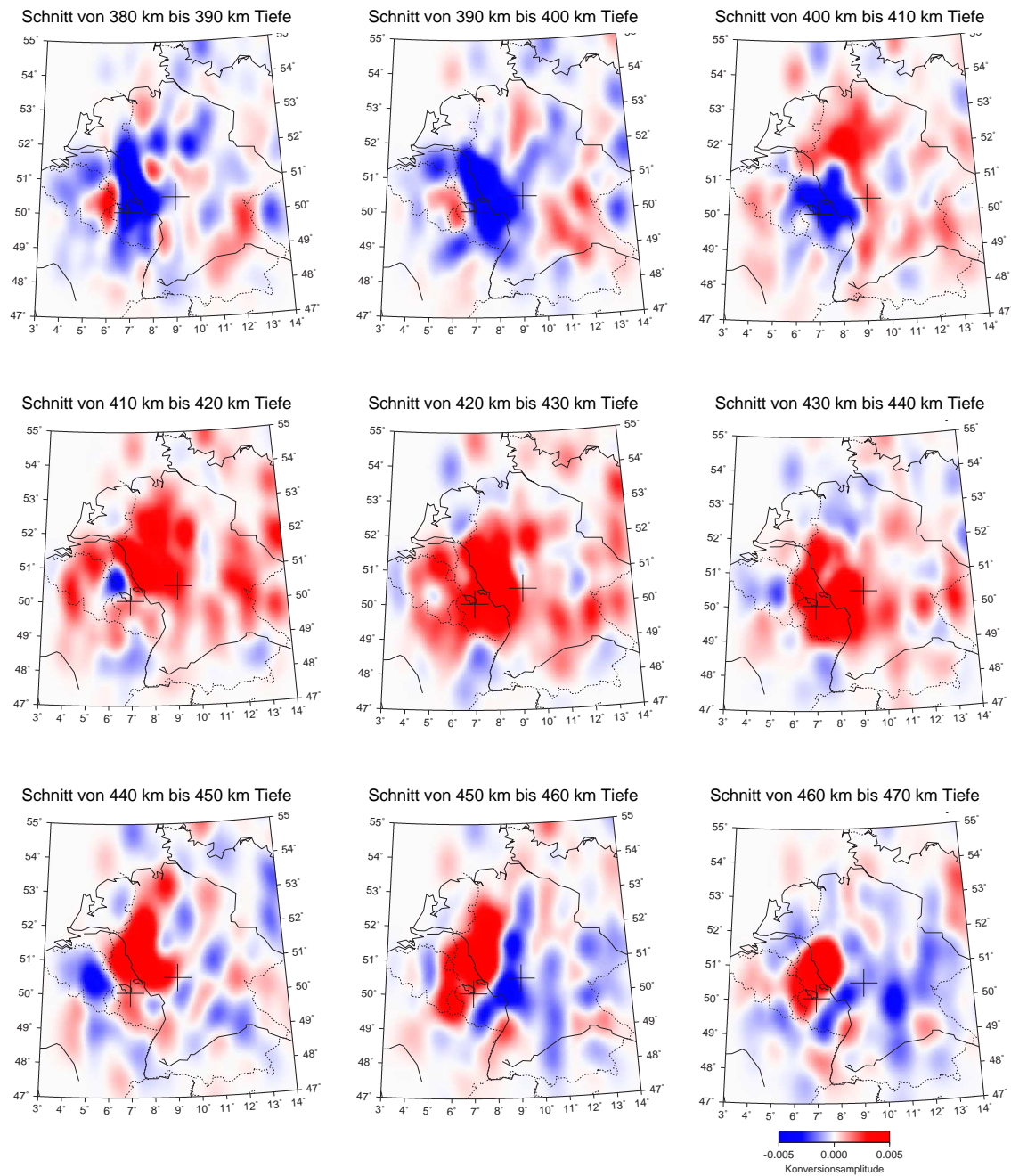


Abbildung 6.19: Horizontale Tiefenschnitte von 10 km Dicke von 380 km bis 470 km Tiefe aus migrierten Daten. Das Zentrum des Eifel-Netzwerkes und die Lage des Vogelsberges wurden durch Kreuze gekennzeichnet, die Vulkanfelder der Eifel wurden ebenso eingezeichnet.

km Tiefe ist die 410 km Diskontinuität in weiten Teilen Mitteleuropas bereits zu beobachten. Im Bereich des Rheinischen Massivs fehlt die positive Phase der Konversion an der 410 km Diskontinuität. Diese ist eindeutig erst in dem Tiefenschnitt von 420 km bis 430 km zu erkennen. In *Abbildung 6.19* scheint diese positive Phase bis in die Tiefe von mindestens 470 km zu reichen. In der migrierten Darstellung der *Abbildung 6.3* ist wie schon erwähnt zu sehen, dass im Bereich der Eifel-Region zwischen 430 km und 470 km Tiefe drei positive Phasen einer Ps-Konversion zu erkennen sind. In den Zeitsektionen der *Abbildung 6.16* und *Abbildung 6.17* wurden ebenso mehrere positive Phasen von RF beobachtet. Die erste positive Konversion ist über das gesamte Netzwerk zu beobachten, diese wird als die konvertierte Phase an der 410 km Diskontinuität angesehen.

Abbildungen 6.20 zeigt neun 10 km dicke horizontale Tiefenschnitte von 620 km Tiefe bis 710 km aus migrierten Daten. Aus diesen Tiefenschnitten ist ersichtlich, dass die 660 km Diskontinuität in Mitteleuropa keine starken Änderungen aufweist. Der Bereich südlich der Eifel, besonders im Gebiet des oberen Rheintalgrabens, ist der einzige, wo keine positiven Konversionen zu beobachtet werden. Dieses sind möglicherweise Randeffekte, da südlich von 48.5° N (siehe auch *Abbildungen 6.4*) die Überdeckung nicht ausreichend ist.

Die positiven RF, die im Bereich der Eifel um 630 km Tiefe zu sehen sind, können im Vertikalschnitt von *Abbildung 6.3* eindeutiger getrennt werden. In *Abbildung 6.3 (A)* ist zu erkennen, dass von 50.5° N bis 52° N vor der Konversion in Tiefe 660 km schwache positive Einsätze bei 630 km Tiefe zu sehen sind. Auf dem Ost-West-Profil in *Abbildung 6.3 (B)* ist eine Konversion vor der 660 km Diskontinuität nicht eindeutig zu sehen. Schwache positive Phasen sind jedoch von 4° O bis 7° O zu beobachten. Die Konversion an der 660 km Diskontinuität ist aber eindeutig an der starken positiven Amplitude zu erkennen und erfolgt in der erwarteten Tiefe. Da die migrierten Horizontalschnitte über 10 km gemittelt sind, verschmieren diese beiden Konversionen in *Abbildungen 6.20* in dem oben genannten Tiefenbereich.

Bleibt die Frage offen, ob die Absenkung der 410 km Diskontinuität nicht auch damit erklärt wäre, dass die Niedriggeschwindigkeitsanomalie nur oberhalb der Übergangszone zu finden ist. Die Laufzeiten der konvertierten Phasen an der 410 km Diskontinuität würden sich somit erhöhen und die 410 km Diskontinuität scheinbar abgesenkt sein. In der P-Wellentomographie von Ritter *et al.* (2001) wird eine durchschnittliche Geschwindigkeitserniedrigung von 2.5% innerhalb des Mantelplumes bis in ungefähr 400 km Tiefe beobachtet. Damit könnte die Hälfte der Absenkung durch eine Anomalie

alleine oberhalb der Übergangszone erklären werden. Jedoch müsste das auch für die konvertierten Phasen an der 660 km Diskontinuität gelten, was nicht beobachtet wird. Auch Grunewald (2000) kommt in seiner Arbeit zu dem Schluss, dass die beobachteten Tiefenlagen der 410 km und 660 km Diskontinuitäten im Bereich des Rheinischen Massivs nicht alleine durch laterale Änderungen oberhalb der Diskontinuitäten zu erklären sind, zumal die gegensinnige Clapeyron-Steigung eine analoge Änderung der Geschwindigkeitsfelder erfordern würde.

