Die approbierte Originalversion dieser Dissertation ist in der Hauptbibliothek der Technischen Universität Wien aufgestellt und zugänglich.
http://www.ub.tuwien.ac.at

The approved original version of this thesis is available at the main library of the Vienna University of Technology.
http://www.ub.tuwien.ac.at/eng

TECHNISCHE UNIVERSITÄT WIEN
Vienna University of Technology

DISSERTATION

3D Geschwindigkeitsstruktur des ostalpinen Slabs
–
Ergebnis einer tomographischen Studie

Ausgeführt zum Zweck der Erlangung des akademischen Grades einer Doktorin der technischen Eissenschaften unter der Leitung von

Dr. Dipl.Ing. Ewald Brückl

120/3

Institut für Geodäsie und Geophysik

eingereicht an der

Technischen Universität Wien, Fakultät für Mathematik und Geoinformation

von

Dipl.Ing.Ulrike Mitterbauer

Matrikelnummer 9326851

Ferchergasse 16/18-19, 1170 Wien

Wien, am 10.5.2017

Den Rest überlassen wir Gott und den kleinen Fischen.

(aus: „Tragödie am Nordkap. Untergang des Schlachtschiffs Scharnhorst".
Fritz Otto Busch)

INHALTSVERZEICHNIS

Danksagung i

Abstract ii

Übersicht iv

Vorwort vi

Motivation vi

Überblick vi

Akronyme viii

1. EINLEITUNG 1

1.1 Entstehungsgeschichte der der Alpen 1

1.2 Tektonische Gliederung des Untersuchungsgebietes 5

1.3 Zugrundeliegende Untersuchungen 8

1.4 Modell der oberen Lithosphäre 10

1.5 Beschreibung des Experiments 12

2. EXPERIMENT ALPASS 14

2.1. Layout 14

2.2 Temporäres Netzwerk 16

2.3. Permanentes Netzwerk 17

3. DATENVERARBEITUNG 21

3.1. Konvertierung der Daten 21

3.2. Processing und Bestimmung der Laufzeit 22

3.3. Gewichtung 28

3.4. Bereinigung des Datensatzes 30

3.5. Ausgewählter Datensatz 32

4. LAUFZEITRESIDUEN 34

4.1. Geschwindigkeitsverteilung in der Erdkruste 34

4.2. Berechnung der Krustenkorrektur 38

4.3. Ermittlung von Laufzeitresiduen 40

4.4. Qualitätskontrolle 44

5. SEISMISCHE TOMOGRAPHIE 48

5.1. Prinzip 49

5.2. Formulierung des seismischen Inversionsproblems 50

5.3. Methode 51

5.3.1. Parametrisierung 51

5.3.2. Vorwärtsrechnung 52

5.3.3. Inversion 54

6. TELESEISMISCHE TOMOGRAPHIE
DES OBEREN ERDMANTELSUNTER DEN OSTALPEN 60

6.1. Bestimmung der Regularisierungsparameter 60

6.2. Checkerboard-Tests 62

6.3. Ergebnis 64

6.4. Vergleich mit anderen Modellen 70

6.5. Interpretation 79

7. TESTS MIT SYNTHETISCHEN MODELLEN 82

7.1. Modell eines Quaders 82

7.2. Basismodelle 84

7.3. Kombination von Modellen 92

7.4. Kombinierte Modelle mit unterschiedlicher Geschwindigkeitsstruktur 98

8. TEMPERATURVERTEILUNG 102

8.1 Grundlagen 102

8.1.1 Temperatur in der ozeanischen Lithosphäre 104

8.1.2 Temperatur in der kontinentalen Lithosphäre 105

8.1.3 Gegenüberstellung von Geothermen 107

8.1.4 Gesteinsaufbau der Erdkruste und des Mantels & Xenolithe 108

8.2 Zusammenhang zwischen Temperatur- und Geschwindigkeitsverteilung 110

8.3 Thermische Struktur von Subduktionszonen 112

8.4 Thermo-kinematische Modellierung 115

9. ZUSAMMENFASSUNG 126

APPENDIX 129

LITERATURVERZEICHNIS 142

LEBENSLAUF 157

DANKSAGUNG

Ich möchte mich gerne bedanken. Bei vielen Menschen möchte ich mich bedanken. Allen voran bei denen, die mir vertraut haben und die mich über die vielen Jahre meiner Dissertation und auch meines Lebens erheitert haben, mir Mut zu gesprochen haben und mir ganz einfach geglaubt haben, dass ich diese Arbeit zu einem guten Ende bringen werde.

Es gibt viele:

Betreut hat meine Arbeit Ewald Brückl. Er hat mir diese Arbeit ermöglicht, indem er den Projektantrag geschrieben hat und mich auf seinem Institut angestellt hat. Danke schön. Ohne die die zahlreichen Diskussionen mit ihm und ohne seine vielen Anregungen wäre die Arbeit wohl nicht entstanden. Er hat mich immer motiviert. Auch mein Zweitbetreuer Wolfgang Lenhardt hat mich unterstützt indem er sich immer Zeit genommen hat, um Detailfragen zu erörtern.

Unterstützt wurde meine Arbeit von Regina Lippitsch, Michael Behm und von Walter Loderer, von Stefan Mertl und Werner Chwatal. Ohne ihre Erfahrung und ohne ihre Bereitschaft diese mit mir zu teilen, wäre ich sicher an den großen Datenmengen und an Programmcodes verzweifelt.

Ich möchte mich auch bei meinenEltern Hedwig und Ahmed Belrhitri bedanken, sie haben mich immer unterstützt.

Ich erinnere mich an Herrn Prof. Franz Kohlbeck, der mir ein lieber Freund war und ich denke an die Stunden, die wir gemeinsam mit der Herleitung der Wellengleichung verbracht haben. Ihm kann ich meine Arbeit nicht mehr zeigen.

Ein großes Dankeschön an alle meine Babysitter! Derer gab es viele.

Mein letzter Dank gilt Fr. Dr. Johanna Brückl. Sie war immer da, ganz ruhig und freundlich. Viele der tektonischen Karten und Abbildungen in dieser Arbeit stammen von ihr.

Finanziert wurde das Projekt ALPASS von der Österreichischen Akademie der Wissenschaften. Ein Teil der im Projekt verwendeten Messgeräte wurde von IRIS/PASSCAL Instrument Center (U.S. National Science Foundation) bereitgestellt. Zusammenarbeit mit der BOHEMA Working Group. V.a. Jaroslava Plomerová und Vladislav Babuška für die gute Kooperation und den wechselseitigen Datenaustausch.

ABSTRACT

During the last two decades teleseismic studies have been undertaken to reveal the structure of the upper mantle below the Alpine-Mediterranean area. A deep slab, which is interpreted as subducted oceanic lithosphere, can be seen as a broad anomaly above the 670 km discontinuity. More shallow slabs can be found beneath the Alpine arc and are interpreted as continental lower lithosphere. Based on these images, advances in our understanding of active and passive tectonic processes have been achieved.

Nevertheless, there are still open questions and debates are on-going. The geometry of the subducted lithosphere at the transition to the Pannonian Basin and a change of polarity observed in the shallow slabs are still disputed topics. The passive teleseismic experiment ALPASS was designed to shed light on such problems. Between 2005 and 2006 teleseismic waveforms from 81 earthquakes were recorded at 75 temporary and 79 permanent stations. Based on this data, a teleseismic model was created between 60 and 500 km depth. A steeply to vertically dipping „shallow slab“ below the Eastern Alps was clearly resolved down to a depth of 250 km. It is interpreted as European lower lithosphere detached from the crust and subducted during post-collision convergence between Adria and Europe. Below the Pannonian realm, low velocities prevail down to ~ 300 km depth. They are consistent with the concept of a Pannonian lithospheric fragment that underwent strike-slip deformation relative to the European plate and extension during the post-collision phase of the Alpine orogeny. At depths between 350 and 400 km, a „deep slab“ extends from below the central Eastern Alps to under the Pannonianrealm. This is interpreted as subducted lithosphere of the Alpine Tethys. At greater depth, there is a continuous transition to the high velocity anomaly above the 670 km discontinuity.

An average was built from the collected data set and from published works dealing with tomographic studies that overlap in the area of study, and this was used as a basis for compilation of synthetic models. Using the same raytracing-algorithm and traveltimes for the actual registered events and stations, the models constructed in this manner were then inverted. This made it possible to test the structures calculated during the tomography. Close examinations were conducted to see if there is a possible connection within the shallow slab and betweeen the shallow and the deep slab. It could be shown that the shallow slab is connected, but it was not possible to make a statement concerning the connection between the deep and the shallow slab.

Lastly, a temperature model was compiled from the v_P – model. For this assessment, several constraints concerning relations between the three dimensional distribution of seismic velocities and physical parameters like temperature and density were applied. By these means, the plausibility of the model and the tectonic origin of the slab was verified.

ÜBERSICHT

Die Entstehung der Ostalpen ist durch die nord-süd gerichtete Kollision der Adriatischen und der Europäischen Platten und der daraus resultierenden lateralen Ausweichbewegung der Krustenfragmente in Richtung Osten bedingt. Mehrere seismische Großexperimente zur Erkundung der Erdkruste und des oberen Erdmantels wurden in den letzten Jahrzehnten im Zuge von internationalen Kooperationen durchgeführt: TRANSALP (Lippitsch et al., 2003), CELEBRATION 2000 (Guterch et al., 2003), ALP 2002(Brückl et al., 2003). Allerdings konnten tiefere Strukturen im oberen Erdmantel durch diese Experimente nicht bzw. nicht eindeutig aufgedeckt werden. Die Geometrie der subduzierenden Lithosphäre und die Polarität von seichten Slabs sind Diskussionen unterworfen. So zeigt die tomographische Untersuchung von Lippitsch et al. (2003) eine Polaritätsumkehr im Bereich der Ostalpen, andere Arbeiten hingegen weisen auf eine einheitliche Subduktion der Europäischen Platte (EU) unter die Adriatische Platte (AD) entlang des gesamten Alpenbogens hin (Doglioni&Carminati, 2002). Unterstützt wird letztere Interpretation durch das TRANSALP Profil von Lammerer & Weger (2008) und durch die von Brückl et al. (2010) interpretierte Fragmentierung der Lithosphäre und Übergang der Subduktion in eine Triple Junction, an der EU, AD und das Pannoische Fragment auf einander treffen. Der Zusammenhang der einzelnen Fragmente mit aktiven tektonischen Vorgängen erfolgte in einer späteren Arbeit durch elastische Plattenmodellierung.

Die vorliegende Dissertation widmet sich der Erkundung der Struktur der Lithosphäre und des oberen Erdmantels in ebendiesem Bereich mit Hilfe der passiven teleseismischen Tomographie und ermöglicht somit einen Beitrag zum besseren Verständnis der tektonischen Entwicklung der Ostalpen und von geodynamischen Prozessen im Allgemeinen.

Der Untersuchungsbereich überdeckt die Ostalpen und die angrenzenden tektonischen Regionen (Böhmische Masse, Karpathen, Pannonisches Becken, Südalpen, Dinariden). Im Zuge einer Kooperation von Österreich, Kroatien, Finnland, Polen und den USA konnten im Zeitraum zwischen Mai 2005 und Mai 2006 89 temporäre seismische Stationen über ein Jahr lang betrieben werden. Ergänzend dazu wurden Daten von permanenten seismischen Stationen herangezogen. Das Layout des Experiments wurde derart gewählt, dass sowohl eine Überlappung mit vorhergehenden Experimenten (TRANSALP) als auch mit zeitgleich ausgeführten Experimenten ermöglicht wurde. 81teleseismische Ereignisse (mit Magnituden> 5.0) und Epizentraldistanzen zwischen 30° und 100° wurden für die teleseismische Inversion

herangezogen. Die Erst-Einsätze der Raumwellen wurden mittels einer semi-automatischen Korrelationstechnik bestimmt. Krustenkorrekturen, die aus den oben angeführten seismischen Refraktions- und Weitwinkelexperimente CELEBRATION 2000 (Guterch et al., 2003) und ALP 2002 (Brückl et al., 2003) gewonnen wurden, wurden auf die Daten angewandt.In der anschließenden Auswertung wurde eine tomographische Abbildung für den Tiefenbereich zwischen 60 km und 500 km erstellt, wobei zwei unterschiedliche Slabs identifiziert wurden (Mitterbauer et al., 2011). Ein seichter und steil abtauchender Slabzwischen 50 km und 250 km Tiefe unterhalb der Ostalpen wird dahingehend interpretiert, dass es sich um von der Kruste abgelöste Lithosphäre handelt, die in Folge der Kollision zwischen der Adriatischen und der Europäischen Platte subduziert wurde. Zwischen 350 km und 400 km erstreckt sich ein tiefer gelegener Slab von den Ostalpen bis zum Pannonischen Bereich. Es wird vermutet, dass es sich dabei um subduzierte ozeanische Lithosphäre der Alpinen Tethys handelt. Im Pannonischen Bereich konnten in Übereinstimmung mit dem Carpathian Basin Projects - CBP (Dando et al., 2011) im Osten niedrige seismische Geschwindigkeiten bis zu einer Tiefe von 300 km identifiziert werden, die auf eine höhere Manteltemperatur hinweisen.

Aus dem gewonnen Datensatz und aus publizierten Ergebnissen bestehender tomographischer Untersuchungen wurde ein Mittel gebildet (Brückl et al, 2012), das die Grundlage zur Erstellung synthetischer Modelle bildet. Unter Verwendung desselben Raytracing-Algorithmus und der Laufzeiten für die tatsächlich registrierten Events und Stationen werden die so gewonnenen Modelleinvertiert und die im Zuge der Tomographie ermittelten Struktur konnten getestet werden. Untersucht wurden mögliche Verbindungen innerhalb des seichten Slabs und zwischen dem seichten und dem tief gelegenen Slab. Dabei hat sich gezeigt, dass der seichte Slab zusammenhängt und dass keine Aussage über die Verbindung zwischen dem seichten und dem tiefen Slab getätigt werden kann.

Abschließend wurde aus dem durch die Inversion gewonnenen v_P - Modell ein Temperaturmodell erstellt. Für diese Abschätzung wurden verschiedene Randbedingungen betreffend die Beziehung zwischen der dreidimensionalen Verteilung von seismischen Geschwindigkeiten und physikalischen Parametern wie Temperatur und Dichte herangezogen. Dadurch konnte die Plausibilität des Modells und der tektonische Ursprung der Slabs geprüft werden.

VORWORT

Motivation

Diese Arbeit wurde im Rahmen des ALPASS Projekts verfasst, das sich als Weiterführung der zuvor durchgeführten seismischen Experimente zur Erkundung der Erdkruste und des oberen Erdmantels in Zentraleuropa versteht. Im Gegensatz zu den Vorläuferprojekten widmet sich diese Studie der Erkundung der Lithosphäre und des Erdmantels bis in eine Tiefe von 500 km. Die Studie wurde von Ewald Brückl (Institut für Geodäsie und Geophysik an der Technischen Universität Wien) initiiert. Ermöglicht wurde das Projekt durch die Unterstützung von Institutionen in Finnland, Kroatien, Polen, Ungarn und den USA. Viele der im Experiment verwendeten Messgeräte wurden vom IRIS/PASSCAL Instrument Center bereitgestellt. Ein großer Teil der Arbeiten, die auch die Erstellung dieser Thesis inkludiert, wurde von der Österreichischen Akademie der Wissenschaften (ÖAW) unter dem Projekttitel „ ALPASS – Alpine Lithosphere andUpper Mantle PASsive Seismic Monitoring “ finanziert.

Überblick

Die Entstehungsgeschichte der Alpen wird gemeinsam mit der tektonischen Gliederung des Untersuchungsgebietes in **Kapitel 1** beschrieben. Darin finden sich auch Informationen über zuvor durchgeführte Projekte, die sich der Untersuchung der oberen Lithosphäre widmen und eine Beschreibung des daraus abgeleiteten Geschwindigkeitsmodells der Erdkruste. Eine detaillierte Beschreibung des Experiments findet sich in **Kapitel 2**. **Kapitel 3** befasst sich mit der Verarbeitung der Rohdaten und mit der Auswahl des endgültigen Datensatzes. Die Gewinnung von Laufzeitresiduen durch Anbringung einer Krustenkorrektur aus ebendiesem wird in **Kapitel 4** beschrieben. Die mathematischen Grundlagen, die erforderlich sind um eine seismische Tomographie zu rechnen, werden in **Kapitel 5** erklärt. **Kapitel 6** behandelt die teleseismische Tomographie des oberen Erdmantels im Untersuchungsgebiet. Einleitend werden die Bestimmung der geeigneten Regularisierungsparameter als auch die Festlegung eines Bereichs erhöhter Genauigkeit anhand von Checkerboard-Tests gezeigt. Anhand der gewonnenen Informationen konnte ein 3D-Geschwindigkeitsmodell berechnet werden, das sowohl in Form von Horizontalschnitten als auch durch ausgewählte Profile dargestellt wurde. Zwei Körper mit erhöhter Geschwindigkeit, die sich in einer Tiefe zwischen 60 und 250 km bzw. zwischen 350 und 450 km befinden, konnten in dem gewonnen Modell identifiziert werden. Die Ergebnisse der Inversion wurden sodann mit globalen

tomographischen Studien als auch mit den Resultaten teleseismischer Untersuchungen, die das Untersuchungsgebiet ganz oder auch teilweise überdecken, verglichen und für weitere Untersuchungen und Interpretationen wurde aus drei im Untersuchungsgebiet überlappenden Modellen ein normalisiertes, gewichtetes Mittel gebildet. Aus diesem wurde gemeinsam mit vorliegenden Informationen über die Struktur der Moho ein tektonisches Modell entworfen, das die heutige Struktur des lithosphärischen Erdmantels im Ostalpenraum seit der Kollision zwischen dem adriatischen Mikrokontinent und Europa erklärt. In **Kapitel 7** werden Tests mit unterschiedlichen synthetischen Modellen beschrieben, um die Kontinuität der seichten Anomalie und eine mögliche Verbindung zwischen der seichten und der tiefen Anomalie zu untersuchen. Dazu wurden drei Basismodelle konstruiert, deren Konfigurationen von Anomalien dem zuvor generierten Modell entsprechen. In einem zusätzlichen Schritt wurden Modelle kombiniert und diesen verschiedene Geschwindigkeitsanomalien zugeordnet, um eine größtmögliche Ähnlichkeit mit dem wahren Datensatz zu erzielen. Dadurch konnte eine Abschätzung der Amplituden der Geschwindigkeitsanomalien ermöglicht werden. Basierend auf den gewonnen Informationen wurde in **Kapitel 8** ein Versuch unternommen aus den gewonnen Geschwindigkeitsinformationen ein Temperaturmodell im Untersuchungsbereich abzuschätzen und dieses mit der vorliegenden tektonischen Interpretationen auf Plausibilität zu prüfen. Dafür wurden verschiedene Beziehungen zwischen der dreidimensionalen Verteilung von seismischen Geschwindigkeiten und physikalischen Parametern wie Temperatur und Dichte herangezogen.

Akronyme

A-Modell	Alpass Modell
ACK-Modell	Alpass, CBP, Koulakov-Modell
AD	Adriatisch-Apulische Platte
CBP	Carpathian Basin Project
C-Modell	CBP-Modell
DAS	Deep Alpine Slab
EAS	Eastern Alpine Slab
EU	Europäische Platte
K-Modell	Koulakov-Modell
LAB	Lithosphären-Asthenosphären-Grenzfläche
LO	Ligurischer Ozean
M-ML	Mur-Mürz-Linie
MHZ	Mittelungarische Störungszone
PAL	Periadriatisches Lineament
PA	Pannonisches Fragment
PLO	Piedmont-Ligurischer Ozean
TW	Tauernfenster
SEMP	Salzach/Enns/Mariazell/Puchberg-Linie
VO	Valais Ozean

1. EINLEITUNG

1.1 Entstehungsgeschichte der Alpen

Die Entstehung des Alpensystems begann im frühen Jura mit der Öffnung des nördlichen und zentralen Atlantiks und der folgenden Kollision zwischen Afrika und Europa (Schmidt et al., 2004). Die Öffnung des Meliata Ozeans im Trias und des Vadar Ozeans im Jura im Süden und ihre Schließung als auch die Öffnung und Schließung der alpinen Tethys im Norden beeinflussten die Entwicklung der Ostalpen, Karpaten und Dinariden, sowie der angrenzenden Südalpen. Die Alpen, so wie sie heute bestehen, sind das Produkt zweier Orogenesen. Die erste Orogenese, die als eoalpine Phase bezeichnet wird, wurde durch die Schließung der Meliata und Vadar Ozeane am Ende des Mesozoikums verursacht. Überreste des Vadar Ozeans sind in den Alpen jedoch nicht zu finden, auch vom Meliata Ozean sind nur vereinzelt Spuren enthalten (Mandl & Ordrejickova, 1991).

Der Subduktion der beiden Ozeane folgt die zweite Phase der Orogenese, die bis ins Tertiär andauert. Zu den Bereichen des Ozeans, der als alpine Tethys bezeichnet wird, zählen der Piedmont-Ligurische Ozean und der Valais Ozean. Ersterer befindet sich zwischen Apulien und dem Brianconnais, einem Hochgebiet im alpinen Ozean, das durch Riftbildung im Jura vom europäischen Kontinentalrand abgetrennt wurde (Handy et al., 2010). Letzterer hat sich in der frühen Kreide zwischen dem Brianconnais und der europäischen Kontinentalplatte geöffnet (Stampfli et al., 2000, Stampfli et al., 1998). Eine Vertiefung der Ozeane erfolgte bereits ab dem Oberjura bis schließlich in der Unterkreide eine Verbindung zwischen Atlantik und Tethys geschaffen wurde.

Die Verteilung der Landmassen und der Ozeanbecken im Trias, im Jura und in der Kreide kann Abbildung 1 entnommen werden (Schmidt et al., 2004).

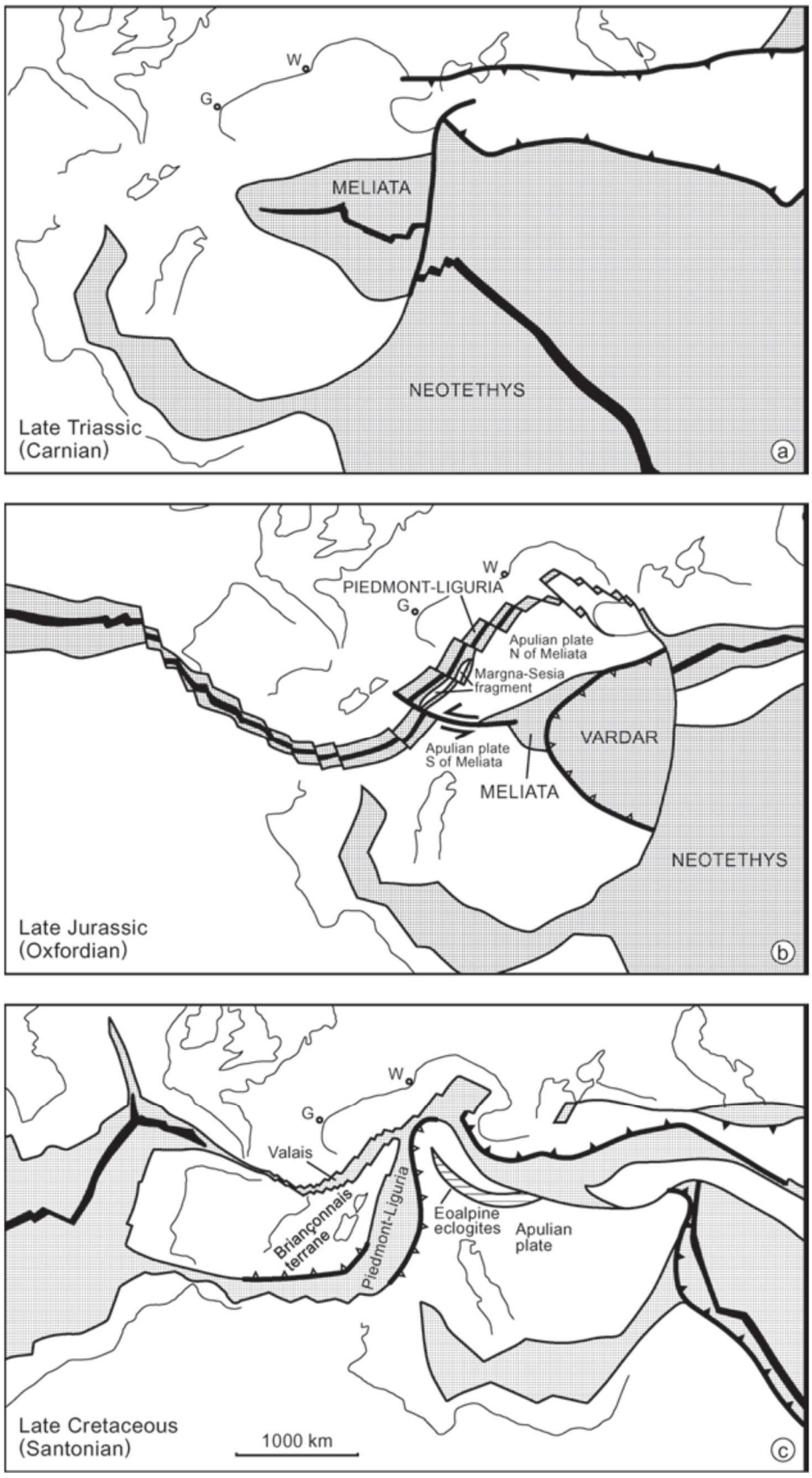


Abbildung 1.Verteilung der Landmassen und Ozeanbecken im Trias, im Jura und in der Kreide (Schmidt et al., 2004)

Die Geschichte der Ozeanbecken spiegelt sich in einer Unterteilung des alpinen Ablagerungsraumes in den helvetischen Schelf am Rande der europäischen Platte, das penninische Ozeanbecken und den ostalpinen Schelf am apulischen Sporn der afrikanischen Platte wider. Die Abtrennung des nördlichen Sporns von Afrika in der Kreide durch das entstehende östliche Mittelmeer führt zur Bildung der Adriatisch-Apulischen Platte, die sich unabhängig von Afrika in Richtung Nordwesten bewegt (z.B.: Handy et al., 2010). Sie umfasst alle paläogeographischen Bereiche im Osten (Piedmont-Ligurischer Ozean) und im Norden der Neotethys. Die Begrenzung Apuliens im Osten erfolgt durch die Meliata und Vardar Ozeane. In der späten Kreide und im frühen Tertiär wurde der Großteil der alpinen Tethys subduziert. Im Eozän sind zentrale Teile der Alpen dem Meer bereits entstiegen, das nördliche Vorland hingegen sinkt ab und wird zum Sedimentationsraum des Molassemeers, eines Teilbereichs der Paratethys, der heutigen Molassezone. Nach der Subduktion der alpinen Tethys und der Überschiebung von penninischem Flysch (Decker & Peresson, 1996) auf die europäische Kontinentalplatte begann die Kollision zwischen Europa und der sich nach Nordwesten bewegenden Adriatisch-Apulischen Platte im Oligozän (Schmidt et al., 2004). Die Kollision zwischen den beiden Platten initiierte eine weitreichend nordgerichtete Faltung und Stapelung des austroalpinen Deckensystems im Norden des passiven europäischen Kontinentalrandes. Bereits ab dem späten Oligozän reagieren durch die andauernde Kompression ganze Krustenteile der Ostalpen mit lateralen Verschiebungen in Richtung Osten. Zu den Hauptbewegungsbahnen der ausweichenden Krustenteile gehören die Periadriatische Lineament (PAL), die Salzach/Enns/Mariazell/Puchberg-Linie (SEMP), die Inntal-, die Lavantal- und die Mur-Mürztal-Störung (M - ML). Die daraus resultierende nordsüdgerichtete Verkürzung und die ostwestgerichtete Extension des Orogens dauerte bis ins späte Miozän (Decker & Peresson, 1996). Die laterale Extrusions- und Escape-Tektonik in Richtung Pannonisches Becken (nach Ostsüdost) verursacht ein Ausdünnen der Erdkruste (Ratschbacher et al., 1991a, b).

Die Entstehung des Apennins und der Dinariden findet im Oligozän im Zuge der Subduktion des adriatischen Kontinentalmantels nach Osten und nach Westen statt (Doglioni & Carminati, 2002). Im Miozän beginnt auch der Rückzug der alpinen Tethys in den Bereich der heutigen Karpathen und die Entwicklung der pannonischen Becken und der Karpathen wird eingeleitet (Royden, 1993). Dabei werden große Blöcke aus dem Bereich der Ostalpen in den Gebirgskörper der westlichen und mittleren Karpathen eingelagert (Decker & Peresson, 1996).

Sowohl die eoalpine als auch die tertiäre Orogenese sind im austroalpinen Deckensystem der Ostalpen gut dokumentiert (Villa et al., 2000). Die West- und Zentralalpen bestehen überwiegend aus penninischen Decken, die aus Ablagerungen des pennischen Ozeas bestehen und die Ostalpen aus den austroalpinen Decken, die ihren Ursprung in der Adriatisch-Apulischen Platte haben. Pennische Einheiten, die in den Gebirgskörper der Ostalpen eingebaut wurden, wurden vereinzelt auch exhumiert (z.B.: Tauernfenster, Rechnitzerfenster).

Die im Folgenden gezeigte Abbildung 2 gibt einen Überblick über die Lage der zuvor beschriebenen wichtigsten paläeogeographischen Einheiten der Alpen.

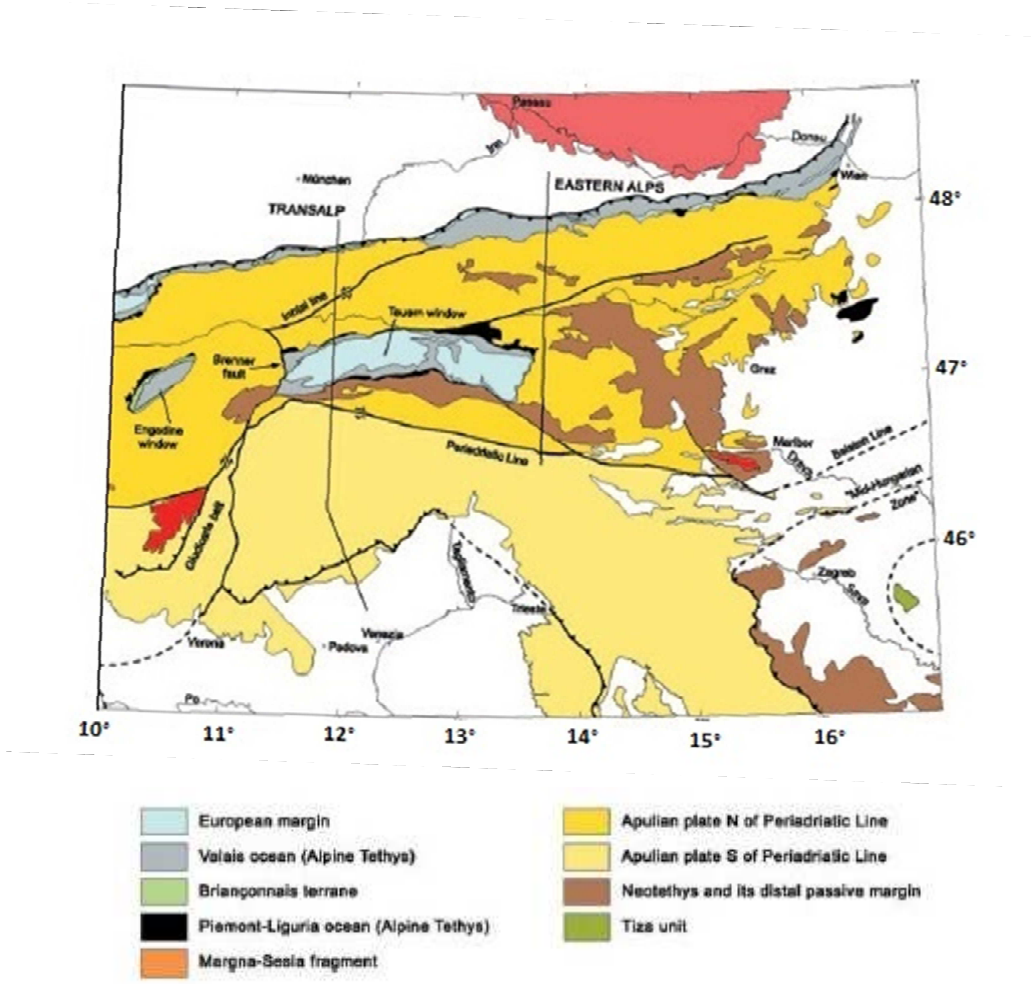


Abbildung 2. Paläogeographische Einteilung im Untersuchungsgebiet (nach Schmidt et al., 2004, nach Froitzheim et al., 1996)

1.2 Tektonische Gliederung des Untersuchungsgebietes

Das Untersuchungsgebiet dieser Studie erstreckt sich über den Bereich der Ostalpen und ihrer angrenzenden tektonischen Provinzen - der Böhmischen Masse und dem Molassebecken im Norden, dem Pannonischen Becken im Osten, den Dinariden im Südosten und dem adriatischen Vorland im Süden (Abbildung 3).

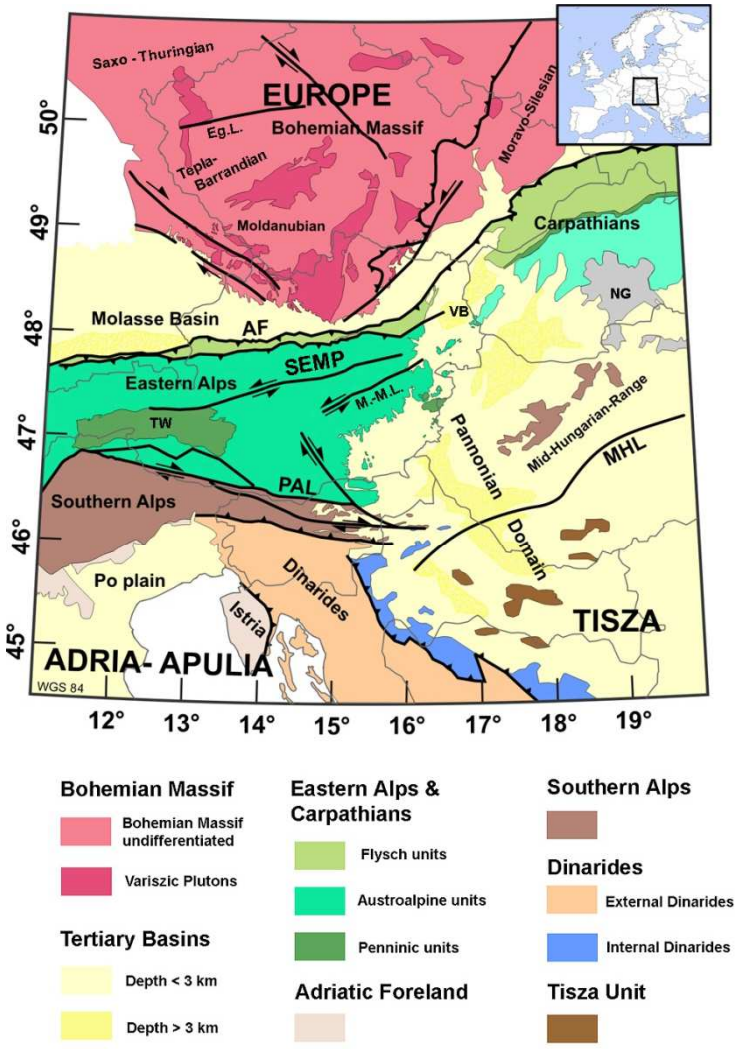


Abbildung 3. Tektonische Karte
(Schmidt et al., 2004, Oberhauser, 1980, Franke & Żelaźniewicz, 2000)

SEMP: Salzach/Enns/Mariazell/Puchberg-Linie, M-ML: Mur-Mürz-Linie, Eg.L.: Eger-Linie,
AF: Alpine Front, PAL: Periadriatisches Lineament, MHL: Mittelungarische Linie,
TW: Tauernfenster, VB: Wiener Becken, NG: Neogene Vulkane

Außer der Böhmischen Masse, die schon bei der variszischen Gebirgsbildung im Paläozoikum entstanden ist, entwickelten sich alle übrigen tektonsichen Einheiten im Zuge

der alpidischen Orogenese. Die Böhmische Masse wird in das Moldanubikum im Westen und das Moravikum im Osten unterteilt. Beide Teilbereiche bestehen aus kristallinem Gestein, das sich jedoch abhängig vom Metamorphosegrad unterscheidet. Südlich der Böhmischen Masse befindet sich das alpine Gebirgssystem, das aus verschiedenen Gesteinen des Tethysmeeres, eines Ozeans in einer riesigen Bucht im Osten des Superkontinents Pangaeas.

Durch Kollision der Platten kam es in der Kreide zu Auffaltungen und Überschiebungen von Gesteinskomplexen. Zwischen Böhmischer Masse und alpinem Gebirge befindet sich die Molassezone, ein Becken, dessen Füllung mit marinen und Süßwasser-Sedimenten im Tertiär angelagert wurde. Am Nord-West-Rand der Alpen liegt das Helvetikum, sehr schmal im Osten, breiter hingegen im Westen. Aufgebaut ist es ebenfalls aus Sedimenten, die seit dem Jura bis ins Eozän angelagert wurden. Ablagerungen aus Oberkreide und Altteritär vom nördlichen Beckenbereich des penninischen Ozeans, der Europa und Afrika trennte, charakterisieren die Flyschzone am Nordrand der Ostalpen. Die Gesteine dieser Zone wurden im Verlauf der alpinen Gebirgsbildung nach Norden unter das Helvetikum geschoben und in weiterer Folge von Süden von den Kalkalpen überlagert. Sie sind ebenfalls aus Sedimenten aufgebaut, die vom Oberperm bis zum Altteritär im Meliata-Ozean angelagert und bis ins Jungtertiär wiederholt gefaltet und im Ostalpinen Deckensystem gestapelt wurden. Nach Süden schließt sich die Grauwackenzone an, die aus klastischen Sedimenten und Vulkaniten besteht. Die Gesteine des Penninikums, die als Sedimente vom Oberkarbon bis zum Alttertiär im penninischen Ozean angelagert und dann mehrfach metamorph überprägt wurden, liegen unter dem Ostalpinen Deckensystem und treten nur in tektonischen Fenstern (Engadiner-, Tauern-, Rechnitzerfenster), die während der tertiären Orogenese durch Erosion und Exhumierung entstanden sind, an die Erdoberfläche. Dort zeigen sich metamorphe Einheiten ozeanischen Ursprungs und im Tauernfenster sogar Granit und Gneis des europäischen Grundgebirges (Fügenschuh et al., 1997; Rosenberg et al., 2004; Oberhauser, 1980). Der Ursprung des paläozoischen Kristallins liegt im adriatisch-apulischen Bereich, wohingegen penninische Bereiche mit der europäischen Plattform und mit der alpinen Tethys in Zusammenhang gesehen werden. Südlich der Grauwackenzone folgt das Ostalpine Deckensystem. Der Übergang zu den Südalpen, die zwar einen ähnlichenlithologischen Aufbau zeigen, jedoch Auf- und Überschiebungen nach Süden aufweisen, wird durch das Periadriatische Lineament (PAL) definiert. Deckenüberschiebungen haben im Bereich der Südalpen in der Kreide keine stattgefunden. Das PAL ist in Verbindung mit der Insubrischen Linie ein Störungssystem, das die gesamte Alpenkette von Thyrennischen Meer bis nach

Südungarn durchzieht. Im Osten geht die PAL in die Mittelungarische Störungszone (MHZ) über, die den Übergang vom nördlich gelegenen Alpaca zum Tisza Block im Südosten kennzeichnet.Weitere Störungszonen wie die Salzach/Enns/Mariazell/Puchberg Linie (SEMP) oder die Mur-Mürz-Linie (M-ML) verlaufen im Bereich der nördlichen Kalkalpen. Rechtsgerichtete Verschiebungen entlang der PAL in der Größenordnung von mehreren 100 km seit dem Oligozän wurden beobachtet (Vrabec & Fodor, 2006). Im Südosten der Südalpen befinden sich die Dinariden, die in äußere und innere Dinariden unterteilt werden. Die äußeren Dinariden verlaufen entlang der ostadriatischen Küste und bestehen aus mesozoischen und tertiären Karbonatschichten, deren Ursprung in der Adriatisch-Apulischen Platte zu finden ist. Die Hochgebirgszüge der inneren Dinariden sind gekennzeichnet durch die Zunahme von magmatischen Gestein und Faltungsprozessen, die in der Kreide stattgefunden haben. Ganz im Süden befinden sich das tektonische kaum gestörte adriatische Vorland (Poljak et al., 2000). Es besteht so wie die externen Dinariden aus einer mächtigen, adriatischen Karbonatschicht, die teilweise von seichten Flyschbecken aus dem Eozän durchzogen wird. Die adriatische und die Poebene im Süden sind so wie auch das Molassebecken im Norden Vorlandbecken der Alpen und eine Folge der Nord-Süd-gerichteten Kompression. Im Miozän ändert sich die ursprünglich nach Norden ausgerichtete Bewegung zu mehreren Blattverschiebungen entlang vorhandener Störzonen (PAL, SEMP, M-ML). Die Hebung des Tauernfensters und die Öffnung der inneralpinen Becken sowie des Wiener und des Pannonischen Beckens sind Konsequenzen dieser lateralen Bewegungen. Beim Wiener Becken, das die Verbindung zwischen Ostalpen und Westkarpaten darstellt, handelt es sich um ein pull-apart Becken (Royden, 1985), das hauptsächlich mit klastischen Sedimenten gefüllt ist. Im Zentrum des Beckens erreicht die Subsidenz bis zu 5,5 km (Wessely et al., 1993).Das Pannonische Becken, das sich im Zuge der Orogenese der Karpathen weiter im Osten entwickelte, zeigt Dehnungsstrukturen (Royden, 1988). Die Mächtigkeit der im Miozän und im Pleistozän abgelagerten Sedimente erreicht 6 - 8 km. Details der Entstehungsgeschichte der Becken im Miozän können Ratschbacher, 1991a, b entnommen werden.

1.3 Zugrundeliegende Untersuchungen

In den Jahren 1997 – 2003 wurden in Zentraleuropa ausgedehnte Experimente durchgeführt, die sich der Untersuchung der oberen Lithosphäre widmeten. Die seismischen Refraktions- und Weitwinkelexperimente POLONAISE 97 (Guterch et al., 1999), CELEBRATION 2000 (Guterch et al., 2003), ALP 2002 (Brückl et al., 2003) und SUDETES 2003 (Grad et al., 2003) führten zu detaillierten Information über die Geschwindigkeitsverteilung in der Erdkruste und resultieren in einer neuen Tiefen- und Strukturkarte der Mohorovičić-Diskontinuität. Das Layout der Projekte CELEBRATION 2000 im alpinen Bereich und ALP 2002 ist in Abbildung 4 zu sehen. Dreiecke weisen die Positionen der Schußpunkte aus, die kleinen Kreise die Positionen der seismischen Empfänger.

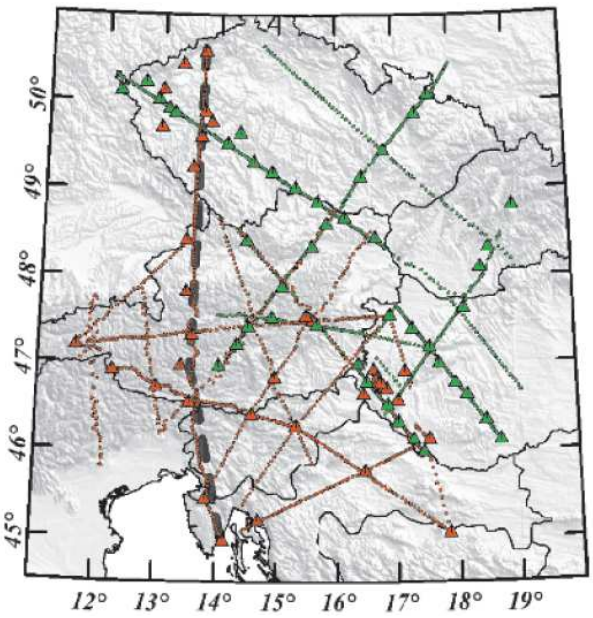


Abbildung 4. Layout der Experimente CELBRATION 2000 (grün) und ALP 2002 (rot). Der Verlauf der strichlierten Linie entspricht dem Profil Alp01.

Das Projekt TRANSALP (TRANSALP WORKING GROUP, 2001) wurde entlang eines rund 340 km langen Profils, das sich von München bis Verona erstreckt, seismische Reflexionsmessungen durchgeführt. Auswertungen führten ebenfalls zu detaillierten Informationen über die Erdkruste und die Moho (Bleibinhaus et al., 2006) und zeigen eine südgerichtete Krustenrampe unter dem Tauernfenster (Lüschen et al., 2004). Ein Schnitt entlang der Trasse ist in Abbildung 5 zu sehen.

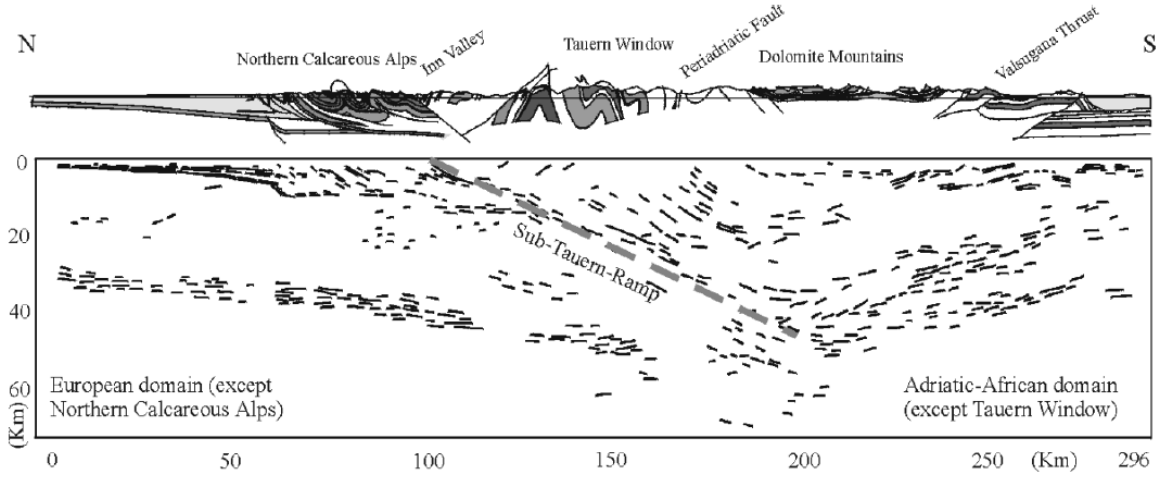


Abbildung 5. Schnitt entlang der TRANSALP-Trasse (Lüschen et al., 2003)

Eine weitere Untersuchung, die sich der Erkundung des oberen Erdmantels widmet, ist die teleseismische tomographische Studie TRANSALP von Lippitsch et al. (2003) im Bereich der Westalpen und der angrenzenden Ostalpen, die Strukturen bis in eine Tiefe von 400 km abbildet. In Abbildung 6 ist ein Schnitt durch das Inversionsergebnis in 150 km Tiefe zu sehen. Die Ergebnisse dieser Untersuchung zeigen, dass die europäische Lithosphäre in den Westalpen in Richtung Südosten subduziert, dann jedoch im westlichen Teil der Ostalpen ihre Richtung ändert. Dort erscheint die abtauchende Lithosphäre in Verbindung mit der Adriatischen Platte und als gegen Nordosten subduziert. Aufbauend auf den Ergebnissen der teleseismischen Tomographie wurde eine tektonische Hypothese entwickelt, die davon ausgeht, dass Teile des Vadar oder des Meliata Ozeans, die sich ursprünglich im Südosten des Austroalpins befanden nach Norden subduzierten und dadurch die adriatische kontinentale Lithosphäre gezwungen wurde, unter das Austroalpin zu subduzieren (Schmidt et al., 2004 und 2008, Kissling et al., 2006, Ustaszewski et al., 2008).