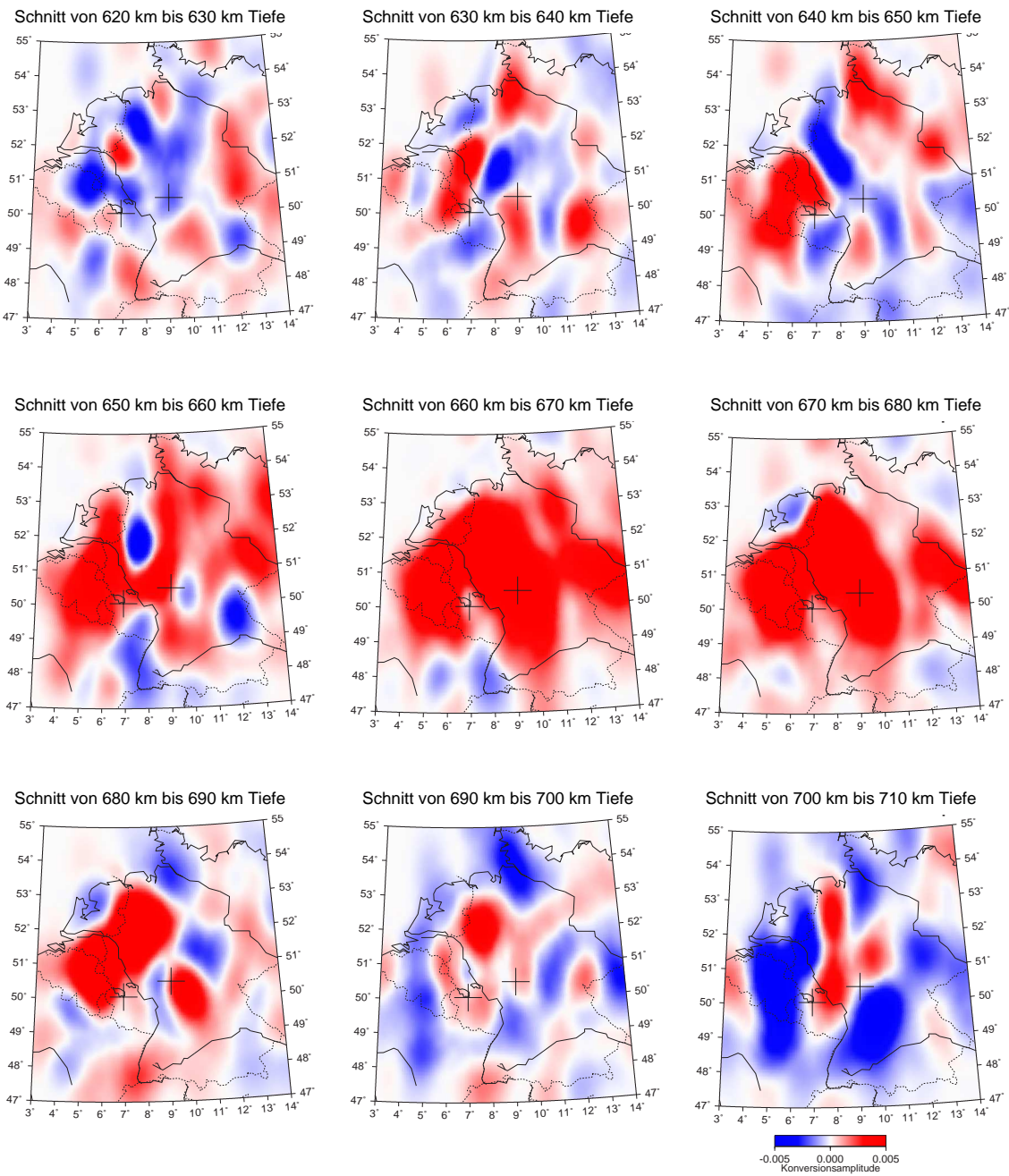


Abbildung 6.20: Horizontale Tiefschnitte von 10 km Dicke von 630 km bis 710 km Tiefe aus migrierten Daten. Das Zentrum des Eifel-Netzwerkes und die Lage des Vogelsberges wurden durch Kreuze gekennzeichnet, die Vulkanfelder der Eifel wurden ebenso eingezeichnet.

Kapitel 7

Zusammenfassung und Diskussion

In dieser Arbeit wurden teleseismische Daten des Eifel-Plume-Netzwerks mit der *Receiver Function* Methode untersucht. Das Ziel war es durch die Auswertung der Daten, Erkenntnisse zum Ursprung des Eifel-Vulkanismus zu gewinnen. Schon frühere Studien in der Eifel ergaben, dass der Vulkanismus seinen Ursprung im Mantel besitzt und ein möglicher Mantel-Plume den Vulkanismus in der Eifel speist (siehe *Kapitel 2.1*). Die Auswertung der hier durchgeführten RF Analyse ergab deutliche Hinweise, dass in der Eifel-Region überdurchschnittliches warmes Mantelmaterial aufsteigt.

Aus den Ergebnissen der RF des letzten Kapitels und durch den Vergleich mit tomographischen Ergebnissen des Eifel-Plume-Projektes (Keyser *et al.*, 2002; Ritter *et al.*, 2001), wurde ein eindimensionales S-Wellengeschwindigkeitsmodell für den oberen Erdmantel unterhalb der Eifel erstellt. Das Modell ist in *Abbildung 7.1* dargestellt. Der Auflösungsbereich der Tomographie reicht bis in etwa 400 km Tiefe und ist am rechten Rand der *Abbildung 7.1* markiert. Der Verlauf des IASP91-Modells ist durch eine schwarze Linie dargestellt. Die Moho-Tiefe wurde jedoch mit 30 km angenommen, da dies der beobachteten Tiefe in der Eifel-Region entspricht (siehe *Kapitel 6.3*). Abweichungen der S-Wellengeschwindigkeit vom IASP91-Modell, die durch einen möglichen Mantel-Plume in der Eifel-Region bewirkt werden, sind rot gekennzeichnet.

Die RF zeigen eine Absenkung der 410 km Diskontinuität von bis zu 20 km, was einer Temperaturerhöhung von etwa 140° Celsius zum umliegenden Mantelmaterial entspricht (siehe *Kapitel 6.6*). Die Clapeyron-Steigung ist für den Übergang von α -Olivin nach Wadsleyit positiv (siehe *Kapitel 2.2.2*). Aus diesem Grund lässt die beobachtete Absenkung in der Eifel-Region darauf schließen, dass wärmer als umgebendes Mantelmaterial aus der Übergangszone aufsteigt.

Grunewald *et al.* (2001) schlossen aus der Verdickung der 410 km Diskontinuität un-

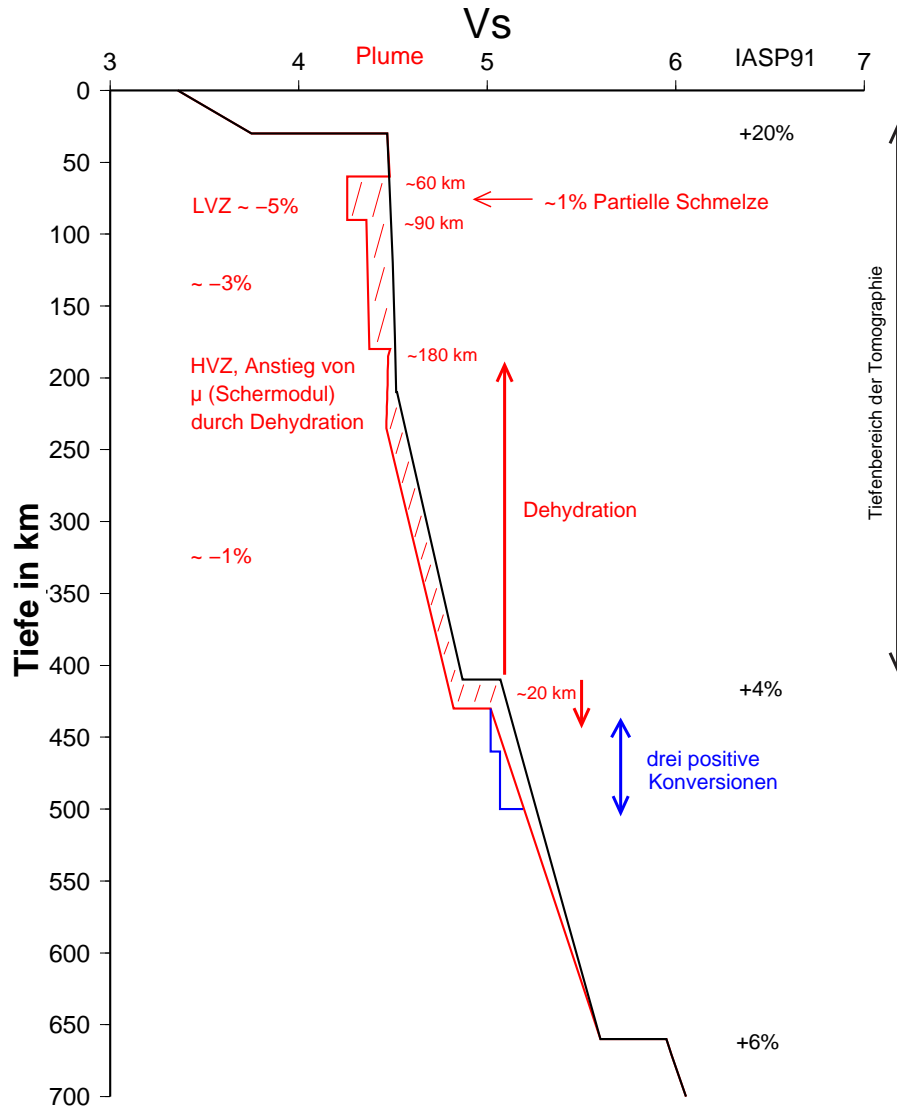


Abbildung 7.1: 1D-Geschwindigkeitsmodell für den Eifel-Plume. Schwarz stellt das IASP91 Modell da, Rot sind die Abweichungen, die durch einen möglichen Mantel-Plume in der Eifel-Region bewirkt werden. Mit Blau sind die beobachteten Konversionen eingetragen, die mit einem Fragezeichen versehen werden müssen, da diese nicht eindeutig zugeordnet werden konnten.

terhalb der Eifel, dass die 410 km Diskontinuität um etwa 20 km abgesenkt ist. Die Absenkung der 410 km Diskontinuität wurde in dieser Arbeit ebenso beobachtet, eine Verdickung derselben jedoch nicht. Die bessere Überdeckung in der Tiefe des Eifel-Netzwerkes auf Grund der Anzahl der Stationen und des geringeren Stationsabstandes als in Grunewald *et al.* (2001) löst möglicherweise die beobachtete Verdickung der 410 km Diskontinuität auf.

Im Bereich von 450 km bis 500 km Tiefe wurden weitere amplitudenstarke positive Phasen von RF beobachtet (siehe *Kapitel 6.6*). Die synthetischen RF aus der FD Modellierungen in *Kapitel 5* zeigen diffraktierte und multiple Phasen von flacheren Diskontinuitäten in diesem Tiefenbereich. Diese waren jedoch bei weitem nicht so amplitudenstark, wie bei den beobachteten Daten. Es kann nicht geklärt werden, ob diese Phasen durch tiefere Diskontinuitäten oder durch multiple Phasen aus der Kruste und anderen diffraktierten Phasen verursacht werden. Die Beobachtung von möglichen Konversionen in dem genannten Tiefenbereich wurde in das Geschwindigkeitsmodell der *Abbildung 7.1* mit blau eingetragen. Diese Konversionen müssen jedoch mit einem Fragezeichen versehen werden.

Für die 520 km Diskontinuität werden die eben genannten Phasen in einer zu geringen Tiefe beobachtet. Wegen der positiven Clapeyron-Steigung sollte die 520 km Diskontinuität ebenso wie die 410 km Diskontinuität beim Durchgang eines Plumes abgesenkt sein. Dadurch sollten die genannten Phasen tiefer als 520 km beobachtet werden. Im Bereich der Eifel werden keine Phasen beobachtet, die an der 520 km Diskontinuität konvertiert worden sind. Außerhalb der Eifel-Region gibt es Konversionen, die möglicherweise der 520 km Diskontinuität zugeordnet werden könnten (siehe *Kapitel 6.6*).

Die 660 km Diskontinuität zeigt keine oder nur sehr geringe Abweichungen vom IASP91-Modell (siehe *Kapitel 6.6*). Dieses lässt darauf schließen, dass der Eifel-Plume nicht direkt von unterhalb der Eifel aus dem unteren Mantel aufsteigt oder seinen Ursprung innerhalb der Übergangszone besitzt.

Goes *et al.* (1999) zeigen eine Anomalie von erniedrigter Geschwindigkeit unterhalb des Rheinischen Massivs. Diese wird oberhalb und unterhalb der Übergangszone beobachtet, innerhalb scheint die Anomalie erniedrigter Geschwindigkeit jedoch nicht präsent zu sein (siehe *Abbildung 2.3*). Oberhalb der Übergangszone kann diese Anomalie auch durch die gezeigten Ergebnisse in dieser Arbeit bestätigt werden. Sollte das Plume-Material aus dem unteren Mantel aufsteigen, so konnte das mit den RF in dem aufgelösten Gebiet des Eifel-Netzwerkes nicht gesehen werden.

Die Anomalie der Übergangszone, welche mit den RF gefunden wurde, hat einen maximalen Durchmesser von 150 km und ist in Richtung Südwesten im Bereich der Eifel-Region zu beobachten (siehe *Kapitel 6.6*). Im südlichen Bereich konnten die Strukturen jedoch teilweise nicht mehr gut aufgelöst werden, da die Durchstrahlung aus dem Südwesten nicht ausreichend war. Möglicherweise durchtritt der Eifel-Plume, falls dieser seinen Ursprung im unteren Mantel besitzt, außerhalb des aufgelösten Bereiches die 660 km Diskontinuität. Dieses würde aber bedeuten, dass der Eifel-Plume unterhalb der 410 km Diskontinuität stark nach Südwesten geneigt wäre. Eine starke Neigung eines Plumes wird auch von Ritsema *et al.* (1999) in Afrika beobachtet. Oberhalb der 410 km Diskontinuität zeigt der Eifel-Plume jedoch keine Anzeichen für eine starke Neigung (Keyser *et al.*, 2002; Ritter *et al.*, 2001).

Auch Grunewald *et al.* (2001) sehen in dem südwestlichen Bereich, wo das Eifel-Netzwerk keine optimale Auflösung mehr besitzt, keine Anzeichen für eine Aufwölbung der 660 km Diskontinuität. Dieses spricht eher für einen Ursprung des Eifel-Plumes innerhalb der Übergangszone.

Ähnliches wird auch beim Island-Plume beobachtet. Foulger *et al.* (2001, 2000) konnten diesen bis zur Übergangszone nachweisen. Eine Aufwölbung der 660 km Diskontinuität, konnte auch beim Island-Plume nicht gezeigt werden.

Li *et al.* (2000) konnten dagegen eine Aufwölbung der 660 km Diskontinuität unterhalb von Hawaii kartieren und somit eine Verbindung des Plumes in den unteren Mantel nachweisen.

Das Modell in *Abbildung 7.1* zeigt eine etwa 1%ige Reduzierung der v_s -Geschwindigkeit von der Übergangszone bis in die Tiefe von ungefähr 200 km. Im Fall des Eifel-Plumes wäre es denkbar, dass Material mit einem geringen Anteil an Wasser aus der Übergangszone aufsteigt. Der Gehalt an Wasser nimmt mit dem Aufstieg des Plume-Materials ab, abhängig von der Drucklöslichkeit des Wassers in den Mineralien (gekennzeichnet durch Dehydration in *Abbildung 7.1*). Bei ungefähr 200 km Tiefe ist das meiste Wasser aus den Mineralien entwichen. Dies führt dazu, dass der Schermodul sich erhöht und damit vor allem die S-Wellengeschwindigkeit zunimmt (Keyser *et al.*, 2002).

Eine andere Möglichkeit wäre, dass bei ungefähr 200 km Tiefe die Solidustemperatur durch die aufsteigenden wasserhaltigen Mineralien herabgesetzt wird (Kawamoto und Holloway, 1997). Das würde in dieser Tiefe bedeuten, dass fraktionales Schmelzen beginnt und vorzugsweise das Wasser dem aufsteigenden Mantelgestein entzogen wird (Hirth und Kohlstedt, 1995). Ito *et al.* (1999) schlagen für den Island Hotspot das Phänomen der Dehydration in einer Tiefe von 180 km vor. Dies würde bedeuten, dass

diese Schmelzzone eine wichtige Grenze darstellt, da ab diesem Punkt der Schermodul stark ansteigt (Karato und Jung, 1998). Dieser Bereich, der somit eine starke Erhöhung der S-Geschwindigkeit aufweist, verhält sich wie eine Diskontinuität und kann somit von den RF kartiert werden (siehe *Kapitel 6.5*). Einen weiteren Hinweis für die in das Modell *Abbildung 7.1* eingezeichnete HVZ liefert die Tomographie der Dämpfung (Q) der P-Wellen. Nach Meyer (2001) ist oberhalb und unterhalb von ungefähr 200 km Tiefe eine starke Dämpfung der P-Wellen zu beobachten. In dem Bereich um 200 km Tiefe nimmt die Dämpfung jedoch ab, ähnlich wie das „Loch“ der Anomalie in der S-Wellentomographie (siehe *Abbildung 6.13*).

Oberhalb der Hochgeschwindigkeitszone von 180 km Tiefe verringert sich der Einfluss von Wasser und die Geschwindigkeit wird hauptsächlich durch Temperatur und mögliches partiell geschmolzenes Material beeinflusst. Schon geringe Volumenanteile im Gesteinsmaterial von partiell geschmolzenem Material von etwa 1% reduzieren die S-Geschwindigkeit um bis zu ungefähr 3.3% (Faul *et al.*, 1994). Dieser Effekt und eine angenommene Exzess-Temperatur von plus 100 K könnten den v_s -Geschwindigkeitskontrast erklären (Keyser *et al.*, 2002).

Der Anfang der Niedriggeschwindigkeitszone wird von den RF bei ungefähr 60 km Tiefe vor allem in der Westeifel beobachtet. Ein möglicher positiver Geschwindigkeitskontrast wird im Bereich des Eifel-Plumes bei 90 km beobachtet (siehe *Kapitel 6.4*). Dieser Bereich wird im Modell der *Abbildung 7.1* als Niedriggeschwindigkeitszone (LVZ) bezeichnet. Innerhalb dieses Tiefenbereiches wird die höchste Geschwindigkeitsreduktion bei der S-Tomographie beobachtet ($\sim 5\%$).

Bock und Eifel-Plume-Team (2000) untersuchten die Eifel-Daten anhand von SKS-Phasen. Die Beobachtungen seismischer Anisotropie mit Hilfe von teleseismischen SKS-Phasen zeigen im Bereich der vulkanischen Felder der Eifel eine Änderung der Anisotropie im oberen Mantel. Die Beobachtungen zeigen, dass außerhalb der Eifel die Polarisationsrichtung der schnellen Scherwelle in Ost-West Richtung liegt. Im Bereich der vulkanischen Felder der Eifel, ändert sich die Polarisationsrichtung in Nord-Süd bzw. ist eine klare Ausrichtung teilweise nicht mehr auszumachen. Aufgrund dieser kleinräumigen Änderung liegt die Ursache dafür nicht tiefer als 100 km (Bock, persönliche Mitteilung 2002).

Leibecker *et al.* (2002) beobachten im Bereich der Eifel magnetotellurisches Phasen Splitting in der Tiefe. Diese Struktur wird als eine anisotrope Struktur interpretiert und ihr oberes Ende liegt zwischen 70 km bis 90 km Tiefe. Leibecker *et al.* (2002) weisen

auch darauf hin, dass die dort angenommene partielle Schmelze von 1% die Zunahme der Leitfähigkeit nicht alleine erklären kann, sondern ein möglicher geringer Anteil von Wasser mit dafür verantwortlich ist.

Die Ergebnisse einzelner Teilprojekte des Eifel-Plume-Projektes deuten unabhängig auf diese Zone mit möglicher partieller Schmelze zwischen 60 km und 90 km hin.

Die Ergebnisse unterstützen die Hypothese von Granet *et al.* (1995), dass kleinere Mantel-Plumes möglicherweise die quartären vulkanischen Felder Mitteleuropas speisen. Eine Verbindung des Eifel-Plumes in den unteren Mantel konnte jedoch bisher nicht gefunden werden.

Für weitere Studien wäre es durchaus sinnvoll die Ergebnisse von einigen Projekten miteinander zu verbinden (TOR, Eifel, Zentralmassiv,...), um die Datendichte in Mitteleuropa zu erhöhen. Damit würde man eine besser Überdeckung in der Tiefe erlangen und auch mögliche tiefere Strukturen im Mantel auflösen können.

Literaturverzeichnis

- Barth, A. (2002). Teleseismische P-Wellen-Tomographie zwischen Eifel und Zentralmassiv. Diplomarbeit, Universität Göttingen.
- Bijwaard, H. und Spakman, W. (1999). Tomographic evidence for narrow whole mantle plume below Iceland. *Earth and Planetary Science Letters*, **166**, 121–126.
- Bina, C. und Helffrich, G. (1994). Phase transition Clapeyron slopes and transition zone seismic discontinuity topography. *J. Geophys. Res.*, **99**(B8), 15853–15860.
- Birch, F. (1961). The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, part 2. *J. Geophys. Res.*, **66**, 2199–2224.
- Blundell, D., Freeman, R., und Mueller, S. (1992). *A continent revealed: The European Geotraverse*. Cambridge University Press, The Edinburgh Building, Cambridge CB2 2RU, UK.
- Bock, G. (1994). Synthetic seismogram images of upper mantle structure: No evidence for a 520-km discontinuity. *J. Geophys. Res.*, **99**(B5), 15843–15851.
- Bock, G. und Eifel-Plume-Team (2000). Evidence for recently induced deformation in the mantle beneath the Eifel volcanic fields (Germany) from shear wave splitting analysis. *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, **81**. Suppl. to no. 48, F16.
- Bostock, M. (1996). Ps conversions from the upper mantle transition zone beneath the Canadian landmass. *J. Geophys. Res.*, **101**, 8393–8402.
- Brauer, A., Edres, C., Günter, C., Litt, T., Stebich, M., und Negendank, J. (1999). High resolution sediment and vegetation responses to Ypounger Dryas climate change in varved lake sediments from Meerfelder Maar, Germany. *Quaternary Science Reviews*, **18**, 321–329.
- Braun, T. und Berckhemer, H. (1993). Investigation of the lithosphere beneath the Vogelsberg volcanic complex with P-wave travel time residuals. *Geologische Rundschau*, **82**, 20–29.