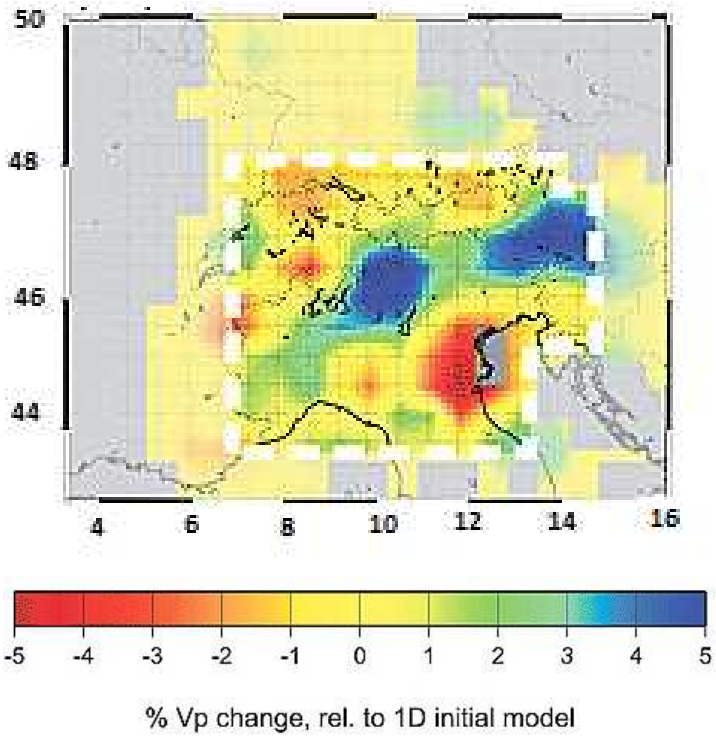


Abbildung 6. Schnitt durch den oberen Erdmantel in 150 km Tiefe (Lippitsch et al., 2003)

1.4. Modell der oberen Lithosphäre

Im Rahmen einer Dissertation wurde von Behm (2007) die Studie ALP 2002 durchgeführt. Im Zuge dessen wurde ein Geschwindigkeitsmodell der Erdkruste anhand der Auswertung von Tauchwellen (Pg) gewonnen. Das Modell erstreckt sich von 12° bis 18° Länge und 45° bis 50° Breite. Informationen über die Moho-Topographie und Geschwindigkeiten des oberen Mantels wurden durch die Auswertung von refraktierten Wellen vom oberen Erdmantel (Pn) und reflektierten Wellen von der Moho-Grenzfläche (PmP) gewonnen. Sowohl die laterale Verteilung der P-Wellengeschwindigkeiten als auch die Struktur der Moho ergeben eine Fragmentierung der Lithosphäre und die Existenz einer Triple Junction (Behm et al., 2007; Brückl et al., 2007; Brückl et al., 2010) wurde bestätigt.

Im Untersuchungsgebiet variiert die Tiefe der Moho zwischen 24 km im Bereich des Pannonischen Beckens und 51 km unter den Alpen. Auch frühere Untersuchungen bestätigen das Konzept der Fragmentierung (Lüschen et al., 2004; Bleibinhaus und Gebrande, 2006).

Durch Synthese der Datensätze von Behm et al. (2007) und von Waldhauser et al. (1998) wurde die in Abbildung 7 gezeigte Moho-Tiefenkarte für den gesamten Untersuchungsbereich basierend auf der Moho-Karte von Grad et al. (2009a) erstellt. Eingearbeitet wurden zusätzlich Informationen aus Arbeiten von Šumanovac (2010) im Bereich der Dinariden und

von Di Stefano et al. (2009) im ligurischen Bereich. Auf der Abbildung sind die Plattengrenzen der Europäischen (EU), der Adriatisch-Apulische Platte (AD) und des Pannonische Fragments (PA) zu sehen (Brückl et al., 2013).

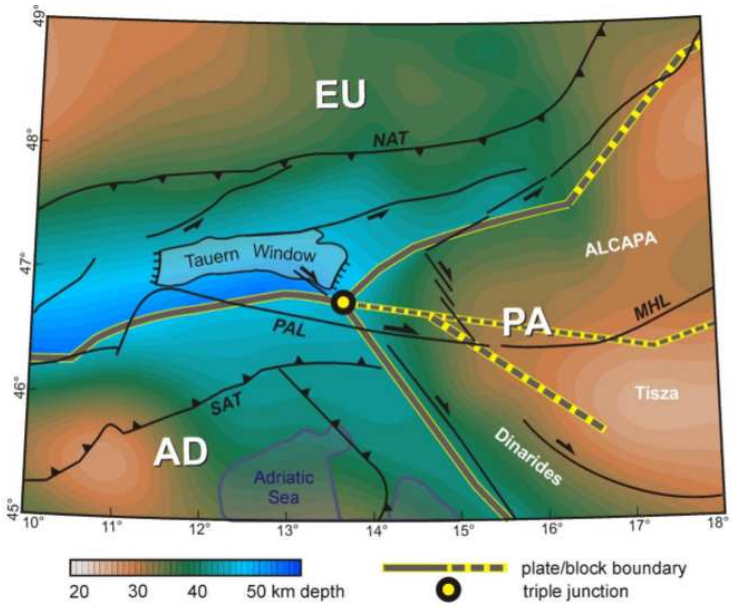


Abbildung 7. Moho-Tiefenkarte von Brückl et al. (2013)
(Behm et al. (200), Waldhauser et al. (1998), Grad et al. (2009a), Šumanovac (2010), Di Stefano et al. (2009))

Im Gegensatz zur Studie von Lippitsch (2002) wird die Karte der Moho-Topographie in Übereinstimmung mit früheren Untersuchungen (Kummerov, 2003; Lüschen et al., 2004; Bleibinhaus & Gebrande, 2006; Castellarin et al., 2006) dahingehend interpretiert, dass die Europäische Lithosphäre auch im Bereich des Tauernfensters unter die Adriatisch-Apulische Platte subduziert. An der Grenze zwischen EU und PA treten vor allem sinistrale Seitenverschiebungen auf. Hingegen finden sich an der Grenze zwischen AD und PA im nördlichen Bereich dextrale Seitenverschiebungen, die weiter im Süden in eine Subduktion von AD unter PA übergehen. Der Zusammenhang der einzelnen Fragmente mit aktiven tektonischen Vorgängen erfolgte in einer späteren Arbeit durch elastische Plattenmodellierung (Brückl et al., 2010).

Aufbauend aus den von Behm et al. (2007)ermittelten Informationen über die obere Lithosphäre wurde eine Kinematik der tektonischen Blöcke, die mit neogenen geologischen Vorgängen und auch geodätisch beobachtbaren Verschiebungen in engem Zusammenhang steht, abgeleitet (Brückl et al., 2007, 2010). Dabei werden die drei Lithosphärenfragmente EU, AD und PA mit der Nordsüd-gerichteten Kollision von Afrika und Europa und der seit

dem Tertiär nachfolgenden Extrusion des Tauernfensters und Escape-Tektonik in Richtung Pannonisches Becken (Ratschbacher et al., 1991a, b) in Verbindung gebracht. Im Zuge dessen entkoppelte sich das pannonische Fragment, das zum Kollisionszeitpunkt an der Wende von der späten Kreide zum Oligozän noch mit der Adriatisch-Apulischen Platte in Verbindung stand.

1.5 Beschreibung des Experiments

Bei dem Projekt ALPASS handelt es sich um ein passives seismisches Monitoring mit dem Ziel die untere Lithosphäre und den oberen Erdmantel im Bereich der Ostalpen und den angrenzenden tektonischen Provinzen (Böhmische Masse, Karpathen, Pannonisches Becken, Südalpen, Dinariden) zu untersuchen. Zu den großen tektonischen Einheiten im Untersuchungsgebiet zählen die europäische Plattform, die adriatische Platte und die Tisza-Einheit.

Im Zuge einer Kooperation, an der Österreich, Kroatien, Finnland, Ungarn, Polen und die USA beteiligt waren, konnten 79 temporäre seismische Stationen über den Zeitraum von Mai 2005 bis Mai 2006 installiert werden. Unterstützt wurde das Netzwerk mit Daten weiterer 91 permanenter Stationen, die im Großraum der Alpen stationiert sind. Abbildung 8 zeigt das Layout der beiden Netzwerke.

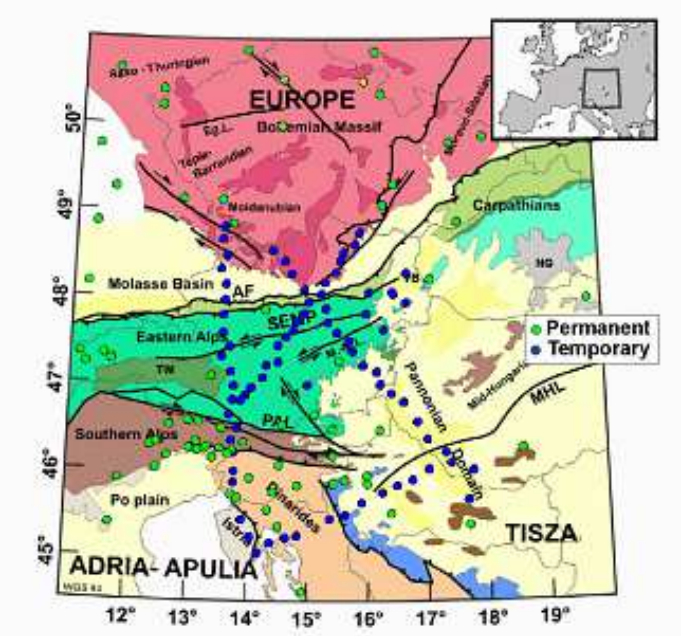


Abbildung 8.ALPASS-Messnetz
(blauer Kreis: temporäre Stationen, grüner Kreis: permanente Stationen)

Gewählt wurden die Stationen derart, dass die bestehende Lücke zwischen der teleseismischen Untersuchung TRANSALP von Lippitsch (2002) im Westen und den zeitgleich von der Tschechischen Akademie der Wissenschaftendurchgeführten passiven seismischen Experimenten BOHEMIA III (Karousová et al., 2013)im Norden und dem im Anschluss (Mai 2006 bis August 2007) vom Institut für Geophysik und Tektonik in Leeds / Großbritannien und den ELGI-betriebenen Stationen des Carpathian Basin Projects - CBP (Dando et al., 2011) im Osten ausgefüllt und auch ein Datenaustausch ermöglicht wird. Das Stationslayout der drei benachbarten Projekte ist in Abbildung 9 dargestellt.

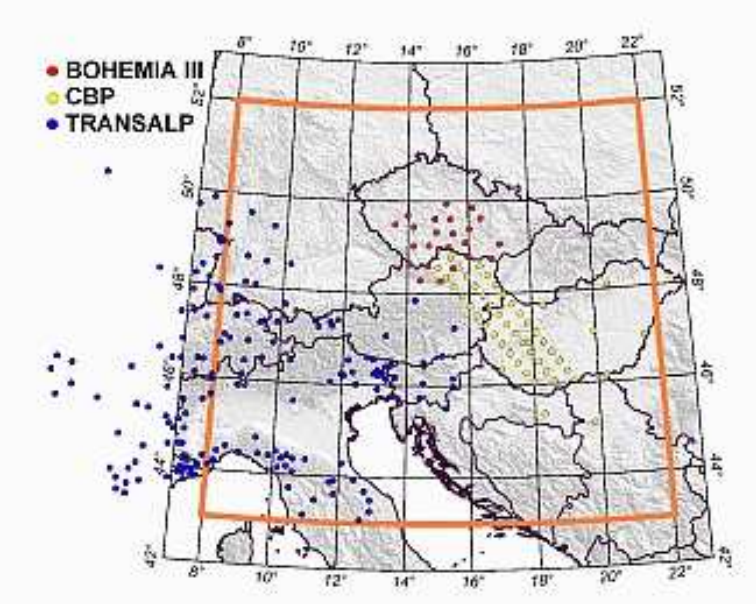


Abbildung 9.Benachbarte teleseismische Untersuchungen: TRANSALP, BOHEMA III, CBP

Anhand einer tomographischen Inversion von Laufzeitresiduen teleseismischer Erdbeben, die im Beobachtungszeitraum an den Stationen gemessen wurden, sollte die untere Lithosphäre und der obere Erdmantel bis in eine Tiefe von 500 km im Untersuchungsgebiet abgebildet werden. Es wurde erwartet, dass durch diese Informationen unbeantwortete tektonische Fragestellungen geklärt werden können und die Arbeit einen weiteren Beitrag zum besseren Verständnis der lokalen Tektonik leisten wird. Die Resultate der Untersuchung wurden im Rahmen der Arbeit unter Berücksichtigung der Ergebnisse bereits durchgeführter Arbeiten diskutiert.

2. EXPERIMENT ALPASS

2.1. Layout

Die Bereitstellung der 79 Stationen des temporären Netzwerks und auch der Betrieb erfolgten in Zusammenarbeit mit den folgenden Institutionen:

- Geophysikalisches Observatorium Sodankylä (*SGO*) der Universität von Oulu in Finnland,
- *PASSCAL* Instrumentenzentrum von *IRIS* (Incorporated Research Institutions for Seismology) in New Mexico / USA,
- Institut für Geophysik der Polnischen Akademie der Wissenschaften (*IGFPAS*) an der Universität Warschau in Polen,
- Institut für Bergbau, Geologie und Erdöltechnik (*RGN*) der Universität Zagreb in Kroatien,
- Eötvös Loránd Geophysikalisches Institut(*ELGI*) in Budapest / Ungarn,
- Canadian Geological Survey (*CGS*).

Abbildung 10 zeigt die Unterteilung des temporären Messnetzes in einzelne Linien und die Positionen der 91 permanenten Stationen. Zusätzlich konnten elf Stationen von BOHEMA III im Projekt inkludiert werden. Sämtliche Koordinaten sind Appendix A zu entnehmen.

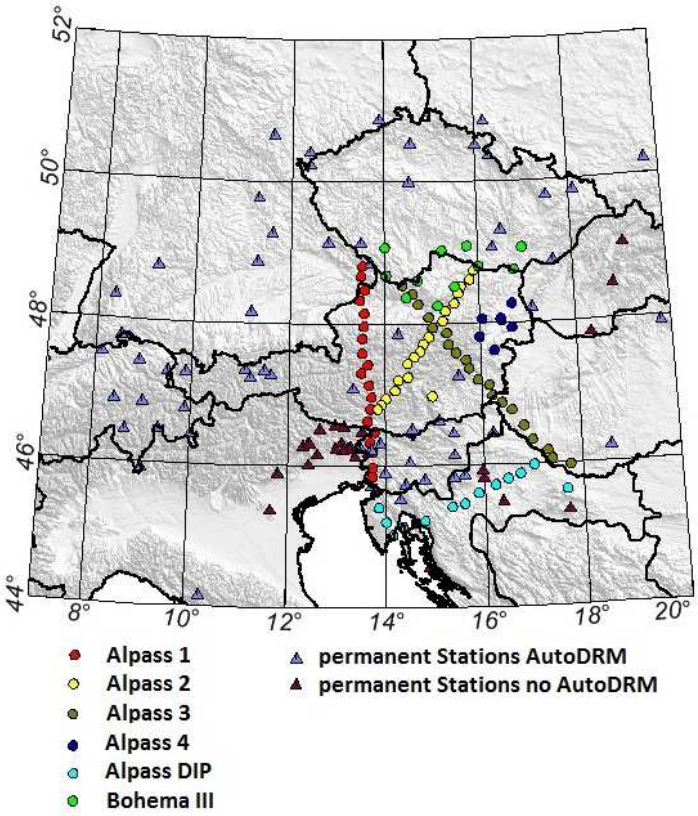


Abbildung 10. Positionen der temporären und permanenten Stationen

Die Auslagen ALPASS 1, 2 und 3 wurden entlang von Profilen vorgenommen, die bereits bei früheren Weitwinkel- und Refraktionsstudien (CELEBRATION 2000 (Guterch et al., 2003), ALP 2002 (Brückl et al., 2003)untersucht wurden und entlang derer detaillierte Information über die Geschwindigkeitsverteilung der Erdkruste vorliegt. Sie verlaufen entlang der Ostalpen in ausgewählten Richtungen und kreuzen sich in Regionen, die von besonderem Interesse sind.

Die Linie ALPASS 1 verläuft entlang der Trasse von TRANSALP, die bereits zuvor im Rahmen eines aktiven und eines passiven seismischen Experiments untersucht wurde (TRANSALP WORKING GROUP, 2001; Lippitsch et al., 2003). Es erstreckt sich von der Böhmischen Masse bis nach Istrien. ALPASS 1 als auch die Profile ALPASS 2 und 3 liegen in Bereichen, in denen detaillierte Information über die Geschwindigkeitsverteilung in der Kruste vorliegt. ALPASS 2 entspricht den Profilen Alp04 des Projektes ALP 2002 und Cel10 des Projektes CELEBRATION 2000. Es beginnt im Norden ebenfalls in der Böhmischen Masse und erstreckt sich in Richtung Südosten bis in das pannonische Becken. ALPASS 3, das den Linien Alp08 und Cel07 entspricht, beginnt wie die anderen Profile auch in der

Böhmischen Masse und erstreckt sich von dort in Richtung Südwest über die gesamte Breite der Ostalpen. Bei ALPASS 4 handelt es sich um ein kleines Netzwerk im Bereich des Wiener Beckens, einer seismisch aktiven Zone. Die Stationen des Profils ALPASS DIP sammeln Daten aus der Übergangszone von den Dinariden zum Pannonischen Bereich. Sie wurden erst im November 2005 installiert. Das Profil verlängert ALPASS 1 ein kurzes Stück nach Süden und folgt dann dem ALP 2002 Profil Alp07 vom Süden Istriens bis nach Ungarn. Zusätzlich wurde zur Stabilisierung eine Einzelstation in das Zentrum des Gebiets gesetzt.

2.2 Temporäres Netzwerk

Das Profil ALPASS 1, das sich über drei Länder erstreckt, besteht aus 19 Stationen - zwei Stationen des Profils liegen in Deutschland und fünf in Slovenien, die restlichen in Österreich. Entlang der Linie ALPASS 2 wurden ebenfalls 19 Stationen plaziert. Auch ALPASS 3 besteht aus 19 Stationen, von denen sich zwölf Stationen in Österreich befinden und sieben in Ungarn. Das Subnetzwerk ALPASS 4 setzt sich aus sechs Stationen zusammen und ALPASS DIP wird durch die Standorte von 15 Seismometern definiert. Die Verteilung der eingesetzten Instrumententypen entlang der Profile ist in Abbildung 11 zu sehen.

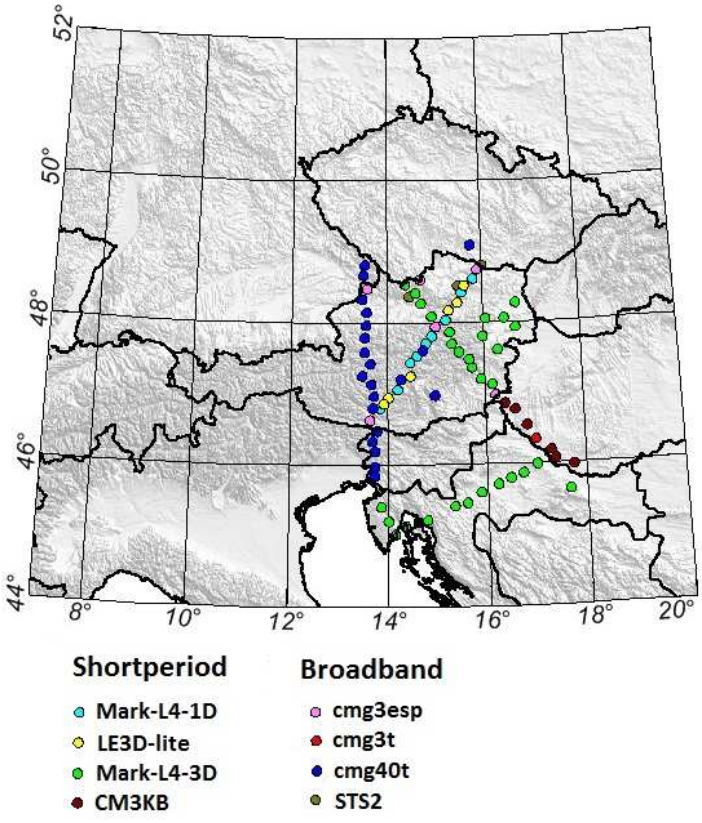


Abbildung 11.Profile und Seismometertypen

Über den Zeitraum der Messkampagne wurden von den installierten Stationen (26 Breitbandseismometer und 53 kurzperiodische Instrumente) rund 285 GB Rohdaten gesammelt. Sieben Seismometertypen, die unterschiedliche Datenformate liefern, kamen zum Einsatz. Eine Beschreibung der Profile mit Zuordnungen der Instrumente, Rekorder und involvierten Institutionen kann Tabelle 1 entnommen werden.

Tabelle 1: Aufschlüsselung der Profile

Name	Anzahl	Gerätepool	Betreiber	Sensor	Datenformat
ALPASS 1	17	IRIS/PASSCAL	TU Wien	CMG 40T 3C	Reftek 130
	2			CMG 3ESP	Reftek 130
ALPASS 2	3	IRIS/PASSCAL	TU Wien	CMG 40T 3C	Reftek 130
	1			CMG 3ESP	Reftek 130
	6	SGO		LE-3Dlite	Reftek 130
	9			Mark L-4-3D	Reftek 72A
ALPASS 3	1	IRIS/PASSCAL	TU Wien	CMG 3 ESP	Reftek 130
	11	IGFPAS		Mark L-4-1D	PSS
	6	ELGI	ELGI	CM3KB	Reftek 130
	1			Cmg3t	Orion
ALPASS 4	6	IGFPAS	TU Wien	Mark L-4-1D	fdl
ALPASS DIP	15	CGS	RGN, ELGI	Mark L-4-3D	Reftek 72A

2.3. Permanentes Netzwerk

Um eine optimale Überdeckung des Untersuchungsgebiets zu erzielen, wurde das Datenset des temporären Netzwerks mit Daten von 91 seismischen Stationen von 15 permanenten Netzwerken (Abbildungen 12a und 12b) ergänzt. Netzwerke, bei denen die Datenübermittlung mittels AutoDRM (Kradolfer, 2000) erfolgte, sind die Erdbebenmessnetze

- der Zentralanstalt für Meteorologie und Geophysik (*ZAMG*) in Österreich,

- des Schweizerischen Erdbebendienstes (*SED*),

- Seismisches Netzwerk der Republik Slowenien (*ARSO*),

- der Masaryk Universität in Tschechien / Institut der Physik der Erde (*IPE*),

- des Geophysikalisches Institut der Tschechischen Akademie der Wissenschaften (*GFU*),

- der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Deutschland (*BGR*),

- des Geophysikalischen Observatoriums der Universität München (*FUR*),

- des Instituts für Geowissenschaften in Jena (*IGW*),

- des Geophysikalischen Instituts in Karlsruhe (*GPI*),

- des Instituts für Geophysik, Stuttgart (*STU*),

- des virtuelles europäisches Breitbandseismometermessnetz Orfeus. Über diesen Zugriff konnten zusätzlich Daten des Instituts für Ozeanographie und Geophysik (Instituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale – *OGS*), des Instituts für Geophysik und Vulkanologie (Instituto Nazionale de Geofisica e Vulcanologia - *INGV*), des Seismologischen Instituts in Ungarn und des Instituts der Geophysik der Polnischen Akademie der Wissenschaften bezogen werden.

Zugriff auf Daten anderer Messnetzes erfolgte via persönlicher Kommunikation. Die Daten wurden per Email oder mittels FTP übermittelt. Zu den Netzen mit dieser Form des Datenzugriffs zählen:

- Institut für Ozeanographie und Geophysik (Instituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale – *OGS*),
- Institut für Geodäsie und Geophysik an der Universität in Trieste (*IGG*),
- Croatian Seismological Survey (*CSS*),
- das virtuelle Geofon-Netzwerk, mittels dem auf Stationen des geophysikalischen Instituts der slowakischen Akademie der Wissenschaften zugegriffen werden konnte.

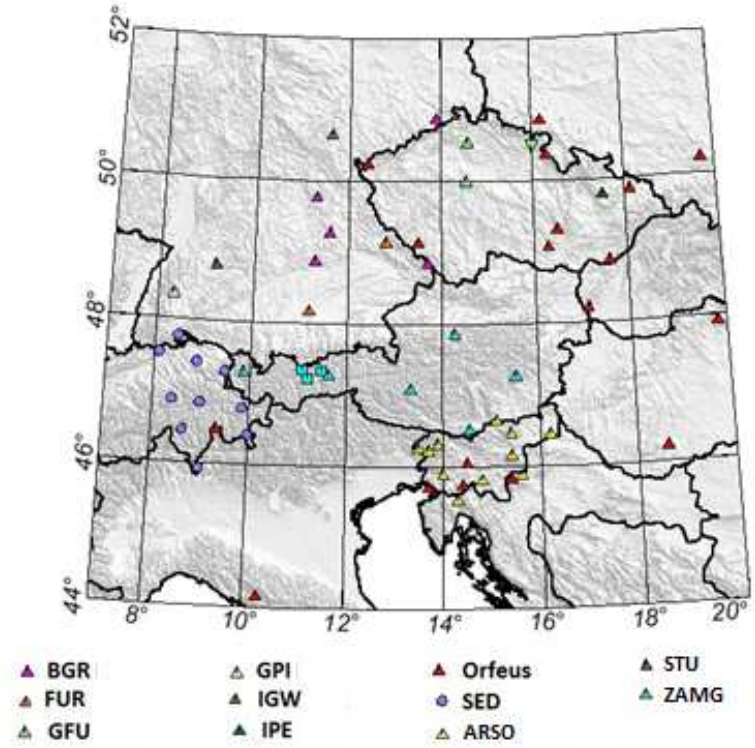


Abbildung 12.a. Permanente Stationen mit AutoDRM-Zugang

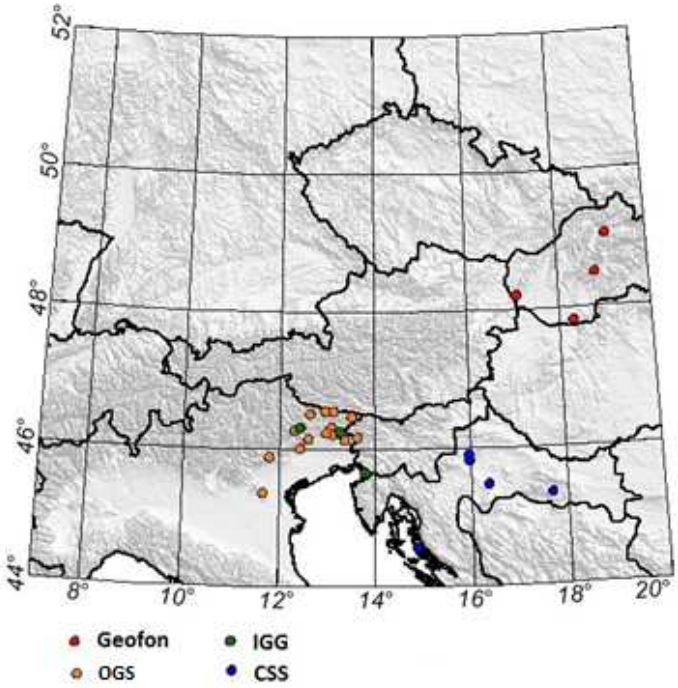


Abbildung 12.b. Stationen weiterer Netzwerke

Aufgrund der Ergänzung des temporären Messnetzes durch Stationen des permanenten Messnetzes erhöht sich die Anzahl der unterschiedlichen Seismometertypen auf 19 und zusätzliche Datenformate finden Eingang in den Datensatz. Ein notwendiger Schritt ist daher die Konvertierung der Daten in ein einheitliches Format.

3. DATENVERARBEITUNG

3.1. Konvertierung der Daten

Die Datenverarbeitung erfolgt in mehreren Schritten und verschiedene Programme kommen dabei zum Einsatz. Da der größte Teil der Daten via AutoDRM (Kradolfer, 2000) im gse2.1-Format bezogen wurde, wurden die Daten aller anderen Stationen unter Verwendung verschiedener Konvertierungsprogramme in dieses Format überführt. In Tabelle 2 sind die Formate der Rohdaten aufgelistet und die notwendigen Programme für die Konvertierung werden angeführt. In einem ersten Schritt wurden die Daten in das mseed-Format umgewandelt. Ausgehend von diesem Format wurde mittels des Softwarepakets codeco3, das von Kradolfer, Koch und Stammler entwickelt wurde, in das gewünschte Format konvertiert. Das Programm kann über den folgenden Link bezogen werden: www.seismo.ethz.ch/products/software/codeco3/codeco3.html

Die Programme ref2mseed, refrate, clockcor, mseed2segy and segypc2sun sind Teil des PASSCAL software packages, das über die IRIS Webseite via www.iris.edu/about/PASSCAL/ heruntergeladen werden kann.

Tabelle 2: Abfolge der Konvertierung

Rohdatenformat	**Konvertierung in mseed**	**Konvertierung in gse2.1**
reftek 130	Antelope software	codeco
reftek 130	ref2mseed	codeco
reftek 72A	ref2mseed, refrate, clockcor	codeco
pss	Konvertierung erfolgt bei ELGI	codeco
Fdl	fdlconversion.exe	codeco
reftek 130	Konvertierung erfolgt bei ELGI	mseed2segy, segypc2sun, segy2mseed, codeco
gcf	gcfconvert	codeco
seed	rdseed	codeco
sac	-	codeco
sac	-	codeco

Im Zuge der Konvertierung wurde auch eine Zeitkorrektur angebracht. Eine Schaltsekunde wurde um Mitternacht des 31.12.2005 zur koordinierten Weltzeit (Universal Coordinated Time - UTC) hinzugefügt wurde, um die Zeit der Verlangsamung der Erdrotation anzupassen.

3.2. Processing und Bestimmung der Laufzeit

Nach erfolgter Konvertierung wurden mit dem seismischen Analyseprogramms „Seismic Handler“ (Stammler K., 1992) die Wellenformen gefiltert und Signale des kurzperiodischen Empfängers WWSSN-SP (World Wide Standard Seismic Networks – Shortperiod) simuliert. Dabei wurde für jeden Seismometer-Typ die Übertragungsfunktion herangezogen, invertiert und mit der Transferfunktion des zu simulierenden Instrumentes multipliziert(siehe Appendix B und Scherbaum F., 1996). Die folgenden Abbildungen zeigen Aufnahmen eines Magnitude

6.1 Erdbebens, das am 15. Oktober 2005 auf den Kurilen aufgetreten ist. In Abbildung 13a werden die ungefilterten Signale von acht Stationen des ZAMG Netzwerks gezeigt. Der Unterschied zwischen kurzperiodischen Sensoren (z.B. MOTA) und Breitbandstationen (z.B. OBKA) ist eindeutig zu erkennen. In den Abbildungen 13b und 13c sind Rohdaten und die simulierten Signale in unterschiedlichen Vergrößerungen zu sehen. Die gute Qualität der Ersteinsätze ist zu erkennen.

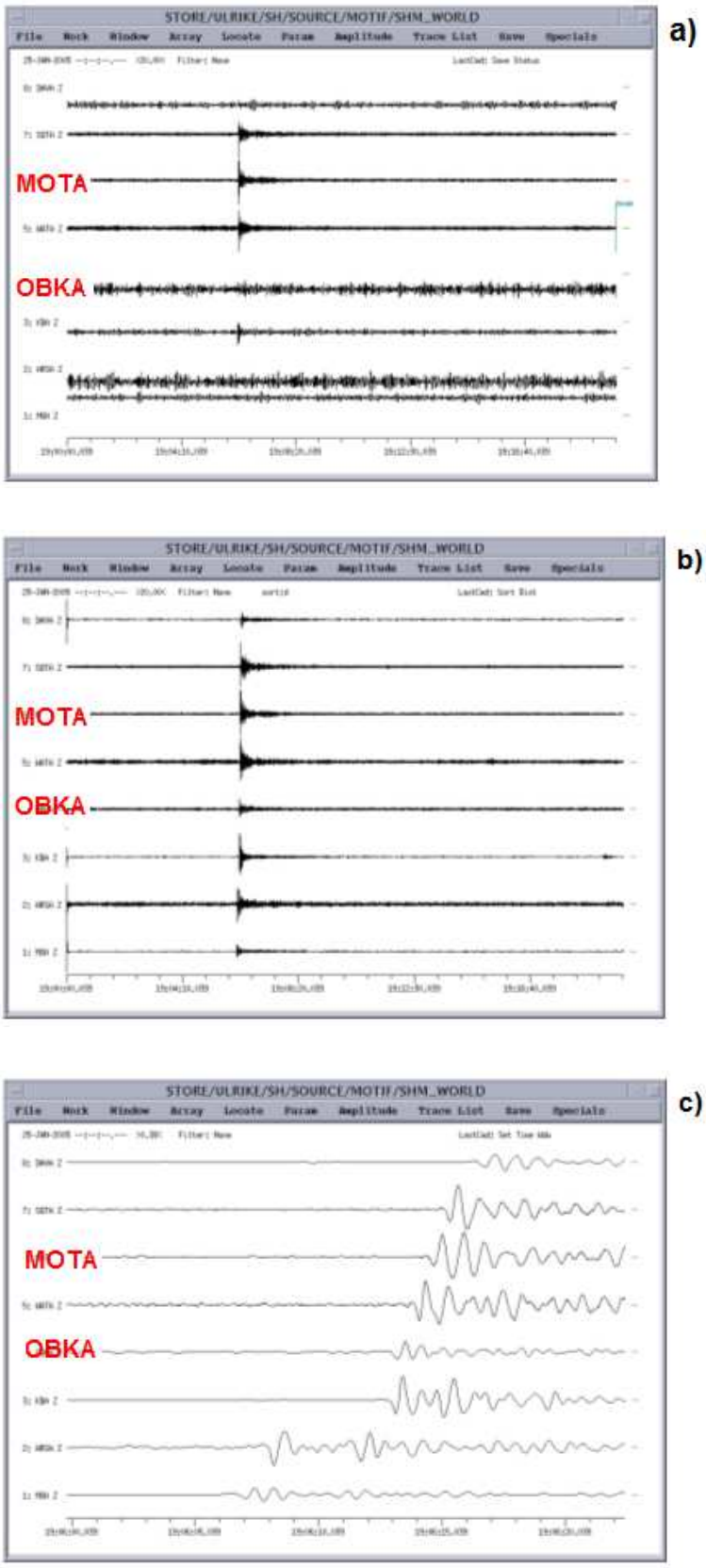


Abbildung 13. Rohdaten (a), simulierte Daten (b), Vergrößerung (c)

Der nächste Schritt wurde mit dem Programm SEISMON (entwickelt von S. Mertl; beschrieben in Brückl et al., 2006) durchgeführt. Die simulierten Daten wurden in das segy-Format, das als Eingangsformat für das Programmpaket ProMAX (Halliburton) diente, konvertiert und die gewünschten Zeitfenster wurden ausgeschnitten. Einen guten Überblick über die einzelnen Bearbeitungsschritte und Datenformate gibt die folgende Abbildung 14.

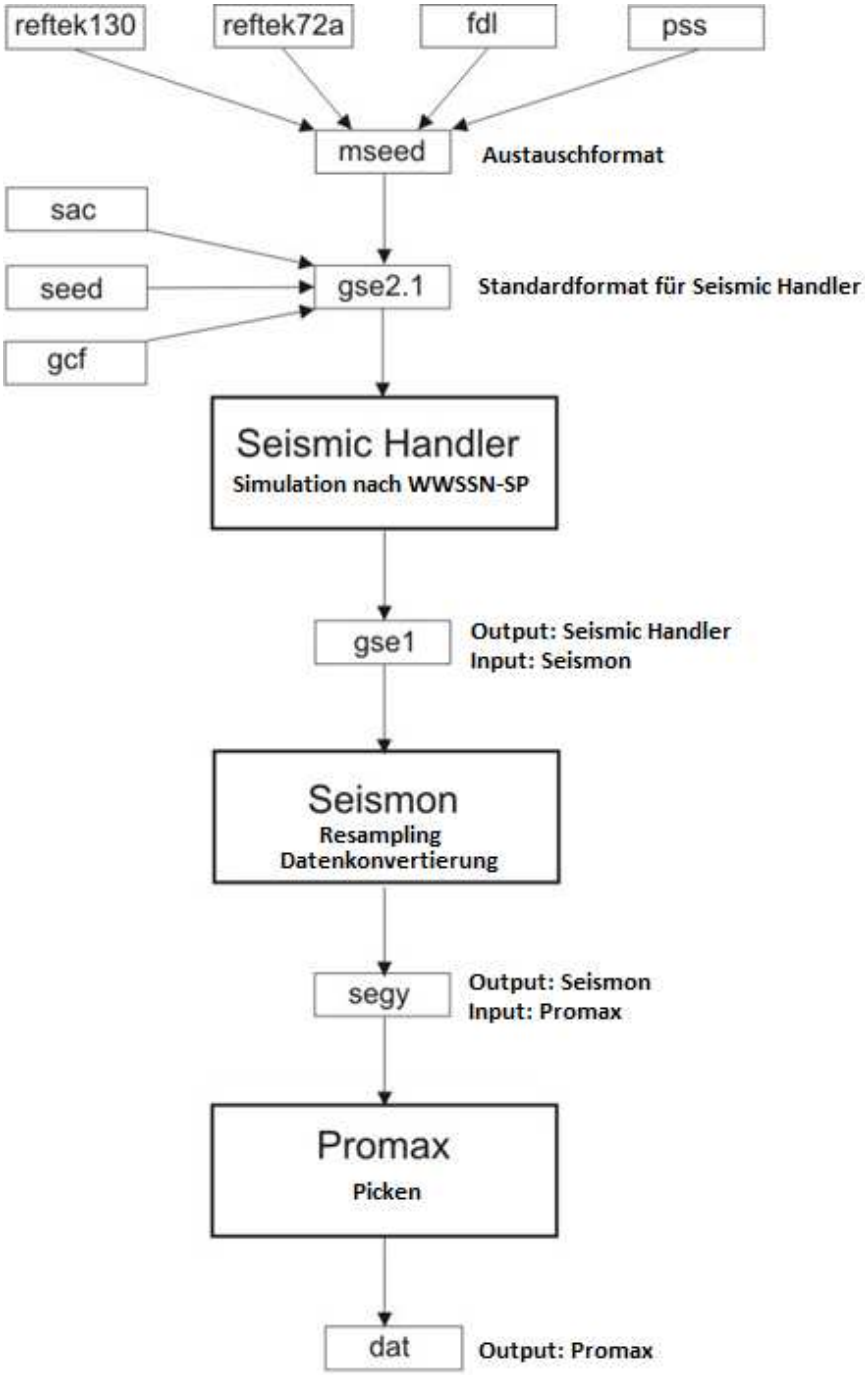


Abbildung 14. Arbeitsschritte und Datenformate

Die Berechnung der Picks erfolgte mit Hilfe des Softwarepakets ProMAX. Die folgenden Abbildungen 15a bis 15d zeigen die einzelnen Bearbeitungsschritte exemplarisch für ein Magnitude 6.2 Ereignis, das sich am 18. Mai in Sumatra 2005 ereignet hat. Zunächst wurden die Daten im segy-Format eingelesen (Abbildung 15a) und die Laufzeiten anhand des AK-135-Modells auf eine Herdtiefe von 15 km (Kennett et al., 1995) reduziert. Mittels eines zweistufigen Verfahrens wurden sodann die Ankunftszeiten der P-Wellen an den einzelnen Stationen ermittelt. Dabei wurden Techniken der Kreuzkorrelation und Stapel-Techniken eingesetzt, die eine hochgenaue Abschätzung der Laufzeitresiduen ermöglichen (z.B.:Rawlinson und Kennett, 2004). In einem ersten Schritt wurde ein 20 Sekunden langes Wavelet (Abbildung 15b) durch das Aufsummieren aller Signale nach erfolgter Laufzeitkorrektur ermittelt. Die Kreuzkorrelation dieses Wavelets mit den Daten ergibt eine weitere Näherung an den P-Wellen-Einsatz und ein Cycle-Slip wird verhindert. Eine neuerliche Kreuzkorrelation mit einem kürzeren Wavelet (7 Sekunden, Abbildung 15c) ergibt sodann das Maximum der Korrelation. Das endgültige Ergebnis der Datenbearbeitung ist die Ankunftszeit der P-Wellen (Abbildung 15d).

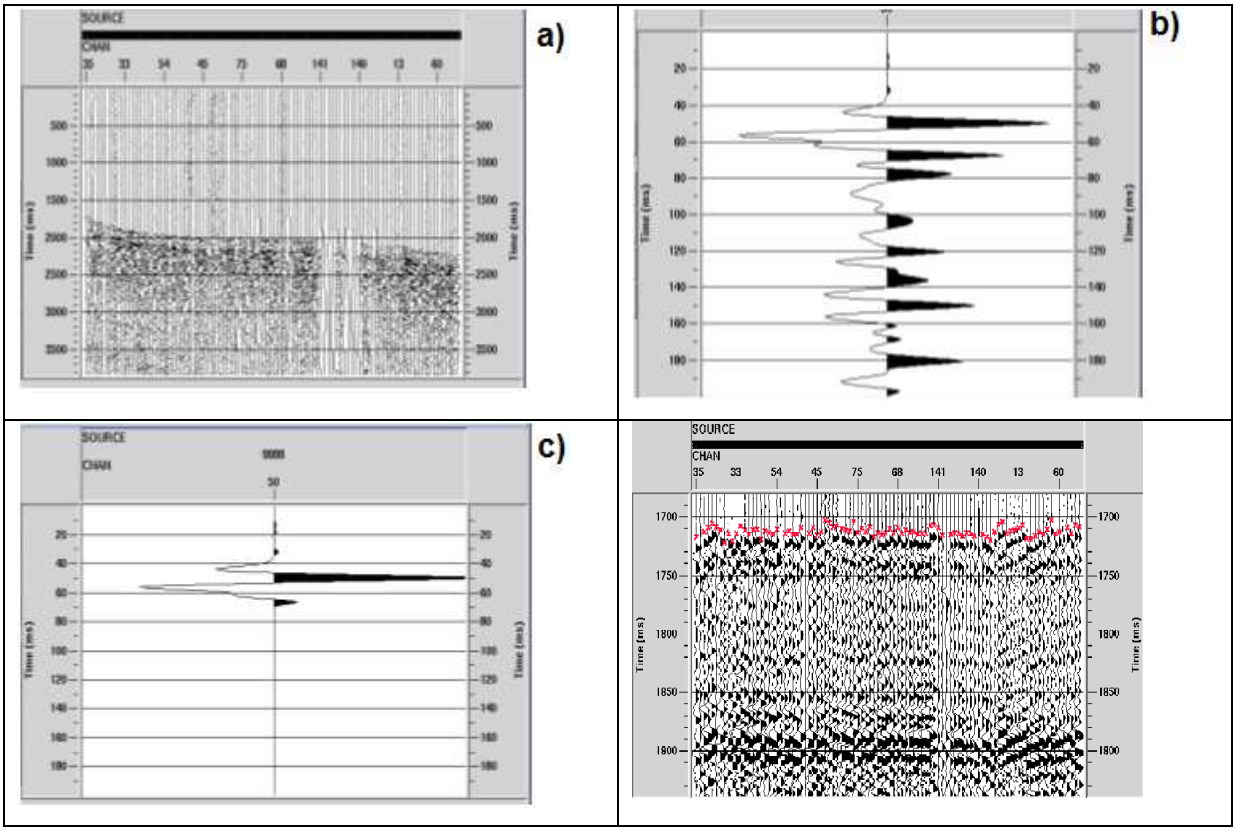


Abbildung 15. Bearbeitung der gesammelten Daten mit dem Softwarepaket ProMAX;
a) Registrierung,
b) 20 Sekunden Wavelet,
c) 7 Sekunden Wavelet,
d) P-Picks.

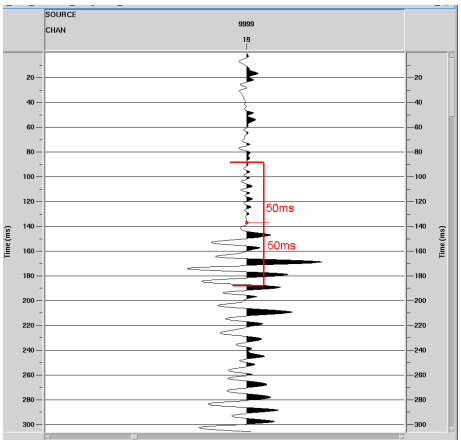
Diese Schritte wurden für 144 Ereignisse mit einer Magnitude > 4.5 und einer Epizentralentfernung zwischen 30° und 100° zum Untersuchungsgebiet ausgeführt. Eine engere Auswahl der Ereignisse erfolgte nach der Anzahl der registrierenden Sensoren, der Ereignismagnitude und der geographischen Verteilung der Ereignisse. Die Auswahl von geeigneten Ereignissen ist von großer Wichtigkeit, da die Auflösung der invertierten Struktur kritisch von der Strahlenüberdeckung aus verschiedenen Azimuthen und Entfernungen abhängt (Waldhauser et al., 2002). Da Erdbeben vor allem in Subduktionszonen oder in großen Verwerfungszonen auftreten, sind Ereignisse aus dem Süden (Afrikanischer Kraton) und aus dem Südwesten (Südatlantik) nicht häufig vertreten.

3.3. Gewichtung

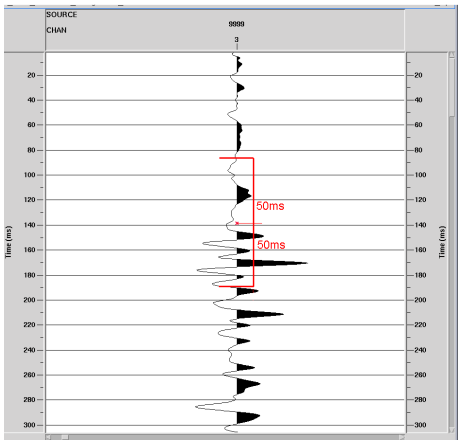
Tomographische Methoden sind sensitiv bezogen auf Fehler der Laufzeiten, v.a. wenn ein großes Volumen nur von wenigen Strahlen durchstrahlt wird (Lippitsch, 2002). Um die höchst mögliche Strahlüberdeckung im folgenden Inversionsprozess zu gewährleisten, müssen Ankunftszeiten an so vielen Stationen wie möglich für jedes Ereignis bestimmt werden. Auch Spuren mit schlechter Qualität werden für die weitere Inversion herangezogen. Die Wellenform eines seismischen Signals wird beeinflusst von Streuung und Absorption entlang des Ausbreitungsweges und vom Hintergrundrauschen an der jeweiligen Station (Arlitt et al., 1999). Es ist daher notwendig die Qualität der einzelnen Beobachtungen zu klassifizieren. Jeder seismischen Spur muss eine Gewichtung, die eine Aussage über die Zuverlässigkeit der Wahl des Einsatzes enthält, zugeordnet werden. Vier unterschiedliche Gewichtsklassen, die die Genauigkeit des Picks wiedergeben, wurden wie folgt definiert: Die höchste Amplitude eines Intervalls von 50 ms vor dem Pick wurde mit der höchsten Amplitude eines 50 ms Intervalls nach dem Pick in Beziehung gesetzt. Dieses Verhältnis aus Signalamplitude (A_s) und Noiseamplitude (A_n) gilt als Indikator für die Genauigkeit der Bestimmung des Ersteinsatzes. Der Qualitätsfaktor, der den Phasenpicks zugeordnet wird, sollte den Fehler korrekt quantifizieren. Insgesamt wurden vier unterschiedliche Wichtungsklassen eingeführt, denen ein maximaler Fehler zugeordnet wurde:

- Klasse 1: $A_s/A_n>6$, Fehler ist kleiner als 0.1 s,
- Klasse 2: $3< A_s/A_n<6$, Fehler bewegt sich zwischen 0.1 und 0.3 s,
- Klasse 3: $2< A_s/A_n<3$, Fehler bewegt sich zwischen 0.3 und 0.6 s,
- Klasse 4: $A_s/A_n<2$, Fehler bewegt sich zwischen 0.6 und 1.0 s.