- Budweg, M., Weber, M., Bock, G., Ritter, J., Christensen, U., und The-Eifel-Plume-Team (1999). A 400 km long broadband antenna in the Eifel-Region. *ORFEUS Electronic Newsletter*, **1**(3), <http://orfeus.knmi.nl/newsletter/vol1no3/eifel.html>.
- Buttkus, B. (1991). *Spektralanalyse und Filtertheorie*. Springer Verlag.
- Christensen, U. (1995). Effects of phase transitions on mantle convection. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **23**, 65–87.
- Condie, K. C. (2001). *Mantle Plumes and Their Record in Earth History*. Cambridge University Press, The Edinburgh Building, Cambridge CB2 2RU, UK.
- Crough, S. (1978). Thermal origin of mid-plate hotspot swells. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **55**, 451–469.
- Cummins, P., Kennett, B., Bowman, J., und Bostock, M. (1992). The 520 km discontinuity? *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **82**, 323–336.
- Davies, G. (1999). *Dynamic earth plates, plumes and mantle convection*. Cambridge University Press, The Edinburgh Building, Cambridge CB2 2RU, UK.
- Davies, G. und Richards, M. (1992). Mantel convection. *J. Geophys.*, **100**, 151–206.
- DEKORP-Research-Group (1988). Results of the deep-seismic reflection investigations in the Rhenish Massif. *Tectonophysics*, **173**, 507–515.
- DEKORP-Research-Group (1991). Results of the DEKORP 1 (BELCORP-DEKORP) deep seismic reflection studies in the western part of the Rhenish Massif. *Geophys. J. Int.*, **106**, 203–227.
- Duncan, R., Petersen, N., und Hargraves, R. (1972). Mantle plumes, movement of the European plate and polar wandering. *Nature*, **239**, 82–86.
- Dziewonski, A. und Anderson, D. (1980). Preliminary reference Earth model. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **25**, 297–356.
- Faul, U., Toomey, D., und Waff, H. (1994). Intergranular basaltic melt is distributed in thin, elongated inclusion. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 29–32.
- Foulger, G., Pritchard, M., Julian, B., Evans, J., Allen, R., Nolet, G., Morgan, W., Bergsson, B., Erlendsson, P., Jakobsdottir, S., Ragnarsson, S., Stefansson, R., und Vogfjord, K. (2000). The Iceland plume: Evidence for origin in upper-mantle transition zone. *Geophys. J. Int.*, **142**, F1–F5.

- Foulger, G., Pritchard, M., Julian, B., Evans, J., Allen, R., Nolet, G., Morgan, W., Bergsson, B., Erlendsson, P., Jakobsdottir, S., Ragnarsson, S., Stefansson, R., und Vogfjord, K. (2001). Seismic tomography shows that upwelling beneath Iceland is confined to the upper mantle. *Geophys. J. Int.*, **146**, 504–530.
- Garcia-Castellanos, D., Cloetingh, S., und Balen, R. V. (2000). Modelling the Middle Pleistocene uplift in the Ardennes-Rhenish Massif: Thermo-mechanical weakening under the Eifel? *Global and Planetary Change*, **27**, 39–52.
- Goes, S., Spakman, W., und Bijwaard, H. (1999). A lower mantle source for Central European volcanism. *Science*, **286**, 1928–1931.
- Gossler, J., Kind, R., Sobolev, S., Kämpf, H., Wylegalla, K., Stiller, M., und The-TOR-Working-Group (1999). Major crustal features between the Harz Mountains and the Baltic Shield derived from receiver functions. *Tectonophysics*, **314**, 321–333.
- Granet, M., Wilson, M., und Achauer, U. (1995). Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central. *Earth and Planetary Science Letters*, **136**, 281–296.
- Grunewald, S. (2000). *Untersuchungen zur regionalen Struktur von Lithosphäre und oberem Erdmantel unter Zentraleuropa mittels konvertierter seismischer Phasen*. Doktorarbeit, Universität Potsdam.
- Grunewald, S., Weber, M., und Kind, R. (2001). The upper mantle under Central Europe: Indications for the Eifel plume. *Geophys. J. Int.*, **147**, 590–601.
- Gutenberg, B. (1913). Über die Konstitution des Erdinneren, erschlossen aus Erdbebenbeobachtungen. *Physikalische Zeitschrift*, **14**, 1217.
- Gutenberg, B. (1914). Über Erdbebenwellen, VII A. Beobachtungen an Registrierungen von Fernbeben in Göttingen und Folgerungen über die Konstitution des Erdkörpers. *Nachr. d. Kön. Ges. d. Wiss. Göttingen, math.-phys.*, **Kl. 1**, 1–52.
- Haskell, N. (1962). Crustal reflections of plane P and SV waves. *J. Geophys. Res.*, **67**, 4751–4767.
- Helfrich, G. (2000). Topography of the transition zone seismic discontinuities. *Reviews of Geophysics*, **38**, 141–248.
- Hirth, G. und Kohlstedt, D. (1995). Experimental constraints on the dynamics of partially molten upper mantle: Deformation in the diffusion creep regime. *J. Geophys. Res.*, **100**, 1981–2001.

- Houseman, G. (1990). The thermal structure of mantle plumes: axisymmetric or triple junction? *Geophys. J. Int.*, **102**, 15–24.
- Ita, J. und Stixrude, L. (1992). Mantle temperature anomalies along the present and paleo-axis of Galapagos spreading center as inferred from gravity analysis. *J. Geophys. Res.*, **97**, 6849–6866.
- Ito, G. und Lin, J. (1995). Petrology, elasticity, and composition of the mantle transition zone. *J. Geophys. Res.*, **100**, 3733–3745.
- Ito, G., Shen, Y., Hirth, G., und Wolfe, C. (1999). Mantle flow, melting, and dehydration of the Iceland mantle plume. *Earth and Planetary Science Letters*, **165**, 81–96.
- Jeffreys, H. (1926). The rigidity of the Earth's central core. *Mon. Not. R. Astron. Soc., Geophys. Suppl.*, **1**, 371–383.
- Jeffreys, H. und Bullen, K. (1940). *Seismological Tables*. 1. British Assoc. for the Advancement of Science.
- Karato, S. und Jung, H. (1998). Water, partial melting and the origin of seismic low velocity and high attenuation zone in the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **157**, 193–207.
- Katsura, T. und Ito, E. (1989). The system $\text{Mg}_2\text{SiO}_4\text{-Fe}_2\text{SiO}_4$ at high pressures and temperatures; precise determination of stabilities of olivine, modified spinel and spinel. *J. Geophys. Res.*, **94**, 15663–15670.
- Kawamoto, T. und Holloway, J. (1997). Melting temperature and partial melt chemistry of H_2O -saturated mantle peridotite to 11 Gigapascals. *Science*, **276**, 240–243.
- Kearey, P. und Brooks, M. (1995). *An Introduction to Geophysical Exploration*. II. Blackwell Science Ltd., Osney Mead, Oxford OX2 0EL.
- Kelly, K., Ward, R., Treitel, S., und Alford, R. (1976). Synthetic seismograms: a finite-difference approach. *Geophysics*, **41**, 2–27.
- Kennett, B. und Engdahl, E. (1991). Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophys. J. Int.*, **105**, 429–465.
- Kennett, B. und Widiyantoro, S. (1999). A low wavespeed anomaly beneath northwestern India: a seismic signature of the Deccan plume? *Earth and Planetary Science Letters*, **165**, 145–155.

- Kennett, B., Engdahl, E., und R. Buland (1995). Constraints on seismic velocities in the Earth from travel time. *Geophys. J. Int.*, **122**, 108–124.
- Keyser, M., Ritter, J., und Jordan, M. (2002). 3D shear-wave velocity structure of the Eifel plume, Germany. *Earth and Planetary Science Letters*, **203**, 59–82.
- Kidd, G. (1999). Fundamentals of 3-D seismic volume visualization. *The Leading Edge*, **18**, 702–712.
- Kincaid, C., Schilling, J., und Gable, C. (1996). The dynamics of off-axis plume-ridge interaction in the uppermost mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **137**, 29–43.
- Kind, R. und Vinnik, L. P. (1988). The upper-mantle discontinuities underneath the GRF array from P-to-S converted phases. *J. Geophys. Res.*, **62**, 138–147.
- Kind, R., Kosarev, G. L., und Petersen, N. V. (1995). Receiver functions at the stations of the German Regional Seismic Network (GRSN). *Geophys. J. Int.*, **121**, 191–202.
- Kohlstedt, D., Keppler, H., und Rubie, D. (1996). Solubility of water in the α , β and γ phases of $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **123**, 345–357.
- Kosarev, G., Makeyeva, L., und Vinnik, L. (1987). Inversion of teleseismic P-waves particle motions for crustal structure in Fennoscandia. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **47**, 11–24.
- Laske, G., Phipps-Morgan, J., und Orcutt, J. (1999). First results from the Hawaiian SWELL pilot experiment. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3397–3400.
- Leibecker, J., Gatzemeier, A., Hönig, M., Kuras, O., und Soyer, W. (2002). Evidence of electrical anisotropic structures in the lower crust and the upper mantle beneath the Rhenish Shield. *Earth and Planetary Science Letters*, **202**, 289–302.
- Li, X. (2001). *A receiver function study of the northwest Pacific subduction zone and the Hawaiian mantle plume*. Doktorarbeit, Freie Universität Berlin.
- Li, X., Kind, R., Priestley, K., Sobolev, S., Tilmann, F., Yuan, X., und Weber, M. (2000). Mapping the Hawaiian plume conduit with converted seismic waves. *Nature*, **405**, 938–941.
- Malevsky, A. und Yuen, D. (1993). Plume structure in the hard-turbulent regime of threedimensional infinite Prantl number convection. *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 383–286.