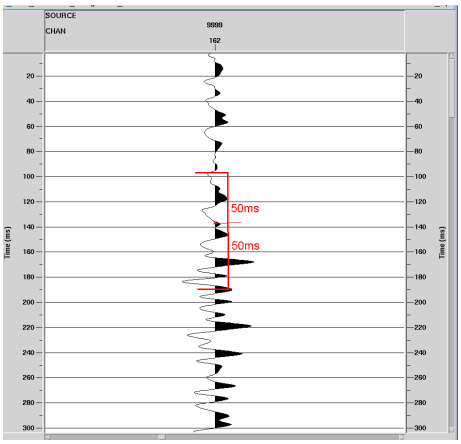
Spuren verschiedener Qualität für ein Ereignis der Magnitude 5.6 (20. Januar 2006, North Atlantic Ridge) und die geschätzten Fehler sind in Abbildung 16 zu sehen.



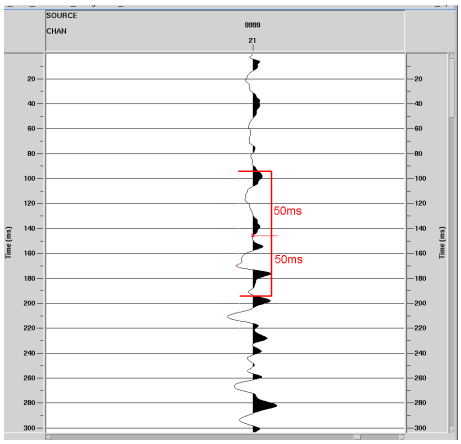
Wichtungsklasse 1



Wichtungsklasse 2



Wichtungsklasse 3



Wichtungsklasse 4

Abbildung 16. Teleseismische Daten, die die unterschiedlichen Gewichtungen in Abhängigkeit vom Rauschen (Noise) darstellen

Abbildung 17 zeigt die Verteilung der Gewichte der relativen Laufzeiten des kompilierten Datensatzes. Die einzelnen Histogramme für die jeweiligen Wichtungsklassen sind ebenfalls abgebildet: 51% der Daten entsprach den Kriterien der ersten Wichtungsklasse, 25% den der zweiten und je 12% konnten der beiden übrigens Klassen zugeordnet werden.

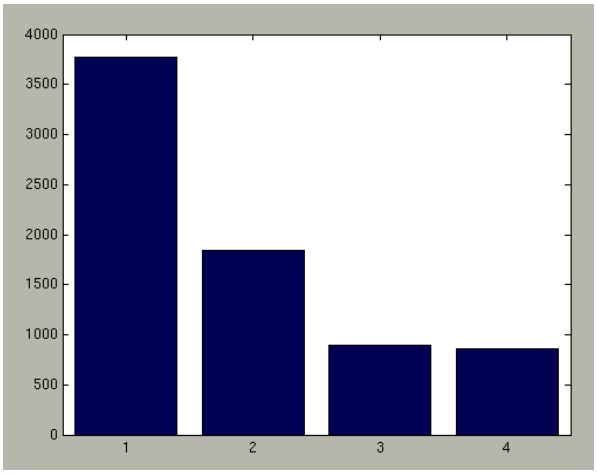


Abbildung 17. Histogramm der vier Wichtungsklassen,

3.4. Bereinigung des Datensatzes

Mit dem Programmpaket FMTT (*Fast Marching Teleseismic Tomography*) von N. Rawlinson (Rawlinson & Kennett, 2008; Rawlinson et al., 2006; http://res.anu.edu.au/nick) wurden aus relativen Laufzeitresiduen die Modellparameter mittels einer nicht linearen Inversion berechnet. Das Untersuchungsgebiet, mit dem Zentrum 14.2°O und 47.9°N, erstreckt sich über einen Bereich von 1140*1140 km bis zu einer Tiefe von 570 km. Im Rahmen der Modellgenerierung wurde ein gleichmäßiges Netz mit Abständen in Länge und Breite und Tiefe von je 30 km gewählt. Es besteht aus 30420 (20*39*39) Knoten. Außerhalb des Modellbereichs wird die Erde durch die Laufzeiten des AK-135-Modells (Kennett et al., 1995) beschrieben. Die Berechnungen aller Laufzeiten von den Quellen bis zur Modellbasis des lokalen Volumens wurden mit der *ttimes* Software durchgeführt (Kennet, Engdahl, 1991). An der Schnittstelle zwischen lokalem Modell und übergeordnetem Modell wird die Berechnung des Vorwärtsproblems initalisiert.Das Programm FMM (*Fast Marching Method*) ermöglicht die Berechnung der Laufzeiten und der Strahlwege durch das Modellvolumen anhand einer gridbasierten Lösung der Eikonalgleichung (de Kool et al., 2006). Zusätzlich werden Strahlwege durch Rückverfolgung des Gradienten unter Berücksichtigung des Gesetzes von Snellius vom Empfänger zur Quelle ermittelt. Anschließend werden die Differenzen zwischen den gemessenen und den berechneten Laufzeiten invertiert und Geschwindigkeitsabweichungen entlang der Strahlwege werden berechnet. Die Inversion der Daten und die Vorwärtsrechnung im neuen Modell werden sodann wiederholt durchgeführt.

Der ursprüngliche Datensatz, der 6757 Laufzeiten enthält (175 Stationen und 81 Ereignisse), wurde reduziert, indem alle Stationen, die weniger als 10 Ereignisse registriert haben, aus dem Datensatz entfernt wurden. Die Abbildungen 18a und 18b zeigen die Anzahl der gemessenen Beben pro Station des temporären und des permanenten Messnetzes. Eine weiße Signatur bedeutet, dass an der Station keine Beben registriert wurden, ein grünes Symbol besagt, dass an der Station weniger als zehn Beben entsprechend der Selektion gemessen wurden.

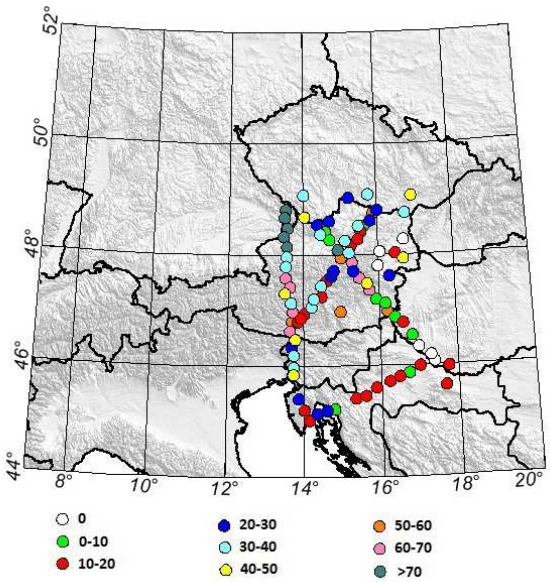


Abbildung 18.a. Anzahl der gemessenen Beben des temporären Messnetzes

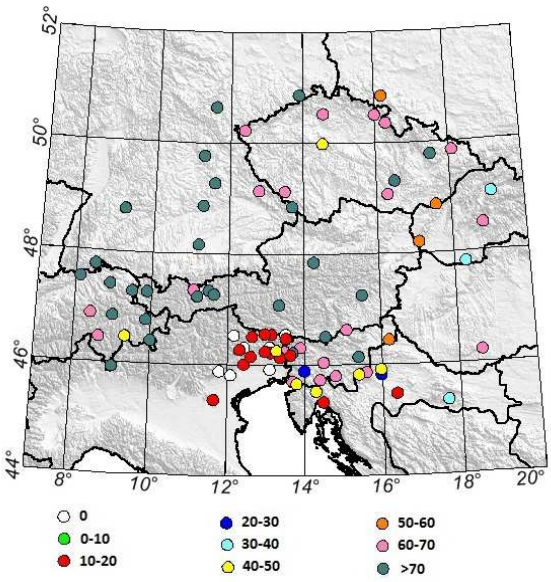


Abbildung 18.b. Anzahl der gemessenen Beben des permanenten Messnetzes

Sechs Stationen des temporären Netzwerkes haben überhaupt keine Daten registriert, weitere sieben Stationen haben weniger als zehn Beben aufgezeichnet. Die meisten Ausfälle traten entlang von Profil ALPASS 3 auf, außerdem konnten Stationen entlang der Linien DIP und ALPASS 4 nicht berücksichtigt werden. Im permanenten Messnetz mussten acht Stationen von OGS ausgeschlossen werden. Insgesamtkonnten deshalb 21 Stationen und 123 Laufzeiten aus dem Datensatz nicht berücksichtigt werden. Der neue Datensatz besteht aus 6634 Laufzeiten, die an 154 Stationen aufgezeichnet wurden. In Abbildung 19 sind die für die weitere Inversion herangezogenen Stationen dargestellt. Eine weiße Signatur bedeutet, dass die Station auf Grund der oben angeführten Kriterien aus dem Datensatz ausgeschieden werden mussten.

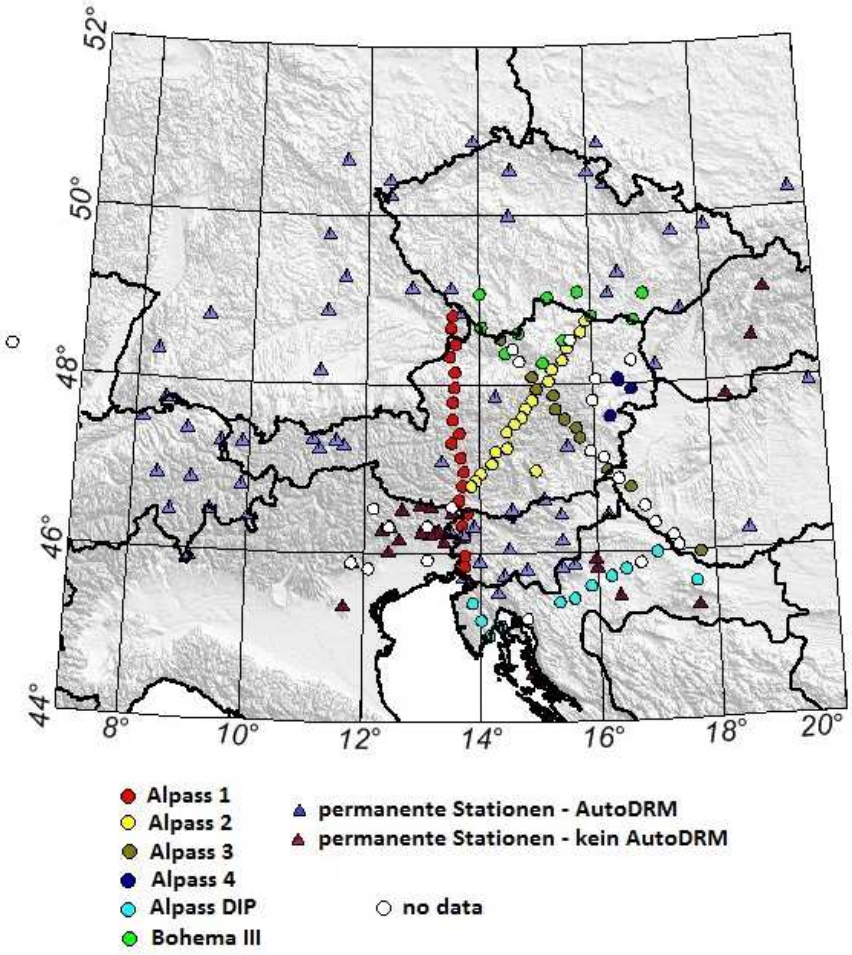


Abbildung 19.Stationen, die für die Inversion herangezogen wurden

3.5. Ausgewählter Datensatz

In den folgenden Abbildungen 20a und 20b sind die Positionen der 80 endgültig selektierten Ereignisse (M>4.5, 60% > M5.6) und ihre azimutale Verteilung zu sehen. Ein Verzeichnis der Ereignisliste befindet sich in Appendix C. Die Daten der Liste beziehen sich auf das NEIC Bulletin (http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic_circ.html) Die Verteilung der Erdbeben in Abhängigkeit ihrer Magnitude und ihrer Distanz wird in den Abbildungen 20c und 20d gezeigt.

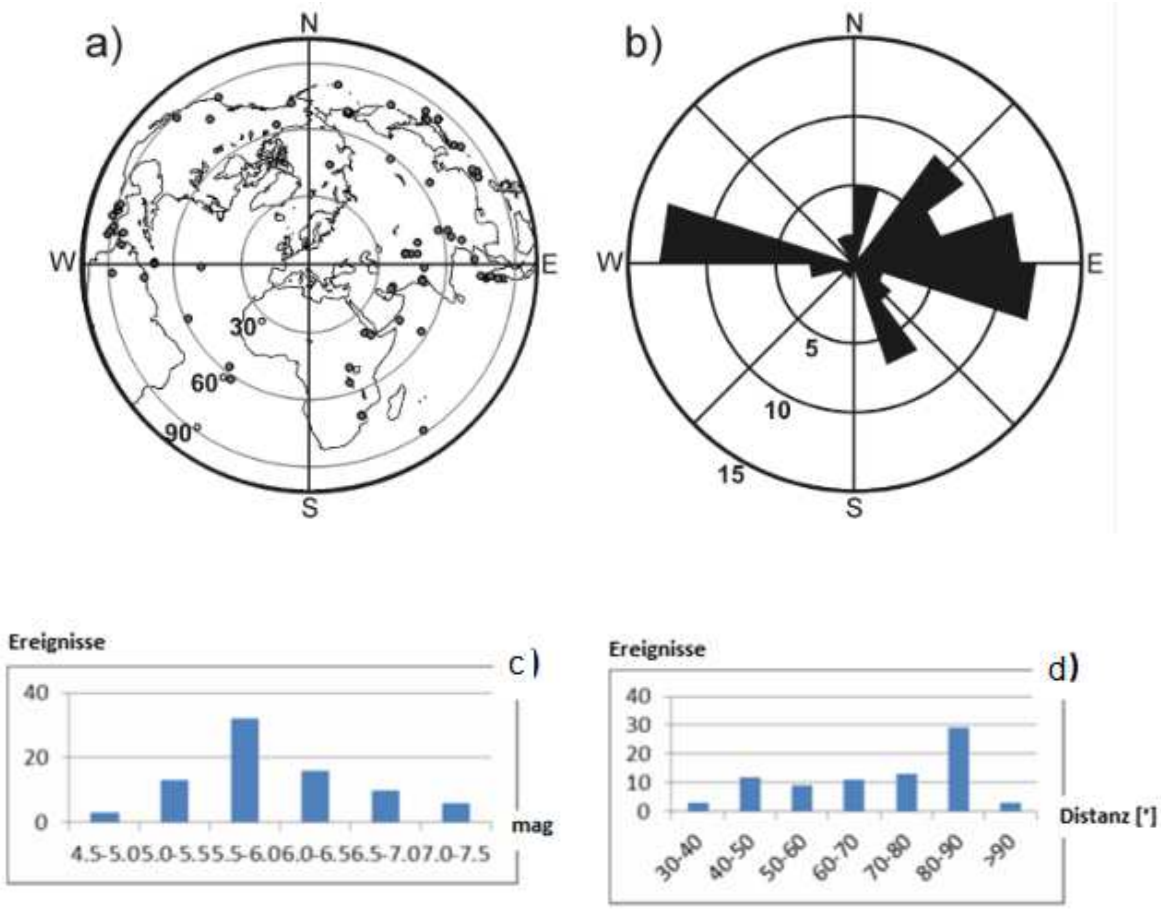


Abbildung 20. Ausgewählter Datensatz Ausgewählten Ereignisse

a. Epizentern der M>4.5 Erdbeben für die 81 ausgesuchten Ereignisse

b. Azimutalverteilung

c. Häufigkeite der Ereignisse versus Magintudengröße

d. Häufigkeite der Ereignisse versus Distanz

4. LAUFZEITRESIDUEN

Bei teleseismischen Studien, in denen Wellenfronten durch niedere Frequenzen und einen beinahe vertikalen Strahleneinfall gekennzeichnet sind, können Strukturen im Krustenbereich kaum aufgelöst werden, allerdings beeinflussen komplexe Krustenstrukturen die Laufzeiten (Waldhauser, 1996). Anhand der Inversion von synthetischen Laufzeitresiduen konnte der Einfluss der Krustenstruktur auf teleseismische Wellenfronten nachgewiesen werden (Waldhauser et al., 2002, Arlitt et al., 1999, Raita, 2001). Die Größenordnung der Laufzeit-Anomalien hängt einerseits von lateralen Variationen innerhalb der Geschwindigkeitsstruktur und andererseits vom Azimuth und dem Einfallswinkel der einfallenden Wellenfront ab. Die Inversion teleseismischer Laufzeiten ohne Berücksichtigung der Krustenstruktur kann fälschlicherweise zu Projektionen vorhandener Krustenanomalien in den oberen Mantel führen. Das Untersuchungsgebiet von ALPASS befindet sich in einem Bereich mit komplexer Struktur. Bereits in den Arbeiten von Baer (1980) und Babuška (1990) wurde gezeigt, dass Stationskorrekturen im Bereich von Sekunden liegen. Studien wurden im Bereich der Westalpen von Waldhauser et al. (2002) und Lippitsch et al. (2003) durchgeführt. Ein 3D-Krustenmodell für P-Wellen Geschwindigkeiten, das den Bereich der Ostalpen und die angrenzenden Bereiche (Pannonisches Becken, Dinariden, Böhmische Masse) umfasst, wurde im Rahmen der Untersuchung aus dem seismischen Modell von Behm (2007) im Osten und Waldhauser et al. (1998) im Westen generiert.

4.1. Geschwindigkeitsverteilung in der Erdkruste

Die in den Jahren 2000 und 2002 durchgeführten seismischen Refraktions- und Weitwinkelexperimente CELEBRATION 2000 (Guterch et al., 2003) und ALP 2002 (Brückl et al., 2003) führten zu detaillierten Information über die Geschwindigkeitsverteilung in der Erdkruste. Die Positionierung von Sedimentbecken, die Topographie der Moho und lateralen Variationen der Geschwindigkeit können zu Unterschiede in den berechneten Laufzeiten zwischen 1 und 2 Sekunden führen (Waldhauser et al., 1998; Arlitt et al., 1999).

Von Behm et al. (2007) wurde im Rahmen der Studie ALP 2002 ein Geschwindigkeitsmodell anhand der Auswertung von Tauchwellen (Pg) gewonnen. Das Modell erstreckt sich von 12° bis 18° Länge und 45° bis 50° Breite. Ausgewählte Schnitte aus dieser Arbeit von Behm et al. (2007) durch das 3D-Geschwindigkeitsmodell sind in Abbildung 21 zu sehen. An der Oberfläche korrespondiert das Modell mit der Geologie. Das Pannonische, das Wiener und

das Molasse Becken sind durch niedrige Geschwindigkeiten (3000 m/s – 4500 m/s) gekennzeichnet. Das ungarische Mittelgebirge, das das Pannonische Becken von Südwesten nach Nordosten durchtrennt, wird durch höhere Geschwindigkeiten (5500 m/s) charakterisiert. Noch höhere Geschwindigkeiten herrschen in den Bereichen der Böhmischen Masse (5900 m/s) und unter den Ostalpen und den Diariden (6000 m/s) vor. In der Tiefe zwischen 3 und 8 km liegen Zonen hoher Geschwindigkeit (5900m/s – 6300 m/s) im Bereich des Tauernfensters und der paläozoischen Einheit der Ostalpen, dem Moldanubikum und dem Moravikum. Die höchsten Geschwindigkeiten (6400m/s – 6600 m/s) treten in Istrien auf und in der Übergangszone zu den Dinariden. In der Tiefe zwischen 10 und 15 km erscheinen niedrige Geschwindigkeiten (6000 m/s) unter dem Molassebecken und unter dem ungarischen Mittelgebirge auf. Im Bereich der Ost- und Südalpen und in der Übergangszone zwischen dem Moldanubikum und dem Moravikum herrscht auch in dieser Tiefe weiterhin eine höhere Geschwindigkeit (6200 m/s - 6400 m/s). Der ausgeprägte Kontrast zwischen diesen beiden Zonen verschwindet in einer Tiefe von 20 km und eine einheitliche Geschwindigkeit von rund 6500 m/s dominiert hier und auch im Bereich der Ostalpen. Niedrigere Geschwindigkeiten (6100m/s) treten in dieser Tiefe unterhalb der Dinariden auf. Im Bereich des pannonischen Beckens jedoch sind hohe Geschwindigkeiten in der Unterkruste zwischen 6600 m/s und 7000 m/s anzutreffen.

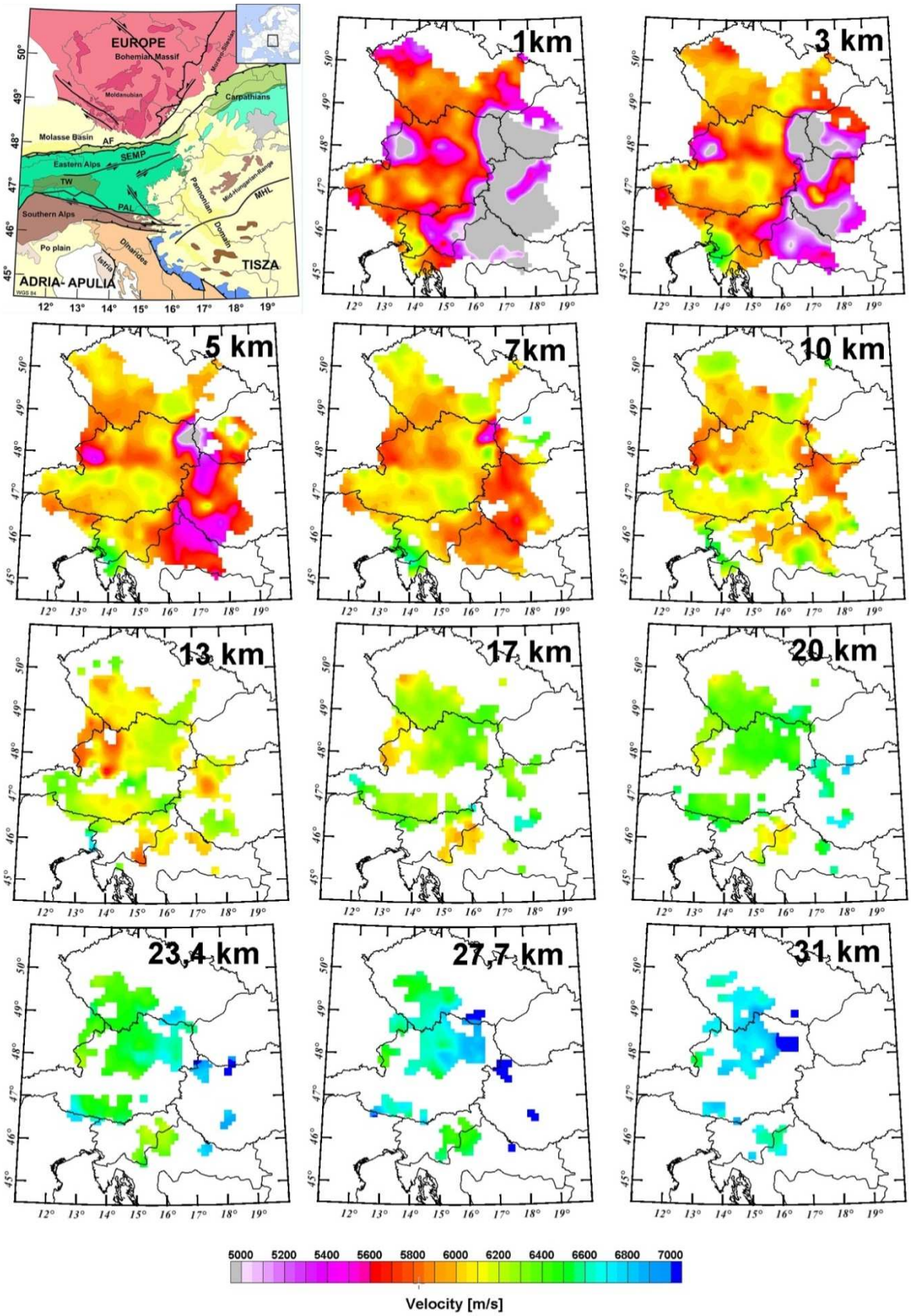


Abbildung 21. Ausgewählte Schnitte durch das 3D-Modell der P-Wellengeschwindigkeiten der Erdkruste (Behm et al., 2007)

Von Behm et al. (2007) wurde neben dem P-Wellengeschwindigkeitsmodell auch Informationen über die Moho-Topographie und Geschwindigkeiten des oberen Mantels durch die Auswertung von refraktierten Wellen vom oberen Erdmantel (Pn) und reflektierten Wellen von der Moho-Grenzfläche (PmP) gewonnen. Abbildung 22 zeigt die Tiefe der Moho, die im Untersuchungsgebiet zwischen 24 km im Bereich des Pannonischen Beckens und 50 km unter den Ostalpen variiert. In Abbildung 22 ist die Fragmentierung der Moho in die Europäische Platte (EU), die Adriatische Mikroplatte (AD) und das Pannonische Fragment (PAN) zu sehen.

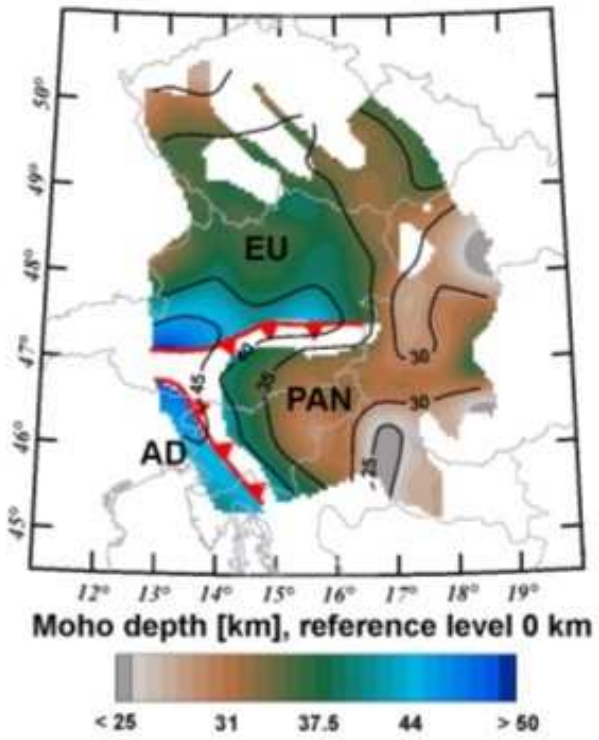


Abbildung 22. Mohotiefen (Behm et al., 2007)

Durch Synthese der Datensätze von Behm et al. (2007) und von Waldhauser et al. (1998) wurde die in Abbildung 23b. gezeigte Moho-Tiefenkarte für den gesamten Untersuchungsbereich basierend auf der Moho-Karte 23a von Grad et al. (2009a) erstellt (Brückl et al., 2012). Eingearbeitet wurden zusätzlich Informationen aus Arbeiten von Šumanovac (2010) im Bereich der Dinariden und von Di Stefano et al. (2009) im ligurischen Bereich.

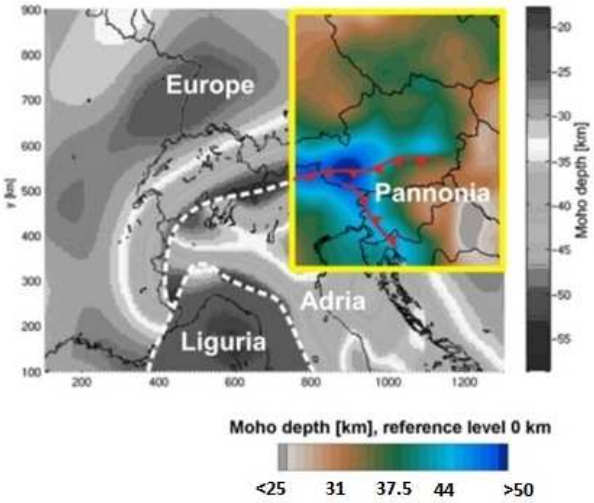


Abbildung 23a.
Einpassung der lokalen Moho-Tiefenkarte in das großräumige Modell von Grad et al. (2009a)

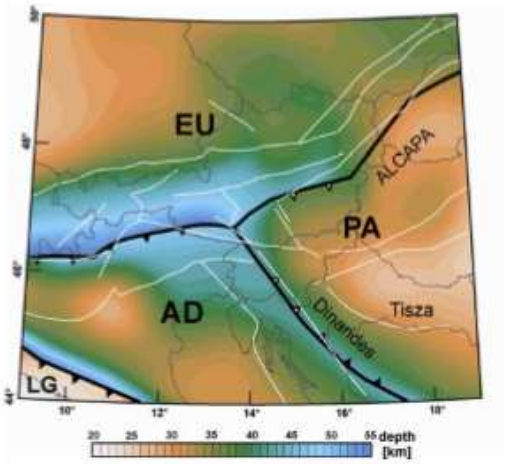


Abbildung 23b.
Moho-Tiefenkarte für den gesamten Untersuchungsbereich von Brückl & Hammerl (2014)

4.2. Berechnung der Krustenkorrektur

Die Berechnung des Effekts der Krustenstruktur auf die Laufzeiten teleseismischer Wellenfronten erfolgt anhand der Bestimmung von Laufzeiten durch das a priori bekannte 3D-Modell. Aus den Ankunftszeiten der P-Wellen werden mit dem Programm Tetra3D, das von Waldhauser F. (Waldhauser, 1996; Waldhauser et al., 1998) entwickelt wurde, relative Laufzeiten berechnet. Durch die Verwendungen relativer Laufzeiten können Fehler der Quellparameter und Geschwindigkeitsabweichungen vom 1-D Standardreferenzmodells IASP91 (Kennett & Engdahl, 1991) für den Ausbreitungspfad zur Basis des lokalen Modells reduziert werden. Um Krustenkorrekturen für die Ereignisse zu ermitteln werden zunächst für jedes Ereignis die seismische Langsamkeit („slowness“) und Laufzeit zu allen Netzpunkten an der Oberfläche unter Berücksichtigung des IASP91-Modells berechnet. Unter Berücksichtigung des Snelliusschen Gesetzes können die Strahlen zurückverfolgt werden und der Zeitpunkt des Eintritts der Wellenfront an der Modellbasis kann gemeinsam mit der korrespondierenden Langsamkeit in dieser Tiefe ermittelt werden. Dabei werden Laufzeiten durch das 3D-Modell mittels des 3-D finiten Differenzen – Algorithmus entwickelt von Vidale (1990) und modifiziert von Hole & Zelt (1995) berechnet. Das Resultat ist ein kontinuierliches Zeitfeld für das teleseismische Ereignis, das Information über den Beitrag der Krustengeschwindigkeit auf die jeweilige Laufzeit beinhaltet. Dieses Zeitfeld wird

anschließend mit dem des Referenzmodells IASP91 verglichen. Die so berechneten Residuen werden sodann zur Korrektur der Ankunftszeiten verwendet. Nach dem Abzug dieser Krustenkorrektur von den um den Mittelwert reduzierten Laufzeiten sollten im Residuum nur noch Informationen aus dem oberen Erdmantel enthalten sein. Diese Methode der Krustenkorrektur wurde bereits von Lippitsch et al., 2003 für die Westalpen und von Sandoval et al., 2003 für Studien mit dem SVEKALAPKO Array verwendet.

Im Folgenden werden Krustenkorrekturen für zwei Erdbeben aus verschiedenen Richtungen und mit unterschiedlichen Entfernungen gezeigt. In Abbildung 24 sind die relativen Laufzeiten durch die Kruste für ein Mag 5.5 Erdbeben in Äthiopien (24.9.2005) und für ein Mag 7.2 Erdbeben in Kalifornien (15.6.2005) zu sehen. Da die Laufzeiten von der lokalen Struktur und von Azimut und Entfernung der Quelle abhängig sind, entstehen gewisse Variationen. Negative Residuen sind im grünen und blauen Bereich der Farbskala zu finden, positive im gelben und roten Bereich. Der Einfluss der Kruste variiert bei beiden Ereignissen zwischen -0.5 s und 0.7 s. Der höchste Wert ist am Rande des Untersuchungsgebiets unter den Westalpen zu finden, außerdem treten hohe Laufzeiten im gesamten Bereich der Ost- und Südalpen auf. Ebenso ist der Einfluss der Tiefe der Moho erkennbar. Niedrige Laufzeiten sind unter dem Molassebecken, der Böhmischen Masse und im Bereich der Karpathen zu sehen. Eine Geschwindigkeitsabnahme ist in Richtung der pannonischen Ebene zu erkennen.

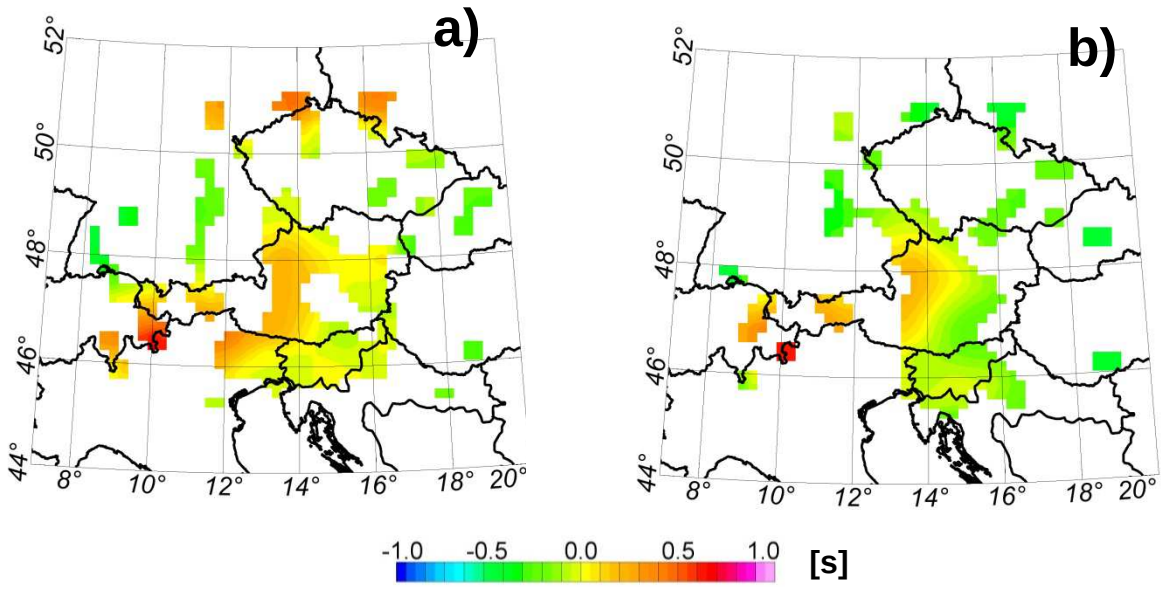


Abbildung 24. Relative Laufzeiten durch die Kruste
a) eines Mag 7.2 Erdbebens in Kalifornien (15.6.2005)
b) eines Mag 5.5 Erdbebens in Äthiopien (25.9.2005)

4.3. Ermittlung von Laufzeitresiduen

In den Abbildungen 25a) – 25c) werden die einzelnen Schritte, die bei der Berechnung der Laufzeitresiduen aus den beobachteten Daten durchgeführt werden, anhand eines Mag. 5.1 Erdbebens, das sich am 15.3. 2006 in Mosambique ereignet hat, gezeigt. Den gemessenen Laufzeiten t_{obs} (Abbildung 25a) werden die Referenzlaufzeiten t_{ref} des IASP91 Modells (Abbildung 25b)für das ausgewählte Ereignis gegenübergestellt.

Die aus der Differenz der beobachteten Laufzeiten und der Referenzlaufzeiten berechneten Laufzeitresiduen (t_{obs} -t_{re}) sind in Abbildung 25c) zu sehen. Erhöhte Laufzeiten t_{obs} im Vergleich zum Referenzmodell t_{ref} erzeugen positive Residuen, niedrige Laufzeiten führen hingegen zu negativen Residuen. Positive Residuen sind unter dem alpinen Orogen und im südöstlichen Teil des Untersuchungsgebiets zu erkennen, negative Residuen treten im Bereich der Böhmischen Masse auf.

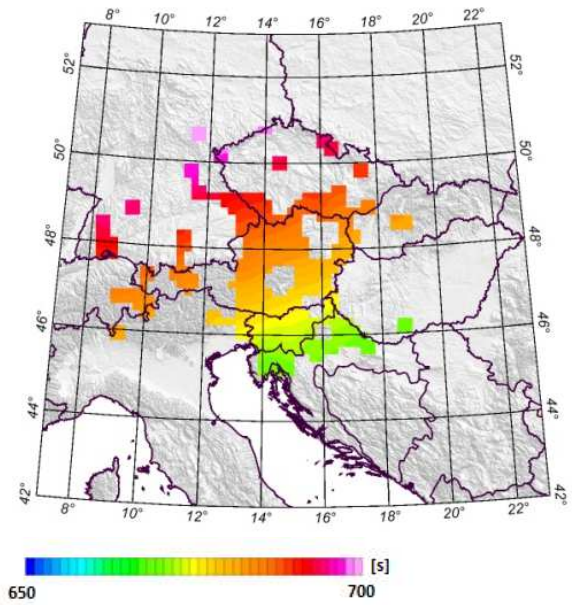


Abbildung 25 a: beobachtete Laufzeiten t_{obs}

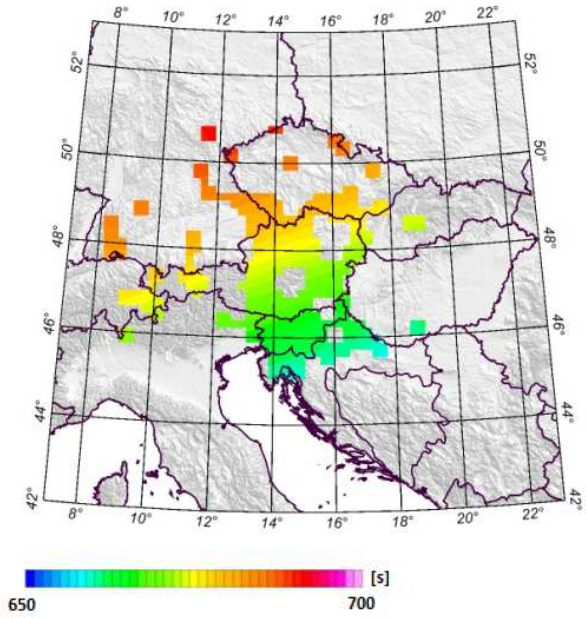


Abbildung 25 b: Laufzeiten durch das Referenzmodell t_{ref}

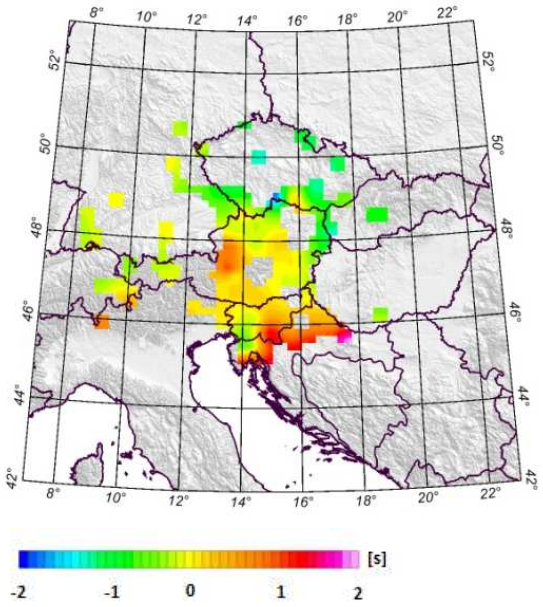


Abbildung 25 c: beobachtete abzüglich Referenzlaufzeiten t_{obs} -t_{ref},

An den beobachteten Laufzeiten wird der Einfluss der Kruste durch die Anwendung einer Krustenkorrektur t_{crust} (Abbildung 26a) berücksichtigt. Die Differenz zwischen den beobachteten Laufzeiten und den relativen Laufzeiten durch die Kruste ($t_{obs} - t_{crust}$) ist in Abbildung 26b) zu sehen. Die endgültigen Werte, die in weiterer Folge bei der tomographischen Berechnung Eingang finden, sind in Abbildung 26c)für die Laufzeitresiduen ($t_{obs} - t_{ref}$ - t_{crust}) nach Abzug des IASP91 Modells zu sehen. Im Vergleich zu den Residuen aus Abbildung 26c werden die in den Daten vorherrschenden positiven Laufzeitresiduen unter den Alpen durch die Krustenkorrektur etwas gedämpft, hingegen werden die negativen Residuen im Norden kaum von der Korrektur beeinflusst.

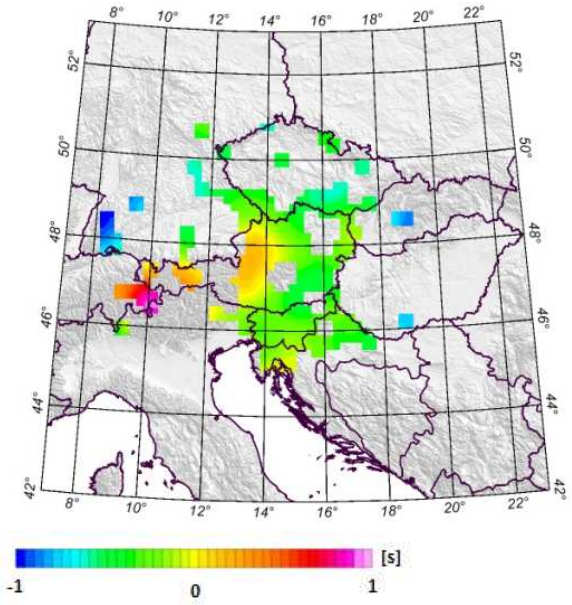


Abbildung 26 a:
Krustenkorrektur
t_{crust}

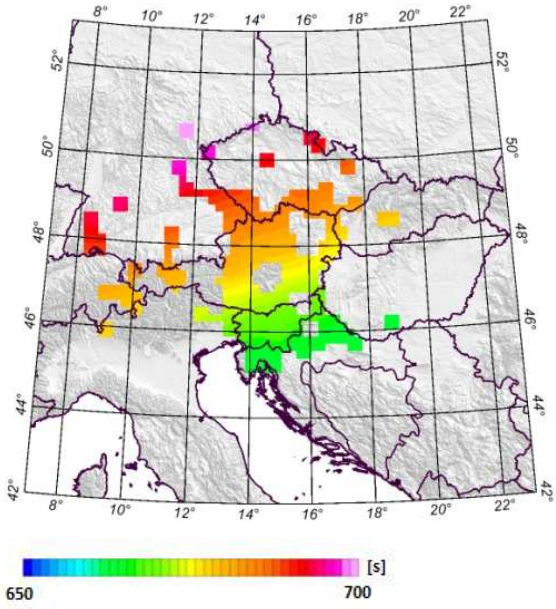


Abbildung 26b:
beobachtete Laufzeit abzüglich Krustenkorrektur
$t_{obs} - t_{crust}$,

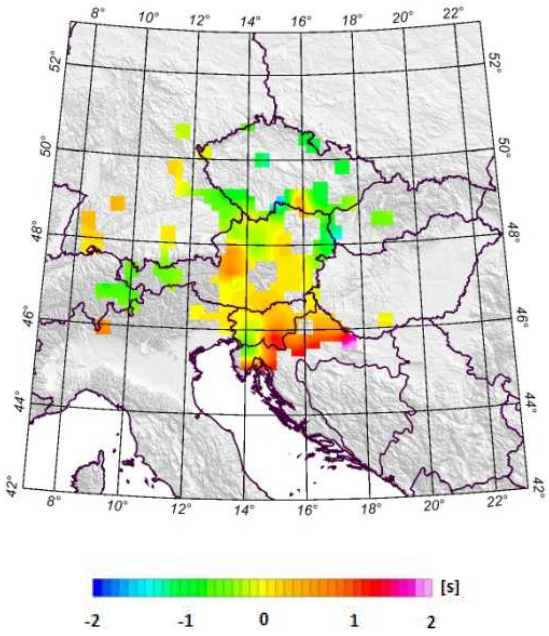


Abbildung 26c:
korrigierte Laufzeitresiduen $t_{obs} - t_{ref} - t_{crust}$.

4.4. Qualitätskontrolle

Eine wichtige Aufgabe ist die Qualitätskontrolle der Laufzeitresiduen. Bewerkstelligt wird sie indem die Residuen in “Common Source Gathers” dargestellt werden. Dabei werden alle Laufzeitresiduen derselben Quelle in Bezug auf die Empfängerpositionen geplottet. So können fehlerbehaftete Stationen entdeckt werden.

Abbildung 27 zeigt die „Common Shot Gathers” für eine Auswahl von acht beliebig gewählten Erdbeben mit unterschiedlicher azimuthaler Verteilung. Eine rosa bzw. rote Farbdarstellung repräsentiert hohe Laufzeitresiduen, eine grüne bzw. blaue hingegen langsame. Stationen, die einer näheren Untersuchung unterzogen wurden, wurden mit roten Vierecken markiert. Betroffene Stationen wurden in der Folge aus dem Datensatz entfernt. Ausgefallen sind unter anderem die Stationen im Wiener Becken (A404, A405, A406) und entlang der Verlängerung der Linie ALPASS 3 in Ungarn (A317, A318, A319), da entweder keine Daten aufgezeichnet wurden oder der Noiselevel zu hoch war.

Für ein Erdbeben, das am 15.6.2005 in Kalifornien stattgefunden hat, sind die Laufzeitresiduen in Abbildung 27a zu sehen. Entlang der Linie ALPASS 1 nimmt der Wert der Residuen von Süden nach Norden zu. Im Bereich der Westalpen und der Molassezone befinden sich die Residuen im positiven Bereich. Ebenso verhält es sich im südlichen Bereich

der Böhmischen Masse, im nördlichen Bereich hingegen dominieren negative Residuen. Ein ausgeprägter Bereich negativer Residuen ist in den Südalpen und den Dinariden zu erkennen, die Residuen im Bereich der Ostalpen und Karpathen sind im positiven Bereich angesiedelt. Auffällig ist der stark negative Wert an der Station DIP 7, der anhand der dunkelblauen Signatur zu erkennen ist. Es ist zu vermuten, dass die Registrierung an der Station fehlerbehaftet ist.

In Abbildung 27b, in der die Laufzeitresiduen für ein Beben, das am 15.10.2005 bei den Kurilen aufgetreten ist, zusammengestellt wurden, ist ein stark negativer Wert (kleiner -2.0 s) an der Station A404 zu erkennen. Hier wird ebenfalls angenommen, dass die Registrierung an der Station fehlerbehaftet ist. Im Bereich der Böhmischen Masse und der Molasse sind die Laufzeitresiduen positiv, ebenso im Bereich der West- und der Ostalpen und der Karpathen. Negative Residuen befinden sich im Bereich der Südalpen und der Dinariden.

Wie auch in Abbildung 27b ist in Abbildung 27c ein Fehler an der Station A404 zu bemerken. Auch die Größenordnung der Residuen für das Beben, das am 14.11.2005 in Japan stattgefunden hat, ähnelt Abbildung 27b.

In Abbildung 27d sind die Residuen an den Stationen für ein Erdbeben, das am 6.1.2005 im Bereich der Indisch-Chinesischen Grenze aufgetreten ist, zu sehen. Im Bereich der Süd- West- und Ostalpen treten niedrige Residuen auf. Die Residuen im Bereich der Böhmischen Masse, der Molassezone und der Dinariden hingegen sind positiv. Auch bei diesem Ereignis nehmen die Residuen entlang der Linie ALPASS 1 von Süd nach Nord zu.

Für ein Ereignis, dass sich am 11.10.2005 in Sumatra ereignet hat (Abbildung 27e), zeigen sich die Residuen positiv im Bereich der Dinariden, der Karpathen und bei der Böhmischen Masse. Ebenfalls positive Residuen sind im Bereich der Molassezone zu sehen, diese sind jedoch geringer. Bei den Süd-, den Ost- und den Westalpen bewegen sich die Residuen im Bereich um Null.

In Abbildung 27f sind die Laufzeitresiduen für ein Erdbeben, das am 22.2.2006 in Mosambique aufgetreten ist, zu sehen. Auch hier sticht Station A404 heraus. Im Gegensatz zu den Abbildungen 27b und 27c ist der Wert an dieser Station stark positiv (> 2.0 s). Auch die Residuen im Bereich der Dinariden und der Südalpen weisen hohe positive Werte auf. Negative Residuen finden sich im Bereich der Westalpen und im Westen der Ostalpen. Gegen Osten der Ostalpen hin verändert sich der Wert zum Positiven. Im Bereich der Böhmischen

Masse dominieren negative Laufzeitresiduen. Betrachtet man die Verteilung der Residuen entlang des Profils ALPASS 1 so nimmt der Wert von Süd nach Nord hin ab.

Abbildung 27g zeigt die Residuen für ein Erdbeben das am 15.8.2005 in der Gegend von Ascension Island aufgetreten ist. Die Residuen entlang Profil ALPASS 1 sind im Bereich der Südalpen höher und nehmen nach Norden hin ab. Sie zeigen sich dann im Bereich der Böhmischen Masse und der Molasse wieder stark positiv. Auch hier ist unter den Westalpen eine Zunahme der Laufzeitresiduen von Nord nach Süd zu erkennen. Die Residuen im Bereich der Dinariden sind negativ.

Für ein Ereignis, das sich am 23.1.2006 in Norden Panamas ereignet hat sind die Laufzeitresiduen der Abbildung 27h zu entnehmen. Positive Residuen treten im Bereich der Böhmischen Masse und der Ostalpen auf. Ebenfalls dominieren positive Werte in den Westalpen und der Molassezone, sind jedoch schwächer ausgebildet. Negative Laufzeitresiduen finden sich in den Dinariden und den Südalpen. Die Verteilung der Werte der Residuen ähnelt Abbildung 27a. Auffällig hohe Werte finden sich bei den Stationen A404, A308 und JAVC. Daten dieser Stationen wurden in weiterer Folge aus dem Datensatz hinausgenommen.

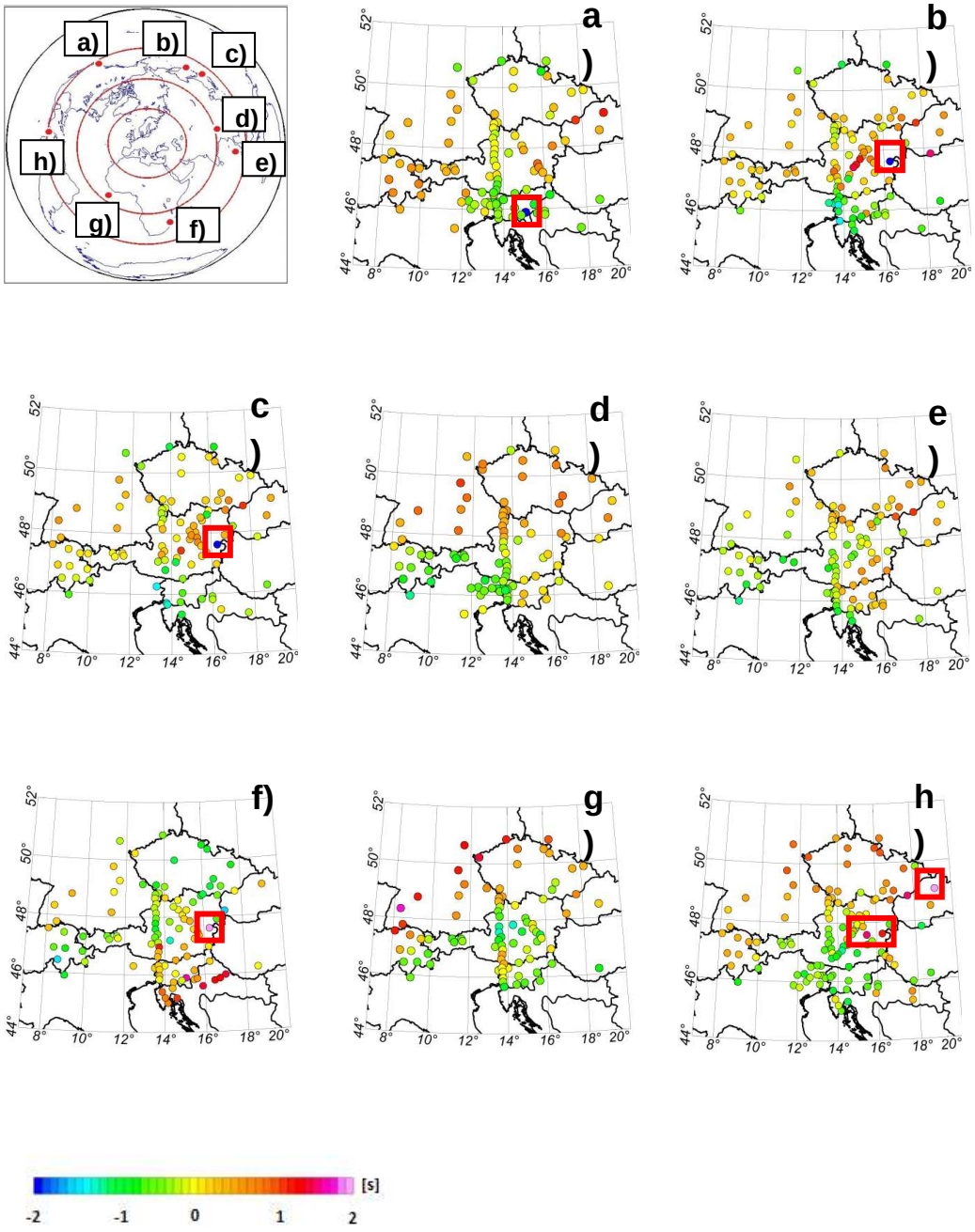


Abbildung 27.Common Source Gathers für die folgenden Erdbeben:

a) 050615_0250: Kalifornien, b) 051015_1006: Kuril Island,

c) 051114_2138: Japan,d) 050601_2006: India China,

e) 051011_1505: Sumatra,f) 060222_2219: Mozambique,

g) 050815_0753: Ascension Island, h) 060123_2051: North of Panama.

5. SEISMISCHE TOMOGRAPHIE

Bei der seismischen Tomographie handelt es sich um ein Abbildungsverfahren, bei dem aus gemessenen Ankunftszeiten seismischer Wellen Rückschlüsse auf ihre Ausbreitungsgeschwindigkeit im Untergrund ermöglicht werden. Im Gegensatz zu anderen tomographischen Untersuchungsmethoden (CAT-Scan, Sonografie) folgen die seismischen Strahlen stark gekrümmten Pfaden und die Geometrie der Strahlen, die von lokalen Unterschieden des Geschwindkeitsfeldes herrührt, ist eine zusätzliche Unbekannte. Zu den Eingangsdaten zählen Koordinaten und Herdzeiten der seismischen Quellen, Koordinaten der registrierenden Stationen und gemessene Ankunftszeiten ausgewählter Phasen seismischer Signale bekannt. Außerdem müssen a priori Informationen über den Aufbau des Erdinneren bekannt sein. Diese werden als Referenzmodell für die Berechnungen herangezogen.

Zu den ersten Arbeiten im Bereich der seismischen Tomographie zählt die Untersuchung von Aki et al. (1976), in der Ankunftszeiten von P-Wellen erstmalig in Form einer Abbildung interpretiert wurden. Die Installationen dichter seismischer Netzwerke und Verfeinerungen der Rechenmethoden ermöglichten in weiterer Folge die Berechnung

- globaler (z.B.: Bijwaard & Spakman, 1998; Bijwaard et al., 2000 ; Piromallo & Morelli, 2003; Wortel & Spakman, 2000; Koulakov et al., 2009),
- teleseismischer (z.B.: Lippitsch et al., 2003; Rawlinson et al., 2006 Rawlinson & Kennett, 2008; Dando et al., 2011),
- lokaler Tomographien (z.B.: Thurber, 1993).

Unterschiede finden sich in der Dimension der Aufgabenstellung. Bei lokalen Methoden befinden sich die Quellen innerhalb des Untersuchungsgebietes, bei teleseismischen Studien werden Erdbeben, die in einer Entfernung von mehr als 30° vom Untersuchungsgebiet entfernt sind, für die Berechnungen herangezogen (siehe Abbildungen 28a und 28b). Beim Eintritt ins Modellvolumen verlaufen die Strahlenwege in der Teleseismik im Gegensatz zur lokalen Tomographie nahezu vertikal. Durch die Verwendung von relativen Laufzeitresiduen haben Fehler bedingt durch Unsicherheiten der Quelle und großräumiger Mantelheterogenitäten keinen Einfluss auf die Modellergebnisse.

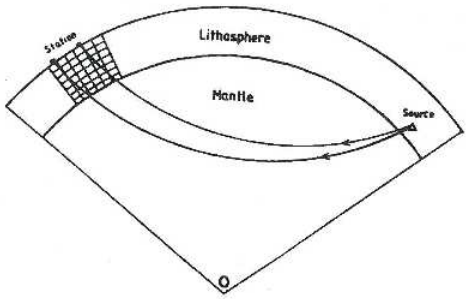


Abbildung 28 a. Schema einer teleseismischen Studie (aus Koch, 1992)

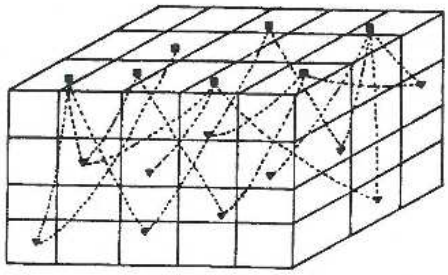


Abbildung 28.b. Schema einer lokalen Studie (aus Koch, 1992)

Unabhängig von der Größenordnung der Untersuchung ist das zugrunde liegende Prinzip. Die Laufzeiten $\boldsymbol{d_{obs}}$ seismischer Wellen werden an den Stationen eines seismischen Netzwerks registriert und die Differenzen $\boldsymbol{d_{res}}$ zu den Laufzeiten eines Referenzmodells $\boldsymbol{d_{syn}}$ werden berechnet:

$$\boldsymbol{d_{res} = d_{obs} - d_{syn}} \quad (1)$$

Mögliche Referenzmodelle sind das das Preliminary Earth Model - PREM (Dziewonski & Anderson, 1981), das Modell der International Association of Seismology and Physics - IASP91 (Kennett & Engdahl, 1991) und das AK-135-Modell (Kennett et al., 1995). Zusätzlich können noch a priori Informationen über die Geschwindigkeitsverteilung der Erdkruste (wie bei Lippitsch et al., 2003; Sandoval et al., 2003) bei der Auswertung berücksichtigt werden.

5.1. Prinzip

Der nicht lineare Zusammenhang zwischen Geschwindigkeit $\boldsymbol{v}$ an einer beliebigen Position $\boldsymbol{x}$ und Laufzeit $\boldsymbol{d}$ über den Pfad des Strahls $\boldsymbol{L}$ kann wie folgt dargestellt werden:

$$\boldsymbol{d = \int_{L(v)} \frac{1}{v(x)} dl} \quad (2)$$

Um aus den gemessenen Laufzeiten ein 3D-Modell des Untergrundes zu ermitteln, müssen die folgenden Schritte durchgeführt werden:

- Parametrisierung
  (Festlegung von Geschwindigkeitsblöcken oder –netzen im Modellbereich),
- Vorwärtsrechnung

(Berechnung von Modelldaten aus Modellparametern),

- Inversion
  (Anpassung der Modellparameter an die Beobachtungsdaten),
- Genauigkeitsanalyse
  (Schätzung von Kovarianz und Auflösung, Berechnung synthetischer Modelle).

Zur Lösung des Problems gibt es unterschiedliche Ansätze, wobei entweder eine Linearisierung durchgeführt werden kann oder die Berechnung iterativ nicht-linear erfolgen kann (Rawlinson et al., 2003). Bei der linearen Tomographie wird die Beziehung zwischen Laufzeitresiduen und Geschwindigkeitsabweichungen anhand eines Referenzmodells linearisiert, die Strahlwege werden einmal im Referenzmodell bestimmt und in weiterer Folge nicht mehr verändert. Eine Linearisierung ist angebracht, wenn gezeigt werden kann, dass der Pfad von Quelle zum Aufnehmer nicht signifikant durch die Änderungen der Modellparameter bei der Invertierung abgelenkt wird. Bei Anwendung der iterativen nicht-lineare Tomographie werden zunächst die Abhängigkeiten der Strahlwege von Geschwindigkeitsänderungen ignoriert, erst die mehrmalige Ausführung von Vorwärtsrechnung und Inversion führen zu veränderten Strahlwegen. Kaum Anwendung findet hingegen die nicht-linearen Tomographie, die ohne Iteration durchgeführt wird und direkt zu einer Lösung führt.

5.2. Formulierung des seismischen Inversionsproblems

Um das Inversionsproblem zu lösen, müssen aus den Modellparametern $\boldsymbol{m}$, die eine elastische Eigenschaft (Geschwindigkeit) des Modellraums beschreiben, Laufzeiten $\boldsymbol{d}$ zu den seismischen Stationen vorhergesagt werden. Zwischen den Modellparametern und den Laufzeiten besteht der folgende Zusammenhang:

$$\boldsymbol{d} = \boldsymbol{g}(\boldsymbol{m}) \qquad (3)$$

Die Differenz zwischen tatsächlichen Laufzeiten $\boldsymbol{d_{obs}}$und synthetischen Laufzeiten $\boldsymbol{d_{syn}}$(mit $\boldsymbol{d_{syn}} = \boldsymbol{g}(\boldsymbol{m_0})$) zeigt an, wie gut ein Startmodell $\boldsymbol{m_0}$zur Repräsentation der Laufzeiten geeignet ist. Im Zuge der Inversion wird das Modell $\boldsymbol{m}$ so modifiziert, dass die Differenz zwischen beobachteten Laufzeiten und den berechneten Modellparametern minimiert wird.

Wie bereits in Gleichung (2) gezeigt wurde, ist der Strahlenweg von der Geschwindigkeitsstruktur abhängig.

Eine Abweichung$\boldsymbol{\delta v(x)}$ von einem Referenzgeschwindigkeitsfeld $\boldsymbol{v_0(x)}$ergibt einen neuen Geschwindigkeitswert $\boldsymbol{v(x) = v_0(x) + \delta v(x)}$an der Stelle $\boldsymbol{x}$ und somit einen veränderten Pfad $\boldsymbol{L(v) = L_0(v) + \delta L}$ und eine neue Laufzeit $\boldsymbol{d}$:

$$\boldsymbol{d = \int_{L_0+\delta L} \frac{1}{v_0+\delta v} * dl} \tag{4}$$

Zunächst wird der Integrand in eine geometrische Reihe entwickelt:

$$\boldsymbol{\frac{1}{v_0-\delta v} = \frac{1/v_0}{1-(-\frac{\delta v}{v_0})} = \frac{1}{v_0} - \frac{\delta v}{v_0^2} + \frac{\delta v^2}{v_0^3} - \cdots} \tag{5}$$

Glieder 2. Ordnung können vernachlässigt werden und durch Substitution können die folgende Gleichungen gewonnen werden:

$$\boldsymbol{d = \int_{L_0+\delta L} \frac{1}{v_0} - \frac{\delta v}{v_0^2} * dl + O(\delta v^2)} \tag{6}$$

$$\boldsymbol{d = \int_{L_0} \frac{1}{v_0} - \frac{\delta v}{v_0^2} dl} \tag{7}$$

Weil das Prinzip von Fermat besagt, dass die Laufzeit für vorgegebene Endpunkte entlang eines Strahlenweges stationär ist in Bezug auf geringfügige Änderungen des Strahlweges kann der neue durch den alten Pfad ersetzt werden. Da die Laufzeit ($\boldsymbol{d = d_0 + \partial d}$) von der Geschwindigkeitsstruktur des Mediums abhängig ist, kann die Abweichung $\boldsymbol{\delta d}$ der Laufzeit sowohl mittels den Abweichungen des Geschwindigkeitsfeldes $\boldsymbol{\delta v}$ als auch aus den Abweichungen der jeweiligen Langsamkeiten $\boldsymbol{\delta s}$ beschrieben werden:

$$\boldsymbol{\delta(d) = -\int_{L_0} \frac{\delta v}{v_0^2} dl + O(\delta v^2) = \int_{L_0} \delta s dl + O(\delta s^2)} \tag{8}$$

5.3. Methode

5.3.1. Parametrisierung

Die Parametrisierung des Modellraums erfolgt durch die Festlegung von Geschwindigkeitsblöcken oder –netzen. Die Qualität der Vorwärtsrechnung ist abhängig von der gewählten Parametrisierung des Geschwindigkeitsfeldes und ist von großer Wichtigkeit für die Berechnung der Laufzeiten und der partiellen Ableitungen, die das Inversionsproblem

charakterisieren (Kissling et al., 2001). Zellen mit geringer Pfadüberdeckung haben auch eine geringere Auflösung, daher können Artefakte über mehrere Zellen als Anomalien mit hohen Amplituden auftreten, die von der wahren Struktur nicht zu unterscheiden sind. Eine Möglichkeit zur Abhilfe bietet die Kombination schlecht besetzter Zellen vor der Invertierung. Dadurch kann eine Verbesserung des Resultats erzielt werden (Kissling, 1988; Bijwaard et al, 1998).

Im Zuge der Parametrisierung werden unterschiedliche Schnittflächen definiert oder Blöcke festgelegt und mit einer dazugehörigen Interpolationsfunktion ausgestattet werden. Bei der Parametrisierung mittels eines einfachen Blockmodells sind die Strahlwege in jedem Block gerade. In vielen teleseismischen Studien, unter anderem Aki et al. (1976)oder Achauer (1994) wird diese Art der Parametrisierung verwendet. Allerdings treten bei der Leitung eines Strahles durch eine Serie von Blöcken an den Übergängen Geschwindigkeitsdiskontinuitäten auf.

Eine Alternative dazu bietet ein stetiges Geschwindigkeitsfeld, das durch die geeignete Wahl von Basisfunktionen definiert wird. Anhand von Interpolationsverfahren bei denen kubische oder modifizierte Cardinal-Splines verwendet werden, kann das Modell durch diese Interpolationsverfahren überall und mit jeder beliebigen räumlichen Auflösung diskretisiert werden. In der Arbeit von Thomson & Gubbins (1982) wird die Langsamkeit an einem beliebigen Punkt in einem regulärem 3-D Netz mit den folgenden kubischen Splines beschrieben. Auch Sambridge (1990) verwendet diesen Ansatz bei der Parametrisierung seines Modells:

$$\boldsymbol{s}(\boldsymbol{r},\boldsymbol{\theta},\boldsymbol{\phi}) = \sum_{\boldsymbol{i}=\boldsymbol{1}}^{\boldsymbol{4}} \sum_{\boldsymbol{i}=\boldsymbol{1}}^{\boldsymbol{4}} \sum_{\boldsymbol{i}=\boldsymbol{1}}^{\boldsymbol{4}} \boldsymbol{S_{ijk}}\, \boldsymbol{C_i}(\boldsymbol{R})\boldsymbol{C_j}(\boldsymbol{\theta})\boldsymbol{C_k}(\boldsymbol{\phi}) \qquad (9)$$

Die Werte für $\boldsymbol{S_{ijk}}$ sind die Modellparameter an den Eckpunkten einer beliebigen Zelle $(\boldsymbol{i},\boldsymbol{j},\boldsymbol{k})$ und $(\boldsymbol{r},\boldsymbol{\theta},\boldsymbol{\phi})$ definieren die Koordinaten des Punktes, für den interpoliert wird.$\boldsymbol{C_i}(\boldsymbol{R}), \boldsymbol{C_j}(\boldsymbol{\theta}), \boldsymbol{C_k}(\boldsymbol{\phi})$ sind die verwendeten Basisfunktionen.

5.3.2. Vorwärtsrechnung

Die Gleichung, die die Geometrie eines Strahlweges beschreibt, kann aus der Eikonalgleichung abgeleitet werden. In einem elastischen Medium wird die Fortpflanzung einer Wellenfront durch die Eikonalgleichung beschrieben, wobei $\boldsymbol{T}$ die Laufzeit der Wellenfront angibt:

$$(\boldsymbol{\nabla T})^{\mathbf{2}} = \frac{\mathbf{1}}{[\boldsymbol{v(x)}]^2} \tag{10}$$

Die Herleitung der kinematischen Strahlengleichung aus der Eikonalgleichung erfolgt durch Betrachtung einer kleinen Zeitänderung $\boldsymbol{dt}$ am Punkt $\boldsymbol{x}$ (Aki und Richards, 1980). Mit der folgenden Gleichung kann die Strahlengeometrie in einem beliebigen Geschwindigkeitsfeld beschrieben werden:

$$\frac{\boldsymbol{d}}{\boldsymbol{dl}}\left(\frac{\mathbf{1}}{\boldsymbol{v(x)}}\frac{\boldsymbol{dx}}{\boldsymbol{dl}}\right) = \boldsymbol{\nabla}\left(\frac{\mathbf{1}}{\boldsymbol{v(x)}}\right) \tag{11}$$

Die Lösung der Vorwärtsrechnung kann durch unterschiedliche Methoden erhalten werden (Thurber & Kissling, 2000). Methoden zur Berechnung von Laufzeiten basieren entweder auf Strahlverfolgung (Julian & Gubbins, 1977) oder auf der Berechnung finiter Differenzen (Vidale, 1988, 1990), bei der die Erstankunft einer Wellenfront ermittelt wird.

Eine Möglichkeit den Strahl zu verfolgen bietet die Schussmethode. Dabei wird die Strahlengleichung als Anfangswertproblem formuliert und der ursprüngliche Projektionswinkel des Strahls solange iterativ angepasst, bis er beim Empfänger ankommt. Eine andere Möglichkeit bietet die Beugemethode. Dabei wird die Geometrie des ursprünglichen Pfades zwischen Quelle und Empfänger so angepasst, dass das Fermatsche Prinzip erfüllt ist.

Die Lösung der Eikonalgleichung mittels finiter Differenzen zur Vorhersage der Laufzeiten in komplexen Medien kann u. a. mit der von Sethian & Popovici (1999) entwickelten FM-Methode (*Fast Marching Method* - *FMM*) gefunden werden. Ihre Anwendung bei der Wellenfeldfortsetzung in heterogenen Medien ist in Rawlinson & Sambridge (2005) beschrieben. Dabei handelt es sich um einen gridbasierten numerischen Algorithmus, der die Fortpflanzung einer monoton fortschreitenden Fläche durch Lösung der Eikonalgleichung beschreibt. Anhand dieser Technik ist es möglich, die Laufzeiten einer beliebig geformten Wellenfront an Stationen der Erdoberfläche zu berechnen. Dabei kommt eine Technik der Wellenfrontkonstruktion zum Einsatz, die auf der Approximation der zuerst ankommenden Wellenfront in Form eines engen Bandes basiert.

Im Zuge des Fortschreitens einer Fläche können Ecken und Diskontinuitäten entstehen. Wenn diese im Gradienten vorliegen, ist die Lösung der Eikonalgleichung nicht möglich (Sethian, 1996, 1999). Das ist dann der Fall, wenn sich Wellenfronten überschneiden.

Abbildung 29a zeigt eine sich fortpflanzende Cosinuskurve, die sich im Zuge der Ausbreitung zu einem sogenannten „Schwalbenschwanz“ entwickelt. Diesem Problem wird durch die Einführung einer Entropiebedingung entgegengewirkt und eine befriedigende Annäherung an die Eikonalgleichung kann gewonnen werden (Abbildung 29b).Das Berechnungsschema für die Berechnung der Laufzeit an einem beliebigen Netzpunkt kann Sethian & Popovici (1999) und Popovici & Sethian (2002) entnommen werden.

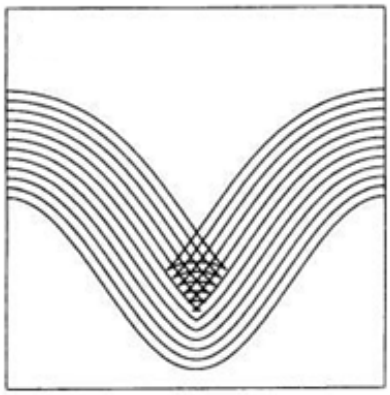


Abbildung 29 a.
Fortpflanzung einer Cosinus-Kurve

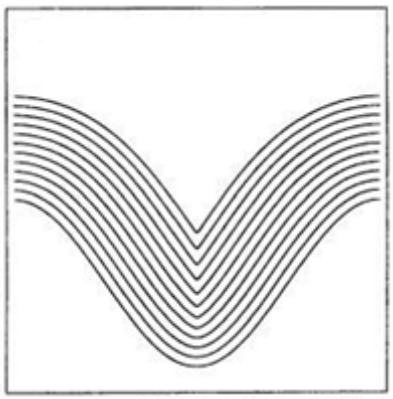


Abbildung 29.b.
Annäherung an die Cosinus-Kurve

Die Berechnung von Reflexions- und Refraktionsphasen in geschichteten Medien mittels *FMM* wird bei Rawlinson und Sambridge (2004) beschrieben. Erstmalig wurde die Methode in der Tomographie bei Untersuchungen der lithosphärischen Struktur Tasmaniens verwendet (Rawlinson et al., 2006)

5.3.3. Inversion

Durch iteratives Bestimmen der Laufzeitanomalien erfolgt eine Anpassung der Modell-parameter an die beobachteten Daten. Im diskreten Modellraum wird die Beziehung zwischen Datenvektor $\boldsymbol{d}$ bestehend aus $\boldsymbol{N}$ Elementen und Modellvektor $\boldsymbol{m}$ bestehend aus $\boldsymbol{M}$Elementen über die Matrix $\boldsymbol{G}$ beschrieben: $\boldsymbol{d} = \boldsymbol{Gm}$. Der Datenvektor $\boldsymbol{d}$ enthält die Laufzeitresiduen, der Modellvektor $\boldsymbol{m}$ die Langsamkeiten in Bezug auf ein Referenzfeld. In den $\boldsymbol{M} * \boldsymbol{N}$ Elementen der Matrix $\boldsymbol{G}$ stehen die Strahllängen. Im Normalfall ist die Matrix schwach besetzt, da jeder Strahl nur ein bestimmtes Subset von Blöcken durchläuft. In Abhängigkeit von der Anzahl der Elemente der Daten- und der Modellvektoren können mehrere Problemstellungen unterschieden werden:

- Unterbestimmtes Problem:
  Es liegen weniger Messwerte als unbekannte Modellparameter vor:
  $\boldsymbol{N < M}$.
  Die Lösung ist singulär.

- Exakt bestimmtes Problem:
  Es liegen gleich viele Messwerte und Modellparameter vor:
  $\boldsymbol{M = N}$.
  Die Matrix G ist quadratisch.

- Überbestimmtes Problem:
  Es liegen mehr Messwerte als unbekannte Modellparameter vor:
  $\boldsymbol{N > M}$.

- Gemischt bestimmtes Problem:
  Ein Teil des Parameterraums ist unbestimmt, ein anderer überbestimmt. Im Zuge der Auswertung kann es zum Auftreten von Artefakten kommen (Shearer, 1999).

Die optimale Bestimmung der Modellparameter $\boldsymbol{m}$ kann im Fall einer linearen Beziehung zwischen Daten- und Modellvektor durch Minimierung der quadratischen L2-Norm (auch Euklidische Länge) des Fehlervektors$\boldsymbol{e = Gm - d}$ mit der Methode der kleinsten Quadrate erfolgen:

$$\boldsymbol{E = e^T e = (Gm - d)^T (Gm - d)} \qquad (12)$$

Die Lösung für die Modellparameter $\boldsymbol{m}$gelingt durch Nullsetzen der Ableitungen von $\boldsymbol{E}$ nach Modellparametern($\frac{\boldsymbol{\delta E}}{\boldsymbol{\delta m_i}} = \boldsymbol{0}$)und folgt zu:

$$\boldsymbol{m = (G^T G)^{-1} G^T d} \qquad (13)$$

Praktisch kann diese Formel in den meisten Fällen jedoch nur dann eingesetzt werden, wenn die Inversion der Matrix $\boldsymbol{G^T G}$ auf eine Singulärwertzerlegung (Shearer, 1999) rückgeführt wird, da die Matrix $\boldsymbol{G}$ in den meisten Fällen singulär oder nur schwach besetzt ist. Die detaillierte Anwendung der Singulärwertzerlegung, die ursprünglich von Eckart & Young (1939) entwickelt wurde, wird in Koch (1992), Menke (1989) und Nolet (2008) beschrieben.

Da bei der Bestimmung des 3D-Geschwindigkeitsfeldes Strahlen Eingang finden, deren Ausbreitungsweg von der unbekannten Struktur abhängt, handelt es sich um eine nicht-lineare Inversion der Form $\boldsymbol{d} = \boldsymbol{g}(\boldsymbol{m})$. Die Fehlerfunktion hat eine komplizierte Form und das Auftreten mehrerer Minima ist möglich. Die Lösung des Problems kann ebenfalls mit der Methode der kleinsten Quadrate gefunden werden, indem die Funktion lokal durch Approximation mit ihrer Tangente linearisiert wird (die Linearisierung erfolgt durch Taylor-Entwicklung rund um einem aktuellen Modellvektor $\boldsymbol{m}$), wodurch die Lösung der Normalgleichungen ermöglicht wird. Diese Methode wird auch als Gradientenverfahren bezeichnet. Dabei erfolgt die Minimierung einer Objektfunktion $\boldsymbol{S}(\boldsymbol{m})$ bestehend aus den Residuen $\boldsymbol{\Psi}(\boldsymbol{m})$ und einem oder mehreren Regularisierungstermen, die lokale Minima unterdrücken und die Wahrscheinlichkeit erhöhen das globale Minimum zu finden. Zunächst wird eine erste Abschätzung für die Laufzeiten $\boldsymbol{d} = \boldsymbol{g}(\boldsymbol{m_0})$ unter Verwendung des Referenzmodells $\boldsymbol{m_0}$ durchgeführt und mit den beobachteten Laufzeiten $\boldsymbol{d_{obs}}$ verglichen. Die Funktion $\boldsymbol{\Psi}(\boldsymbol{m})$stellt das Quadrat der Datenresiduen bezogen auf ein beliebiges Modell dar. Bei Berücksichtigung der Unsicherheitsabschätzungen der Messungen, die in der Datenkovarianzmatrix $\boldsymbol{C_d}$ zusammengefasst sind, wird sie wie folgt angeschrieben:

$$\boldsymbol{\Psi}(\boldsymbol{m}) = (\boldsymbol{g}(\boldsymbol{m}) - \boldsymbol{d_{obs}})^{\boldsymbol{T}} \boldsymbol{C_d^{-1}} (\boldsymbol{g}(\boldsymbol{m}) - \boldsymbol{d_{obs}}) \qquad (14)$$

Genauere Messungen werden stärker gewichtet. Die Elemente der Diagonalen enthalten die Varianzen, die anderen Elemente beschreiben die Korrelation der Beobachtungen (Tarantola, 1987). Sind die Fehler voneinander unabhängig, dann handelt es sich bei der Datenkovarianzmatrix um eine Diagonalmatrix.

Aufgrund der ungleichmäßigen Durchschallung des Modellraums handelt es sich bei der teleseismischen Tomographie um ein gemischt bestimmtes Problem. Die Einführung von Regularisierungstermen $\boldsymbol{\Phi}(\boldsymbol{m})$ und $\boldsymbol{\Omega}(\boldsymbol{m})$ermöglicht die zusätzliche Belegung der Modellparameter. Mit der Dämpfung $\boldsymbol{\Phi}(\boldsymbol{m})$ kann die Abweichungen des Modells $\boldsymbol{m}$ vom Referenzmodell $\boldsymbol{m_0}$ geregelt werden, indem festgelegt wird, dass das berechnetet Modell nur in einem gewissen, vorab definierten Bereich vom a priori Modell abweichen darf. Unsicherheiten des Startmodells werden mittels der Modellkovarianzmatrix $\boldsymbol{C_m}$ berücksichtigt.

$$\boldsymbol{\Phi}(\boldsymbol{m}) = (\boldsymbol{m} - \boldsymbol{m_0})^{\boldsymbol{T}} \boldsymbol{C_m^{-1}} (\boldsymbol{m} - \boldsymbol{m_0}) \qquad (15)$$

Über den Term $\boldsymbol{\Omega(m)}$kann die gewünschte Glättung des Modells gesteuert werden und das Modell mit minimalen Strukturvariationen wird gefunden (Constable et al, 1987).Der Glättungsoperator $\boldsymbol{D}$wird so gewählt, dass die zweiten Ableitungen des Modells unterdrückt und geglättete Modelle generiert werden (Sambridge, 1990):

$$\boldsymbol{\Omega(m) = m^T D^T D m} \qquad (16)$$

Der Einfluss der Regularisierungsterme auf die Objektfunktion $\boldsymbol{S(m)}$ wird über den Dämpfungsparameter $\boldsymbol{\varepsilon}$ und den Glättungsfaktor $\boldsymbol{\eta}$geregelt. Die Größe der Parameter wird anhand von Trade-off-Kurven (Abbildung 30) empirisch bestimmt, in denen Daten- und Modellvarianz gegenübergestellt werden (Eberhart-Philips, 1990).

$$\boldsymbol{S(m) = \frac{1}{2}[\psi(m) + \varepsilon\phi(m) + \eta\Omega(m)]} \qquad (17)$$

Durch Minimierung der Funktion $\boldsymbol{S(m)}$ wird das Minimum der Abweichung zwischen beobachteten und berechneten Daten ermittelt.

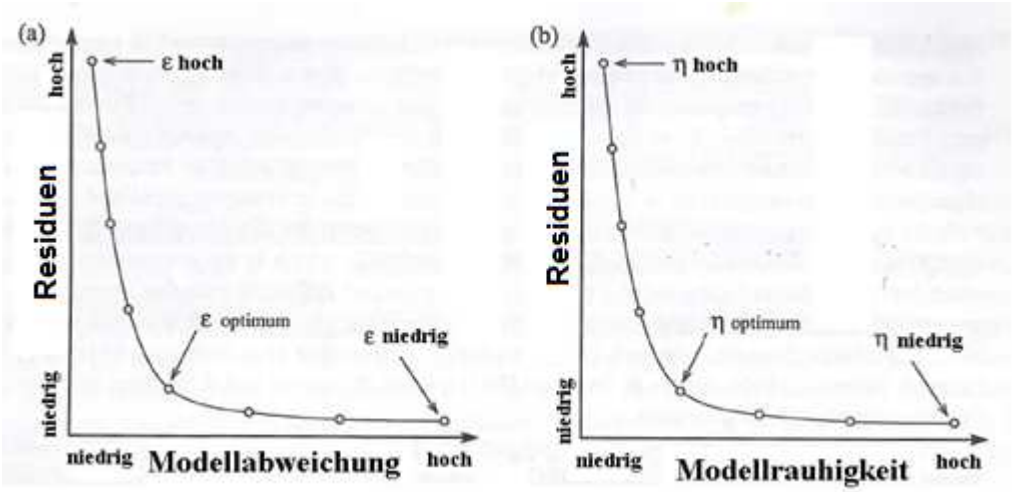


Abbildung 30. Gegenüberstellung von Daten- und Modellvarianz mittels Trade-off-Kurven

Zu den Gradientmethoden zählen die Gauss-Newton Methode, die Methode des steilsten Abstiegs und die Berechnung der Inversion von Teilräumen (Kennet et al., 1988, Sambridge, 1990). Gemeinsam haben alle Methoden, dass im Zuge der Inversion die Ableitungen der Objektfunktion $\boldsymbol{S(m)}$ benötigt werden. Unter der Annahme, dass es sich bei der Funktion um eine gleichmäßige Funktion der Modellparameter handelt, kann eine lokale quadratische Approximation des bestehenden Modells in eine Taylorreihe vorgenommen werden:

$$\boldsymbol{S(m+\delta m) \approx S(m) + \hat{\gamma}\delta m + \frac{1}{2}\delta m^T \hat{H} \delta m} \quad (18)$$

Der Modelldifferenzvektor $\boldsymbol{\delta m = m - m_0}$ beschreibt die Abweichung des gegenwärtigen Modells $\boldsymbol{m}$ vom Referenzmodell $\boldsymbol{m_0}$, $\hat{\boldsymbol{\gamma}}$ und $\hat{\boldsymbol{H}}$ sind der Gradientenvektor bzw. die Hesse-Matrix der Objektfunktion. Sie werden durch Ableitungen der Objektfunktion gefunden:

$$\hat{\boldsymbol{\gamma}} = \frac{\delta S}{\delta m} = \boldsymbol{G^T C_d^{-1}(g(m) - d_{obs}) + \varepsilon C_m^{-1}(m - m_0) + \eta D^T D m} \quad (19)$$

$$\hat{\boldsymbol{H}} = \frac{\delta^2 S}{\delta m^2} = \boldsymbol{G^T C_d^{-1} G + \nabla_m G^T C_d^{-1}(g(m) - d_{obs}) + \varepsilon C_m^{-1} + \eta D^T D} \quad (20)$$

Die Matrix $\boldsymbol{G = \frac{\delta g}{\delta m}}$der partiellen Ableitungen, mit der die Änderungsrate der Laufzeit in Abhängigkeit von den Modellparametern beschrieben wird, wird auch als Designmatrix oder Frechet Matrix (Rawlinson & Sambridge, 2003) bezeichnet. Die Ableitungen von $\boldsymbol{G}$ werden im Rahmen der Vorwärtsmodellierung ermittelt. Die Berechnung des Terms $\boldsymbol{\nabla_m G^T}$ ist aufwendig und kann bei laufenden Modellverbesserungen vernachlässigt werden (Kennett et al., 1988). Der Gradientenvektor $\hat{\boldsymbol{\gamma}}$ und die Hessematrix $\hat{\boldsymbol{H}}$liegen im Dual des Modellraums (Tarantola, 1987) und können durch Multiplikation mit der Modellkovarianzmatrix $\boldsymbol{C_m}$in den Modellraum überführt werden.

Da $\boldsymbol{g}$ im Normalfall nicht linear ist, erfordert die Minimierung der Objektfunktion $\boldsymbol{S(m + \delta m)}$ einen iterativen Ansatz:

$$\boldsymbol{m_{n+1} = m_n + \delta m_n} \quad (21)$$

Die Iterationen werden abgebrochen, wenn entweder das globale Minimum ermittelt wird oder ein festgelegter Grenzwert der Objektfunktion erreicht wird. Andere Abbruchkriterien werden bei Kennett (1988) beschrieben.

Die einfachste Methode für eine iterative Minimierung der Objektfunktion ist die Methode des stärksten Abfalls. Die Modellverbesserungen werden für den Punkt $\boldsymbol{m_n}$ in Richtung des stärksten Abfalls $\boldsymbol{\gamma_n}$ berechnet, wobei der Skalar $\boldsymbol{\mu_n}$ eine positive reale Zahl ist, deren Wert empirisch gewählt wird, sodass das gesuchte Minimum in Suchrichtung gefunden wird.

$$\boldsymbol{\delta m_n = -\mu_n * \gamma_n} \quad (22)$$

Der Skalar $\boldsymbol{\mu_n}$ kann durch Minimierung gefunden werden. Unter der Annahme, dass $\boldsymbol{g(m)}$ lokal linear ist, ist $\boldsymbol{S(m)}$ quadratisch und die Ableitung der Objektfunktion in Richtung des

stärksten Abfalls geht bis zur Steigung Null. Dadurch ist es möglich den gesuchten Parameter zu ermitteln:

$$\boldsymbol{\mu_n} = \frac{\hat{\boldsymbol{\gamma}}_{\boldsymbol{n}}^{\boldsymbol{T}} * \boldsymbol{\gamma_n}}{\boldsymbol{\gamma}_{\boldsymbol{n}}^{\boldsymbol{T}} * \hat{\boldsymbol{H}}_{\boldsymbol{n}} * \boldsymbol{\gamma_n}} \tag{23}$$

Die Inversion erfolgt in dieser Arbeit mittels des Programms FMTT (*Fast Marching Teleseismic Tomography*) von N. Rawlinson (Rawlinson & Kennett, 2008; Rawlinson et al., 2006; http://res.anu.edu.au/nick)in Teilräumen, wobei die Minimierung simultan entlang unterschiedlicher Suchrichtungen vorgenommen wird. Ein effektiver Algorithmus wurde in der Arbeit von Kennett et al. (1988) bei einem großräumigen, nicht-linearen Inversionsproblemen angewandt. Durch die Einengung der lokalen Minimierung der quadratischen Approximation der Objektfunktion in einem kleinen n-dimensionalen Unterraum des Modellparameterraums kann die Lösung gefunden werden. Im Rahmen teleseismischer Studien in Tasmanien und im Murray Becken (Australien) wurde die Methode in den Arbeiten von Rawlinson et al. (2006) und von Rawlinson et al. (2006) verwendet.

Bei der Inversion in Teilräumen wird in einem begrenzten Raum, der von $\boldsymbol{p}$ Basisvektoren $\boldsymbol{a}^{(j)}$aufgespannt wird, eine Änderung des ursprünglichen Modells vorgenommen:

$$\boldsymbol{\delta m} = \sum_{\boldsymbol{j=1}}^{\boldsymbol{p}} \boldsymbol{\mu_j a}^{(j)} = \boldsymbol{A\mu} \tag{24}$$

Die Projektionsmatrix $\boldsymbol{A} = [\boldsymbol{a^i}]$ besteht aus $\boldsymbol{M} * \boldsymbol{n}$ Elementen, die Komponenten $\boldsymbol{\mu_i}$bestimmen die Länge des korrespondierenden Vektors $\boldsymbol{a^i}$, der die Objektfunktion $\boldsymbol{S}(\boldsymbol{m})$ in dem von $\boldsymbol{a^i}$aufgespannten Raum minimiert. Die Koeffizienten $\boldsymbol{\mu_i}$können durch Minimierung der Objektfunktion $\boldsymbol{S}(\boldsymbol{m_0} + \boldsymbol{\delta m})$ gewonnen werden (Kennett et al., 1988):

$$\boldsymbol{\mu} = -[\boldsymbol{A}^{\boldsymbol{T}} \hat{\boldsymbol{H}} \boldsymbol{A}]^{-\boldsymbol{1}} \boldsymbol{A}^{\boldsymbol{T}} \hat{\boldsymbol{\gamma}} \tag{25}$$

Die projizierte Hesse-Matrix $\boldsymbol{A}^{\boldsymbol{T}} \hat{\boldsymbol{H}} \boldsymbol{A}$ ist eine kleine, quadratische Matrix, die gut konditioniert ist und mit wenig Rechenaufwand invertiert werden kann. Durch Einsetzen der Beziehung für die Koeffizienten$\boldsymbol{\mu_i}$in Gleichung (23) kann eine Rückprojektion in den Modellraum erfolgen:

$$\boldsymbol{\delta m_i} = -\boldsymbol{A}[\boldsymbol{A}^{\boldsymbol{T}} \hat{\boldsymbol{H}} \boldsymbol{A}]^{-\boldsymbol{1}} \boldsymbol{A}^{\boldsymbol{T}} \hat{\boldsymbol{\gamma}} \tag{26}$$

Sobald die lokalen Modellabweichungen$\boldsymbol{\delta m}$ berechnet wurden, wird ein neues Modell$\boldsymbol{m_{i+1}} = \boldsymbol{m_i} + \boldsymbol{\delta m_i}$erstellt und erneut eine lokale quadratische Approximation für $\boldsymbol{S}(\boldsymbol{m})$ berechnet.

6. TELESEISMISCHE TOMOGRAPHIE DES OBEREN ERDMANTELS UNTER DEN OSTALPEN

6.1. Bestimmung der Regularisierungsparameter

Der zuletzt ermittelte Datensatz wurde zur Festlegung der geeigneten Regularisierungsparameter, den Dämpfungs- und Glättungsfaktoren, herangezogen. Beide Parameter kontrollieren das Zusammenspiel zwischen der Glättung der Lösung und der Datenanpassung. Ein bekannter Weg den richtigen Parameter zu finden ist der Vergleich der Varianz der Residuen mit der Lösungsvarianz (Eberhart-Phillips, 1986). Bei Verwendung einer zu starken Dämpfung wird die Varianz der Residuen (Datenvarianz) nicht signifikant reduziert und die Variation der Geschwindigkeiten (Modellvarianz) ist zu gering. Das Modell erscheint glatt, jedoch Feinheiten des Modells werden nicht aufgelöst. Im Gegensatz dazu nehmen bei der Festlegung eines zu geringen Dämpfungsparameters die Datenvarianz ab und die Modellvarianz zu. Das Modell erscheint rau.

Zur Festlegung der Regularisierungsparameter wurden Inversionen mit unterschiedlichen Kombinationen von Glättungs- und Dämpfungsfaktoren berechnet und in Trade-off Kurven, in denen der Zusammenhang zwischen Datenanpassung und Modellrauhigkeit dargestellt wird, veranschaulicht. In einem ersten Schritt wurde der Glättungsparameter $\varepsilon = 0$ gesetzt und Inversionen mit variierenden Dämpfungparametern μ ($0.5 < \mu < 100$) berechnet. Eine optimale Dämpfung wurde bei Verwendung von $\mu = 15$ erzielt (Abbildung 31 – obere Kurve) und die Standardabweichung von 558 ms im Initialmodell konnte nach vier Iterationsdurchläufen auf 348 ms im berechneten Modell reduziert werden. Das entspricht einer Varianzreduktion von 39 %. Mehr Durchläufe führten zu keinen signifikanten Verbesserungen der Standardabweichung des Resultats. Um Fehler im Datensatz zu minimieren, wurde ein Grenzwert von 2.5*348 ms = 870 ms festgelegt und alle Stationen, deren Laufzeitresiduen größer als der definierte Grenzwert waren, wurden aus dem Datensatz gelöscht. Die Berücksichtigung dieses Kriteriums führte zur Löschung von 266 Datensätzen und das schlußendliche, modifizierte Laufzeitenset umfasst 6368 Datensätze, die an 154 Stationen aufgezeichnet wurden. Die Standardabweichung des neuen Initialmodells konnte dadurch auf 518 ms reduziert werden. Unter Verwendung des modifizierten Modells wurde im nächsten Schritt der optimale Glättungsparameter ermittelt. Dabei wurde der Dämpfungparameter festgehalten ($\mu = 2$) und Inversionen mit variierenden Glättungsparametern ($0 < \varepsilon < 300$) wurden berechnet. Eine optimale Glättung wurde bei

Verwendung von ε = 50 erzielt und die Standardabweichung konnte auf 293 ms im berechneten Modell reduziert werden. (Abbildung 31 – untere Kurve).