- Mayer, G., Mai, P., Plenefisch, T., Echtler, H., Lüschen, E., Wehrle, V., Müller, B., Bonjer, K., Prodehl, C., und Fuchs, K. (1996). The deep crust of the Southern Rhine Graben: reflectivity and seismicity as image of dynamic processes. *Tectonophysics*, **275**, 15–40.
- Mechie, J., Prodehl, C., Fuchs, K., Kaminski, W., Flick, J., Hirn, A., Ansorge, J., und Kind, R. (1982). Progress report on Rhenish Massif Seismic Experiment. *Tectonophysics*, **90**, 215–230.
- Mechie, J., Prodehl, C., und Fuchs, K. (1983). *The long-range seismic refraction experiment in the Rhenish Massif*, in Fuchs et al. (Eds.). Springer Verlag, Berlin.
- Mei, S. und Kohlstedt, D. (2000a). Influence of water on plastic deformation of olivine aggregates 1. Diffusion creep regime. *J. Geophys. Res.*, **105**, 21457–21469.
- Mei, S. und Kohlstedt, D. (2000b). Influence of water on plastic deformation of olivine aggregates 2. Dislocation creep regime. *J. Geophys. Res.*, **105**, 21471–21481.
- Meyer, R. (2001). Teleseismische P-Wellendämpfung in der Eifel: Analyse und Tomographie. Diplomarbeit, Universität Göttingen.
- Meyer, W. (1994). *Geologie der Eifel*. III. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), 70176 Stuttgart.
- Meyer, W. und Stets, J. (1998). Junge Tektonik im Rheinischen Schiefergebirge und ihre Quantifizierung. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, **149**, 359–379.
- Morgan, W. J. (1971). Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, **230**, 42–43.
- Ochmann, N. (1988). *Tomographische Analyse der Krustenstruktur unter dem Laacher See Vulkan mit Hilfe von teleseismischen Laufzeitresiduen*. Doktorarbeit, RWTH Aachen.
- Olson, P. und Christensen, U. (1986). Solitary wave propagation in a fluid conduit within a viscous matrix. *J. Geophys. Res.*, **91**, 6367–6374.
- Olson, P., Schubert, G., und Anderson, C. (1993). Structure of axissymmetric mantle plumes. *J. Geophys. Res.*, **98**, 6829–6844.
- Phipps-Morgan, J., Morgan, W., und Price, E. (1995). Hotspot melting generates both hotspot volcanism and hotspot swell? *J. Geophys. Res.*, **100**, 8045–8062.
- Raikes, S. (1980). Teleseismic evidence for velocity heterogeneity beneath the Rhenish Massif. *J. Geophys.*, **48**, 80–83.

- Raikes, S. und Bonjer, K. (1983). *Large-scale mantle heterogeneity beneath the Rhenish Massif and its vicinity from teleseismic P-residuals measurements*, in. *Fuchs et al: Plateau Uplift*. Springer Verlag, Berlin.
- Ribe, N. und Christensen, U. (1994). Three-dimensional modeling of plume-lithosphere interaction. *J. Geophys. Res.*, **99**, 669–682.
- Ritsema, J., van Heijst, H., und Woodhouse, J. (1999). Complex Shear Wave Velocity Structure Imaged Beneath Africa and Iceland. *Science*, **286**, 1925–1928.
- Ritter, J. R. R., Achauer, U., Christensen, U., und The-Eifel-Plume-Team (2000). The Teleseismic Tomography Experiment in the Eifel Region, Central Europe: Design and First Results. *Seismological Research Letters*, **71**(4), 437–443.
- Ritter, J. R. R., Jordan, M., Christensen, U., und Achauer, U. (2001). A mantle plume below the Eifel volcanic Fields. *Earth and Planetary Science Letters*, **186**, 7–14.
- Ryberg, T. und Weber, M. (2000). Receiver function arrays: A reflection seismic approach. *Geophys. J. Int.*, **141**, 1–11.
- Ryberg, T., Tittgemeyer, M., und Wenzel, F. (2000). *Finite difference modeling of elastic wave propagation in the Earth's uppermost mantle*, in *High Performance Computing in Science and Engineering '99 Springer*, E. Krause, W. Jäger (Eds.). Springer Verlag, Berlin.
- Ryberg, T., Tittgemeyer, M., und Wenzel, F. (2001). *Modeling wave propagation in the Earth uppermost mantle*, in *High Performance Computing in Science and Engineering 2000 Springer*, E. Krause, W. Jäger (Eds.). Springer Verlag, Berlin.
- Ryberg, T., Tittgemeyer, M., und Wenzel, F. (2002). *Finite-difference simulations of seismic wavefields in isotropic Earth's models*, in *High Performance Computing in Science and Engineering 2001 Springer*, E. Krause, W. Jäger (Eds.). Springer Verlag, Berlin.
- Scherbaum, F. (1996). *Of poles and zeros; Fundamentals of Digital Seismometry*. Kluwer Academic Publisher, Boston.
- Scherbaum, F. (2001). *Of poles and zeros; Fundamentals of Digital Seismology, Modern Approaches in Geophysics*,. second edition. Kluwer Academic Publisher, Boston.
- Schilling, J. (1991). Fluxes and excess temperatures of mantle plumes inferred from their interaction with migrating mid-ocean ridges. *Nature*, **352**, 397–403.

- Schmincke, H., Lorenz, V., und Seck, H. (1983). *The Quaternary Eifel volcanic fields in Plateau Uplift, in Fuchs et al. (Eds.)*. Springer Verlag, Berlin.
- Schönenberg, R. und Neugebauer, J. (1997). *Einführung in die Geologie Europas*. VII. Rombach GmbH Druck- und Verlagshaus, Freiburg im Breisgau.
- Shen, Y., Solomon, S., Bjarnason, I. T., und Wolfe, C. J. (1998). Seismic evidence for a lower-mantle origin of the Iceland plume. *Nature*, **395**, 62–65.
- Sheriff, R. und Geldart, L. (1995). *Exploration Seismology*. II. Cambridge University Press.
- Sleep, N. (1990). Hotspots and mantle plumes: some phenomenology. *J. Geophys. Res.*, **95**, 6715–6736.
- Sleep, N. (1994). Lithospheric thinning by midplate mantle plumes and the thermal history of hot plume material ponded at sublithospheric depths. *J. Geophys. Res.*, **99**, 9327–9343.
- Spakman, W., van der Lee, S., und Hilst, R. (1993). Travel-time tomography of the European-Mediterranean mantle down to 1400 km. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **79**, 3–74.
- Spohn, T. und Schubert, G. (1982). Convective thinning of the lithosphere: a mechanism for the initiation of continental rifting. *J. Geophys. Res.*, **87**, 4669–4681.
- Stammler, K. (1992). *Ein Beitrag zur Untersuchung des oberen Erdmantels mit Hilfe von Ps-Konversionen*. Doktorarbeit, Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg.
- Stammler, K. (1993). SeismicHandler - programmable multichannel data handler for interactive and automatic processing of seismological analysis. *Comp. Geosci*, **19**, 135–140.
- SVEKALAPKO-Workinggroup (2001). Seismic Probing of Fennoscandian Lithosphere. *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, **50**, 621,828–629.
- Thompson, A. (1992). Water in the Earth's upper mantle. *Nature*, **358**, 295–302.
- Vidale, J., Ding, X., und Grand, S. (1995). The 410-km-depth discontinuity: A sharpness estimate from near-critical reflections. *J. Geophys. Res.*, **22**, 2557–2560.
- Vinnik, L. P. (1977). Detection of waves converted from P to SV in the mantle. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **15**, 39–45.

- von Rebeur-Paschwitz, E. A. (1889). First study of an teleseismic Earthquake recorded in Potsdam by E. A. von Rebeur-Paschwitz. *Nature*, **40**, 295.
- Watson, S. und McKenzie, D. (1991). Melt generation in plumes: a study of Hawaiian volcanism. *Journal of Petrology*, **32**, 501–537.
- Wessel, P. und Smith, W. (1998). New, improved version of Generic Mapping Tools released. *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, **79**, 579.
- Whitehead, J. (1982). Instabilities of fluid conduits in a flowing Earth: Are plates lubricated by the asthenosphere? *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **70**, 415–433.
- Wilson, T. (1963). Evidence from islands on the spreading of the ocean floor. *Nature*, **197**, 536–538.
- Withers, A., Wood, B., und Carroll, M. (1998). The OH content of pyrope at high pressure. *Chem. Geol.*, **147**, 161–171.
- Yuan, X. (1999). *Teleseismic receiver function study and its application in Tibet and the central Andes*. Doktorarbeit, Freie Universität Berlin.
- Yuan, X., Kind, R., Mechie, J., und Sandvol, E. (1997). Lithospheric and upper mantle structure of southern Tibet from seismological passive source experiment. *J. Geophys. Res.*, **102**, 27491–27500.
- Zhu, L. und Kanamori, H. (2000). Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions. *J. Geophys. Res.*, **105**(B2), 2969–2980.
- Zoeppritz, K., Geiger., L., und Gutenberg, B. (1912). Über Erdbebenwellen V. Konstitution des Erdinnern, erschlossen aus dem Bodenverrückungsverhältnis der einmal reflektierten zu den direkten Longitudinalwellen, und einige andere Beobachtungen über Erdbebenwellen. *Nachr. d. Kön. Ges. d. Wiss. Göttingen, math.-phys.*, **Kl. 1**, 121–206.

A

Anhang

A.1 Eifel Plume Working Group

Das Eifel Plume Team besteht aus folgenden Mitgliedern:

U. Achauer, G. Bock, G. Bokelmann, M. Budweg, T. Camelbeeck, U. Christensen, F. Collin, N. d'Oreye, I. Eschghi, H. Gaensicke, K.-G. Hinzen, M. Jordan, T. Kaspar, R. Pelzig, J. Ritter, F. Scherbaum, Y.-F. Temme, K. Walker und M. Weber.

A.2 Stationsliste des Eifel-Netzwerkes

Station	Latitude	Longitude	Computer	Seismometer
E_A01	52.258	7.3360	PDAS	MARK
E_A02	52.422	7.9350	PDAS	MARK
E_A03	52.258	8.5560	REFT	GURA
E_A04	52.188	8.0810	PDAS	MARK
E_A05	51.949	8.6840	PDAS	MARK
E_A06	51.683	7.4410	PDAS	MARK
E_A07	51.696	8.0100	PDAS	MARK
E_A08	51.679	8.9620	PDAS	MARK
E_A09	51.492	8.0640	PDAS	MARK
E_A10	51.494	8.4530	PDAS	MARK
E_A11	51.3000	7.4141	PDAS	MARK
E_A12	51.2450	7.1986	PDAS	MARK
E_A13	51.1313	7.1351	PDAS	MARK
E_A14	50.9473	7.4210	PDAS	MARK
E_A15	50.7500	7.4493	PDAS	MARK
E_A16	50.8459	6.8920	REFT	MARK
E_A17	50.7680	6.7234	REFT	MARK
E_A18	50.5642	8.0862	PDAS	MARK
E_A19	50.6045	7.8103	PDAS	MARK
E_A20	50.7016	8.2262	PDAS	MARK
E_A21	50.7758	8.0401	PDAS	MARK
E_A31	52.2581	7.3317	PDAS	MARK
E_A33	51.951	7.4070	PDAS	MARK
E_A50	51.218	7.9930	QUAT	STS2
E_A51	51.1128	7.8888	REFT	STS2
E_A52	50.977	7.7550	QUAT	STS2
E_A53	50.874	7.6380	QUAT	STS2
E_A54	50.7236	7.5550	REFT	STS2
E_A70	50.8392	6.8848	REFT	MARK
E_A71	51.0365	6.4322	PDAS	MARK
E_A72	51.0054	6.8202	PDAS	MARK
E_A79	49.6282	11.8087	MARS	LEN5
E_A80	50.7405	8.6390	PDAS	MARK
E_A81	50.9225	8.9630	PDAS	MARK
E_A82	51.0509	9.1762	PDAS	MARK
E_A83	51.4256	9.6841	PDAS	MARK
E_A84	51.5466	9.9659	PDAS	MARK
E_A85	50.9167	8.9429	PDAS	MARK
E_A87	50.0718	9.2593	MARS	LEN5
E_A88	49.9520	9.6663	MARS	LEN5
E_A89	49.9619	9.8939	MARS	LEN5

Station	Latitude	Longitude	Computer	Seismometer
E_A90	50.0021	10.3672	MARS	LEN5
E_A91	49.8847	10.7279	MARS	LEN5
E_A92	49.7700	10.9417	MARS	LEN5
E_A93	49.6740	11.6260	MARS	LEN5
E_A94	49.6016	11.8038	MARS	LEN5
E_A95	50.0530	11.8540	MARS	LEN1s
E_A96	49.8335	11.8967	MARS	LEN5
E_A97	49.7380	12.0202	MARS	LEN5
E_A98	50.1870	12.1040	MARS	LEN1s
E_A99	49.9874	12.1093	MARS	LEN5
E_B01	50.6140	6.6319	REFT	MARK
E_B02	50.5761	6.9454	REFT	MARK
E_B03	50.6477	7.3074	REFT	MARK
E_B04	50.5723	7.6865	REFT	MARK
E_B05	50.4811	6.5667	REFT	MARK
E_B06	50.4302	6.7733	REFT	MARK
E_B07	50.4820	7.0291	REFT	MARK
E_B08	50.4626	7.1677	REFT	MARK
E_B09	50.4876	7.4752	REFT	MARK
E_B10	50.3354	6.5770	REFT	GURA
E_B11	50.3532	6.8234	REFT	MARK
E_B12	50.3691	6.9691	REFT	MARK
E_B13	50.3500	7.3677	REFT	MARK
E_B14	50.3462	7.7493	REFT	MARK
E_B15	50.2119	6.9813	REFT	MARK
E_B16	50.2216	7.2351	REFT	MARK
E_B17	50.2092	7.4947	REFT	MARK
E_B18	50.1654	6.2067	REFT	MARK
E_B19	50.1813	6.5238	REFT	GURA
E_B20	50.0511	6.2989	REFT	MARK
E_B21	50.0372	6.5879	REFT	MARK
E_B22	50.0327	7.5184	REFT	MARK
E_B23	49.9162	6.3455	REFT	MARK
E_B24	49.9207	6.5738	REFT	MARK
E_B26	49.9034	7.3922	REFT	GURA
E_B27	49.9002	7.7135	REFT	MARK
E_B29	49.7189	6.7941	REFT	MARK
E_B30	49.7590	7.2399	REFT	MARK
E_B32	49.7616	7.7896	REFT	GURA
E_B33	49.7615	8.1856	REFT	MARK
E_B34	49.5212	7.7119	REFT	MARK
E_B35	49.5155	6.6092	REFT	MARK
E_B36	49.5010	6.7815	REFT	MARK

Station	Latitude	Longitude	Computer	Seismometer
E_B37	49.4824	7.0323	REFT	MARK
E_B38	49.5065	7.4531	REFT	MARK
E_B39	49.5052	7.7769	REFT	MARK
E_B40	49.1714	6.8219	REFT	MARK
E_B41	49.1971	7.1448	REFT	MARK
E_B42	49.1844	7.4948	REFT	MARK
E_B43	50.0273	7.6833	REFT	MARK
E_B44	50.0363	7.9500	REFT	MARK
E_B46	50.2128	7.9915	REFT	MARK
E_B49	50.4538	8.0812	REFT	MARK
E_B50	50.6214	7.4312	REFT	MARK
E_B51	50.4820	7.2670	REFT	MARK
E_B52	50.3491	7.1975	REFT	MARK
E_B53	50.2512	7.0741	REFT	MARK
E_B54	50.1770	7.0431	REFT	MARK
E_B55	50.1583	6.9854	REFT	GURA
E_B56	50.1117	6.9712	REFT	MARK
E_B57	50.0649	6.9465	REFT	GURA
E_B58	50.0281	6.8720	REFT	GURA
E_B59	50.0101	6.8388	REFT	MARK
E_B60	49.9667	6.8271	REFT	MARK
E_B61	49.9149	6.7802	REFT	GURA
E_B62	49.8712	6.7111	REFT	MARK
E_B63	49.8482	6.6594	REFT	MARK
E_B64	49.8144	6.6184	REFT	MARK
E_B65	49.7615	6.5604	REFT	GURA
E_B66	49.6910	6.4695	REFT	GURA
E_B67	49.5565	6.4719	REFT	STS2
E_B70	50.2622	6.6599	REFT	GURA
E_B71	50.1953	6.7401	REFT	GURA
E_B72	50.1480	6.8243	REFT	GURA
E_B73	50.0266	7.0708	REFT	GURA
E_B74	49.9842	7.1486	REFT	GURA
E_B75	49.9392	7.2169	REFT	GURA
E_B82	50.5586	6.2362	REFT	MARK
E_C01	50.67	4.5700	PDAS	MARK
E_C02	50.62	4.9800	PDAS	MARK
E_C03	50.68	5.2700	PDAS	MARK
E_C04	50.21	5.0000	PDAS	MARK
E_C05	50.48	4.9200	PDAS	MARK
E_C06	50.35	5.5700	PDAS	MARK
E_C07	50.24	5.9300	PDAS	MARK
E_C08	50.3417	6.3135	REFT	GURA

Station	Latitude	Longitude	Computer	Seismometer
E_C07	50.24	5.9300	PDAS	MARK
E_C11	50.04	5.4000	PDAS	MARK
E_C12	50.06	5.7900	PDAS	MARK
E_C13	49.97	5.2200	PDAS	MARK
E_C14	49.83	5.3800	PDAS	MARK
E_C16	49.80	5.1400	PDAS	MARK
E_C18	50.6672	4.5082	PDAS	MARK
E_C20	49.8653	5.8581	PDAS	MARK
E_C21	49.8092	6.3278	PDAS	MARK
E_C22	49.8065	6.2669	PDAS	MARK
E_C23	49.5970	6.0038	PDAS	MARK
E_D01	49.5847	5.2667	PDAS	MARK
E_D02	49.2043	5.0703	Hades	LE-3D
E_D03	49.2045	5.3610	Hades	LE-3D
E_D04	49.2263	5.7538	Hades	LE-3D
E_D04	49.2263	5.7538	Hades	LE-3D
E_D06	48.717	4.9478	Hades	LE-3D
E_D08	48.8428	6.2420	Hades	LE-3D
E_D10	48.898	7.1458	Hades	LE-3D
E_D11	48.8950	7.4898	Hades	LE-3D
E_D15	48.3843	5.4860	Hades	LE-3D
E_D16	48.4693	5.9457	Hades	LE-3D
E_D17	48.4805	6.3057	Hades	LE-3D
E_D18	48.4900	6.7042	Hades	LE-3D
E_D20	48.5845	7.7657	Hades	LE-3D
E_D23	48.0922	5.4590	Hades	LE-3D
E_D24	48.1258	5.9317	Hades	LE-3D
E_D25	48.0915	6.4787	Hades	LE-3D
E_D50	49.4428	6.3730	REFT	STS2
E_D51	49.3125	6.2809	REFT	STS2
E_D52	49.2342	6.3613	Hades	LE-3D
E_D53	49.0549	5.9910	REFT	STS2
E_D54	48.9542	5.8653	Hades	LE-3D
E_DOU	50.0958	4.5950	Titan	STS2
E_ECH	48.2159	7.1583		STS1
E_EBN	50.7970	5.6800	ROB-sys	GURA
E_MEM	50.6090	6.0060	ROB-sys	MARK
E_HKB	51.1890	6.1680	ROB-sys	GURA
E_WLF	49.6646	6.1526	QUAN	STS2
E_HGN	50.7640	5.9317	KNMI-sys.	STS1
E_WIT	53.8135	6.6695	KNMI-sys.	STS1
E_BUG	51.4406	7.2693	QUAN	STS2
E_TNS	50.2225	8.4473	QUAN	STS2