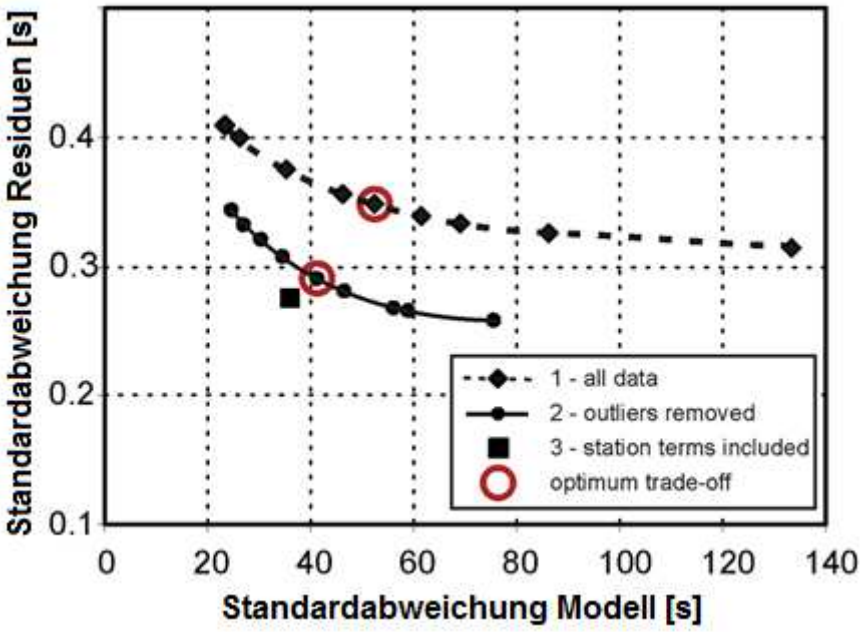


Abbildung 31. Trade-off Kurven,in denen Daten- und Modellvarianz für die gewählten Parameter μ (obere Kurve) und ε (untere Kurve) dargestellt sind

Das Inversionsprogramm von Rawlinson ermöglicht neben der Festlegung von Dämpfung und Glättung die Berechnung von Stationskorrekturen, mit denen oberflächennahe Effekte unterhalb der Beobachtungsstationen kompensiert werden. Die Größenordnung der Korrekturen der einzelnen Stationen ist in Abbildung 32 sehen, sie bewegen sich im Bereich zwischen - 0.3 und 0.35 s. Durch einen zusätzlichen Dämpfungsfaktors ν können die Stationskorrekturen gesteuert werden und die Berechnungsergebnisse können zusätzlich optimiert werden (Abbildung 31 – quadratische Signatur). Die Verwendung eines relativ hohen Dämpfungsfaktors ν = 600 garantiert, dass durch die Stationskorrekturen nur lokale Geschwindigkeitsabweichungen repräsentiert werden. Ein geringerer Wert führt zu einer Zunahme der Stationskorrekturen, aber zu keiner weiteren Varianzreduktion. Das berechnete Variogramm (Abbildung 32) zeigt, dass keine räumlichen Korrelationen zwischen den Stationskorrekturen bestehen. In der Untersuchung hat sich in weiterer Folge gezeigt, dass der Einfluss der Stationskorrekturen kaum Auswirkungen auf das Ergebnis hat.

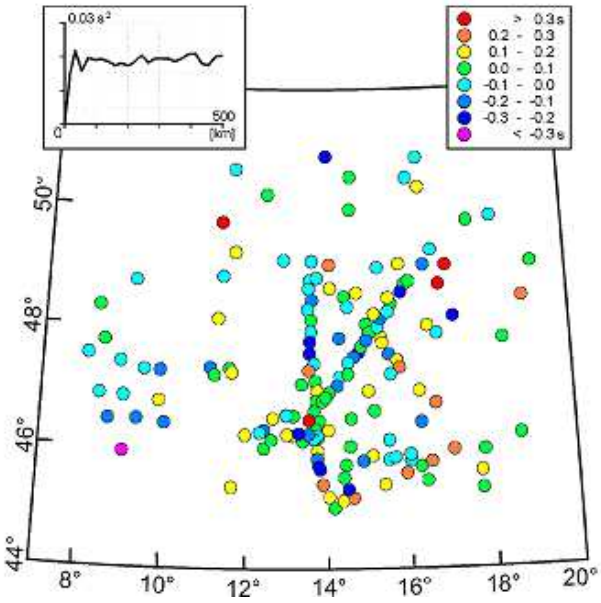


Abbildung 32. Stationskorrekturen - das Variogramm demonstriert, dass keine räumliche Korrelation zwischen den Werten besteht

Die Berechnung unter Verwendung der endgültigen Regularisierungsfaktoren ($\varepsilon = 50$, $\mu = 2$, $\nu = 600$) führte zu einer weiteren Reduktion der Standardabweichung der Laufzeitresiduen auf 275 ms.

6.2. Checkerboard-Tests

Die bloße Berechnung einer Lösung, die die Objektfunktion minimiert, ist als Lösung der Tomographie nicht ausreichend. Eine wichtige Aufgabe im Anschluss an die Inversion ist die Berechnung synthetischer Tests, die Informationen über die Datenauflösung liefert und wodurch die Erkennung von Artefakten ermöglicht wird(Kissling et al, 2001). Für synthetisch generierte 3-D Modelle werden Laufzeiten für die tatsächlich registrierten Ereignisse und Stationen gerechnet und invertiert (Husen & Kissling, 2000; Haslinger & Kissling, 2000). Der Vergleich zwischen reproduziertem und ursprünglichem Modell liefert Hinweise auf die Sensitivität der Methode und die Wahl der ursprünglichen Geometrie und Regularisierungsparameter. Anhand der Gegenüberstellung beider Modelle können Gebiete festgelegt werden, in denen eine gute Auflösung gewährleistet wird.

Zunächst wurden zur Analyse des Inversionsergebnisses Checkerboard Tests (Hearn & Ni, 1994) durchgeführt. Verschiedene Sets von synthetischen Laufzeiten wurden für Modelle berechnet, in denen dem AK-135-Modell unterschiedlich ausgedehnte Geschwindigkeitsanomalien von ± 200 m/s schachbrettartig überlagert wurden. Diesen wurde

sodann ein Gaußscher Fehler von 0.2 s hinzugefügt. Anschließend wurden die synthetisch generierten Laufzeiten mit den ursprünglichen Strahl- und Inversionsparametern invertiert und das Inversionsergebnis mit dem Eingangsmodell verglichen. Damit können unscharfe Bereiche identifiziert werden. Untersucht wurden im Rahmen dieser Arbeit zehn verschiedene Modelle, in denen die Größe der Checkers zwischen 30 und 300 km variiert.

Abbildung 33 zeigt eine Auswahl der Inversionsergebnisse. Es ist zu erkennen, dass die Auflösung einerseits mit der Schnitttiefe und der lateralen Position variiert, andererseits mit der Dimension der Checkers. Zur Interpretation der Auflösung wurde das Modell mit einer Checkergröße von 150 km herangezogen, da es am besten die ursprünglichen Strukturen repräsentiert.

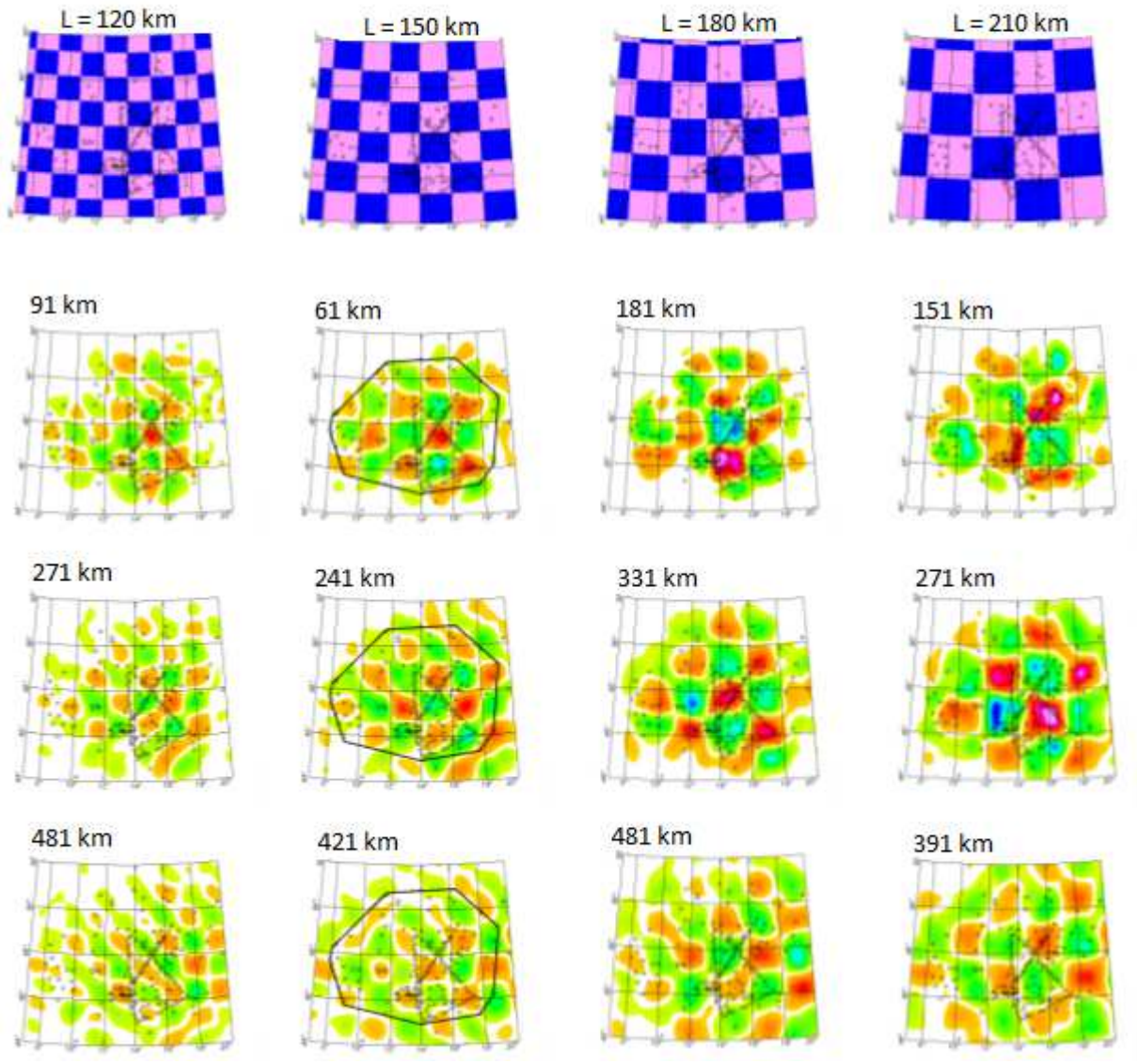


Abbildung 33. Checkerboard-Tests: Inversionsergebnisse von Geschwindigkeitsanomalien von ±200 km/s relativ zu AK-135;
die schwarze Linie definiert einen Bereich guter Auflösung

6.3. Ergebnis

Nach der Festlegung der endgültigen Regularisierungsfaktoren ($\varepsilon = 50$, $\mu = 2$, $\nu = 600$) wurden acht 3D-P-Wellen-Geschwindigkeitsmodelle, die sich durch die Ausdehnung in der Tiefe unterscheiden, berechnet. Die Standardabweichung der Laufzeitresiduen in Abhängigkeit von den Modelltiefen, die sich im Bereich zwischen 100 und 700 km bewegen, ist in Abbildung 34 zu sehen. Die Standardabweichungen variieren zwischen 363 und 299 ms. Bei einer Modelltiefe von 585 km konnte die Standardabweichung auf 268 ms reduziert werden (roter Punkt in der Abbildung). Auffällig ist, dass das Ergebnis bei einer gewählten Tiefe von 600 km instabil wird und die Standardabweichung mehr als dreifach erhöht im

Vergleich zu den anderen Modellen ausgegeben wird (1050 ms). Das Modell mit einer Tiefe von 700 km nähert sich zwar wieder der ursprünglichen Größenordnung der Standardabweichungen an, befindet sich jedoch mit 300 ms im Bereich zwischen den Modellen mit einer Tiefe von 200 km (313 ms) und einer Tiefe von 300 km (296 ms).

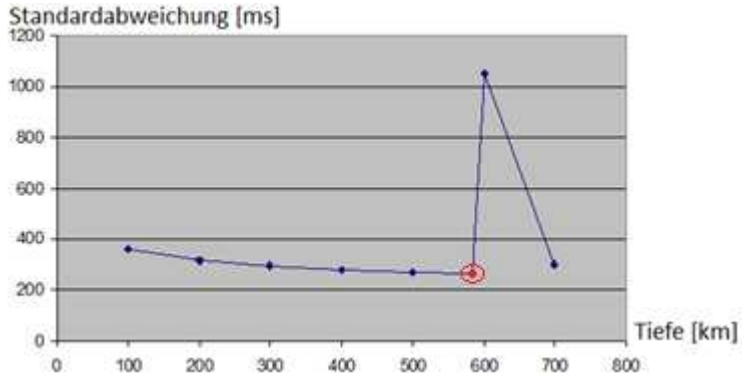


Abbildung 34. Standardabweichungen in Abhängigkeit von der Modelltiefe

Das Inversionsergebnis mit der kleinsten Standardabweichung, das sich bis in eine Tiefe von 585 km erstreckt, wird in Abbildung 35 als eine Serie von Tiefenschnittenzwischen 60 und 500 km, relativ zu den Geschwindigkeiten des Referenzmodells AK-l35 (Kennett et al., 1995) dargestellt. In sämtlichen Schnitten und auch in weiteren Abbildungen wurde die Fragmentierung der Moho überlagert (Brückl et al., 2010).Außerdem wurde der Bereich hoher Auflösung, der im Zuge der Checkerboard Tests definiert wurde, durch ein Polygon gekennzeichnet.

In einer Tiefe zwischen 60 und 250 km zeigt sich ein Körper mit erhöhter Geschwindigkeit ausgehend im westlichen Bereich des Untersuchungsgebietes (9°-10° Länge). Dieser erstreckt sich bis ungefähr 15° Länge entlang des Alpenbogens. Bezugnehmend auf die geologische Entstehungsgeschichte wird der Körper als subduzierte, kontinentale Mantellithosphäre interpretiert. Im Folgenden wird dieser Bereich in weiterer Folge als EAS (*Eastern Alpine Slab*) bezeichnet. Die Achse des EAS fällt mit der Plattengrenze, die zwischen dem Europäischen und dem Adriatisch-Apulischen Fragment verläuft, zusammen. Die Triple-Junction, an der alle drei Plattengrenzen aufeinander stoßen, befindet sich in der Nähe der südöstlichen Begrenzung des Tauernfensters und stimmt auch mit der dem Ostrand des EAS überein. Im Nordosten und im Südosten des EAS und im Bereich des Pannonischen Beckens befindet sich eine Zone niedrigerer Geschwindigkeit, die auf höhere Temperaturen im oberen Mantel und auf ein Ausdünnen der Lithosphäre hinweist.

In einer Tiefe von 300 km kann eine Änderung der Geschwindigkeitsverteilung beobachtet werden. Zwischen 350 und 450 km ist ein Körper erhöhter Geschwindigkeit bei einer Breite von 47° klar zu erkennen. Er beginnt im Westen bei 13° Länge und erstreckt sich nach Osten bis zum Rand des Modells. In der Arbeit wird dieser Bereich in weiterer Folge als DAS (*Deep Alpine Slab*) bezeichnet. Dabei könnte es sich um ozeanische Lithosphäre, die ihren Ursprung in der alpinen Tethys hat, handeln. In größeren Tiefen (~500 km) herrschen höhere Geschwindigkeiten im Pannonischen Bereich vor. In diesem Bereich dürften sich Überreste subduzierter ozeanischer Platten (Vardar, Meliata, Neotethys, Alpine Tethys) befinden. In der Arbeit von Handy et al. (2010) wird dieser Bereich als Plattenfriedhof (*Slab Graveyard*) beschrieben.

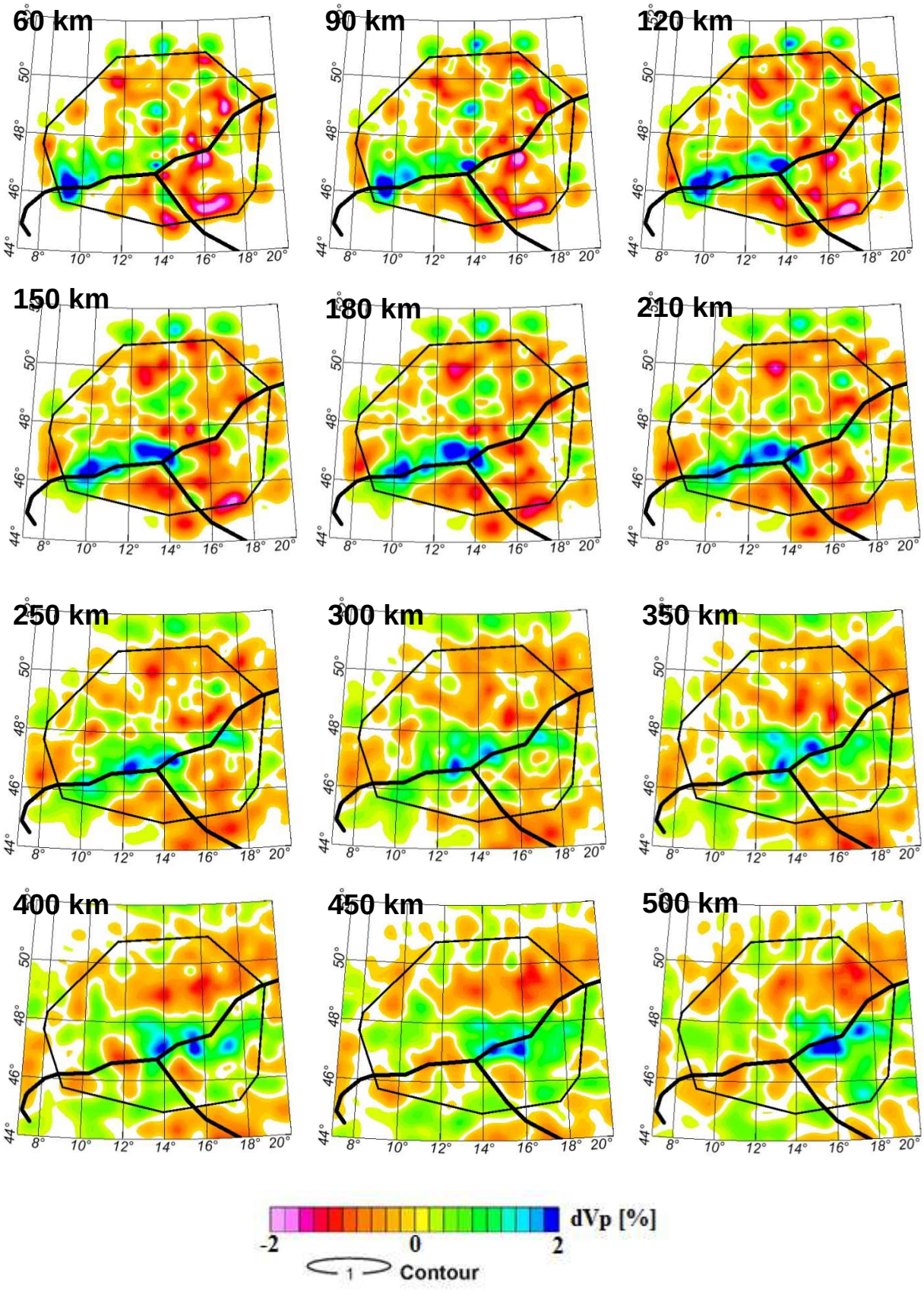


Abbildung 35. Horizontalschnitte zwischen 60 und 500 km durch das ALPASS-Modell (Tiefe 585 km); relativ zu AK-l35.

Zusätzlich zu den zwölf Horizontalschnitten wurden zur Darstellung der Anomalien auch fünf ausgewählte Profile durch das Modell gezeichnet (Abbildung 36). Überlagert wurden die Profile ebenfalls mit dem Modell der Moho, und mit der jeweiligen Topographie. Konturen der Geschwindigkeitsanomalie von 1% sind in schwarz hervorgehoben.

Das Nordwest – Südost orientierte Profil P1 wurde durch den westlichen Bereich des Modells gelegt, Profil P2 erstreckt sich entlang der TRANSALP-Trasse (TRANSALP WORKING GROUP, 2001). Diese beiden Profile schneiden den EAS entlang seiner Abtauchrichtung. In einer Tiefe von 60 km zeigt sich der EAS in beiden Schnitten mit der Europäischen Moho verbunden. Im Bereich von P1 taucht der EAS mit einer Neigung von ca. 80° nach Süden ab. In den folgenden östlichen Profilen (P2 und P3), die sich beide von Nord nach Süd erstrecken, erscheint der Slab senkrecht nach unten gerichtet. Im Bereich des Profils P1 treten die höchsten Geschwindigkeiten bis in einer Tiefe von 250 km auf. Profil P3, das entlang der Linie ALPASS 1 (und somit auch entlang der Linie Alp01) verläuft, zeigt eine mögliche Verbindung des EAS und des DAS, die in einer Tiefe von rund 300 km zu erkennen ist. Östlich von P3 befindet sich das von Nordwest nach Südost orientierte Profil P4 am Ostrand der Alpen. Es deckt sich mit der Trasse der Linie ALPASS 3. In der Darstellung lässt sich die Form des DAS sehr gut erkennen. Eine Zone niedriger Geschwindigkeit ist unter der Pannonischen Moho in Profil P4 zu sehen. Profil 5 fällt sowohl mit der Linie ALPASS 2 als auch mit dem in der Arbeit von Lippitsch et al. (2003) untersuchten Profil C, anhand dessen eine nach Nordost abtauchende Geschwindigkeitsanomalie interpretiert wurde, zusammen. Es erstreckt sich von Nordost nach Südwest. Der Schnitt zeigt, dass sowohl im nördlichen als auch im südlichen Bereich des Profils, das in Zusammenhang mit Europäischer bzw. Adriatisch-Apulischer Lithosphäre zu sehen ist, niedrige Geschwindigkeiten dominieren. Der EAS kann hier unter der Pannonischen Moho identifiziert werden. Auf eine mögliche Verbindung der beiden Slabs deuten auch die Profile P3 und P5 hin.

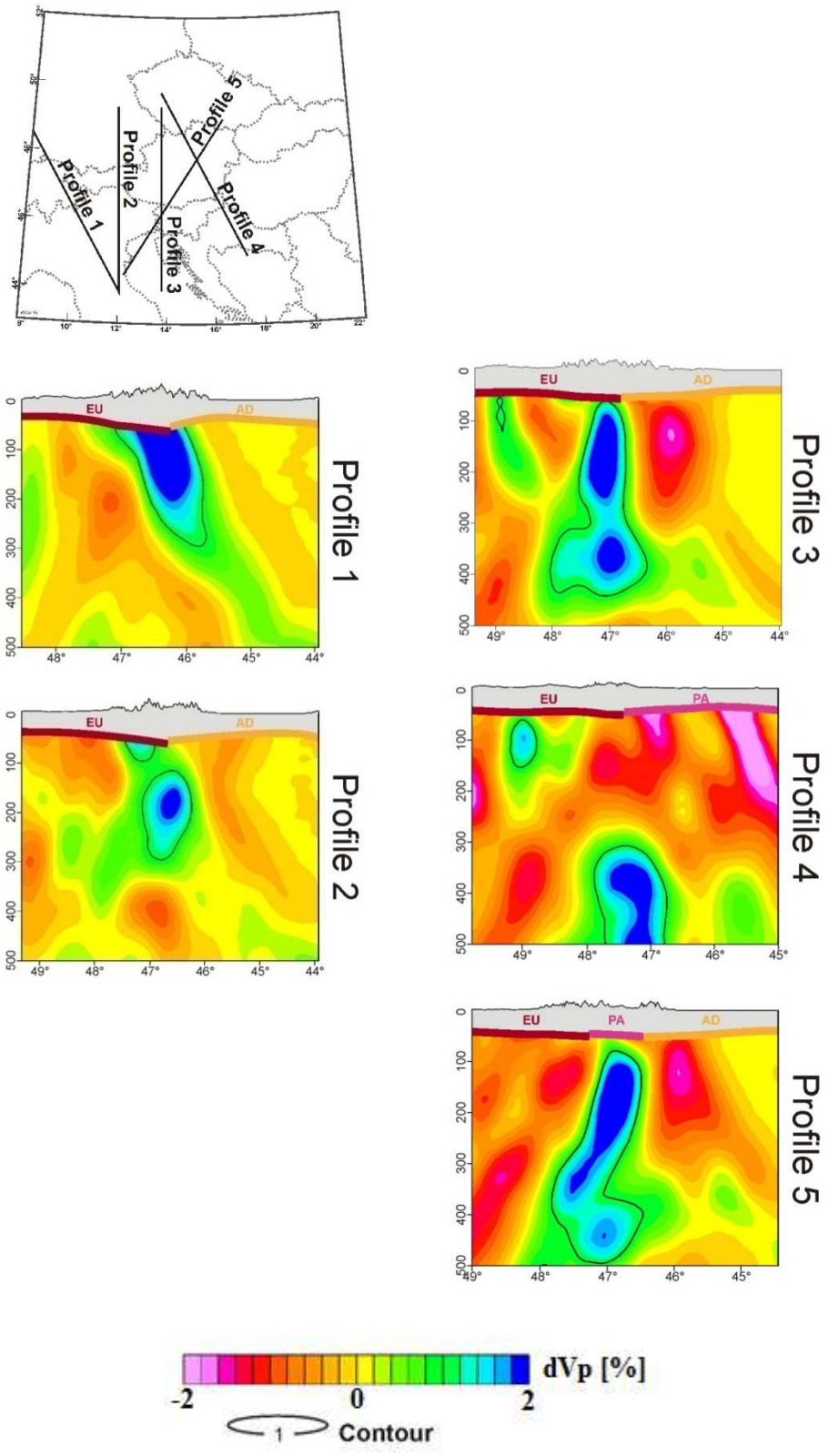


Abbildung 36. Position der Profile und Schnitte durch das ALPASS-Modell(Tiefe 585 km); relativ zu AK-135.

Zusammenfassend zeigt das Modell, dass

- sich ein Körper mit erhöhter Geschwindigkeit entlang des Alpenbogens erstreckt und annähernd vertikal abtaucht (*Eastern Alpine Slab - EAS*),
- die Tiefenausdehnung des EAS 60 km – 250 km ausmacht,
- die Ergebnisse die Existenz einer Triple-Junction und die bekannte Fragmentierung der Moho unterstützen,
- die östliche Begrenzung des EAS und die Position der Triple-Junction (14° Ost) übereinstimmen,
- östlich des 13. Längengrades ein weitere Zone erhöhter Geschwindigkeit in einer Tiefe von 350 km und darunter vorliegt (*Deep Alpine Slab - DAS*).

Hingegen ist aus dem Ergebnis nicht klar erkenntlich, ob

- der EAS bei 12° zusammenhängt oder es es sich um zwei voneinander getrennte Slabs handelt,
- der EAS und der DAS miteinander verbunden sind.

Diesen Fragestellungen widmet sich Kapitel 7.

6.4. Vergleich mit anderen Modellen

Die Ergebnisse der Inversion wurden sowohl mit globalen tomographischen Studien (Bijwaard et al., 1998 und Piromallo & Morelli, 2003) als auch mit den Resultaten teleseismischer Untersuchungen (Lippitsch et al., 2003 und Koulakov et al., 2009), die das Untersuchungsgebiet ganz oder auch teilweise überdecken, verglichen. Ebenso wurde die Untersuchung, die sich im Rahmen des Carpathian Basin Projects von Dando et al. (2011), die sich einem Gebiet im Osten des ALPASS-Modells widmet, für Vergleiche herangezogen.

Der EAS kann in den Arbeiten von Bijwaard et al. (1998), Piromallo & Morelli (2003), Lippitsch et al. (2003) und Koulakov et al. (2009) gefunden werden. Auch der DAS wurde in den angeführten Arbeiten und in den Publikationen von Dando et al. (2011) und von Houseman et al. (2010) beschrieben. Im Modell von Lippitsch et al. (2003) hingegen, das sich über einen Bereich von 3° - 16° Länge und 43° - 50° Breite erstreckt, ist dieser Slab nicht zu erkennen, was einerseits auf die geringere Tiefe (bis 400 km) und andererseits auf die kleinere Ausdehnung des Modells nach Osten zurückzuführen ist. In der Arbeit von Kummerov et al.

(2004) wird ebenfalls oberhalb der 410-km-Diskontinuität eine Zone erhöhter Geschwindigkeiten anhand von Receiver Funktionen identifiziert.

Der in einer Tiefe von rund 500 km identifizierte Bereich erhöhter Geschwindigkeit, der in der Arbeit von Handy et al. (2010) beschriebenen wird, wird auch in den Modellen von Bijwaard et al. (1998), Piromallo & Morelli (2003) und Koulakov et al. (2009) abgebildet. Ein Vergleich des in dieser Arbeit berechneten Modells mit Abbildungen von den oben angeführten großräumigen, tomographischen Modellen zeigt ebenfalls eine Übereinstimmung in größeren Tiefen. Der Plattenfriedhof befindet sich offenbar unter dem Pannonischen Becken und dem Orogen der Alpen, der Karpathen und der Dinariden in einer Tiefe zwischen 410 km und 670 km. Es wird angenommen, dass es sich um Überreste von subduzierten ozeanischen Platten, deren Ursprung im Vadar und im Meliata Ozean sowie in der Neothethys und der alpinen Tethys und im Ligurischen Ozean liegt, handelt. Wie auch der DAS wird die Existenz des Plattenfriedhofs durch Untersuchungen von Receiver Functions, die mit Daten von Observatorien in Ost- und Zentraleuropa berechnet wurden, unterstützt (Geissler et al., 2008).

In der folgenden Abbildung 37 werden Horizontalschnitte in den Tiefen von 150 km, 180 km, 350 km und 400 km durch die Modelle von Koulakov et al. (2009), von Lippitsch et al. (2003) und durch das ALPASS-Modell (Mitterbauer et al., 2011), die in weiterer Folge als K-, L- und A-Modell bezeichnet werden, gezeigt. Bereiche mit keiner bzw. geringer Auflösung werden nicht dargestellt. Allen Bildern wurde die Fragmentierung der Moho überlagert.

Die laterale Ausdehnung des EAS zwischen 10° und 14° Ost ist durch ihre erhöhte Geschwindigkeit in allen drei Modellen in den Schnitten 150 km und 180 km zu erkennen. Konturen der relativen Geschwindigkeitsanomalie von 1% (K- und A-Modell) bzw. von 2.5% (L-Modell) sind in schwarz hervorgehoben. Die Umrisse der Anomalie stimmen in allen drei Modellen gut überein. Die Achse des EAS passt in allen drei Modellen im Bereich zwischen 10° und 14° Ost zusammen und folgt der Moho-Fragmentierung. Die Annahme, dass der EAS bei einem einmaligen geodynamischen Prozess entstanden ist, und zwar durch Subduktion des lithosphärischen europäischen Mantels entlang der Plattengrenze zwischen Europäischer und Adriatischer Platte (EU-AD) scheint daher gerechtfertigt. Eine Fortsetzung des EAS entlang der Grenze zwischen der Pannonischen und der Adriatischen Platte (PA-AD) ist weder im K- noch im A-Modell zu erkennen. Das L-Modell trifft über diesen Bereich keine Aussage, da es sich nicht so weit nach Osten erstreckt. Sowohl im K- als auch im A-Modell ist im Nord- und

Südosten des EAS und im Bereich des Pannonischen Beckens eine Zone niedriger Geschwindigkeit zu sehen, die auf erhöhte Temperaturen im Mantel hinweist. Außerdem zeigt das K-Modell die Fortsetzung des EAS auch unter dem Apennin, und eine weitere Zone erhöhter Geschwindigkeit ist unter den Dinariden in den Tiefen 150 km und 180 km zu finden. Entlang dieser Zonen kommt es im Bereich der Adriatisch-Apulischen- Pannonischen Plattengrenze ebenfalls zur Subduktion. Diese Beobachtungen stimmen mit dem tektonischen Schema von Doglioni &Carminati, 2002 überein. Die Achsen der beiden Slabs stimmen mit der Moho-Fragmentierung überein.

In einer Tiefe von 350 km und 400 km ist im K- und A-Modell der DAS als eine Ost-West gerichtete Zone stark erhöhter Geschwindigkeit zu sehen, die im Westen zwischen 12° und 13° endet. Wie schon bei den seichteren Schnitten kann im L-Modell auf Grund der reduzierten räumlichen Ausdehnung keine Aussage über diesen Bereich getroffen werden. Es wird angenommen, dass es sich um ozeanische Lithosphäre der alpinen Tethys handelt, die in größeren Tiefen in den Plattenfriedhof übergeht. Dazu wurde den Abbildungen zusätzlich eine weitere Linie, die die nördliche Begrenzung des Plattenfriedhofs darstellt, überlagert. Diese wurde aus der Arbeit von Handy et al. (2010) übernommen.

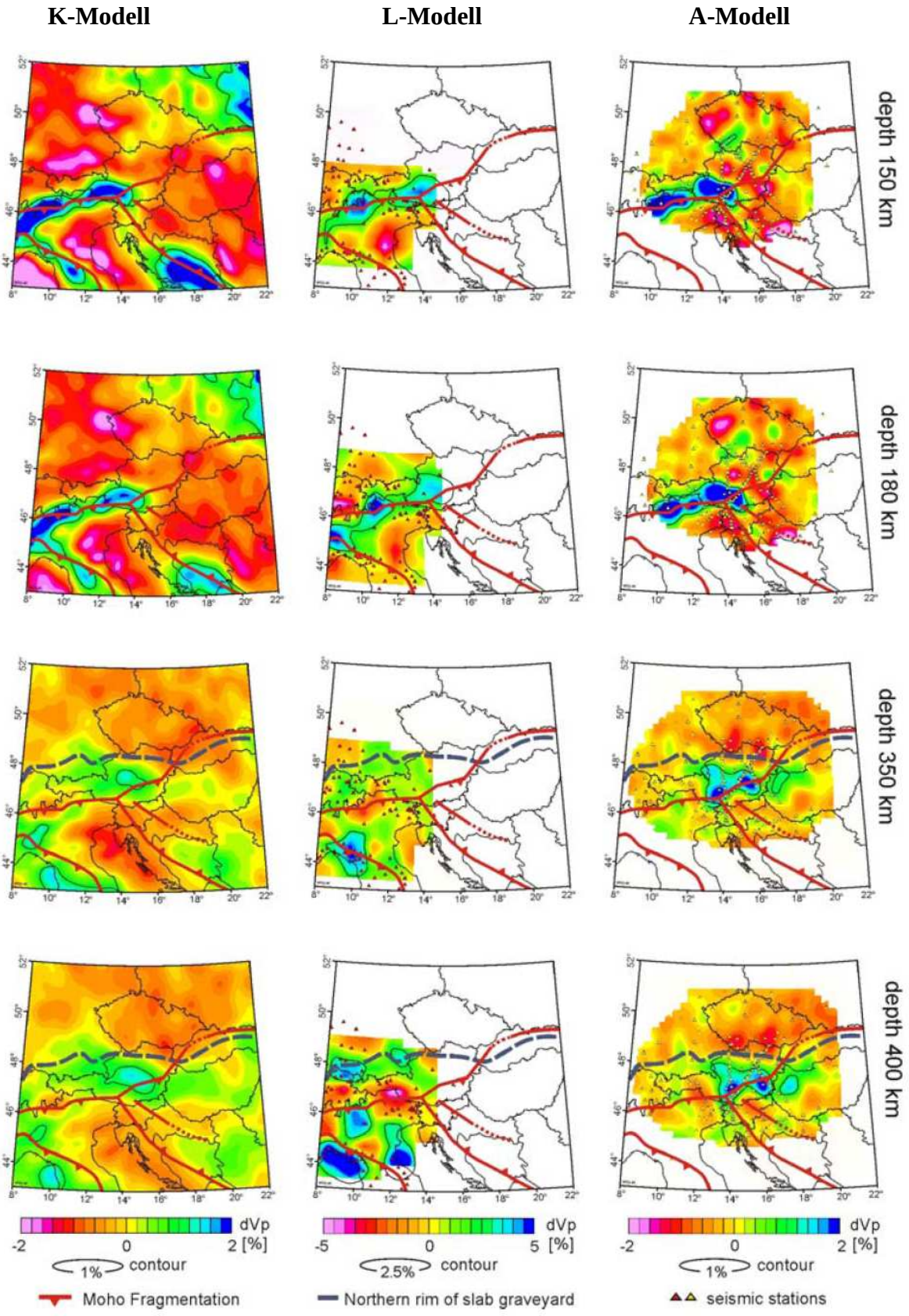


Abbildung 37. Horizontalschnitte durch den oberen Erdmantel (K-, L- und A-Modell); rote Linien: Moho-Fragmentierung; scharze Linie: nördl. Begrenzung des Plattenfriedhofs

Zusätzlich zu den Horizontalschnitten wurden Profile durch die drei Modelle gelegt. Die Positionen der fünf Profile werden in Abbildung 38 gezeigt. Überlagert wurden Topographie und die Fragmentierung der Moho. Für das L-Modell können auf Grund des unterschiedlichen Modellbereichs nur die Profile P1, P2, P3 und P5 dargestellt werden und zwar bis in eine Tiefe von 400 km. Profil P5 erstreckt sich von Nordost nach Südwest und stimmt mit dem Profil C aus der Arbeit von Lippitsch et al. (2003) überein, dessen Abbildung zu der Annahme führte, dass im westlichen Bereich des Tauernfensters zwischen dem 11. und dem 12. Längengrad eine Änderung der Subduktionsrichtung auftritt. Die südwärts gerichtete Neigung des Slabs in den Westalpen deutet auf europäische Lithosphäre hin, die unter der Adriatisch-Apulischen Platte subduziert wird. Im Bereich der Ostalpen wurde ein nach Norden abtauchender Slab identifiziert, der der adriatischen-apulischen Lithosphäre zugeordnet wurde. Kinematische Erklärungen hierfür finden sich bei Stampfli et al. (1998) und bei Wortmann et al., (2001). Die Ergebnisse der Tomographie von Lippitsch et al. (2003) haben weitere tektonische Modelle der Alpen stark beeinflusst (Schmid et al., 2004 und 2008, Kissling et al., 2006, Ustaszewski et al., 2008), wobei in den Arbeiten die Ergebnisse so interpretiert werden, dass Teile des Vadar oder des Meliata Ozeans, die sich ursprünglich im Südosten des Austroalpins befanden, nach Norden subduzierten und dadurch adriatische kontinentale Lithosphäre gezwungen wurde, unter das Austroalpin zu subduzieren.

Ein Vergleich der Profile (P1, P2, P3, P5) dieser drei Modelle bestätigt die Existenz des EAS, östlich des Profils P2 gibt es aber keine Übereinstimmung mit dem L-Modell. Das K-Modell hingegen stimmt auch weiterhin mit dem A-Modell überein. Der EAS im L-Modell scheint entlang der Profile P3 und P5 mit der adriatischen Moho in Verbindung zu stehen. Bei den beiden anderen Modellen ist der Slab mit der europäischen Moho in Zusammenhang zu sehen. Entlang der Profile P1 und P2, die an der Grenze zwischen den West- und den Ostalpen bzw. durch das zentrale Tauernfenster verlaufen, erscheint der Slab steil nach Süden bzw. vertikal geneigt. Im Widerspruch zu den Ergebnissen des A- und des K-Modells stehen die Ergebnisse des L-Modells entlang der Profile P3 und P5. In den ersteren Modellen präsentiert sich der Slab weiterhin in Verlauf und Ausdehnung ähnlich, im L-Modell jedoch taucht er ausgehend von der adriatischen Moho bis in eine Tiefe von 230 km mit rund 60° nach Nordosten ab (siehe Profil P5). Auf Grund der reduzierten Ausdehnung des L-Modells werden möglicherweise tieferliegende Anomalien in die oberen Schichten projiziert und führen so zu einer Veränderung der Abbildung. Die Möglichkeit einer Projektion von tiefergelegenen Anomalien wird in der Arbeit von Lippitsch et al. (2003) beschrieben.

Der DAS zeigt sich nur im A- und im K-Modell entlang der Profile P3, P4 und P5. Den kontinuierlichen Übergang des DAS zum Plattenfriedhof (zwischen 400 km und 500km) zeigt sich in Profil P3 am deutlichsten. Besser zu erkennen ist er hingegen im K-Modell.

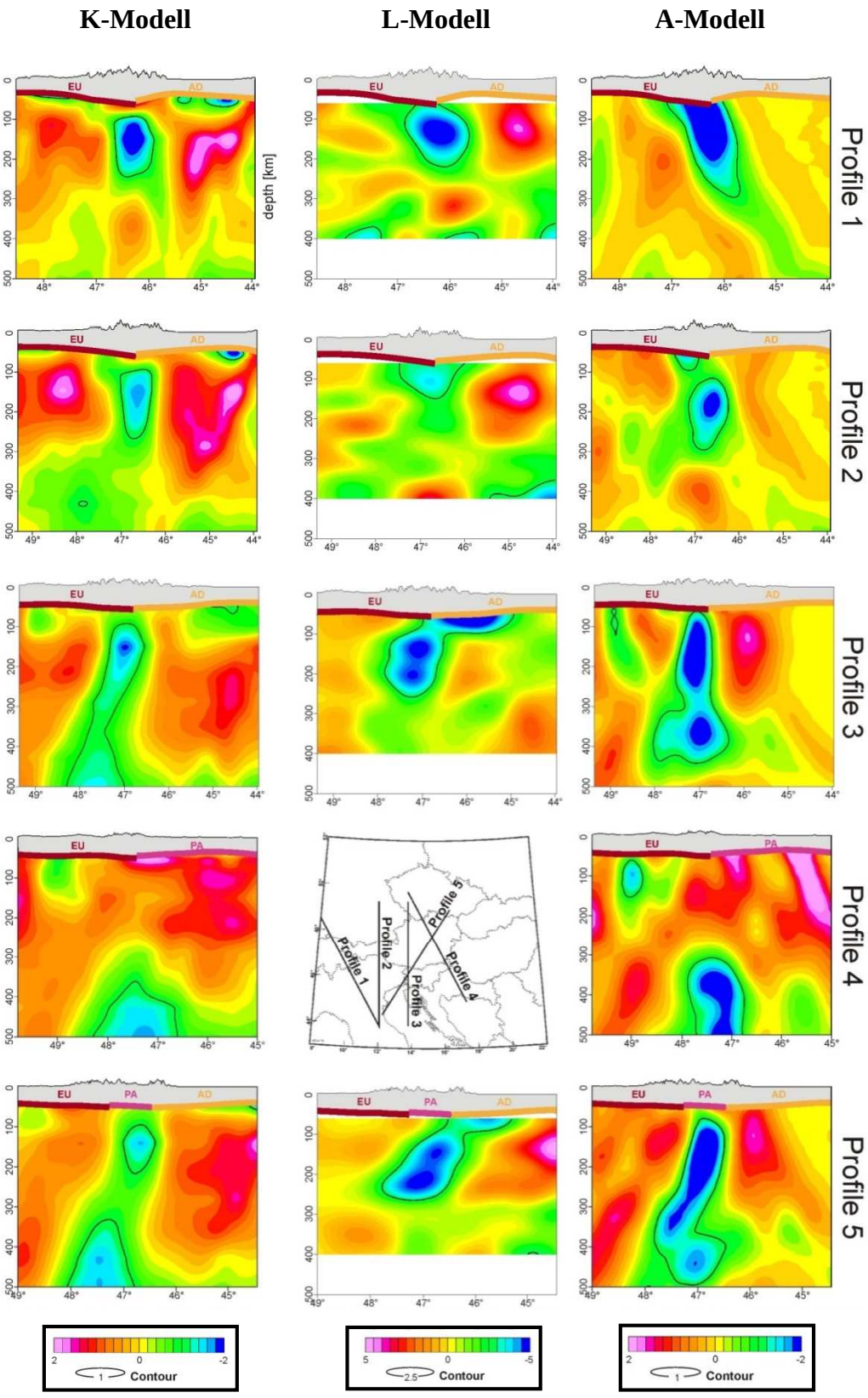


Abbildung 38. Profile durch den oberen Erdmantel (K-, L- und A-Modell) inklusive Moho-Fragmentierung

Zusammengefasst wird festgestellt, dass alle drei Modelle qualitativ identische Ergebnisse bis zum Ostrand des Tauernfensters liefern. Eine Zone erhöhter seismischer Geschwindigkeit, die sich bis in eine Tiefe von 250 km erstreckt, kann in allen Modellen identifiziert werden. Es handelt sich hierbei um einen Bereich der europäischen Lithosphäre, der entlang des gesamten Alpenbogens unter die adriatische Mikroplatte subduziert. Weiter im Ostenzeigen die Abbildungen des K- und des A-Modells im Gegensatz zum L-Modell eine Fortsetzung des EAS. Ein Vergleich mit den Ergebnissen des Carpathian Basin Projects (CBP) lässt ebenfalls die Ausdehnung des EAS im östlichen Modellbereich erkennen (Dando, 2010). Horizontalschnitte durch das K-, das A- und das C-Modell von Dando in 150 km Tiefe werden in Abbildung 39 gezeigt. In der Abbildung ist die östliche Modellgrenze von Lippitsch et al. (2003) eingezeichnet. Eine Umkehrung der Subduktionsrichtung wie in der Arbeit von Lippitsch et al. (2003) beschrieben, kann aus diesen Schnitten nicht abgeleitet werden.

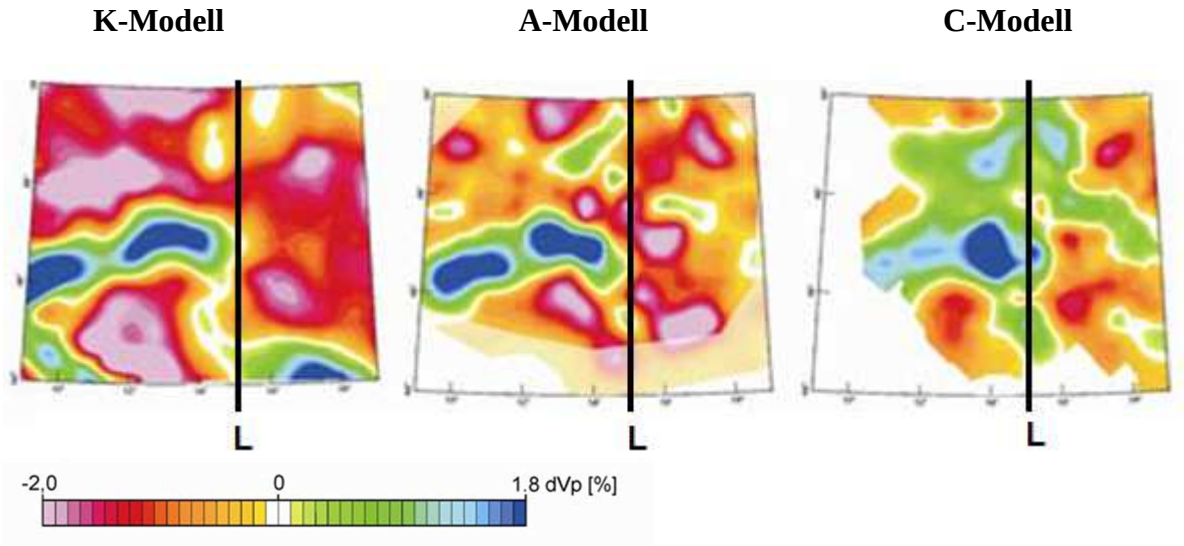


Abbildung 39. Vergleich von Horizontalschnitten der K-, A- und C-Modelle in einer Tiefe von 150km relativ zu AK-135

Ab einer Tiefe von 300 km macht sich sowohl im A- als auch im K-Modell eine weitere Zone erhöhter Geschwindigkeit bemerkbar. Dieser Bereich kann auch im C-Modellidentifiziert werden. Abbildung 40 zeigt einen Horizontalschnitt in einer Tiefe von 360 km durch alle drei Modelle. Eine mögliche Erklärung für das Auftreten der Geschwindigkeitsanomalie liefert die Arbeit von Wortel & Spakman, (2000), die den Bereich mit dem subduzierten penninischen Ozean in Verbindung bringt, der nach der Kollision der adriatischen Mikroplatte und der

europäischen Platte vor rund 30 Ma abgebrochen ist und dann im Zuge eines Rollbacks ins Grundgebirge der Karpathen eingelagert wurde.