Station	Latitude	Longitude	Computer	Seismometer
E_BFO	48.3301	8.3296	QUAN	STS2
E_BRG	50.8732	13.94280	QUAN	STS2
E_BSE	53.9353	10.31690	QUAN	STS2
E_BRN	52.4278	13.35800	QUAN	STS2
E_CLL	51.3077	13.00260	QUAN	STS2
E_RGN	54.5477	13.32140	QUAN	STS2
E_GSH	50.7370	6.3798	QUAN	STS2
E_IBB	52.3072	7.7566	QUAN	STS2
E_CLZ	51.8416	10.3724	QUAN	STS2
E_STU	48.7708	9.19330	QUAN	STS2
E_FUR	48.1657	11.2765	QUAN	STS2
E_MOX	50.6447	11.6156	QUAN	STS2
E_GFO	49.6909	11.2203		KS36000i (borehole)
E_WET	49.1440	12.8782	QUAN	STS2
E_GA1	49.6919	11.2217		STS1 3comp
E_GB1	49.3913	11.6520		STS1 3comp
E_GC1	48.9962	11.5214		STS1 3comp
E_GA2	49.6552	11.3594		STS1 z
E_GA3	49.7622	11.3187		STS1 z
E_GA4	49.5654	11.4359		STS1 z
E_GB2	49.2709	11.6700		STS1 z
E_GB3	49.3435	11.8060		STS1 z
E_GB4	49.4689	11.5608		STS1 z
E_GB5	49.1121	11.6767		STS1 z
E_GC2	48.8676	11.3755		STS1 z
E_PLH	51.0053	6.82050		MARK 1s
E_WBS	50.8058	7.28310		MARK 1s
E_OLF	50.4955	6.42100		MARK 1s
E_TDN	50.5747	6.94440		LE-3D 5s
E_VIA	49.9360	6.20300	ROB-sys	LE-3D 1s
E_KLB	50.0980	6.10700	ROB-sys	LE-3D 1s
E_OCH	50.3708	7.37550		LE-3D 1s
E_BNS	50.9638	7.17550		LE-3D 5s
E_BGG	50.2060	7.33720		S13
E_KOE	50.4253	7.73170		L4
E_STB	50.5953	6.84000		S13
E_HOB	50.9835	7.33380		S13
E_TOD	49.6057	8.80380	Telemetry	GT-S13
E_HEI	49.3987	8.72630	PCM	GT-S13
E_KTD	49.3202	8.08370	Telemetry	GT-S13
E_RUP	49.7017	7.05930	Telemetry	GT-S13
E_ABH	49.8817	7.54750	Telemetry	GT-S13
E_LIB	48.1505	7.60230	Telemetry	GT-S13

Station	Latitude	Longitude	Computer	Seismometer
E_DOM	50.1288	3.86100	Telemetry	KM
E_HOF	48.9417	7.96390	Telemetry	KM
E_SRB	48.9147	7.85220	Telemetry	KM
E_LAN	48.9806	7.80530	Telemetry	KM
E_STR	48.5845	7.76580	Telemetry	KM
E_WLS	48.4234	7.35330	Telemetry	KM
E_MOF	47.8517	7.13310	Telemetry	KM
E_LOM	47.3509	6.82750	Telemetry	KM
E_THE	48.2269	5.98630	Telemetry	KM
E_LES	50.7122	3.84470	ROB-sys	MARK
E_SKQ	50.6497	4.07830	ROB-sys	LE-3D
E_RQR	50.6067	4.22600	ROB-sys	MARK
E_CLA	50.4203	5.30350	ROB-sys	LE-3D
E_HUM	50.1933	5.25980	ROB-sys	MARK
E_SNF	50.5086	4.28330	ROB-sys	MARK
E_BOU	50.3900	3.94600	ROB-sys	MARK
E_BRE	51.1780	5.66500	ROB-sys	LE-3D
E_MEU	50.3978	5.16920	ROB-sys	MARK
E_OSP	51.3330	5.82500	ROB-sys	LE-3D
E_AUL	50.3660	4.33330	ROB-sys	MARK
E_CTH	50.5320	5.11900	ROB-sys	LE-3D
E_PLT	50.1928	4.38400	ROB-sys	LE-3D
E_MRD	50.3030	4.76900	ROB-sys	LE-3D
E_SOY	50.4500	4.73000	ROB-sys	LE-3D
E_STI	50.5850	5.56400	ROB-sys	MARK
E_WIB	50.1613	5.72570	ROB-sys	MARK
E_LCH	50.6387	5.60130	ROB-sys	MARK
E_UCC	50.7980	4.3590	ROB-sys	GURA
E_DOU	50.0958	4.5950	ROB-sys	MARK

A.3 Liste der verwendeten Erdbeben

Herzzeit	Latitude	Longitude	Tiefe	Magnitudo m_b	Δ	Rückazimut	Ort
08-NOV-1997 10:02:48.0	35.04 N	87.31 E	10.0	5.4	58	72	Xizang
09-NOV-1997 22:56:43.0	13.65 N	-88.96 W	190.8	5.7	83	283	El Salvador
10-NOV-1997 12:47:33.0	-0.02 S	-16.92 W	10.0	5.6	54	210	North Ascension Island
10-NOV-1997 23:06:44.0	31.30 N	140.52 E	86.0	5.7	89	38	South Honshu Japan
15-NOV-1997 07:05:16.0	43.91 N	144.94 E	160.9	5.7	79	29	Hokkaido Japan Region
21-NOV-1997 11:23:06.0	22.21 N	92.83 E	56.9	6.0	71	78	India-Bangladesh Border Region
23-NOV-1997 03:51:02.0	40.15 N	138.76 E	33.0	5.8	81	35	Eastern Sea Japan
25-NOV-1997 17:01:36.0	46.68 N	153.29 E	33.0	5.6	79	23	Kuril Islands
28-NOV-1997 06:10:49.0	47.55 N	145.42 E	397.1	5.1	79	22	Sea of Okhotsk
28-NOV-1997 22:53:42.0	-13.44 S	-68.78 W	585.6	6.3	91	251	Peru-Bolivia Border Region
05-DEC-1997 11:26:51.0	54.85 N	161.99 E	33.0	5.4	73	15	Near East Coast Kamchatka
05-DEC-1997 18:48:35.0	53.86 N	161.48 E	46.1	6.3	74	15	Near East Coast Kamchatka
05-DEC-1997 19:04:04.0	53.89 N	161.5 E	10.0	5.8	75	15	Near East Coast Kamchatka
05-DEC-1997 22:37:16.0	53.97 N	161.59 E	33.0	5.6	76	14	Aleutian Islands
06-DEC-1997 06:38:00.0	54.79 N	161.34 E	33.0	5.5	73	15	Near East Coast Kamchatka
06-DEC-1997 08:06:48.0	64.96 N	-87.87 W	10.0	5.3	48	325	Northwest Territories Canada
06-DEC-1997 10:59:13.0	54.24 N	161.68 E	60.1	5.6	74	15	Near East Coast Kamchatka
06-DEC-1997 12:37:21.0	55.06 N	161.99 E	33.0	5.4	73	15	Near East Coast Kamchatka
06-DEC-1997 19:47:39.0	54.40 N	160.77 E	33.0	5.3	74	16	Near East Coast Kamchatka
07-DEC-1997 17:56:18.0	54.89 N	162.63 E	33.0	5.5	73	14	Near East Coast Kamchatka
08-DEC-1997 22:19:55.0	54.04 N	161.55 E	33.0	5.3	74	15	Near East Coast Kamchatka
11-DEC-1997 07:56:25.0	3.92 N	-75.72 W	150.0	5.8	82	268	Colombia
17-DEC-1997 04:38:53.0	51.30 N	178.85 E	33.0	5.9	79	5	Rat Islands Aleutian Islands
17-DEC-1997 05:51:28.0	36.34 N	70.79 E	201.6	5.6	47	82	Hindu Kush Region Afghanistan
18-DEC-1997 15:01:58.0	13.55 N	-88.97 W	179.4	5.7	83	283	El Salvador
20-DEC-1997 13:26:31.0	53.49 N	152.76 E	612.0	5.2	73	21	Sea Okhotsk
22-DEC-1997 02:24:28.0	-34.42 S	16.15 E	33.0	5.2	85	172	Off coast of South Africa
22-DEC-1997 16:49:54.0	15.03 N	120.05 E	33.0	5.4	93	63	Luzon Philippine Islands
22-DEC-1997 19:08:02.0	43.07 N	143.33 E	114.1	5.3	78	31	Hokkaido Japan Region
30-DEC-1997 13:43:19.0	25.61 N	96.70 E	33.0	5.5	71	73	Myanmar
01-JAN-1998 06:11:16.0	24.00 N	141.99 E	33.0	6.7	96	40	Volcano Islands
03-JAN-1998 06:10:05.0	-34.94 S	-15.92 W	10.0	5.6	87	199	Tristan da Cunha Region
03-JAN-1998 23:02:15.0	54.36 N	-164.05 W	33.0	5.9	76	355	Unimak Island Region
10-JAN-1998 03:50:43.0	41.33 N	114.71 E	33.0	5.8	69	50	Northeastern China
10-JAN-1998 04:54:25.0	-11.89 S	-71.99 W	33.0	5.9	92	254	Central Peru
10-JAN-1998 08:20:05.0	14.20 N	-91.69 W	33.0	6.4	85	286	Guatemala
12-JAN-1998 22:40:02.0	9.65 N	93.55 E	150.0	5.5	81	86	Nicobar Islands India
14-JAN-1998 18:53:15.0	-2.10 S	67.97 E	10.0	5.5	74	114	Carlsberg Ridge
17-JAN-1998 10:39:01.0	45.93 N	152.15 E	33.0	5.7	76	24	East Kuril Islands
20-JAN-1998 15:21:12.0	43.81 N	146.90 E	33.0	5.7	80	28	Kuril Islands
23-JAN-1998 09:20:07.0	52.71 N	-168.76 W	33.0	5.7	62	40	Fox Islands Aleutian Islands
27-JAN-1998 19:07:58.0	55.32 N	164.53 E	49.1	5.7	75	5	Komandorsky Islands Region
30-JAN-1998 12:26:23.0	-27.98 S	43.31 E	33.0	5.3	84	148	South Indian Ocean
03-FEB-1998 03:01:59.0	15.94 N	-96.11 W	33.0	5.8	86	290	Near Coast Oaxaca Mexico
04-FEB-1998 14:33:21.0	37.07 N	70.20 E	33.0	5.6	46	81	Afghanistan-Tajikistan Bord
07-FEB-1998 01:13:37.0	24.83 N	141.87 E	525.6	5.4	95	40	Volcano Island Region
07-FEB-1998 01:19:00.0	24.84 N	141.87 E	524.8	5.9	95	40	Volcano Island Region
09-FEB-1998 03:02:13.0	51.53 N	149.57 E	672.4	5.3	74	23	Sea Okhotsk
14-FEB-1998 00:08:07.0	36.30 N	70.98 E	215.9	5.4	47	81	Hindu Kush Region Afghanistan
19-FEB-1998 04:21:30.0	-10.90 S	-74.29 W	33.0	5.8	84	114	Central Peru
20-FEB-1998 12:18:06.0	36.45 N	71.07 E	233.9	5.9	47	81	Afghanistan-Tajikistan Bord
28-FEB-1998 17:38:48.0	33.53 N	138.12 E	288.4	5.3	86	39	South Honshu Japan
03-MAR-1998 02:24:43.0	14.32 N	-91.59 W	60.7	5.6	84	286	Guatemala
05-MAR-1998 02:59:43.0	0.80 N	17.43 E	10.0	5.2	50	166	Congo
08-MAR-1998 00:35:40.0	20.66 N	121.95 E	146.2	5.7	90	57	Philippine Islands Region
13-MAR-1998 05:24:37.0	14.31 N	-92.77 W	33.0	5.4	85	286	Mexico
14-MAR-1998 19:40:30.0	30.08 N	57.61 E	33.0	6.0	43	98	Northern Iran
16-MAR-1998 16:41:37.0	49.36 N	156.01 E	33.0	5.8	77	20	Kuril Islands
19-MAR-1998 13:51:34.0	40.08 N	76.73 E	33.0	5.4	49	74	Kyrgyzstan-Xinjiang BDR Region
21-MAR-1998 16:33:10.0	79.78 N	2.40 E	10.0	6.1	30	358	Greenland Sea
21-MAR-1998 18:22:27.0	36.41 N	70.15 E	223.1	6.0	47	82	Hindu Kush Region Afghanistan
22-MAR-1998 01:08:57.0	-11.38 S	66.17 E	10.0	5.5	80	121	Mid-Indian Ridge
28-MAR-1998 21:59:56.0	-6.37 S	29.28 E	10.0	5.2	60	154	Lake Tanganyika Region
29-MAR-1998 07:14:58.0	-0.29 S	-17.87 W	10.0	5.3	55	211	North Ascension Island
01-APR-1998 17:56:20.0	-0.51 S	99.38 E	33.0	6.4	92	88	Southern Sumatera Indonesia
03-APR-1998 22:01:48.0	-8.19 S	-74.22 W	164.5	6.0	91	258	Peru-Brazil Border Region
09-APR-1998 08:45:40.0	36.91 N	140.81 E	110.1	5.5	84	35	Near East Coast Honshu Japan
09-APR-1998 23:26:51.0	-12.13 S	67.82 E	10.0	5.6	62	105	Mid-Indian Ridge
10-APR-1998 15:00:52.0	32.55 N	60.01 E	33.0	5.5	43	94	Northern Iran
10-APR-1998 16:40:37.0	-1.61 S	-15.45 W	10.0	5.4	55	208	North Ascension Island
12-APR-1998 04:09:28.0	4.75 N	-47.66 W	10.0	5.3	64	244	N Atlantic Ocean
12-APR-1998 23:49:34.0	-15.57 S	-71.75 W	33.0	5.7	95	251	Southern Peru
15-APR-1998 15:23:07.0	58.51 N	164.60 E	33.0	5.4	70	13	Kamchatka
20-APR-1998 22:59:13.0	15.58 N	-100.94 W	59.7	5.7	87	295	Guerrero Mexico
26-APR-1998 14:16:52.0	0.83 N	17.38 E	10.0	5.5	51	166	Congo
29-APR-1998 23:32:40.0	30.83 N	141.93 E	33.0	5.4	90	37	South of Honshu Japan $m_b=5.5$