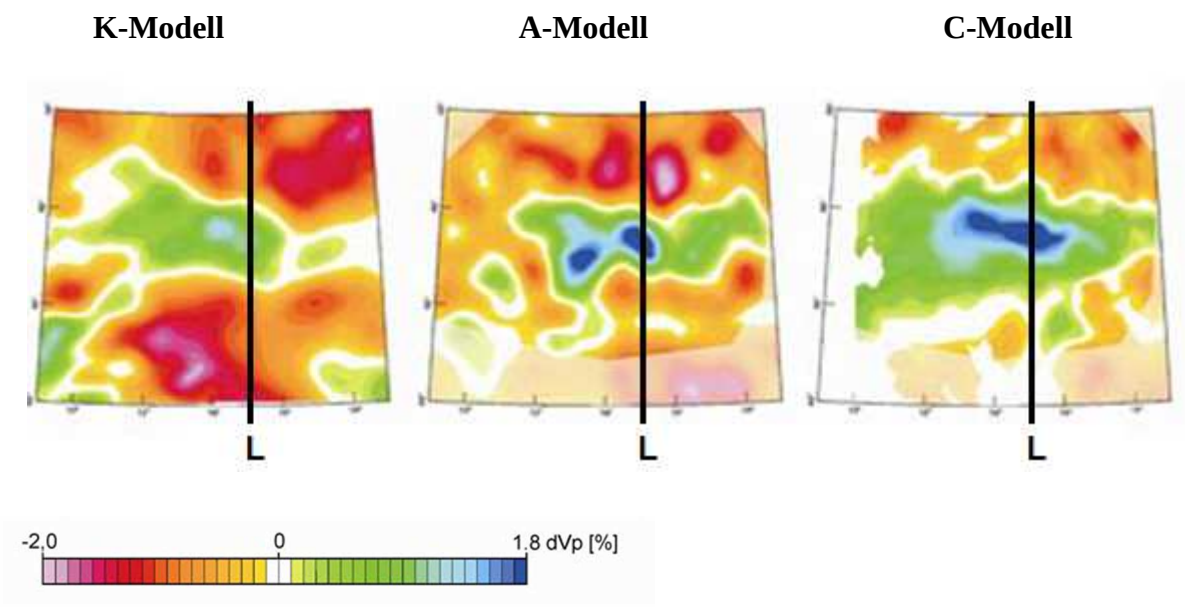


Abbildung 40. Vergleich von Horizontalschnitten der K-, A- und C-Modelle in einer Tiefe von 300 km relativ zu AK-135

Aus den drei Modellen wurde für weitere Untersuchungen und Interpretationen ein normalisiertes, gewichtetes Mittel gebildet – das ACK-Modell (Brückl et al., 2012). Es ist sehr gut zu erkennen, dass das östliche Ende des EAS mit der Triple-Junction des europäischen – adriatisch-apulischen – pannonischen Fragments zusammenfällt. Östlich der Triple-Junction kann keine Fortsetzung des EAS entlang der Grenze zwischen dem europäischen und dem pannonischen Fragment beobachtet werden. Im Bereich der Grenze zwischen den beiden Fragmenten dominieren Strike-Slip-Verschiebungen von der Triple-Junction bis zu den Westkarpathen, die auf die laterale Extrusion des pannonischen Fragments nach Osten und Nordosten zurückgeführt werden (Ratschbacher et al., 1991a, b).

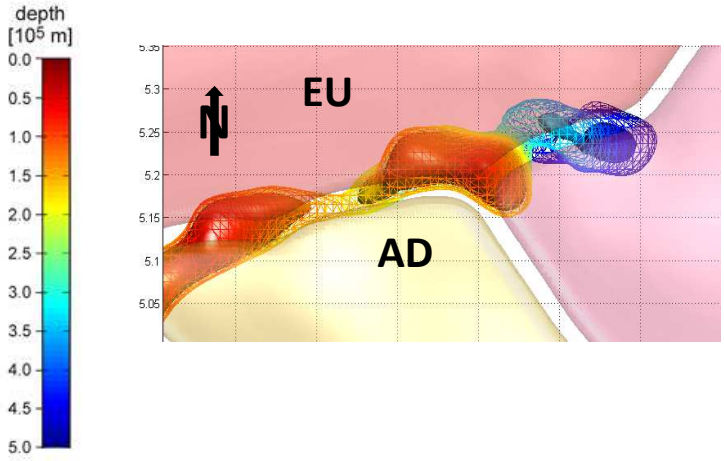


Abbildung 41. ACK-Modell (Brückl et al., 2012)

6.5. Interpretation

Die von Brückl et al. (2007) und von Behm et al. (2007) zusammengestellten Informationenüber die im Untersuchungsgebiet vorhandene Fragmentierung der Moho und die Existenz einer Triple-Junction wurde im Zuge weiterer Studien von Brückl et al. (2010) mittels elastischer Plattenmodellierung bestätigt und mit aktiven tektonischen Prozessen in Zusammenhang gebracht. In letzterer Arbeit wurde eine Subduktion der europäischen Platte(EU) unter die adriatisch-apulische Platte (AD) und unter das pannonische Fragment (PA) in Nord-Süd-Richtung und eine Unterschiebung des adriatisch-apulischen Mantels unter das pannonische Fragment von Südwest nach Nordost interpretiert. Erweitert durch die vorliegenden Informationen für eine Tiefe bis 500 km im Rahmen der vorliegenden Arbeit ermittelt und mit diesen wurde von Brückl et al. (2012) das ACK-Modell abgeleitet. Eine graphische Zusammenstellung dieser Komponenten wurde in der Arbeit von Guterch et al. (2015) veröffentlich und ist hier in Abbildung 42 zu sehen. Die Konturen der Geschwindigkeitsanomalie von 1,4 % relativ zum AK-135-Modell für denn EAS in einer Tiefe von 180 km sind in der Abbildung auch dargestellt.

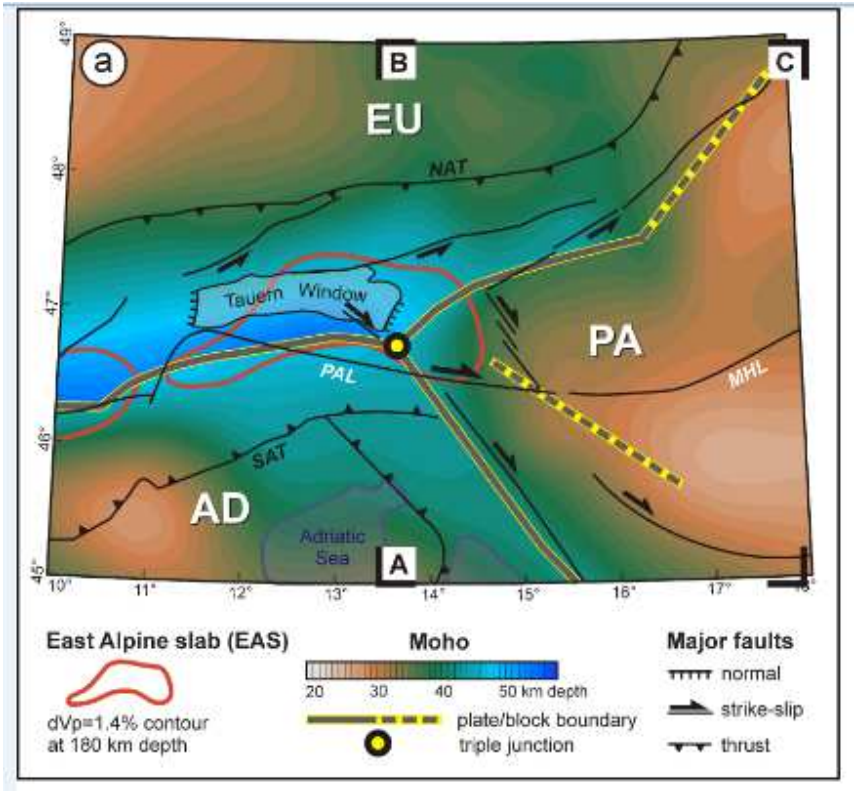


Abbildung 42. Mohokarte mit tektonischen Platten und Triple-Junction; die dv_P-Konturlinie 1,4% (Tiefe 180 km) des EAS ist gekennzeichnet (Guterch et al., 2015)

Basierend auf den gewonnenen Informationen wurde von Brückl et al. (2012) ein tektonisches Modell erstellt, das die heutige Struktur des lithosphärischen Erdmantelsim Ostalpenraum seit der Kollision zwischen AD und EU zu erklären versucht. Die wichtigsten Randbedingungen des Modells sind die Diskontinuitäten der Moho, das pannonische Fragment und die Triple-Junction EU-AD-PA. Abbildung 43 zeigt die Rekonstruktion der tektonischen Prozesse seit dem ersten Kontakt der europäischen mit der adriatisch-apulischen Mikroplatte im Eozän, der sich südlich des heutigen Tauernfensters befindet, die im Zuge der großräumigen Konvergenz zwischen Afrika und Europa stattgefunden haben. Die Begrenzung zwischen der europäischen Platte und dem penninischen Ozean wurde wiederhergestellt, indem die EAS von sub-vertikal nach horizontal gedreht wurde. Dabei stellte die Adriatisch-Apulische Mikroplatte, die vor 30 Ma noch mit ALCAPA (Sammelbegriff für die Ostalpen, die Karpathen und das pannonische Beckens aufgrund einer ähnlichen Lithologie und Stratigraphie) in Zusammenhang stand, den aktiven Rand des subduzierenden penninischen Ozeans dar. Paleogeographische Orte der wichtigsten Ostalpinen Einheiten nach Frisch et al. (2000) und Linzer et al. (2000) wurden den tektonischen Einheiten in der Abbildung überlagert.

Beim Übergang vom Oligozän zum Miozän erfolgte die Schließung des penninische Ozeans und es wird angenommen, dass zu diesem Zeitpunkt der Break-Off des ozeanischen Slabs auftritt. In diesem kurzen Zeitraum umfasste die adriatisch-apulische Mikroplatte das heutige adriatische Vorland, die Dinariden, die Tisza-Einheit und ALCAPA. Bedingt durch die Aktivierung des Periadriatischen Lineaments (PAL) bewegte sich ALCAPA dextral zur adriatischen Mikroplatte in Form einer Strike-Slip-Bewegung und die Triple-Junction wandert entlang der PAL mehr als 100km nach Osten.

Im Pliozän vereinigen sich ALCAPA, die Tisza-Einheit und die Dinariden zum pannonischen Fragment. Der adriatische Mikrokontinent, das pannonische Fragment und die europäische Plattform nehmen ihre heutige Position ein. In Zusammenhang mit der fortschreitenden Verlagerung der Triple-Junction steht die laterale Extrusion der ostalpinen Kruste nach Osten.

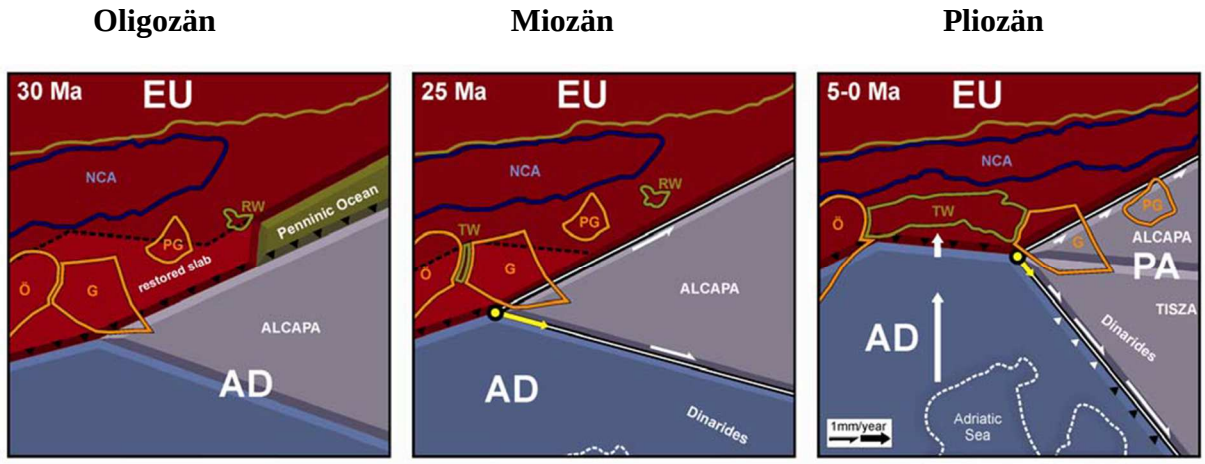


Abbildung 43. Rekonstruktion der tektonischen Prozesse im Oligozän, Miozän und Pliozän (Brückl & Hammerl, 2014)

7. TESTS MIT SYNTHETISCHEN MODELLEN

Die Durchführung synthetischer Tests, die Information über die Datenauflösung und die Erkennung von Artefakten ermöglicht (Kissling et al., 2001), ist im Zuge einer tomographischen Inversion von großer Wichtigkeit. Für synthetisch generierte 3-D Modelle, die eine a priori bekannte Struktur darstellen, werden unter Verwendung desselben Raytracing-Algorithmus Laufzeiten für die tatsächlich registrierten Events und Stationen gerechnet und invertiert (Husen & Kissling, 2000; Haslinger & Kissling, 2000). Die Fähigkeit der tomographischen Methode zur Reproduzierbarkeit des ursprünglichen Modells gibt Hinweise auf die Sensitivität der Methode und die Wahl der ursprünglichen Geometrie und Regularisierungsparameter.

7.1. Quadermodell

Zum Testen des ALPASS - Datensatzes wurde im ersten Schritt ein synthetisches Daten in Form eines Quaders, der sich im Bereich zwischen 12° bis 14° Länge und 46° bis 48° Breite erstreckt, erstellt. Definiert wurde dieser in der Tiefe zwischen 60 und 300 km durch Überlagerung einer Geschwindigkeit von 200 m/s in Relation zum Hintergrundmodell (AK-135-Modell). Aus dem so generierten 3-D Modell wurden zunächst durch Vorwärtsmodellierung synthetische Laufzeiten berechnet. Die zusätzliche Überlagerung der Laufzeiten mit einem Gaußschem Fehler von $\sigma = 0.2$ sec resultierte in einem realistischen Datenset für die Inversion, die mit denselben Inversionsparameter der ursprünglichen Modellierung durchgeführt wurde.

Abbildung 44 zeigt einen Horizontalschnitt des Modells, wobei die Anomalie blau dargestellt wurde. Die Inversionsresultate in ausgewählten Tiefen sind in Abbildung 45 zu sehen. Das Maximum der rekonstruierten Amplitude mit rund 200 m/s findet sich in 200 km Tiefe. Abbildung 46 zeigt, dass aufgrund der nahezu vertikal einfallenden Strahlwege im Ergebnis der teleseismischen Tomographie eine gute laterale Auflösung erzielt wird, jedoch werden Anomalien in vertikaler Richtung stärker verschmiert. Noch in 350km Tiefe ist die laterale Ausdehnung des Würfels zu erkennen, ab 400km Tiefe kommt es zum Ausschwingen des Modells und Maxima befinden sich außerhalb der Begrenzungen des Modells. Bereits bei dem simplen Modell des Quaders zeigt sich, dass die Interpretation des Ergebnisses in der Vertikalen mit größerer Vorsicht erfolgen muss (Leveque & Masson, 1999).

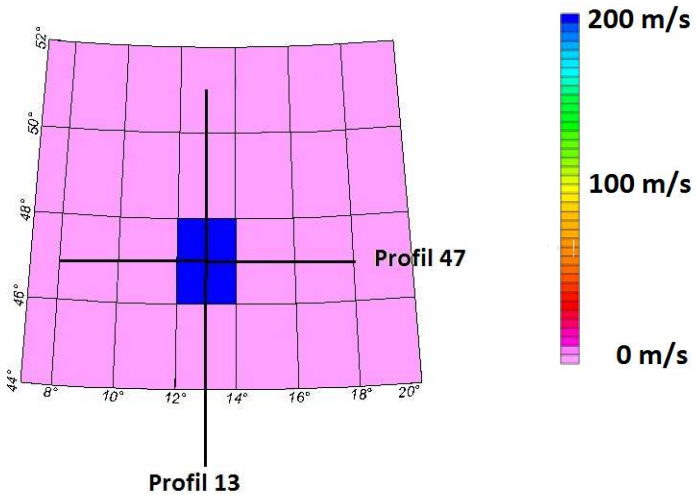


Abbildung 44. Horizontalschnitt des synthetischen Modell eines Quadersin einer beliebigen Tiefe zwischen 60 und 300 km Tiefe

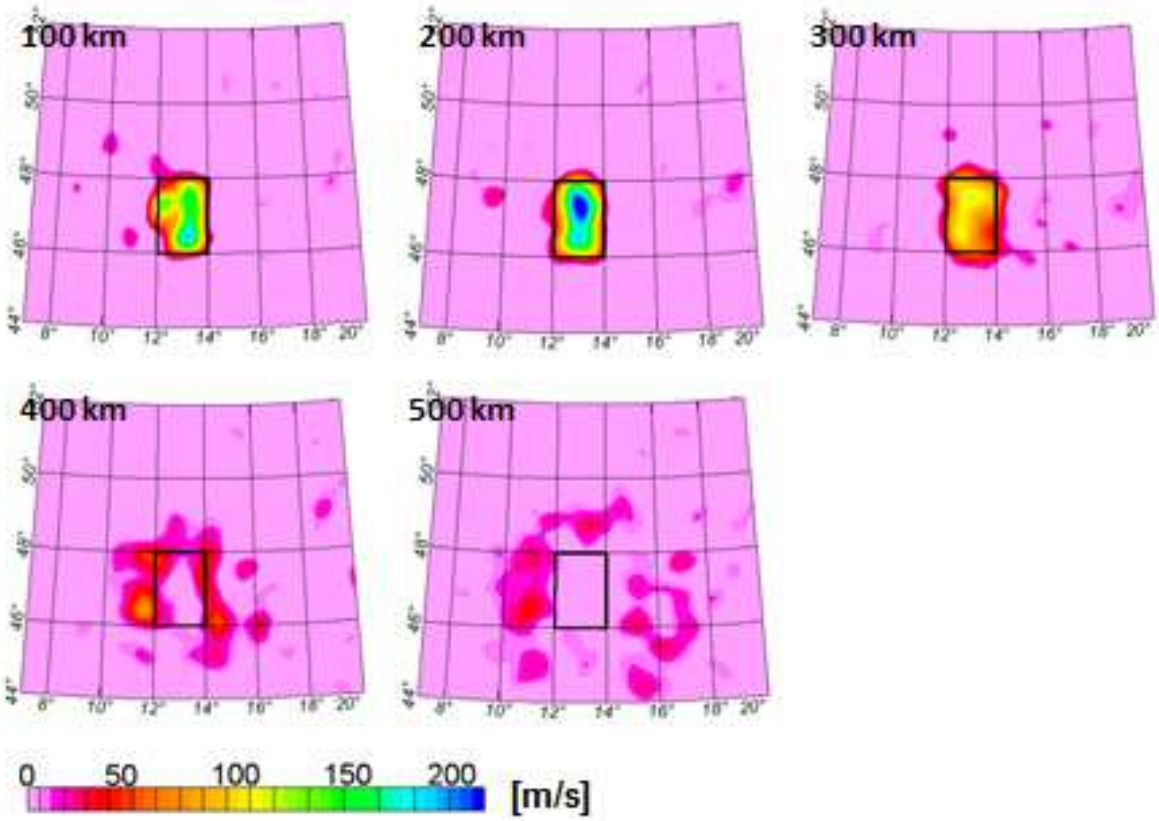


Abbildung 45. Horizontalschnittedurch das Inversionsergebnis zwischen 100 km und 500 km Tiefe

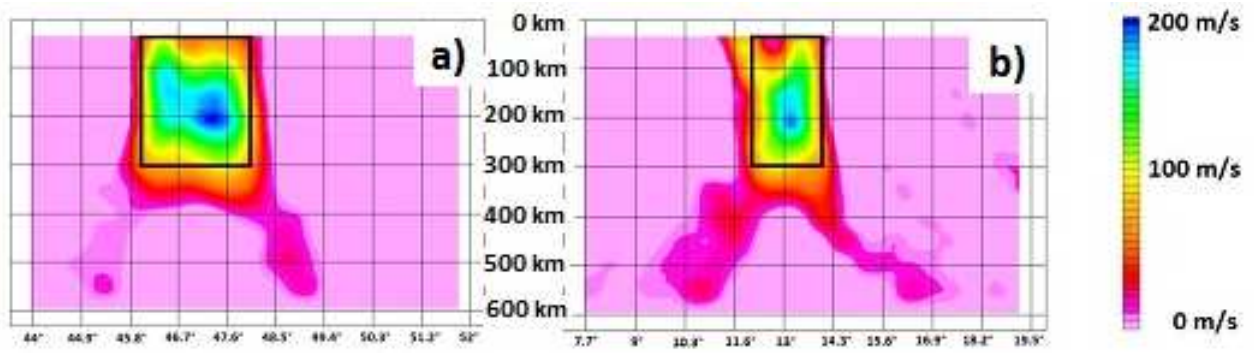


Abbildung 46. Profile entlang des 13.Längengrades (a) und entlang des 47. Breitengrades (b)

7.2. Basismodelle

Für weitere Tests des ALPASS - Datensatzes wurden in einem weiteren Schritt drei Basismodelle konstruiert, deren Konfigurationen von Anomalien den Slab-Begrenzungen des ACK-Modells (Brückl et al., 2012) entsprechen, das durch Synthese der Inversionsergebnissen des ALPASS - (Mitterbauer et al., 2010), des CBP- (Dando et al., 2011) und des Koulakov-Modells (Koulakov et al., 2009) generiert wurde (Abbildung 47).Die positive Anomalie in 150 km Tiefe zeigt den EAS, die in 360 km Tiefe den DAS.

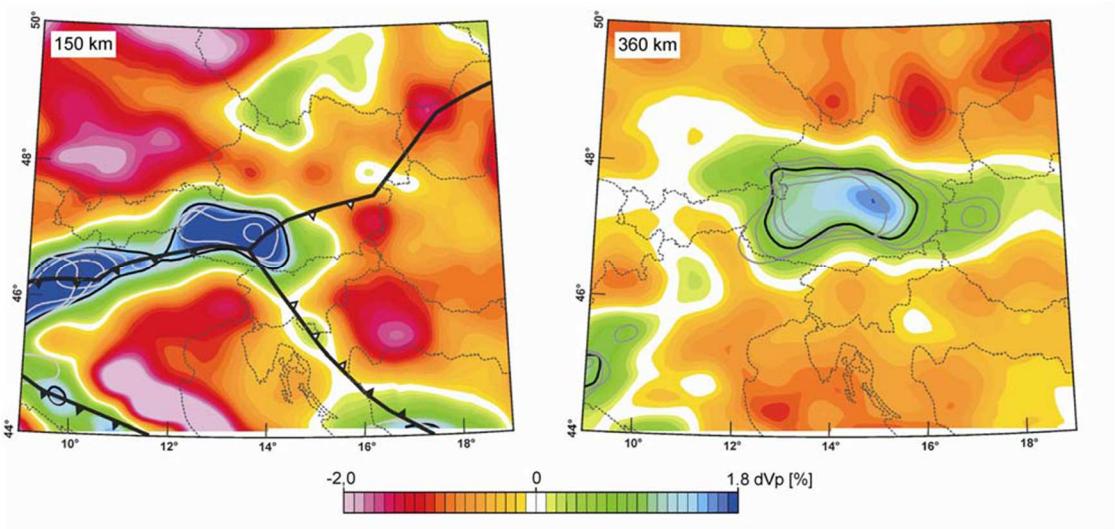


Abbildung 47. Geschwindigkeitsstruktur des ACK-Modells in 150 km und 360 km Tiefe; überlagert sind die Konturen dv_P=1.5% (150 km) und dv=1% (360 km) in Schwarz. Die grauen Linien stellen die Konturlinie des Slabs in andern Tiefen dar (Brückl & Hammerl, 2014)

Aus dem in Abbildung 47 gezeigten ACK-Modell wurden durch Digitalisierung der Slab-Begrenzungen zwei Varianten oberflächennaher Slabs (siehe Abbildung 48a und 48b), die

sich in einer Tiefe zwischen 60 und 250 km befinden (Modell A und Modell B) und ein tiefergelegener Slab (Abbildung 48c), der in einer Tiefe zwischen 350 und 450 km liegt (Modell C), gewonnen. Für die Begrenzung des zusammenhängenden seichten Slabs (Modell A) und für den tiefen Slab (Modell C) wurde die relative Geschwindigkeitskontur von 1.25% als Begrenzungslinie herangezogen, für die Begrenzung der zwei getrennten seichten Slabs (Modell B) die Konturlinie mit 1.5%. Innerhalb des digitalisierten Bereichs wurde eine Geschwindigkeitsanomalien in der Größenordnung von 300 m/s dem AK-135-Modell überlagert. Zusätzlich zur Position und Ausdehnung der einzelnen Modelle kann Abbildung 48 auch die Lage ausgewählter Profile entnommen werden. Profil I liegt in Richtung der Längsachse der seichten Slabs, Profil II in Richtung der Längsachse des tieferen Slabs. Durch unterschiedliche Kombinationen dieser Modelle kann untersucht werden, ob mögliche Verbindungen zwischen den Slabs bestehen.

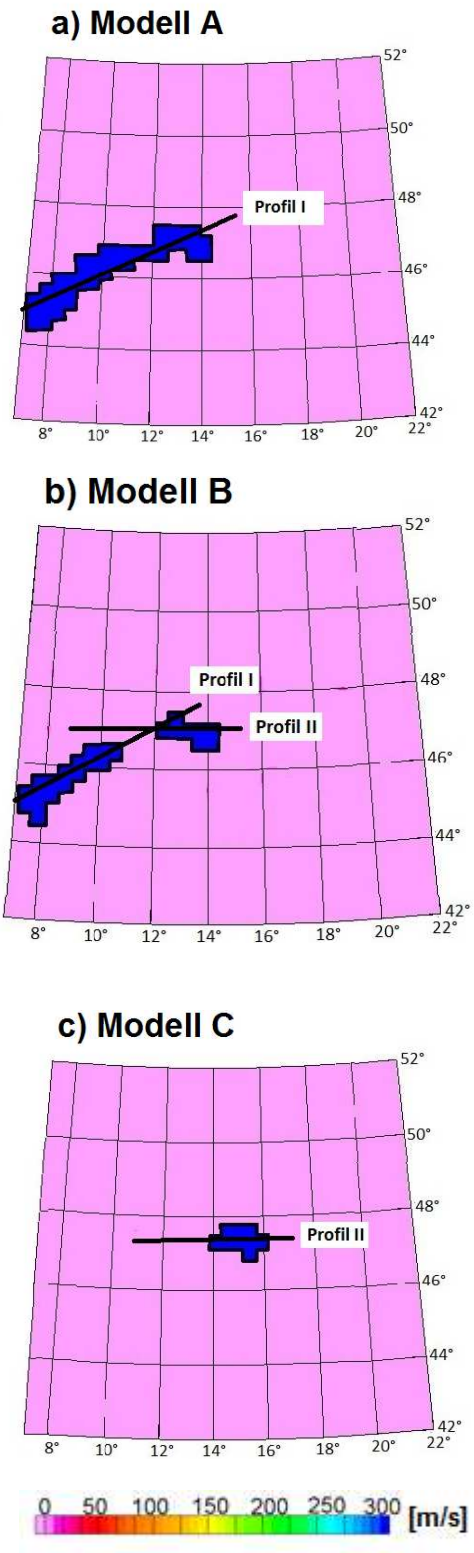


Abbildung 48. Drei synthetische Modelle A, B,C –
seichter, zusammenhängender Slab (a), zwei seichte Slabs (b) zwischen 60 und 250 km Tiefe,
tiefer Slab (c) zwischen 350 und 450 kmTiefe

Im Folgenden werden Horizontalschnitte der Modellierungsergebnisse und ausgewählte Profile gezeigt. Die folgenden Abbildung 49 und 50 zeigen Horizontalschnitte der Ergebnisse der Inversionen der Modelle A und B. Bei Modell A handelt es sich um einen zusammenhängenden, oberflächennahen Slab, bei Modell B um zwei getrennte Slabs. Das Inversionsergebnis von Modell A zeigt, dass das Inversionsergebnis als zusammenhängender Slab interpretiert werden kann, jedoch wird im Bereich zwischen dem 11. und dem 12. Längengrad ein Minimum ausgebildet, was sich wahrscheinlich auf die Breite des Slabs in diesem Bereich zurückführen lässt. Die Inversion von Modell B resultiert eindeutig in der Darstellung zweier isolierter Slabs. Wie bereits bei der Inversion des Quadermodells gezeigt wurde, ist auch in diesen Fällen die laterale Auflösung besser als die vertikale. In einer Tiefe von 250 km findet sich nach der Inversion von Modell A ein Maximum der rekonstruierten Amplitude von 250 m/s im nordöstlichen Bereich und in 300 km Tiefe ist das Modell noch eindeutig im Inversionsergebnis zu erkennen. Ab 350 km sind die Konturen nicht mehr scharf abgebildet und in 400 km Tiefe ist die Anomalie nicht mehr zu sehen (s. Abbildungen 49 und 51a). Modell B hingegen ist nach der Inversion aufgrund der geringeren lateralen Ausdehnung der Anomalien und der reduzierten Breite des Slabs bereits in einer Tiefe von 300 km nur noch schwach ausgebildet (s. Abbildungen 50 und 51b), das Maximum der rekonstruierten Amplitude ist ebenfalls im Nordosten und in einer Tiefe von 200 km zu finden, beträgt allerdings nur noch 200 m/s. In einer Tiefe von 400 km unterscheiden sich die Inversionsresultate der beiden Modelle nur noch geringfügig.

Modell A – Zusammenhängender, seichter Slab

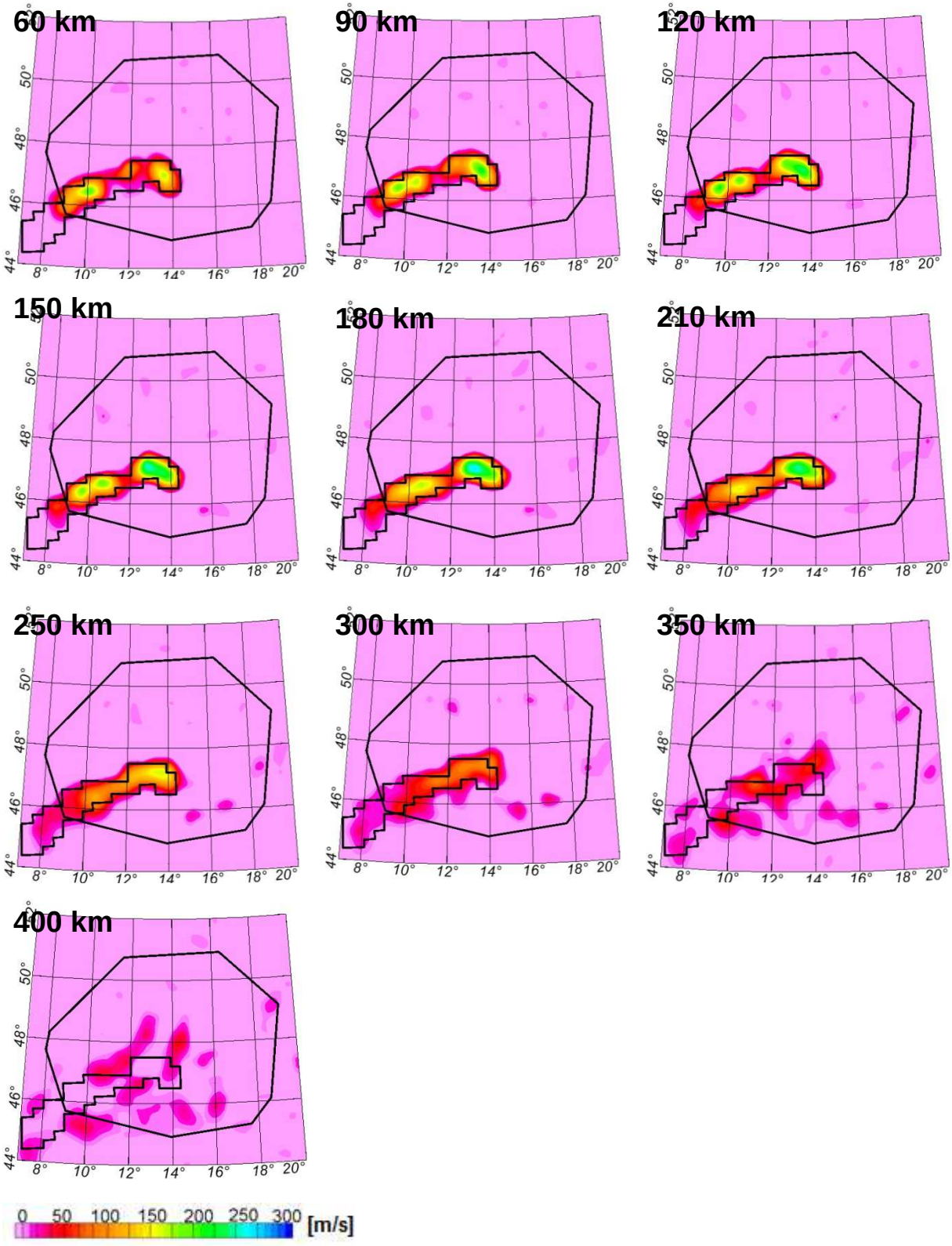


Abbildung 49.Horizontalschnitte durch die Inversionsergebnisse für Modell A zwischen 60 km und 400 km Tiefe

Modell B – Getrennter, seichter Slab

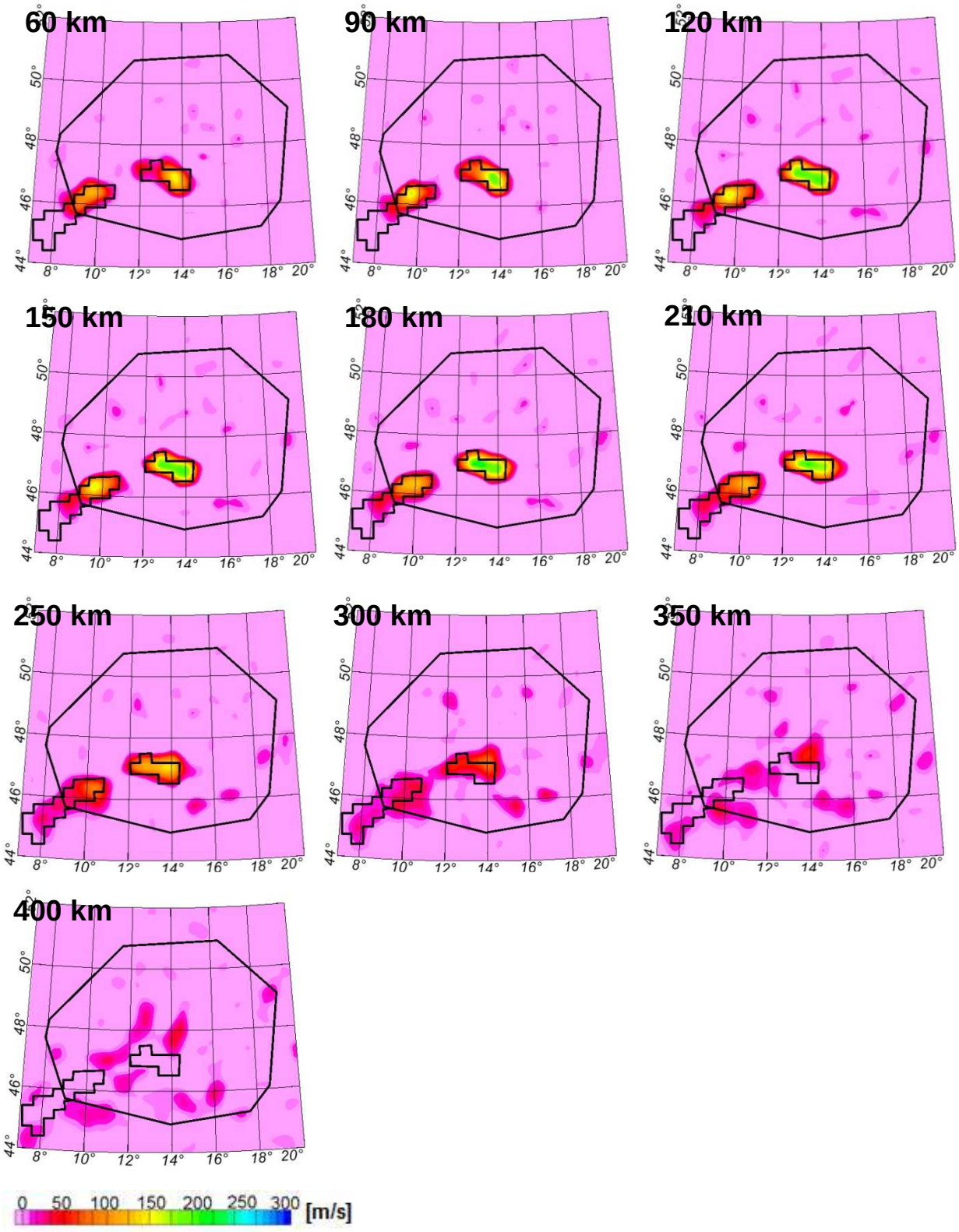


Abbildung 50.Horizontalschnitte durch die Inversionsergebnisse für Modell B zwischen 60 km und 400 km Tiefe

Ein Vergleich der beiden Modelle entlang von Profil I zeigt, dass sowohl bei Modell A als auch bei Modell B das Maximum der rekonstruierten Amplitude im nordöstlichen Modellbereich in einer Tiefe zwischen 100 und 200 km zu finden ist (Abbildung 51). Das Maximum von Modell A beträgt rund 250 m/s, das von Modell B ist schwächer ausgeprägt und beträgt rund 200 m/s. Ebenfalls ist aus dem Profil von Modell B ersichtlich, dass eine Verschmierung in Richtung Nordosten auftritt und im Falle von Modell B das Maximum an der Grenze der Anomalie auftritt.

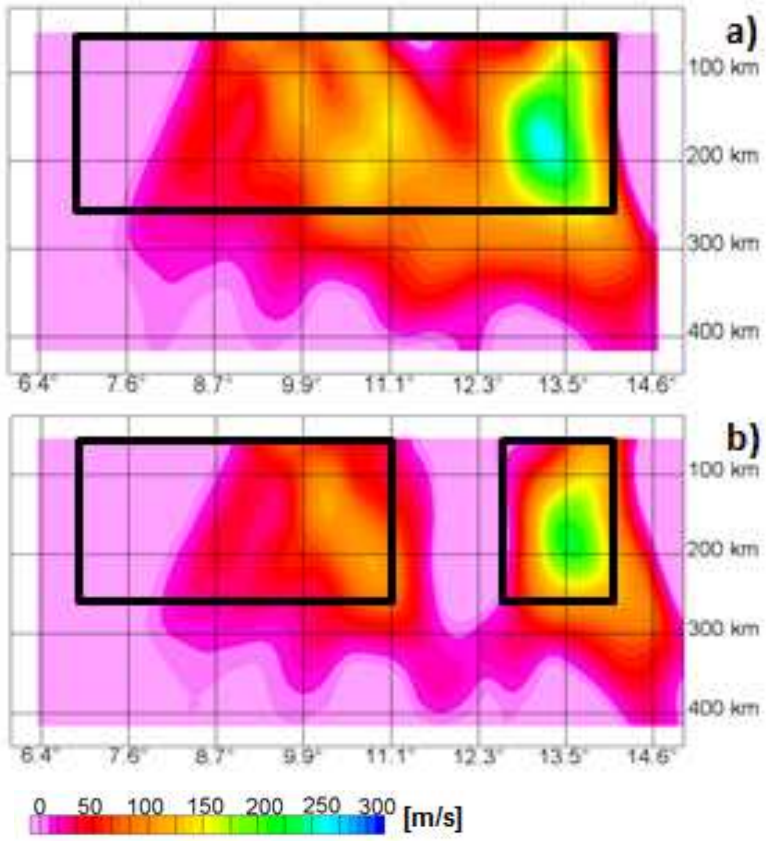


Abbildung 51. Profil I durch die Inversionsergebnisse für Modell A (a)und Modell B (b)

Das Inversionsergebnis für Modell C wurde in Abbildung 52 zusammengestellt. Schnitte werden erst ab einer Tiefe von 200 km gezeigt, wobei in dieser Tiefe der Slab nach der Inversion noch nicht zu erkennen ist. In einer Tiefe von 300 km jedoch sind seine Umrisse bereits deutlich zu erkennen, obwohl das Modell eigentlich erst bei 350 km beginnt. Auch in 500 km Tiefe ist der Slab noch zu sehen, das Maximum der Amplitude des Ergebnisses verlagert sich allerdings in größeren Tiefen in Richtung Osten. Wie auch bei den Inversionsergebnissen der Modelle I und II ist die horizontale Auflösung höher als die vertikale, die Amplitude wird in diesem Bereich schwächer rekonstruiert. Ein Schnitt entlang

von Profil II (Abbildung 53) zeigt, dass sich ihr Maximum in einer Tiefe von 400 km befindet und 120 m/s beträgt. Unschärfen sowohl in Richtung Oberfläche als auch in die Tiefe treten auf.

Modell C – Tiefer Slab

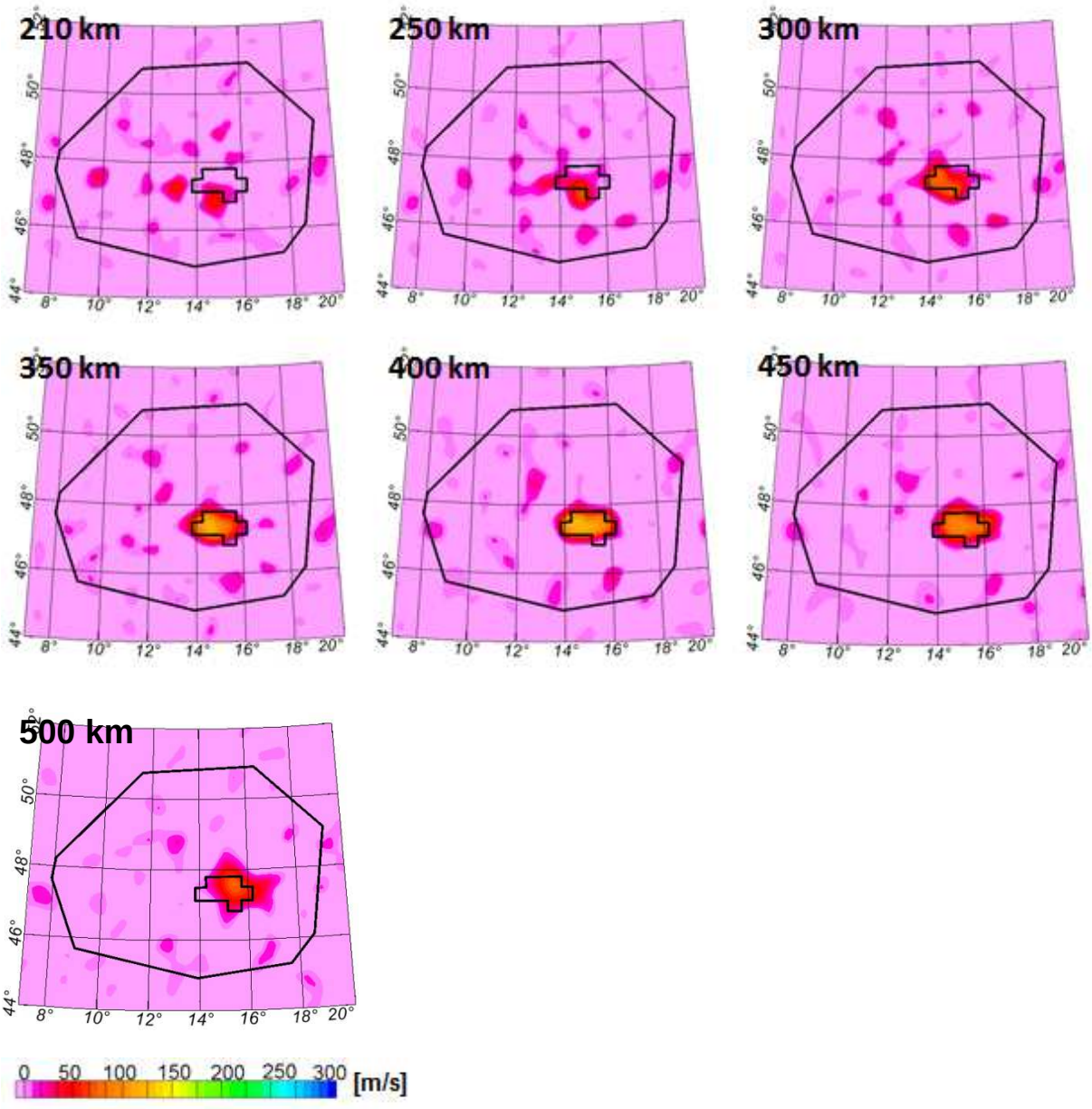


Abbildung 52.Horizontalschnitte durch die Inversionsergebnisse für Modell C zwischen 210 km und 500 km Tiefe

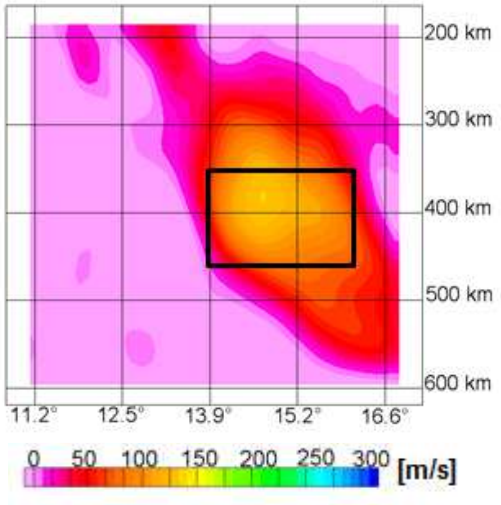


Abbildung 53. Profil II durch Modell C

7.3. Kombination von Modellen

Im Folgenden werden zusammengesetzte Modelle betrachtet. Dazu wurden Kombinationen der Modelle A und C (Modell AC) und der Modelle B und C (Modell BC) der Inversion unterzogen. Horizontale Schnitte durch die beiden Modelle sind in den Abbildungen 54 (Modell AC) und 55 (Modell BC) zu sehen. Bereits aus den Schnitten ist zu entnehmen, dass eine Trennung in oberen und unteren Slab bei beiden Modellvarianten nicht möglich ist. Ab einer Tiefe von 400 km sind keine nennenswerten Unterschiede zwischen den beiden Ergebnissen zu sehen. Wie auch bei den einfacheren Modellen A und B befinden sich die Maxima der rekonstruierten Amplitude beider Modelle in einer Tiefe von 200 km (s. Abbildung 56) und auch die Werte verhalten sich analog (250 m/s bei Modell AC bzw. 200 m/s bei Modell BC). Ein Vergleich der Profile beider Varianten (Abbildung 56 – Profil I, Abbildung 57 – Profil II) zeigt ebenfalls, dass eine eindeutige Unterteilung in oberen und unteren Slab nach erfolgter Inversion nicht möglich ist. In Profil I, das für beide Modelle vorliegt, ist zu sehen dass im Bereich zwischen dem 11. und dem 12. Längengrad die Inversionsergebnisse aufgrund der unterschiedlichen Anomalien stark voneinander abweichen, weiter östlich hingegen erscheint die Struktur ähnlich. Auch die beiden Profile II ähneln sich, sie unterscheiden sich nur in der Größe der rekonstruierten Amplituden (210 m/s für Modell AC, 140 m/s für Modell BC). Ab einer Tiefe von 300 km ist bei den Profilen II für beide Modelle kein Unterschied mehr ersichtlich.

Modell AC – Zusammenhängender, seichter Slab & tiefer Slab

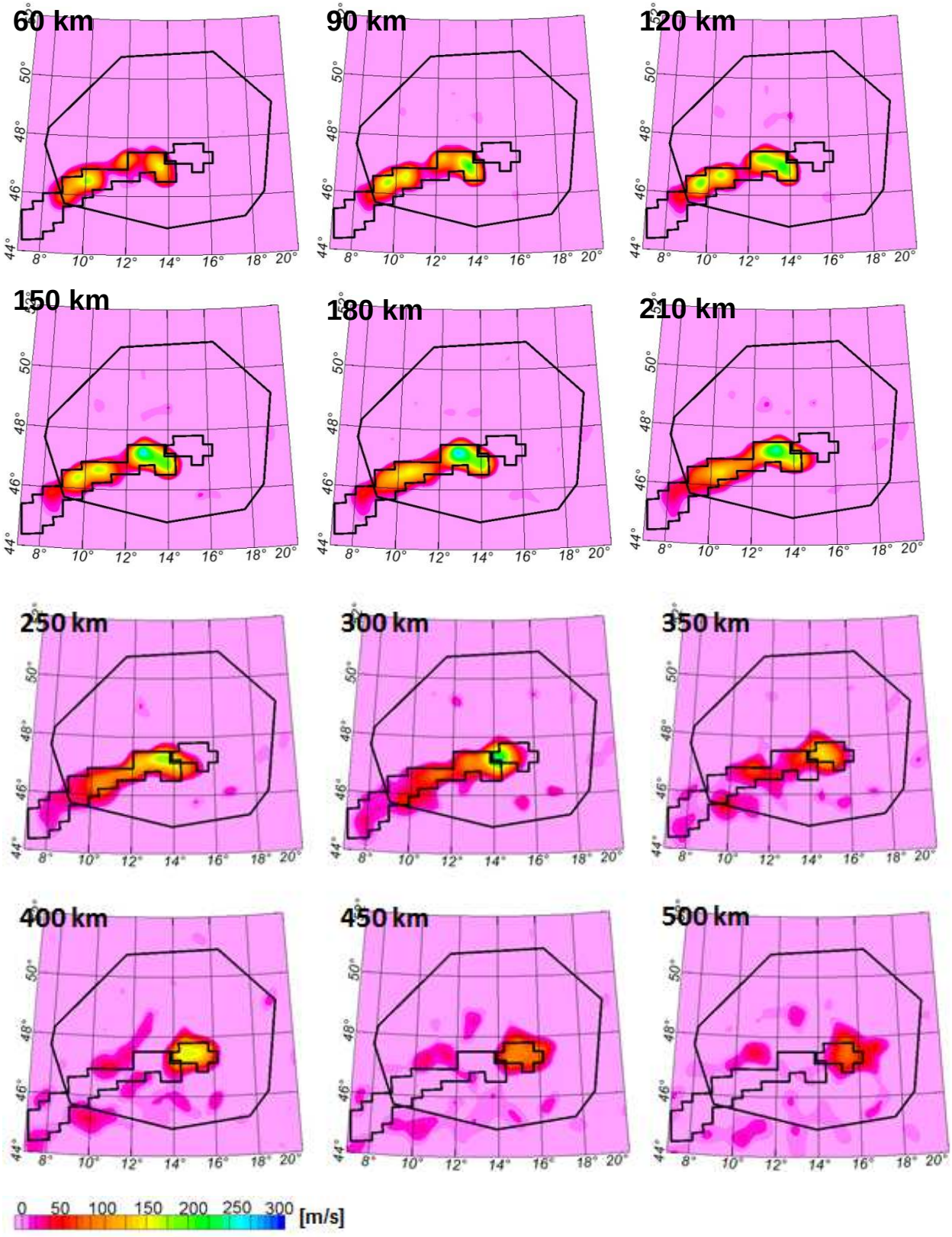


Abbildung 54.Horizontalschnitte durch die Inversionsergebnisse für Modell AC zwischen 60 km und 500 km Tiefe

Modell BC – Getrennter, seichter Slab & tiefer Slab

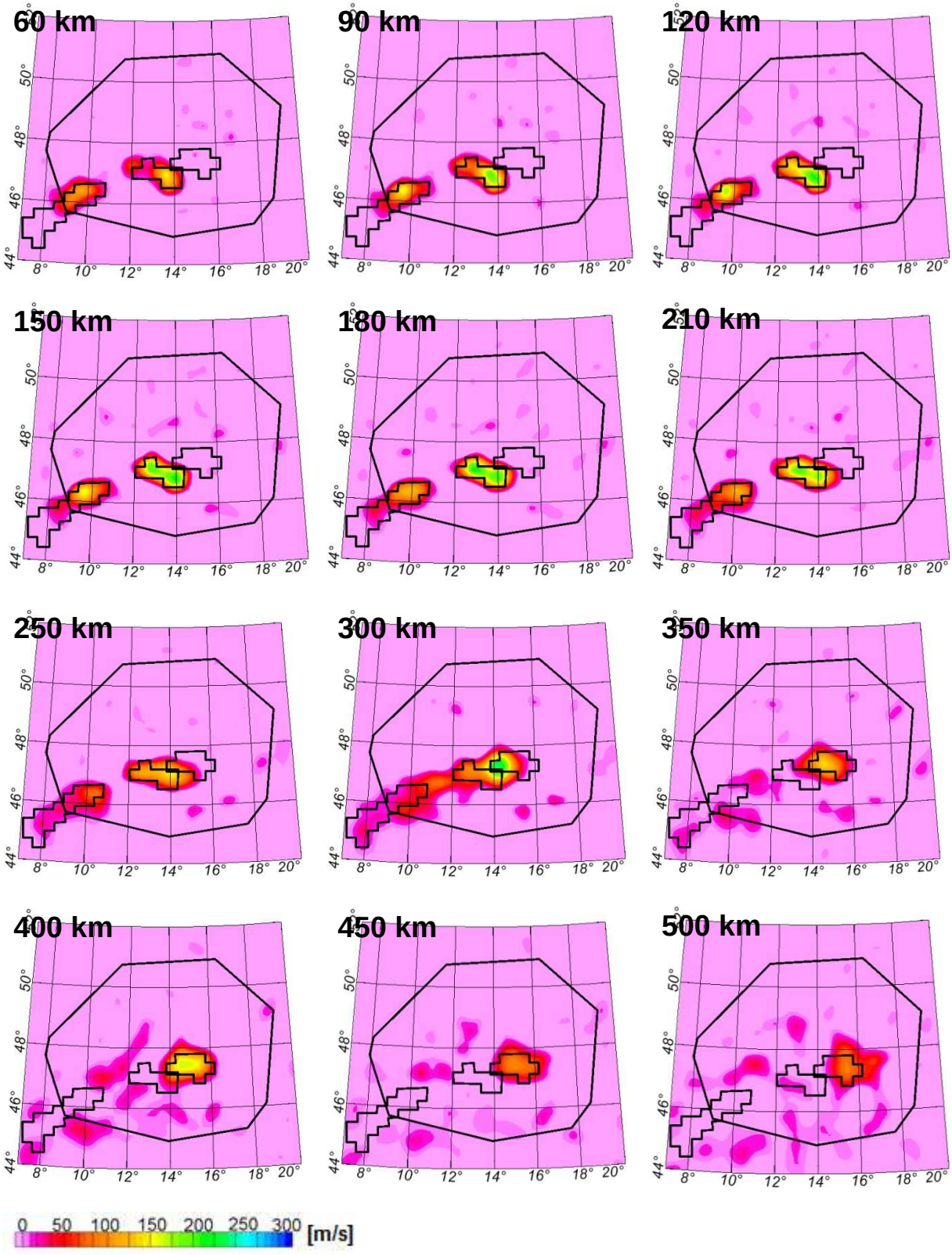


Abbildung 55.Horizontalschnitte durch die Inversionsergebnisse für Modell BC zwischen 60 km und 500 km Tiefe

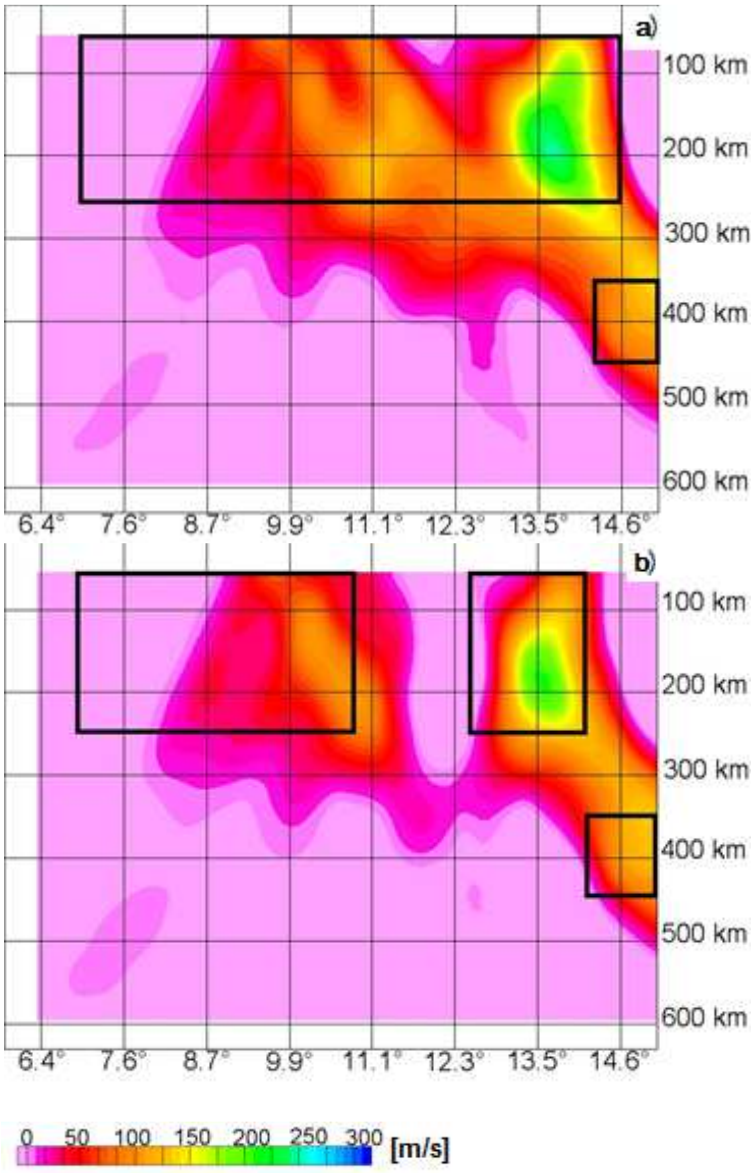


Abbildung 56. Profil I durch Modell AC (a) und durch Modell BC (b)

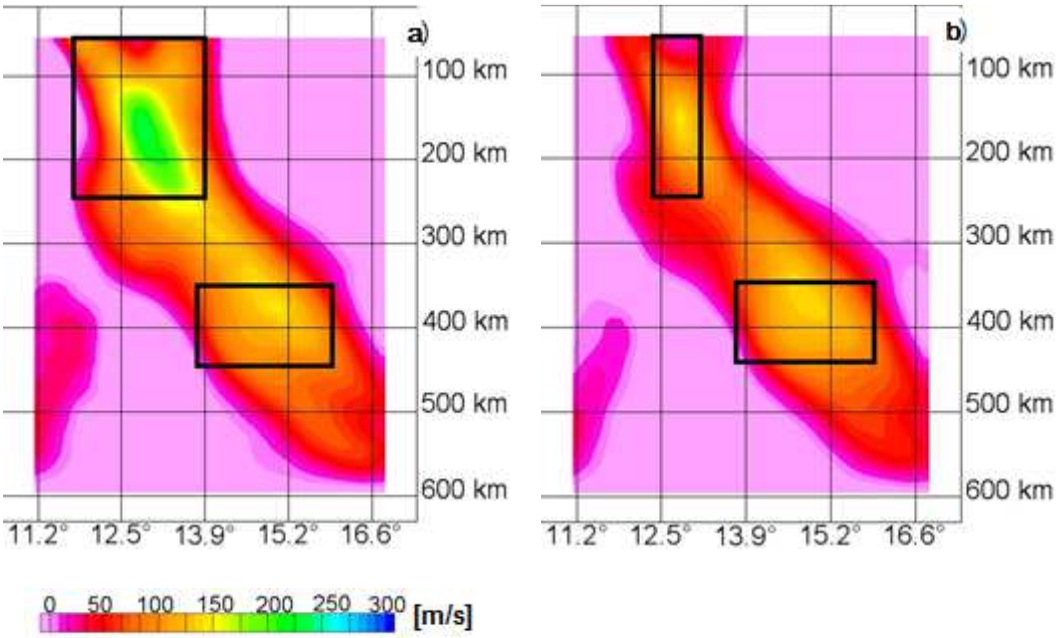


Abbildung 57. Profil II durch Modell AC (a) und durch Modell BC (b)

Um eine mögliche Verbindung zwischen dem EAS und DAS zu untersuchen, wurde eine zusätzliche Verbindung in der Tiefe zwischen 250 km und 350 km modelliert (Abbildung 58). Ihre Dimensionen sind in Abbildung 58 zu sehen. Innerhalb der Verbindung wurde dieselbe Geschwindigkeitsanomalie (300 m/s), die auch für die einzelnen Slab-Modelle verwendet wurde, dem AK-135-Modell überlagert. Erneut wurden das Modelle AC allerdings unter Berücksichtigung der Verbindung der Inversion unterzogen. Im Folgenden werden nur mehr die Schnitte, die entlang der beiden Profile durchgeführt wurden, gezeigt. Sowohl in Profil I als auch in Profil II ist zu sehen, dass die Verbindung mit rund 200 m/s wiedergegeben wird (Abbildung 59) und dass im Gegensatz zu den Profilen der bereits gezeigten kombinierten Modelle ohne Verbindung, die Verbindung hier eindeutig zu erkennen ist. Allerdings kann basierend auf diesem Test keine eindeutige Aussage über eine möglicherweise schwache Verbindung zwischen den beiden Slabs getroffen werden.

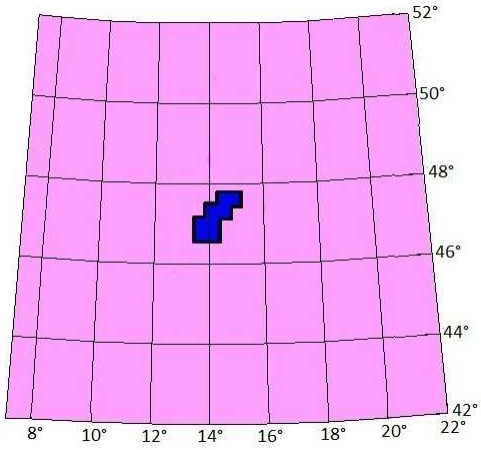


Abbildung 58.Synthetisches Modelle einer Verbindung zwischen EAS und DAS zwischen 250 km und 350 km Tiefe

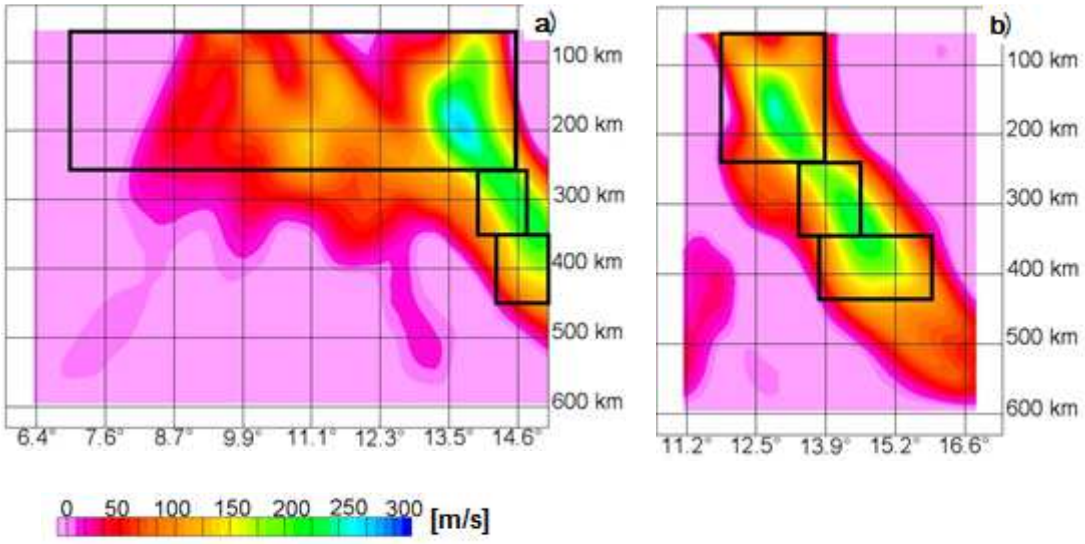


Abbildung 59. Profile I (a) und II (b) durch Modell AC mit Verbindung

7.4. Kombinierte Modelle mit unterschiedlicher Geschwindigkeitsstruktur

Für eine abschließende Untersuchung wurde ein Modell AC-400-300 analog zu den Begrenzungen des Modells AC allerdings mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten für den seichten und den tiefen Slab invertiert (Abbildung 60). Bei dieser Variante erstreckt sich der tiefe Slab bis in eine Tiefe von 600 km. Der seichte Slab wurde durch eine Überlagerung einer Geschwindigkeit von 400m/s in der Tiefe zwischen 60 und 300km in Relation zum AK-135-Modells erzeugt, der tiefe Slab durch eine Überlagerung von 300 m/s. Diese Geschwindigkeiten wurden so gewählt, dass sie sich in der Größenordnung der Anomalien des realen ALPASS-Modells bewegen, wobei 400 m/s einer Erhöhung der Geschwindigkeit von rund 5% bzw. 300 m/s einer von 3% relativ zum AK-135-Modell entsprechen.

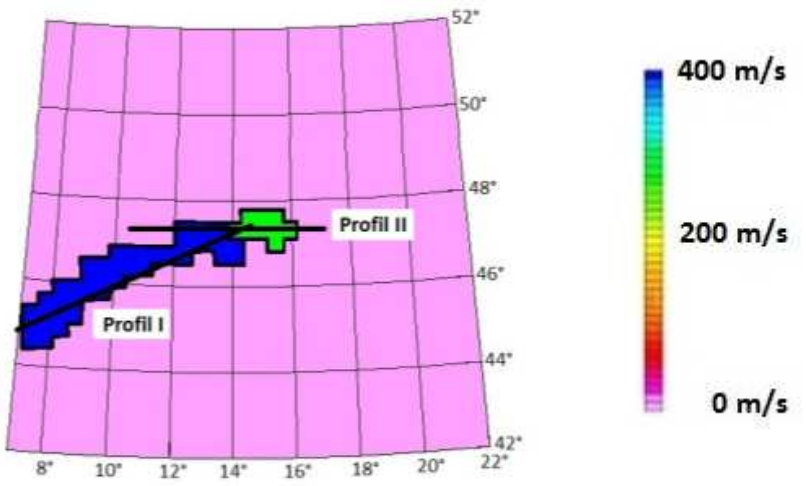


Abbildung 60. Konturen von Modell AC-400-300
(die blaue Anomalie befindet sich in einer Tiefe zwischen 60 und 300 km,
die grüne Anomalie in einer Tiefe von 350 und 600 km)

Horizontalschnitte der Inversionsergebnisse sind in der folgenden Abbildung 61 zusammengestellt, Schnitte entlang der Profile I und II in Abbildung 62. Das Maximum der rekonstruierten Amplitude befindet sich auch bei dieser Variante wieder in einer Tiefe von rund 200 km, erfährt allerdings bedingt durch die höhere Geschwindigkeit der seichteren Anomalie auch einen höheren Wert bei der rekonstruierten Amplitude im oberen Modellbereich. Dieser beträgt 300 - 350 m/s (das entspricht 3% in Relation zum Hintergrundmodell). Im Modellbereich des tiefen Slabs ist das Maximum der Amplitude

ebenfalls stärker ausgebildet. Aufgrund der niedrigen Eingangsgeschwindigkeit des tiefen Slabs ist die modellierte Geschwindigkeit natürlich auch niedriger als die des seichten Slabs. Sie beträgt rund 1,5% relativ zum Hintergrundmodell.

Für Vergleichszwecke werden den Profilen der rekonstruierten synthetischen Anomalie (Abbildung 62) die Profile des ALPASS-Modells (Abbildung 63). Aus den Bildern ist ersichtlich, dass sich die Form der synthetischen und der echten Anomalien ähneln und dass die gewählte Größenordnung der synthetisch generierten Anomalie plausibel ist. Die Tests haben gezeigt, dass die Anomalien gut rekonstruiert werden können, jedoch Verschmierungen auftreten. Diese sind in vertikaler Richtung stärker ausgeprägt. Die Ergebnisse werden dahingehend interpretiert, dass sich beim EAS um einen zusammenhängenden Slab handelt. Über eine Verbindung zwischen dem EAS und dem DAS kann nichts ausgesagt werden.

Modell AC-400-300 – Zusammenhängender, seichter Slab & tiefer Slab

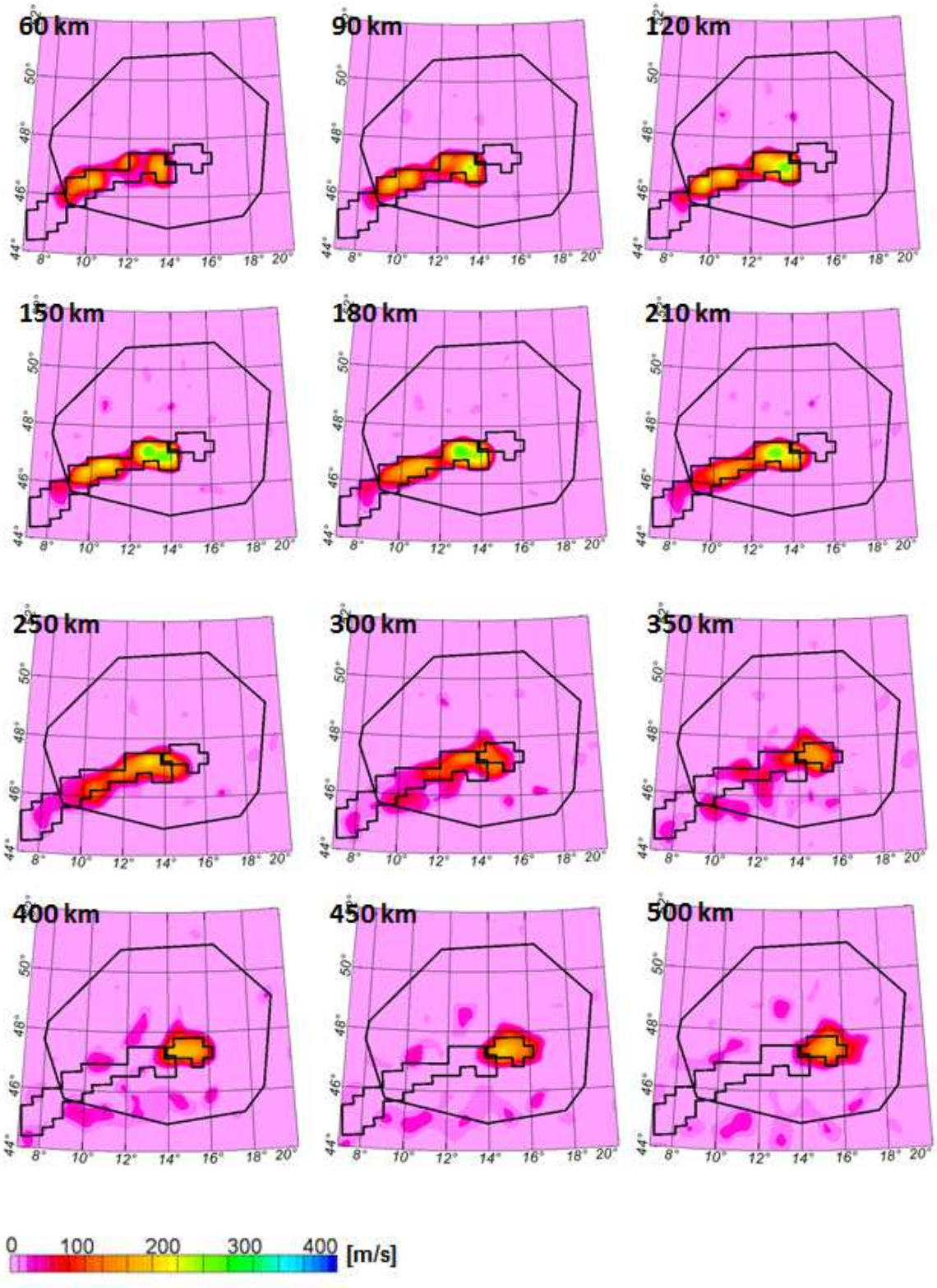


Abbildung 61.Horizontalschnitte durch die Inversionsergebnisse für Modell AC-300-400 zwischen 100 km und 500 km

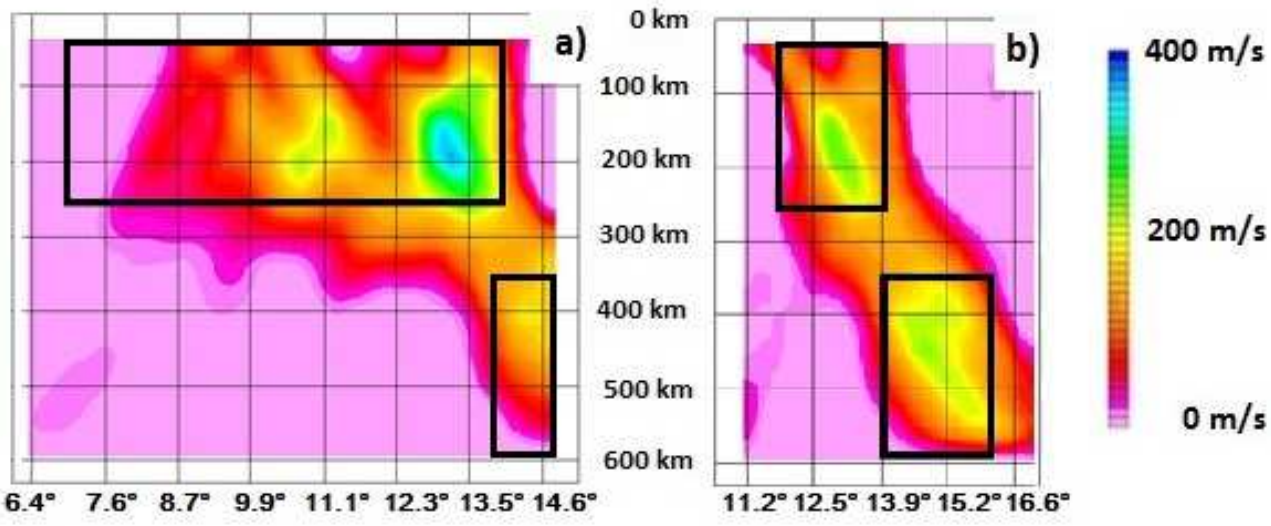


Abbildung 62. Profil I (a) und II (b) durch Modell AC-400-300

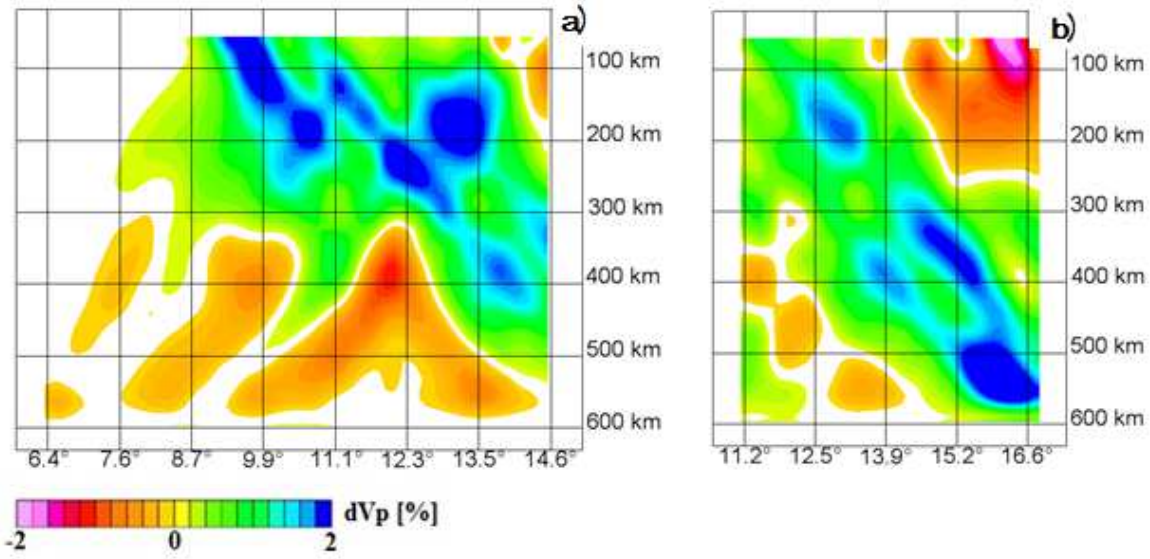


Abbildung 63. Profil I (a) und II (b) durch ALPASS-Modell

8. TEMPERATURVERTEILUNG

Abschließend wurde in der vorliegenden Arbeit der Versuch unternommen aus dem gewonnenen seismischen Modell ein Temperaturmodell im Untersuchungsbereich abzuschätzen und dieses mit den in Kapitel 6 vorgestellten tektonischen Interpretationen auf Plausibilität zu prüfen. Verschiedene Untersuchungen über die Beziehung zwischen der dreidimensionalen Verteilung von seismischen Geschwindigkeiten und physikalischen Parametern wie Temperatur und Dichte wurden für diese Abschätzung herangezogen.

Zu den grundlegenden Arbeiten über die Temperaturverteilung in Slabs zählen unter anderem die Untersuchungen von McKenzie (1969) und von Minear & Toksöz (1970). Neuere Arbeiten widmen sich konkret der Temperaturverteilung innerhalb des Slabs in ausgewählten Subduktionszonen unterhalb des Aleutenbogens, den Kurilen und den Tonga-Inseln (Deal et al., 1999 a,b; Peacock, 2013; Stein et al., 1996). In anderen Arbeiten wird die allgemeine thermische Struktur kontinentaler und ozeanischer Lithosphäre beschrieben (McKenzie et al., 2005; Rudnick et al., 1998). Weitere Arbeiten zeigen konkrete Herangehensweisen für die Berechnung von Temperaturmodellen aus tomographisch ermittelten Geschwindigkeits-verteilungen (Cammarano et al., 2003; Goes et al., 2000; Perry et al., 2006; Sobolev et al., 1996).

8.1 Grundlagen

Die Lithosphäre setzt sich aus der Kruste und dem oberen Teil des Erdmantels zusammen. Getrennt werden diese beiden Bereiche durch die Mohorovičić Diskontinuität, an der die P-Wellengeschwindigkeit von 6-7km/s auf 8km/s ansteigt. In Abhängigkeit vom Typus der Lithosphäre variiert die Tiefe der Diskontinuität. Ozeanische Lithosphäre erstreckt sich über eine Tiefe von 5 bis 7 km, kontinentale von 25 bis 50 km. Eine mittlere Dicke der kontinentalen Kruste wird von Mooney et al. (1998) mit 38km angegeben.

Aus dem Wärmefluss der Kruste und des oberen Mantels, der lokal unterschiedlichen Wärmeproduktion der Kruste und den Variationen der thermischen Konduktivität kann die Temperatur an der Moho abgeschätzt werden. Die Temperaturen an der Mohovariieren weltweit zwischen 300°C und 900°C (Artemieva, 2011). In der Arbeit von Furlong et al. (1995) wird eine Temperatur von 700°C als Referenztemperatur für die europäische Moho angegeben.

Unterhalb der Lithosphäre befindet sich die duktile Asthenosphäre. Die beiden Sphären unterscheiden sich in ihrem rheologischen Verhalten und durch die Art des Wärmetransports. Dieser erfolgt in der Lithosphäre durch Konduktion und in der Asthenosphäre durch Konvektion. Die Definition der Lithosphären-Asthenosphären-Grenzfläche (*LAB*)kann unterschiedlich erfolgen. Die Beschreibung der LAB wird entweder anhand physikalischer (seismisch, thermisch, mechanisch) oder petrologischer Eigenschaften vorgenommen. In dieser Arbeit wähle ich die thermische Definition:

Die Basis der Lithosphäre wird durch eine Linie gleicher Temperatur definiert, die sich je nach Autor in einem Temperaturbereich zwischen 1200°C und 1450°C bewegt. Die Dicke der Lithosphäre korreliert im Bereich der Kontinente mit ihrem Alter und kann in phanerozoischen Bereichen eine Mächtigkeit von bis zu 150 km erreichen. Eine Zusammenstellung von Temperaturen an der LAB aus der Literatur befindet sich in der folgenden Tabelle 3.

Tabelle 3: Temperaturen an der Lithosphären-Asthenosphären-Grenzfläche

Autor	Temperatur
McKenzie & Bickle (1988)	1280°C
Parsons & Sclater (1977)	1333°C
Stein & Stein (1996)	1450°C
McKenzie et al. (2005)	1315°C
Deal & Nolet (1999)	1180°C ± 100°C
Rudnick et al. (1998)	1200°C – 1300°C

Der Temperaturverlauf wird mit Geothermen beschrieben. Randbedingungen bei der Erstellung von Geothermen der Lithosphäre sind der Oberflächenwärmefluss, P-T-Bedingungen von Mineralphasen und die Wärmeproduktion.

Der mittlere Wärmefluss der Erde an der Oberfläche beträgt 87mW/m² (Turcotte & Schubert, 2002), wobei ein erhöhter Wärmefluss in jungen kontinentalen Regionen, bei Hotspots sowie in ozeanischen Bereichen und ein niedriger Wärmefluss in alten Terranen auftritt (Abbildung 64).

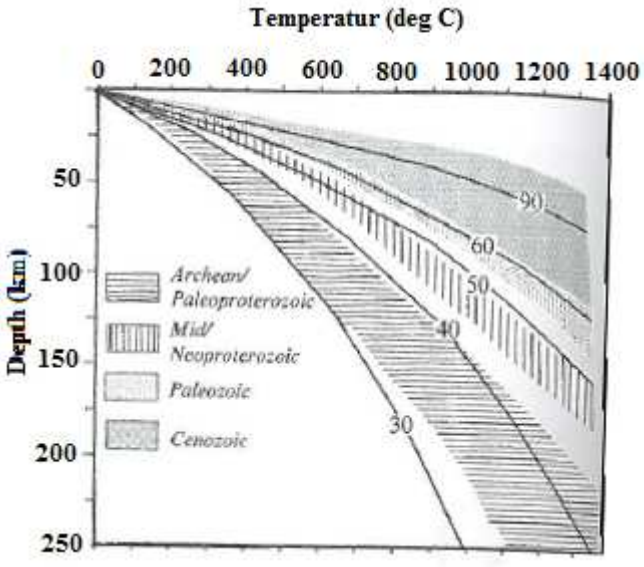


Abbildung 64.Zusammenhang zwischen Oberflächenwärmefluss, Tiefe und Temperatur (Artemieva, 2011)

8.1.1 Temperatur in der ozeanischen Lithosphäre

Stein & Stein (1996) beschreiben in ihrer Arbeit die thermisch-mechanische Entwicklung der ozeanischen Lithosphäre. Diese wird an ozeanischen Rücken aus Teilschmelzen des oberen Erdmantels gebildet und kühlt bei ihrer Ausbreitung ab, wobei ihre Temperatur abhängig von der Entfernung zum ozeanischen Rücken ist. Da sie im Gegensatz zur kontinentalen Lithosphäre kaum radioaktive Elemente enthält, ist ihre thermische Struktur primär eine Funktion ihres Alters. Entlang von Subduktionszonen wird sie wieder in den Mantel rückgeführt und dabei erneut erwärmt. Beim Erreichen einer Subduktionszone kann ihre Mächtigkeit bis zu 100 km betragen. Ein thermisches Modell zur Abschätzung der Temperaturstruktur der ozeanischen Lithosphäre wurde ursprünglich von McKenzie (1967) vorgeschlagen. Die Temperaturstruktur wird anhand eines abkühlenden Plattenmodells berechnet. Es wird angenommen, dass die Lithosphäre bei konstanter Temperatur gebildet wird und mit der Zeit abkühlt. Die Temperatur an der Basis ist konstant, wobei die 1300°C-Isolinie eine gute Annäherung darstellt. Der Verlauf der thermischen Struktur der ozeanischen Lithosphäre in Abhängigkeit von ihrem Alter ist in Abbildung 65 zu sehen. Als mittleren Wert für die Kruste wird bei McKenzie et al. (2005) eine Temperatur von 700-800°C angegeben. Der Dickenzuwachs der ozeanischen Platte tritt vor allem im Zeitraum zwischen 0 und 50 Ma auf, ab 80 Ma erfolgt keine nennenswerte Zunahme.

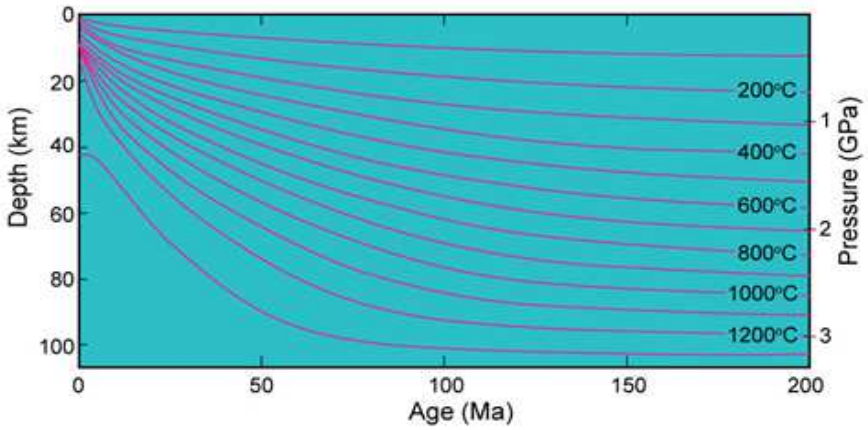


Abbildung 65. Thermische Struktur der ozeanischen Lithosphäre (McKenzie et al., 2005)

In der Arbeit von Stein & Stein (1996) wurden thermische Modelle verglichen, die mit dem abkühlenden Plattenmodell von Parsons & McKenzie (1978) berechnet wurden. Bei den Modellierungen wurden die thermische Struktur der Lithosphäre (Plattendicke, Basistemperatur) und physikalischen Eigenschaften (thermischer Expansionskoeffizient, Konduktivität) berücksichtigt.

8.1.2 Temperatur in der kontinentalen Lithosphäre

Die Temperaturverteilung der kontinentalen Lithosphäre kann durch die eindimensionale Wärmeleitungsgleichung (Turcotte & Schubert, 2002) berechnet werden, wobei angenommen wird, dass die Wärmeproduktion, die von der Verteilung der radioaktiven Isotope abhängt, bekannt ist. Eine weitere Möglichkeit lithosphärische Geotherme festzulegen besteht in der Studie von Xenolithen.

Abbildung 66 zeigt eine Geotherme, die sich durch langfristige thermische Äquilibrierung einer stabilen kontinentalen Lithosphäre mit einer Mächtigkeit von rund 150 km entwickelt hat (nach McKenzie et al., 2005). Die Krümmung im Bereich der Kruste wird durch radioaktive Wärmeproduktion hervorgerufen. In der Mantellithosphäre, in der ein konstanter Wärmefluss herrscht und keine Wärmeproduktion auftritt, ist der Temperaturgradient konstant und die Geotherme verläuft geradlinig. Die Übergangszone der Lithosphäre in die Asthenosphäre bildet eine thermische Grenzschicht (Parsons & McKenzie, 1978). Unterhalb der Schicht erfolgt der Wärmetransport größtenteils durch Konvektion und die Temperatur ändert sich mit der Tiefe entlang einer Adiabate.Fei (1995), Navrotsky (1995) und Stein & Stein (1996) geben für den adiabatischen Gradient einen Wert von 0,3 - 0,5°C / km an.

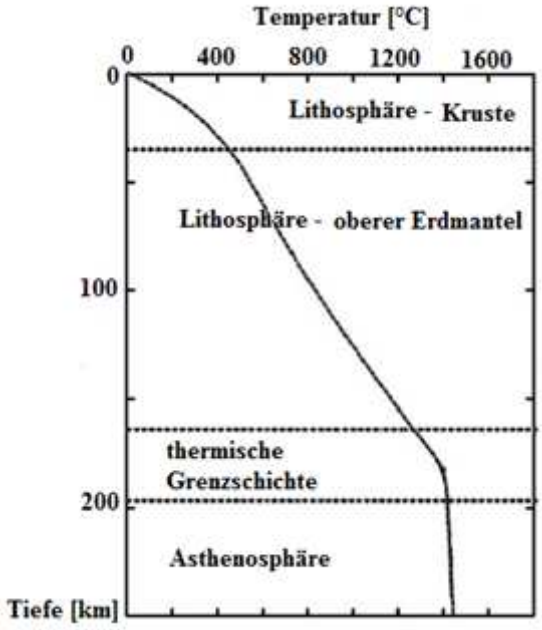


Abbildung 66. Beispiel einer stabilen Geotherme (nach McKenzie et al., 2005)

Durch Extrapolation von Temperaturmessungen nahe der Oberfläche und von Wärmefluss-Beobachtungen kann die Temperaturverteilung in der Tiefe abgeleitet werden (Bsp: Cermak& Rybach, 1979, Pollack & Chapman, 1977). Wenn der Wärmefluss an der Oberfläche bekannt ist, dann hängt die Temperaturverteilung in der Kruste und an der Krusten-Mantelgrenze von der Menge und der Verteilung der wärmeproduzierenden Elemente in der Kruste und von der thermischen Leitfähigkeit ab. Krustenmodelle mit gleichmäßiger Wärmeproduktion resultieren in höheren Moho-Temperaturen als Modelle, in denen die Produktion nur in der oberen Kruste stattfindet. Die Temperaturverteilung der Erdkruste durch Extrapolation kann mit einer Genauigkeit von ±100 bis ±200°C abgeschätzt werden (Furlong & Chapman, 1987b).

Abbildung 67zeigt die von Pollack & Chapman (1977) berechneten Referenzgeothermen in Abhängigkeit vom Oberflächenwärmefluss (30-120 mW/m²) und eine Zuordnung zu Regionen unterschiedlichen Alters. Eine Temperatur an der Lithosphärenbasis von 1300°C liegt den Berechnungen zugrunde. Aus der Grafik können Temperaturen in Abhängigkeit von Tiefe und Oberflächenwärmefluss entnommen werden. So beträgt die Temperatur in 50 km Tiefe bei einem Oberflächenwärmefluss von 60 mW/m² rund 750°C und die Mächtigkeit der Lithosphäre beträgt 100 km.

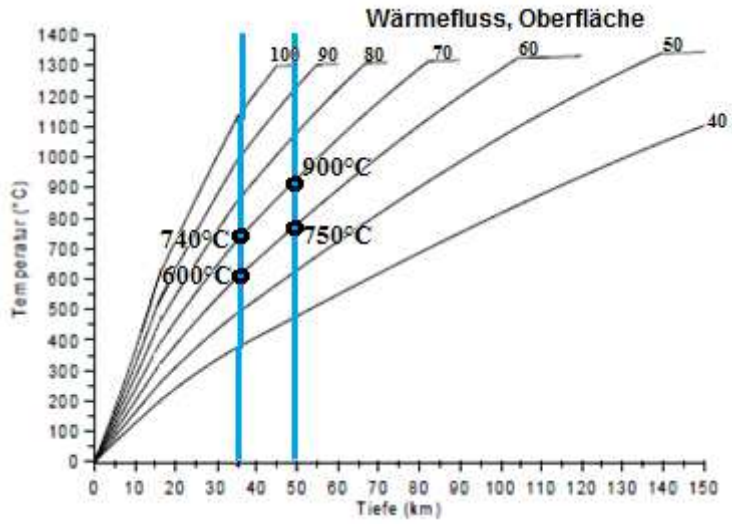


Abbildung 67. Kontinentale Geothermen in Abhängigkeit vom Oberflächenwärmefluss in mW/m² (nach Chapman & Furlong, 1992)

Orogene werden durch transiente Geothermen beschrieben. Okaya et al. (1996) zeigt in einem thermo-mechanischen Modell einen Schnitt durch Westalpen entlang der europäischen Geotraverse (*EGT*). Die Temperatur an der Moho beträgt dort 500 – 600°C.

8.1.3 Gegenüberstellung von Geothermen

Eine Gegenüberstellung von ozeanischen und kontinentalen Geothermen bis zu einer Tiefe von 300 km ist in Abbildung 68 dargestellt (zusammengestellt von Winter, 2001), wobei zu beachten ist, dass sich die kontinentalen Geothermen nur auf thermisch stabile Schilde beziehen. Präsentiert werden Geothermen aus den Arbeiten von Green & Falloon (1998), Green & Ringwood (1963), Jaupart & Mareschall (1999), McKenzie et al. (2005), Ringwood (1966), Rudnick & Nyblade (1999) und Turcotte & Schubert (2002). Der Verlauf transienter Geothermen, die durch aktive Prozesse der Plattentektonik geprägt werden, wurde in der Grafik nicht berücksichtigt. Der Temperaturverlauf in der oberen Lithosphäre ist aufgrund orogener Prozesse durch die vermehrte Wärmeproduktion erhöht gegenüber alten Ozeanen.