Herdzeit	Latitude	Longitude	Tiefe	Magnitude m_b	Δ	Rückazimut	Ort
03-MAY-1998 23:30:22.0	22.49 N	125.30 E	33.0	6.2	90	54	Southeast Taiwan
06-MAY-1998 01:53:09.0	18.86 N	120.78 E	31.5	5.6	90	60	Luzon Philippine Islands
10-MAY-1998 06:05:58.0	13.58 N	-90.86 W	33.0	5.4	85	285	Near Coast Guatemala
12-MAY-1998 17:01:03.0	45.46 N	150.18 E	33.0	5.4	80	25	Kuril Islands
14-MAY-1998 18:56:23.0	40.39 N	143.11 E	33.0	5.5	82	32	Off East Coast Honshu Japan
22-MAY-1998 04:48:52.0	-17.33 S	-64.96 W	33.0	6.0	92	245	Central Bolivia
22-MAY-1998 19:49:33.0	33.61 N	131.55 E	80.2	5.5	83	44	Kyushu Japan
24-MAY-1998 19:05:15.0	-44.9 S	10.40 E	33.0	5.4	95	177	SW of Africa
27-MAY-1998 20:41:34.0	52.04 N	159.60 E	33.0	5.3	76	17	Off East Coast Kamchatka
28-MAY-1998 21:11:43.0	37.24 N	78.89 E	33.0	5.2	52	75	Southern Xinjiang China
28-MAY-1998 21:28:40.0	37.35 N	78.80 E	33.0	5.3	52	75	Southern Xinjiang China
29-MAY-1998 04:47:54.0	-2.08 S	99.41 E	33.0	5.5	93	89	Southern Sumatera Indonesia
29-MAY-1998 22:49:36.0	41.20 N	75.68 E	33.0	5.5	47	73	Kyrgyzstan
30-MAY-1998 06:22:28.0	37.21 N	69.93 E	33.0	5.8	46	81	Afghanistan-Tajikistan Bord
30-MAY-1998 18:18:15.0	39.16 N	143.23 E	33.0	5.4	83	33	Off East Coast Honshu Japan
01-JUN-1998 05:34:01.0	52.94 N	159.83 E	33.0	5.8	75	17	Off East Coast Kamchatka
01-JUN-1998 07:35:50.0	33.93 N	136.08 E	398.9	5.4	85	40	Near South Coast West Honshu
07-JUN-1998 23:20:12.0	15.89 N	-93.63 W	83.6	5.8	84	288	Near Coast Chiapas Mexico
10-JUN-1998 08:30:06.0	28.13 N	58.69 E	33.0	5.2	45	100	Iran
14-JUN-1998 13:17:07.0	35.46 N	140.63 E	33.0	5.6	85	36	E Coast Honshu Japan

Danksagung

Dr. Günter Bock war zu einem großen Teil an dieser Arbeit beteiligt. Als einer meiner Betreuer danke ich ihm für die ausführlichen Diskussionen und die vielen Anregungen über das bearbeitete Thema.

Günter kam bei einem Flugzeugabsturz am 6. November 2002 auf dem Weg zum Workshop des Eifel-Plume-Teams in Luxemburg ums Leben.

Mein besonderer Dank geht an Professor Michael Weber, der die Arbeit betreut und ihre Entstehung durch wichtige Hinweise und hilfreiche Unterstützung begleitet hat. Professor Rainer Kind und Dr. Joachim Ritter danke ich dafür, dass sie das Koreferat für diese Arbeit übernommen haben. Ebenso möchte ich Dr. Trond Ryberg für die vielen Anregungen und Diskussionen danken.

Ein großer Dank geht auch an die Deutsche Forschungsgemeinschaft, die das Eifel-Plume-Projekt finanziert und damit erst diese Arbeit ermöglicht hat.

Außerdem möchte ich auch noch Carola Ocholt danken. Aufgrund ihrer Initiative kam die Finanzierung des letzten halben Jahres durch das GFZ zustande. Mein Dank gilt deswegen auch dem GFZ für die weitere Finanzierung und die gesamte Aufenthaltsdauer.

Ebenso möchte ich mich bei dem gesamten Eifel-Plume-Team für die erfolgreiche Zusammenarbeit bedanken.

Ariane Siebert möchte ich für die Digitalisierung der geologischen Karte danken, welche in dieser Arbeit enthalten ist.

Dr. Georg Rümpker und Dagmar Kesten danke ich für das Korrekturlesen und die kritischen Anmerkungen.

Dem gesamten Projektbereich 2.2 vom GFZ möchte ich für das tolle Arbeitsklima danken.

Ein großer Dank geht auch an Ingo Wölbern, der sich mit mir während des gesamten Zeitraumes nicht nur über fachliche Angelegenheiten unterhalten hat.

Meinen Eltern möchte ich besonders danken, dass sie immer für mich Zeit hatten und mich in allen Dingen während der gesamten Zeit und darüber hinaus unterstützt haben. Dieser Dank gilt ebenso meiner Schwester.

Außerdem danke ich allen meinen Freunden, die während der Zeit der Doktorarbeit für den außerfachlichen Ausgleich gesorgt haben.

...und natürlich allen anderen, die ich hier nicht erwähnt habe.

Lebenslauf von Martin Stephan Budweg

02.04.1971	Geboren in Ratzeburg (Schleswig-Holstein)
August 1977 bis Juli 1981	Grundschule in Plön (Schleswig-Holstein)
August 1981 bis Juni 1990	Gymnasium in Plön
Juni 1990	Abitur
Juli 1990 bis Juni 1991	Bundeswehr (Marine)
Oktober 1991 bis März 1999	Studium der Geophysik an der Universität Kiel
September 1995 bis April 1996	Auslandsaufenthalt am University College Galway (UCG) in Irland
März 1999	Diplom in Geophysik Thema der Diplomarbeit: <i>Das TOR-1 Projekt: Erste Ergebnisse von teleseismischen Laufzeituntersuchungen in der Transeuropäischen Suturezone</i>
seit April 1999	Wissenschaftlicher Mitarbeiter am GeoForschungsZentrum in Potsdam

Eidesstattliche Erklärung

Ich erkläre hiermit an Eides Statt, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig und ohne Benutzung anderer als der angegebenen Hilfsmittel angefertigt habe. Die aus fremden Quellen direkt übernommenen Gedanken sind kenntlich gemacht.

Diese Arbeit wurde in gleicher oder ähnlicher Form keiner anderen Prüfungsbehörde vorgelegt oder veröffentlicht.

Potsdam, Dezember 2002

Martin Budweg