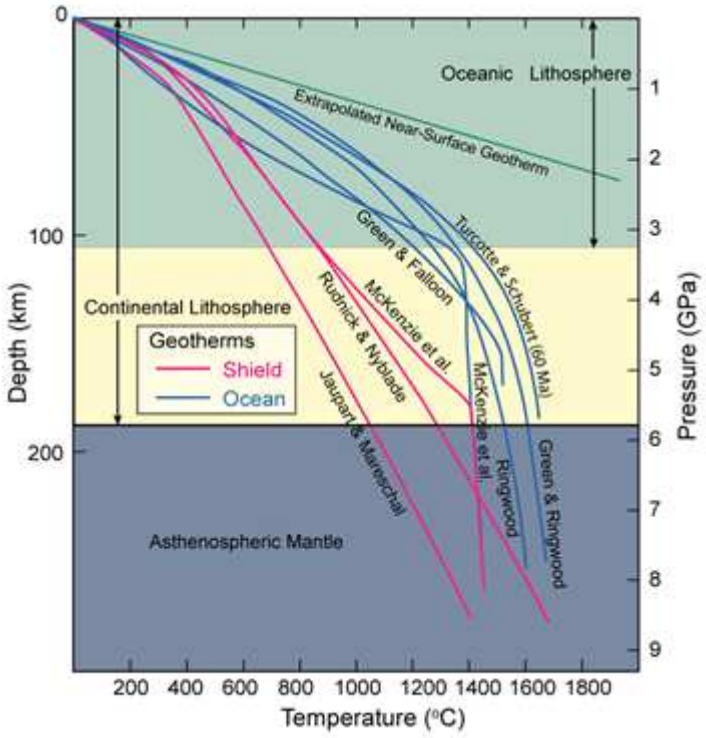


Abbildung 68. Gegenüberstellung von Geothermen (Winter, 2001)

Geothermische Gradienten beschreiben die Änderung der Temperatur als Funktion der Tiefe. Die Gradienten variieren aufgrund der tektonischer Bedingungen und der thermischen Eigenschaften des Gesteins. Sehr hohe Gradienten an der Erdoberfläche können im Bereich von ozeanischen Spreading-Zentren und Hotspots oder in Intrusionszonen beobachtet werden, niedrige treten in Subduktionszonen auf. Stein & Stein (1996) geben für die ozeanische Lithosphäre einen Wert von 10°C/km an und in aktiven kontinentalen Krustenbereichen kann der geothermische Gradient bis zu ~30°C/km betragen.

8.1.4 Gesteinsaufbau der Erdkruste und des Mantels & Xenolithe

Die Erdkruste besteht aus mehreren Schichten, die sich durch ihre Zusammensetzung unterscheiden. Die obere kontinentale Kruste besteht aus silikathaltigem Gestein (Granit, Granodiorit, Quarzit), die mittlere, die untere so wie auch die ozeanische Kruste sind aus basischen, magnesiumreichen Gesteinen aufgebaut. Dazu zählen Diorit, Gabbro, Diabase, Amphibolit, Granulit und Gneiss (Anderson, 1989). Der obere Erdmantel setzt sich aus ultrabasischen Gesteinen (olivinhältiger Peridotit, Pyroxene und Dunit) zusammen. Die gesteinsbildenden Mineralien der Peridotite sind Mischkristalle mit variablem Chemismus, die sich im Zuge einer Phasenumwandlung unter hohen Druck- und Temperaturbedingungen

in ein neues, dichteres Mineral derselben Zusammensetzung umwandeln. In der untersten Schicht des oberen Erdmantels befindet sich die 410km-Diskontinuität, die durch einen Dichtesprung und eine sprunghafte Zunahme der seismischen Geschwindigkeiten gekennzeichnet ist. Dort tritt bei einer Temperatur von 1700 Kund bei einem Druck von 13,5 GPa eine Phasentransformation des Eisen-Magnesiumsilikats Olivin zu Wadsleyit auf. Die Reaktion verläuft exotherm und es kommt zu einem Temperaturanstieg von 90 K (Turcotte & Schubert, 2002). Wadsleyit wiederum wandelt sich in einer Tiefe von 520 km zu Ringwoodit um. In einer Tiefe von 660 km tritt erneut ein Phasenübergang auf und Ringwoodit wird bei rund 1875 K in Perowskit und Magnesiowüstit umgewandelt Die Reaktion hier verläuft endotherm und die Temperatur wird um rund 70 K vermindert. Eine graphische Zusammenstellung der beschriebenen Zusammenhänge basierend auf Turcotte & Schubert (2002) gibt Abbildung 69.

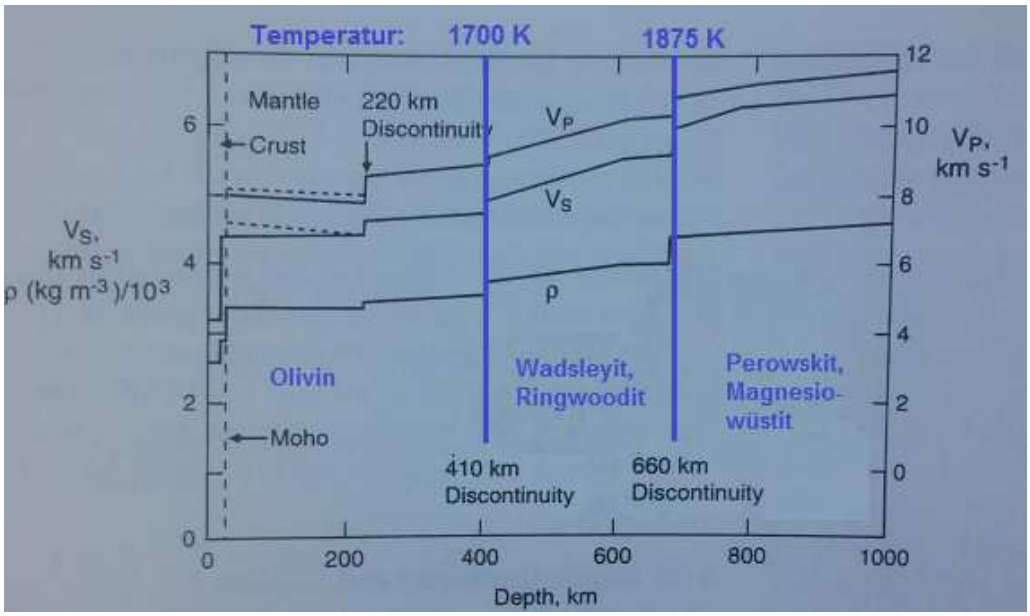


Abbildung 69.Seismische Geschwindigkeiten und Phasenübergänge nach Turcotte & Schubert (2002)

Eine Möglichkeit Geothermen zu konstruieren besteht in der Analyse von Xenolithen (z.B: Sobolev et al., 1996). Bei Xenolithen handelt es sich um Gesteinsfragmente, die gemeinsam mit Magma im Zuge einer Eruption von der unteren Kruste und dem oberen Erdmantel an die Oberfläche befördert werden. Sie ermöglichen die Konstruktion von Geothermobarometern und geben Einblicke in die Temperatur- und Druckverteilung zu dem Zeitpunkt, an dem sie an die Oberfläche befördert wurden.

8.2 Zusammenhang zwischen Temperatur- und Geschwindigkeitsverteilung

Die seismische Geschwindigkeit eines Gesteinsvolumens ist unter anderem von Faktoren wie Temperatur, Druck und chemischer Zusammensetzung abhängig, wobei die Variationen der Temperatur im oberen Erdmantel den größeren Anteil an den Geschwindigkeitsänderungen und die Zusammensetzung den kleineren Anteil ausmachen(Yan et al., 1989).

Daher können die Geschwindigkeiten in Abhängigkeit von diesen Faktoren beschrieben werden und vice versa kann die Abschätzung von Temperaturen aus der Kombination von seismischen Geschwindigkeiten und mineraltypischen Parametern erfolgen.

Von Goes et al. (2000) wurde unter Berücksichtigung von elastischen Parametern (Kompressions-, Schermodul) und der Anelastizität aus den tomographischen P-Wellen-Modell von Bijwaard et al. (1998) und dem S-Wellen-Modell von Marquering & Snieder (1996) ein Temperaturmodell zwischen 50 und 200 km Tiefe für den europäischen Raum berechnet. Ab einer Tiefe von 80 km stimmen die aus den beiden Geschwindigkeitsmodellen abgeleiteten Temperaturen gut überein und die Amplituden der Laufzeitanomalien entsprechen dem Betrag des Temperaturfeldes. In geringeren Tiefen haben auch die Krustendicke und das Auftreten von Teilschmelzen eine Auswirkung auf die Geschwindigkeiten. Als Endergebnis der Arbeit wurden regionale Geothermen für ausgewählte Bereiche aus dem Modell abgeleitet. Die Unsicherheiten bei den Temperaturabschätzungen betragen 100°C – 150°C.

Auch Sobolev et al. (1996) interpretiert ein tomographisches P-Wellen-Modell des französischen Zentralmassivs hinsichtlich der Temperaturverteilung, dem Grad der Teilschmelze und der Gesteinszusammensetzung. Die Berechnung der Temperaturableitungen wird aus der Zusammensetzung von Mantelxenolithen abgeleitet. Für jeden Block des tomographischen Modells werden die absolute Temperatur und der Anteil der Schmelze ermittelt, sodass die beobachtete Geschwindigkeitsanomalie damit übereinstimmt. Die mittlere Temperatur der Horizontalschnitte wird aus dem Wärmefluss an der Oberfläche gewonnen und geht als Randbedingung in die Berechnung ein.

In der Arbeit von Furlong et al. (1995) wird die thermische Struktur der kontinentalen Lithosphäre im alpin-mediterranen Bereich beschrieben. Mit einer sogenannten *Temperature-Composition-Tomography* können die Einflüsse von Temperatur und Zusammensetzung des

Erdmantels auf seismische Geschwindigkeiten analysiert werden. Grundlagen hierzu sind Abbildungen von Heterogenitäten im Erdinneren durch seismische Tomographie (Snieder, 1988; Spakman, 1988).Die thermisch dominierten Anteile der seismischen Struktur können sodann als zusätzliche unterstützende Randbedingung bei der Abschätzung der Temperaturverteilung in der Erdkruste herangezogen werden. Aus den Geschwindigkeitsvariationen werden Randbedingungen über die thermische Struktur und die räumliche Verteilung von Parametern wie Leitfähigkeit und Wärmeproduktion abgeleitet. Diese Ergebnisse können in Verbindung mit dem Oberflächenwärmefluss eine verbesserte Wärmeinformation über die Kruste liefern.

Die Arbeit von Cammarano et al. (2003) widmet sich der Untersuchung der thermischen Struktur des oberen Erdmantels, die durch Vorwärtsmodellierung aus seismischen Geschwindigkeiten berechnet wird. Grundlage für unterschiedliche Zusammensetzungen und P-T-Bedingungen bilden auch hier elastische Eigenschaften, die aus Experimenten gewonnen wurden (Duffy & Anderson, 1989; Vacher et al., 1998). Es zeigt sich, dass Unterschiede in der Zusammensetzung des Erdmantels Temperaturanomalien von rund 1% hervorrufen können. Der Duktilität nimmt mit der Tiefe zu. Erfolgt die thermische Interpretation unter Berücksichtigung der Anelastizität ist die Kenntnis von absoluten Anomalien notwendig, da seismische Anomalien mit ähnlicher Amplitude aber unterschiedlichem Vorzeichen mit Temperaturanomalien unterschiedlicher Magnitude korrespondieren. Bis 400km Tiefe ist der Einfluss der Zusammensetzung auf die seismischen Geschwindigkeiten ($v_P$und v_S) vergleichsweise gering im Vergleich zum Einfluss der Temperatur. Unter der Annahme, dass die seismische Struktur in einer guten Auflösung vorliegt und dass die Zusammensetzung des Erdmantels bekannt ist, bewegen sich die Unsicherheiten des thermischen Modells im Bereich von ±100°C in einer Tiefe von bis zu 400km und darunter im Bereich von ±250°. Daher ist eine Ableitung der Temperatur nur aus den Geschwindigkeiten ohne Kenntnisse der Zusammensetzung nur für den oberen Bereich bis in eine Tiefe von 400 km sinnvoll. Der Zusammenhang zwischen seismischer Geschwindigkeit und Temperatur für eine Zusammensetzung aus trockenem Pyrolit, der die primitive Zusammensetzung des oberen Mantels repräsentiert, ist in Abbildung 70 zu sehen. Hohe Gradienten sind im Bereich der Phasenübergänge von Olivin in den Tiefen von 410 km und 660 km zu erkennen.

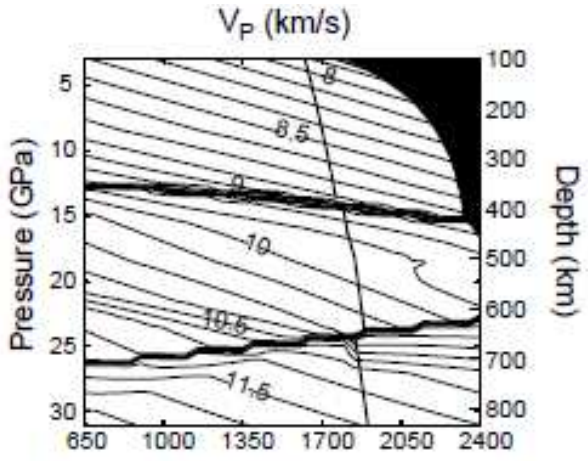


Abbildung 70. Zusammenhang zwischen Geschwindigkeit, Druck und Temperatur (Cammarano et al.,2003)

Einen anderen Zugang wählt De Jonge et al. (1994). In dieser Arbeit wird anhand der Temperaturverteilung eine Verbindung zwischen der tektonischen Entwicklung des Alpin-Mediterranen-Gebietes und der seismischen Geschwindigkeitsstruktur hergestellt. Als Grundlage zur Modellierung des Materialflusses dient die tektonische Geschichte, wobei Informationen über die relative Konvergenzgeschwindigkeit entlang von Plattengrenzen und von Versetzungen innerhalb der Platte, die den Extensionsprozess der Lithosphäre beschreiben, in die Berechnungen eingehen. Durch Anwendung der thermischen Diffusionsgleichung kann die Temperaturverteilung im Mantel zu ausgewählten Zeitpunkten bestimmt werden. Dabei wird die thermische Struktur der ozeanischen Lithosphäre durch das Modell des abkühlenden Halbraumes (Turcotte & Schubert, 2002) beschrieben, die kontinentale Lithosphäre befindet sich im thermischen Gleichgewichtszustand. Unter der Annahme einer tiefenabhängigen Temperaturableitung von v_P-Geschwindigkeiten und unter Berücksichtigung der elastischen Parametern von Olivin werden seismische Geschwindigkeiten berechnet und mit den Ergebnissen einer Tomographie, die von Spakman et al. (1988) durchgeführt wurde, verglichen und es wird gezeigt, dass eine gute Übereinstimmung zwischen den Modellergebnissen und den tomographischen Abbildungen besteht.

8.3 Thermische Struktur von Subduktionszonen

Die Temperaturverteilung in einem Slab ist von verschiedenen Faktoren abhängig. Dazu zählen die Struktur der subduzierten und subduzierenden Lithosphäre, die Abtauchrichtung, die Konvergenzrate, der Temperaturverlauf im Mantelkeil und die Dehydrierung (Artemieva,

2011). Beim Abtauchen des Slabs erwärmt sich die obere Grenzfläche aufgrund der Reibung und die Isothermen innerhalb des Slabs verlaufen asymmetrisch.

Ein einfaches Modell zur Berechnung von Temperaturen in Slabs basiert auf der Zeit, die der Slab zum Erwärmen durch Konduktion benötigt, wenn er in den heißeren Mantel subduziert (McKenzie, 1969). Minear und Toksöz (1970a,b) versuchten die thermische Verteilung innerhalb des Slabs mit numerischer Modellierung zu berechnen. Berücksichtigt wurden dabei unter anderem die adiabatische Kompression, Effekte von Phasenübergängen, interne Wärmequellen und konduktiver Wärmeaustausch. Ihren Abschätzungen zufolge tritt ein thermischer Ausgleichbereits in 550 km Tiefe auf. Im selben Jahr berechnete Hasbe et al. (1970) die Lösung für eine zweidimensionale zeitabhängige Wärmeleitung für Slab-Modelle des japanischen Inselbogens.

Beim Abtauchen des Slabs dehnen sich die Isothermen nach unten aus (Abbildung 71), wobei das Maximum der Tiefe, die von der Isotherme erreicht wird, sich proportional zum thermischen Parameter (Produkt der Abtauchrate und dem Quadrat der Plattendicke bzw. dem lithosphärischen Alter) verhält (Molnar et al., 1979).Bei etwa 1600°C tritt in einer Tiefe von 400 km die Phasenumwandlung von Olivin in Spinell auf.

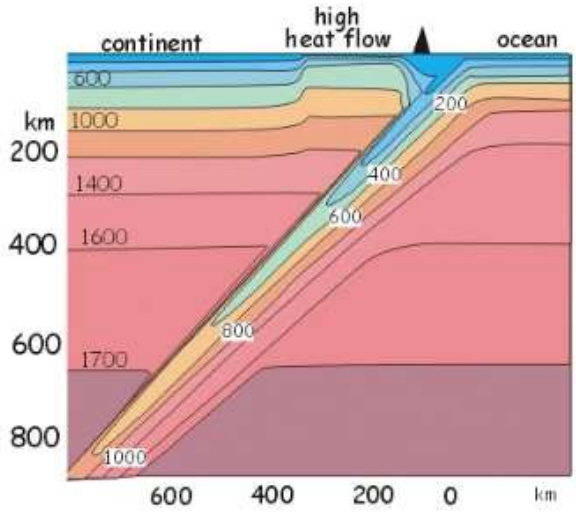


Abbildung 71. Thermische Tiefenstruktur einer Subduktionszonen (University of Leeds, Faculty of Environment, 2015)

Inder Arbeit von Stein und Stein (1996) werden unterschiedliche ozeanische Slab-Modelle präsentiert. Exemplarisch werden Modelle eines jungen und langsam subduzierenden Slab bei den Aleuten und eines älteren, schneller abtauchenden Slab bei den Tonga Inseln

gezeigt(Abbildung 72).Es wird angenommen, dass die Erwärmung des Slabs durch Wärmeleitung erfolgt, wobei es sich hierbei um eine starke Vereinfachung handelt. Daher kann die Temperatur an der unteren Grenze des Slabs nur mit einer Genauigkeit von ± 200°C abgeschätzt werden. Anhand eines thermischen Modells kann auch die minimale Temperatur eines ozeanischen Slabs als Funktion der Zeit seit Beginn der Subduktion bestimmt werden. Über eine Subduktionsdauer von 10 Ma erwärmt sich der Slab auf die halbe Temperatur des ihn umgebenden Erdmantels, nach 40 Ma auf rund 80%.

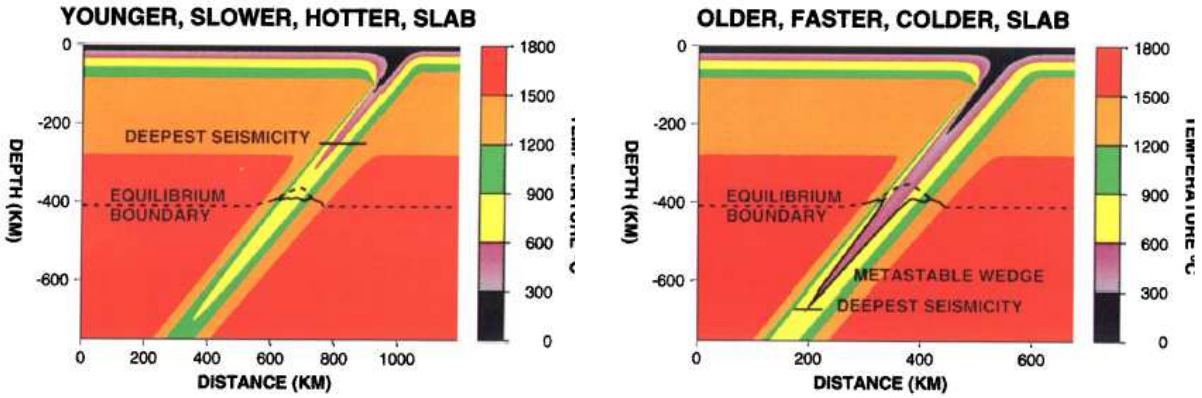


Abbildung 72. links: Modell eines jungen Slabs bei den Aleuten,
rechts: Modell eines alten Slabs bei den Tonga-Inseln (Stein und Stein, 1996)

Die Arbeit von Peacock (2013)widmet sich der Untersuchung von unterschiedlich temperierten Subduktionszonen. Dabei werden die thermische Struktur entlang von bestimmten Vulkanbögen, die Seismizität, die seismische Geschwindigkeit und der Magmatismus, der durch Schmelzprozesse im Mantelkeil hervorgerufen wird, untersucht und es konnte gezeigt werden, dass die thermische Struktur im Slab von unterschiedlichen Parametern kontrolliert wird. Dazu zählen die Konvergenzrate, die thermische Struktur der abtauchenden Lithosphäre, die Geometrie des Slabs und die Rate der Schererwärmung (Scherspannung * Konvergenzrate). Mit zunehmendem Alter und steigender Konvergenzrate nimmt der Temperaturunterschied ab.

Deal und Nolet (1999) untersuchen tomographische Abbildungen von ozeanischen Slabs. Ihre Geschwindigkeitsanomalien bewegen sich in der Größenordnung von 3-4 %. Ausgehend von einem theoretischen Temperaturmodell des Slabs wird basierend auf der Diffusionsgleichung von Davies und Stevenson (1992) ein synthetisches Geschwindigkeitsmodell des Slabs über den folgenden Zusammenhang berechnet:

$$dv_P/dT=4.8*10^{-4}[km/s°C]$$

Durch den Vergleich von diesem mit dem Resultat der seismischen Tomographie können Werte für die Slabmächtigkeiten und eine potentielle Manteltemperatur festgelegt werden.

8.4 Thermo-kinematische Modellierung

Die zuvor beschriebenen Arbeiten haben gezeigt, dass die dreidimensionale Verteilung von seismischen Geschwindigkeiten unter bestimmten Annahmen in andere physikalische Parameter wie Temperatur und Dichte konvertiert werden können. Die Interpretation der thermischen Struktur der Lithosphäre kann in Zusammenhang mit ihrer tektonischen Evolution erfolgen, da die thermische Struktur in engem Zusammenhang mit seismischen Geschwindigkeiten betrachtet werden kann. Es wird angenommen, dass tektonische Prozesse an der Oberfläche immer in Zusammenhang mit Prozessen im Mantel zu sehen sind und dass horizontale Bewegungen von vertikalem Materialfluss begleitet werden.

Im Folgenden wird die tektonische Entstehungsgeschichte der Alpen einem Temperaturmodell, das basierend auf den in diesem Kapitel zusammengestellten Informationen über die Temperaturverteilung der Lithosphäre und in Slabs erstellt wurde, gegenübergestellt. Dazu ist es notwendig Schlüsselereignisse der alpidischen Orogenese zeitlich zu erfassen. Eckdaten finden sich z.B. in Stampfli et al. (1998), Von Blanckenburg & Davies (1995), Schmidt et al. (2004), Wortel & Spakman (2000),,Handy et al. (2010) und McCann (2008). Ein Vergleich der einzelnen geologischen Zeitabschnitte der alpidischen Orogenese kann der chronostratischen Tabelle in Abbildung 73 entnommen werden. In weiterer Folge verwende ich in dieser Arbeit die in der Tabelle unter Spalte „ALPASS“ angeführten Zeitangaben als Randbedingung.

	Seafloor Spreading PLO	Seafloor Spreading VO	Subduktion PLO	Subduktion VO	Kollision VO	Slab Breakoff
Handy et al., 2010	170 - 131 Ma	ab 130 Ma	84 - 35 Ma	bis 35 Ma	ca 35 Ma	
Mc Cann, 2008	170 - 130 Ma		85 - 35 Ma		Eozän (56 - 34 Ma)	
Stampfli et al., 1998	Mittleres Jura (174-163 Ma)	Untere Kreide (145-100 Ma)	Untere Kreide (145-100 Ma)		Ende Eozän (34 Ma)	
Von Blankenburg			135-55 Ma	135-55 Ma	55-40 Ma	45-40 Ma
& Davies, 1995						
Schmid et al., 2004	Ende 130 Ma	seit Frühe Kreide	Beginn 80 Ma	bis Späte Kreide /		
		(145 Ma) - Ende 130 Ma		Frühes Tertiär (75 - 60 Ma)		
Wortel						35-30 Ma
& Spakman, 2000						
Alpass	170 - 130 Ma		85 - 35 Ma			35 Ma

Abbildung 73. Gegenüberstellung von Eckdaten der alpidischen Orogenese zwischen dem Niederen Jura und dem Oligozän

(PLO … Piedmont-Ligurischer Ozean, VO … Valais Ozean)

Das Seafloor spreading des Penninischen Ozeans, der zeitweise in mehrere Ozeanbecken unterteilt war (Piedmont-Ligurischer, Ligurischer, Valais Ozean), erfolgte im Jura zwischen 170 Ma und 130 Ma (McCann, 2008). Die Verteilung der Landmassen in dieser Periode ist in der Abbildung74 (frühe Kreide) zu sehen. Die nächste Grafik (Abbildung 75) zeigt die Situation vor der Subduktion (mittlere Kreide). Die jeweilige Position des Austroalpins, der Brianconnais-Halbinsel und der Piedmont-Ligurische Ozean (PLO) sind gekennzeichnet. Laut Neubauer et al. (2000) öffnete sich der Ozean bis zu 300 km (Abbildung 76). Die darauffolgende Subduktion des Piedmont und des Valais Ozeans(VO) begann laut McCann (2008) in der späten Kreide (85 Ma) und dauerte bis zum Priabonian (35 Ma). Getrennt wurden die beiden Ozeanbecken durch die Brianconnais Halbinsel, die so wie der nördliche (europäische) und der südliche (adriatische) Kontinentalrand aus verdünnter kontinentaler Kruste bestand.Diese Abschätzung stimmt gut mit den aus der Inversion gewonnenen Beobachtungen überein. Der tiefgelegene Slab erscheint im ALPASS-Modell ab einer Tiefe von 300 km und es kann angenommen werden, dass der subduzierte PLO sowohl im DAS als auch im Plattenfriedhof zu finden ist. Aus der Position der Geschwindigkeitsanomalie und dem aus dem plattentektonischen Modell abgeleiteten Alter folgt für den DAS eine durchschnittliche Subduktionsgeschwindigkeit von rund 6mm / Jahr.In Abbildung 77 ist die Verteilung der Landmassen in der späten Kreide zu sehen. Als Folge der Subduktion des Penninischen Ozeans fand im Paläogen ein Zusammenstoß des alpidischen Blocks mit dem europäischen Kontinent statt und in weiterer Folge die laterale Extrusion im Neogen. Durch die Kollision zwischen Europa und der adriatisch-apulischen Mikroplatte wurde die kontinentale Subduktion initiiert (McCann, 2008). Eine Momentaufnahme im Eozän (50 Ma) zeigt Abbildung 78. Die Position der heutigen Alpen ist in dem Bild mit einem rosafarbenen Kreis markiert. Anhand der angenommenen Subduktionsgeschwindigkeit kann abgeleitet werden, dass sich der kontinentale Slab bis in eine Tiefe von 210 km erstreckt. Diese Abschätzung stimmt mit den Ergebnissen der Tomographie überein. Der seichte Slab im Inversionsergebnis ist bis zu einer Tiefe von 250 km zu erkennen.

Abbildung 74. Verteilung der Landmassen in der frühen Kreide vor 125 Ma (Blakey R., 2015)

Abbildung 75. Verteilung der Landmassen in der mittleren Kreide vor 100 Ma (Blakey R., 2015)

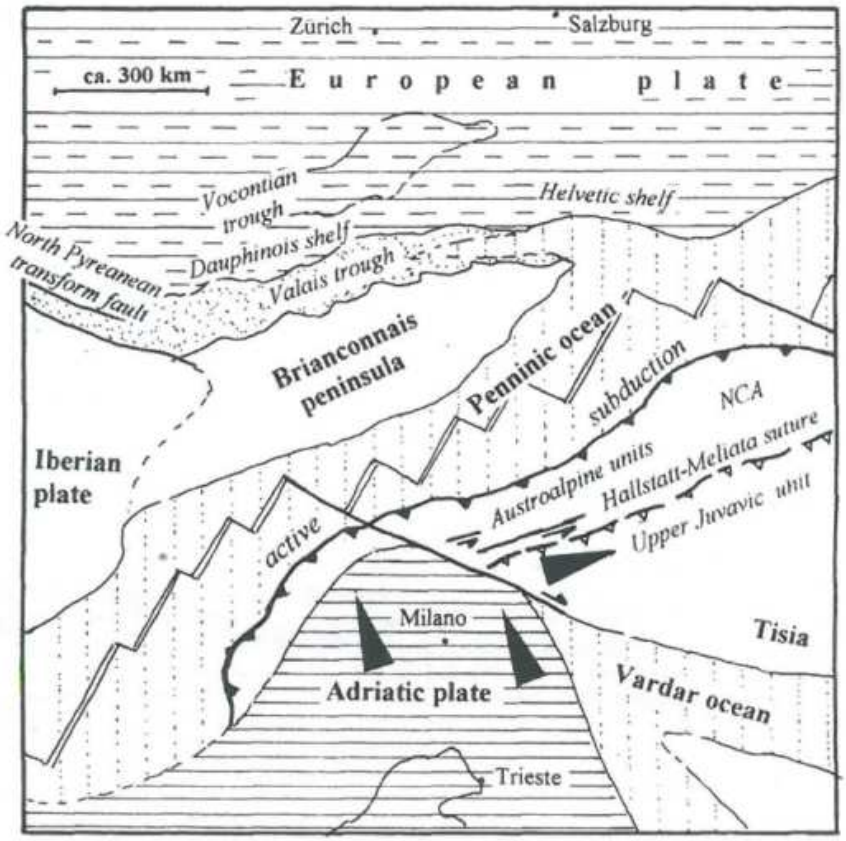


Abbildung 76. Paleographische Karte der Alpen in der Kreide nach Channell & Kozur, 1996 (Neubauer et al., 2000)

Abbildung 77. Verteilung der Landmassen in der späten Kreide vor 75 Ma (Blakey R., 2015)

Abbildung 78. Verteilung der Landmassen im Eozän vor 50 Ma (Blakey R., 2015)

Sachsenhofer (2001) zeigtam Beispiel der Ostalpen charakteristische Zeitabschnitte der Orogenese und die enge Beziehung zur tektonischen Evolution. Gegenübergestellt werden der Wärmefluss bei der Kollisionim Oligozän, die Periode der Extrusion im frühen und mittleren Miozän und die Phase der Extrusion im späten Miozän.Im Oligozän tritt entlang der nördlichen Alpenfront ein niedriger Wärmefluss (<40mW/m²) bedingt durch schnelle Sedimentation und Deckenstappelung auf.Einige hundert km weiter in Richtung Süden ist der Wärmefluss viel höher (>150mW/m²).Hervorgerufen wird dieser durch magmatische Aktivitäten. Möglicherweise sind diese auf einen Slab-Breakoff zurückzuführen. Ein Slab-Breakoff kann auftreten, wenn kontinentale Lithosphäre der zuvor subduzierten ozeanischen Lithosphäre in die Subduktionszone folgt. Von Blanckenburg und Davies (1995) beschreiben in ihrer Arbeit eine Hypothese zum Slab-Breakoff, die im Zuge der Evolution der Alpen aufgetreten ist und mit der sowohl der Magmatismus entlang des periadriatischen Lineaments (PAL) als auch die Hebung und Exhumierung kontinentaler Gesteine, die zuvor bis in Tiefen des Mantels subduziert waren, erklärt werden. Auch in der Arbeit von Wortel & Spakman (2000) werden die Prozesse, die zu Slab-Breakoffs führen, für den mediterranen Bereich und die Karpathen beschrieben.

Die alpidische Orogenese im Miozän ist charakterisiert durch Exhumierung der metamorphischen Komplexe (Tauern-, Rechnitzfenster) und durch weitere magmatische Aktivitäten im steirischen Becken. Beide Mechanismen führten zu einem Ansteigen des Wärmeflusses (>200mW/m²). Im Gegensatz dazu bleibt die nördliche Front des Orogens aufgrund von thermischer Abdeckung durch Sedimentation oder Deckenstappelung kalt. Im Anschluss an diese Periode nimmt die magmatische Aktivität wieder ab. Daher ist auch der Wärmefluss am Ende des Miozäns moderat. Ein erhöhter Wärmefluss (>150 mW/m²) bedingt durch Krustenverdünnung kann nur noch in der Übergangszone zum pannonischen Becken und im Bereich des Tauernfensters gefunden werden. Temperaturdaten, die durch Messungen in alpinen Seen und in Bohrlöchern gewonnen wurden (z.B. Hurtig et al., 1992), deuten auf eine Zunahme des Wärmeflusses seit dem Miozän hin. Die gegenwärtige Situation des Oberflächenwärmeflusses ist in Abbildung 79 zu sehen. Der Wärmefluss verhält sich ähnlich dem des späten Miozäns, ist diesem gegenüber jedoch leicht erhöht. Das ist zurückzuführen auf Erosionsprozesse und eine mögliche Änderung der hydrodynamischen Verhältnisse.

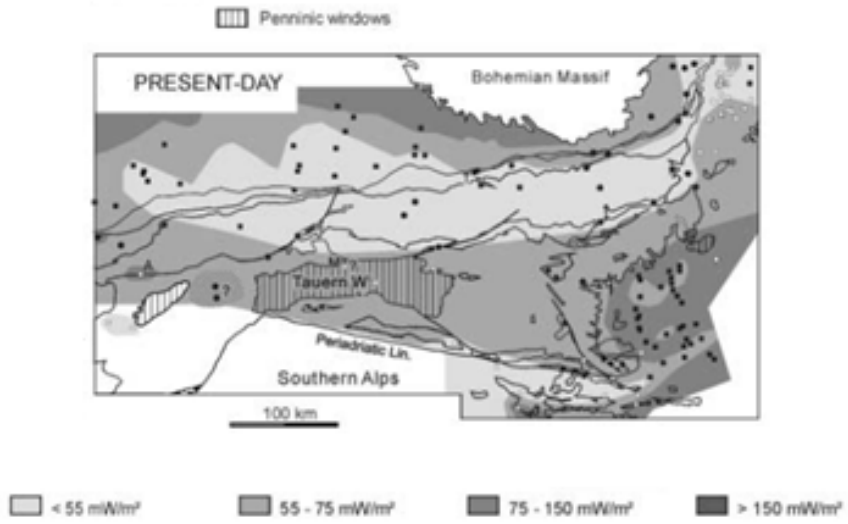


Abbildung 79.Gegenwärtiger Oberflächenwärmefluss der Alpen Die Punkte auf den Karten zeigen die Positionen, an denen Temperaturmessungen vorgenommen wurden an (Sachsenhofer, 2001).

Im Untersuchungsgebiet liegen neben den Kenntnissen des Wärmeflusses auch Informationen über die Temperaturverteilung im Erdmantel bis zu einer Tiefe von 200 km vor. In Abbildung 80 wird ein Schnitt durch das Modell von Goes et al. (2000) in 100 km Tiefe gezeigt. Der Temperaturbereich im Alpenbereich variiert in dieser Tiefe zwischen 700 – 800°C. Die Unsicherheiten bei den Temperaturabschätzungen betragen 100 – 150°C. Diese Angaben

stimmen auch mit den aus dem Oberflächenwärmefluss abgeleiteten Temperaturinformationen überein. In Abbildung 67 wurde der Zusammenhang zwischen Temperatur, Tiefe und Oberflächenwärmefluss gezeigt.

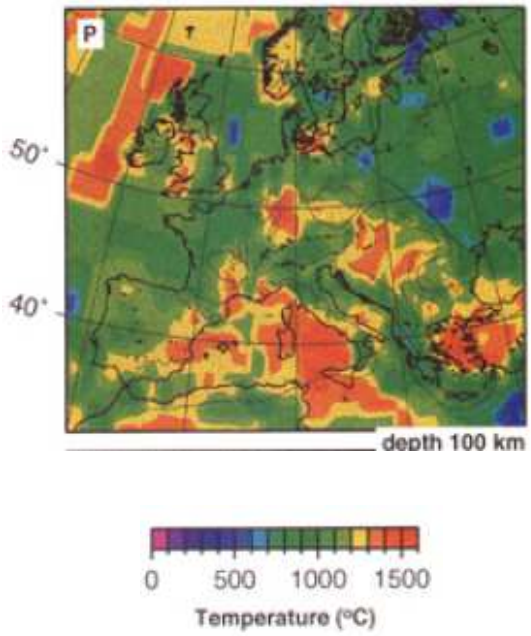


Abbildung 80. Schnitt durch das Modell von Goes et al. (2002) in einer Tiefe von 100 km

Ähnliche Temperaturangaben über das thermische Regime der Ostalpen aus Inversionsanalysen entlang des TRANSALP Profils werden in den Arbeiten von Vosteen et al. (2003) beschrieben. Abhängig von der Zusammensetzung der mittleren Kruste liegen die maximalen Temperaturen in den tiefsten Bereichen der europäischen Kruste bei 900°C ± 30%. Für die alpine Wurzel und die tiefsten Bereiche der südalpinen Kruste liegen die maximalen Temperaturen bei 700– 800°C ± 10% bzw. 600°C ±10%.

Basierend auf den publizierten Informationen über die thermische Struktur der Lithosphäre und den durch Inversion gewonnen v_P-Residuen sowie bekannter v_P–Temperaturbeziehungen (Goes et al., 2000) kann ein Temperaturmodell im Untersuchungsgebiet abgeleitet werden. Über das Diagramm der ozeanischen Geothermen von Turcotte &Schubert (2002) kann ein Zusammenhang zwischen Alter und Dicke ozeanischer Lithosphäre hergestellt werden. Die laut McCann (2008) rund 40 Ma alte penninische Lithosphäre erreichte somit eine Mächtigkeit von 60 – 70 km entlang der Subduktionszone (Abbildung 81). Auch die mittlere Temperatur der ozeanischen Lithosphäre von 600°C kann der Grafik entnommen werden.

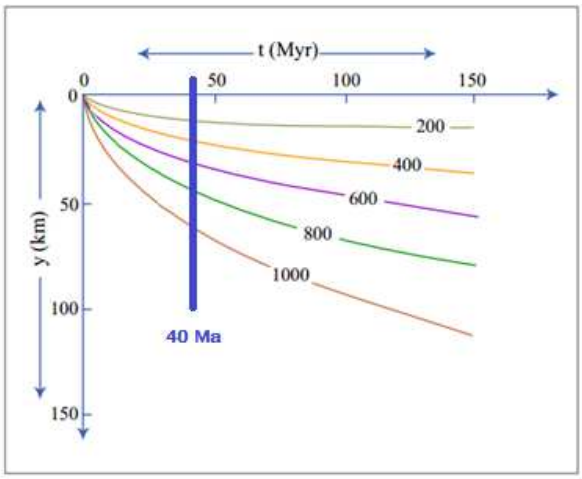


Abbildung 81. Ozeanische Geothermen
(Turcotte & Schubert, 2002)

Laut McKenzie et al. (2005) bewegt sich die mittlere Temperatur der ozeanischen Lithosphäre in einem Bereich zwischen 700 – 800°C. Von Vosteen et al. (2003) veröffentlichte einen Wert von 800°C für die alpine Wurzel entlang des TRANSALP Profils. Die Temperatur an der Lithosphären-Asthenosphäre-Grenze (*LAB*) beträgt1300°C(e.g. Cammarano et al., 2003). Unterhalb der LAB herrscht ein adiabatischer Temperaturgradient (s. auch Abbildung 66). Die nächste bekannte Grenzfläche, an der eine markante Temperaturänderung auftritt, ist die 410 km – Diskonituität. Entlang der Diskontinuität tritt eine Phasentransformation von Olivin zu Wadsleyit auf. Die Reaktion verläuft exotherm und es kommt zu einem Temperaturanstieg von 1430°C auf 1520°C (Turcotte& Schubert, 2002).

Aus den oben angeführten bekannten Daten wurden Randbedingungen für das folgende Modell festgelegt. Für die Temperatur im Bereich der Moho kontinentaler Kruste werden 800°C und 700°C im Bereich der Moho ozeanischer Kruste angenommen. Der Temperaturverlauf innerhalb der kontinentalen Lithosphäre verläuft linear und in der Mantellithosphäre beträgt die Temperatur im Mittel daher 1050°C. In einer Tiefe von rund 100 km im Bereich der LAB ist die Temperatur von den ursprünglichen 700°C bzw. 800°C auf 1300°C angestiegen. Die Berechnung der Temperatur oberhalb der 410km- Diskontinuität erfolgt mit dem in der Arbeit von Stein & Stein (1996) publizierten adiabatischen Gradienten von 0,3°C. Die Temperatur in einer Tiefe von 400 km beträgt daher rund 1400°C (gemittelt aus Stein & Stein, 1996 und Turcotte & Schubert, 2002). Unterhalb der 410 km – Diskontinuität herrscht eine Temperatur von 1520°C. Sämtliche Randbedingungen sind in der folgenden Tabelle 4 zusammengestellt.

Tabelle 4: Eckdaten einer möglichen Temperaturverteilung im Modellbereich

Ozeanische Lithosphäre	700°C
Kontinentale Kruste – Mantel - Grenze	800°C
Lithosphären – Asthenosphären – Grenze	1300°C
oberhalb 410 km - Diskontinuität	1400°C
unterhalb 410 km- Diskontinuität	1520°C

Zusätzlich fließt in die Modellierung die von Goes et al. (2000) veröffentlichte Beziehung zwischen einem Temperaturanstieg und der Verminderung von $v_P$ein: Ein Temperaturanstieg von 100°C führt zu einer Abnahme der v_P-Geschwindigkeit von 0.5-2%.Eine weitere Information über die Temperaturänderung eines ozeansichen Slabs im Zuge einer Subduktion wurde der Arbeit von Stein & Stein (1996) entnommen: Über eine Subduktionsdauer von 40 Ma erwärmt sich der Slab auf rund 80% der Temperatur des ihn umgebenden Erdmantels. Unsicherheiten oberhalb der 410 km-Diskontinuität betragen laut Cammarano et al. (2003) ± 100°C und darunter ± 200°C.

Basierend auf dem in dieser Arbeit präsentiertem Inversionsergebnis und auf den oben angeführten Eckdaten aus Literaturstudien wurde eine mögliche Temperaturverteilung im Bereich der ostalpinen Slabs erstellt. Das Ergebnis ist in Abbildung 82 zu sehen.

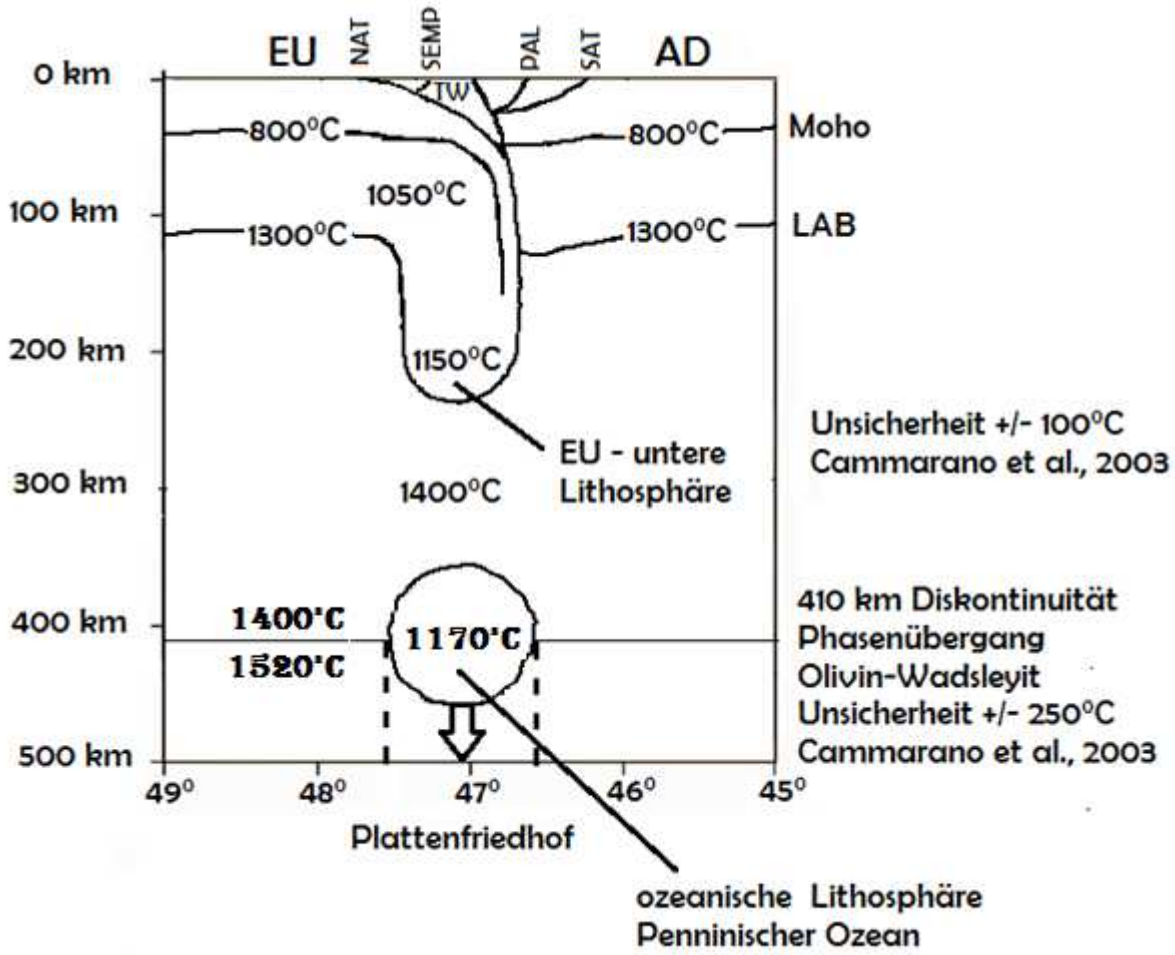


Abbildung 82. Temperaturverteilung im Modellbereich

Die subduzierte europäische Lithosphäre kann als EAS in der in den tomographischen Ergebnissen zwischen 60 und 250 km Tiefe gesehen werden. Im Inversionsergebnis spiegelt sich das in niedrigeren Werten der Laufzeitresiduen in tieferen Bereichen. Über die Beziehung von Goes et al. (2000) kann für die Temperatur im tiefsten Bereich in rund 250 km Tiefe des europäischen Slab ein Wert von 1150°C abgeleitet werden. Die kontinentale Subduktion hat nach dem Slab-Breakoff vor rund 35 Ma (Wortel & Spakman, 2000) begonnen. In diesem Zeitraum hat sich Lithosphäre beim Absinken von ursprünglich 1050°C auf 1150°C erwärmt.

Der Temperaturunterschied zwischen diesem Bereich und dem ab einer Tiefe von 350 km auftretenden ozeanischen Slab (DAS) ist nicht sehr groß. In der Asthenosphäre ist der Temperaturgradient geringer als in der Lithosphäre und die Erwärmung erfolgt daher langsamer. Auch die Werte der Laufzeitresiduen im Bereich des seichten und des tiefen Slabs

im Inversionsergebnis weisen keinen markanten Unterschied auf. Man kann daher davon ausgehen, dass die Temperaturunterschiede zwischen den beiden Slabs nur gering sind.

Die Subduktion des penninischen Ozeans wurde laut McCann (2008) vor rund 85 Ma eingeleitet. Ausgehend von dem von Stein & Stein (1196) publizierten Zusammenhang zwischen der Erwärmung eines ozeanischen Slabs und der Subduktionsdauer erscheint es möglich, dass die Temperatur des ozeanischen Slabs im Bereich der 410 km-Phasenübergangsgrenzschicht bei 1170°C liegt, unterhalb dieser Grenze muss die Temperatur aufgrund der längeren und auch höheren Erwärmung im Bereich des Slabs weiter ansteigen.

Es darf nicht außer Acht gelassen werden, dass die Unsicherheiten der vorgeschlagenen Temperaturverteilung sehr groß sind und Abbildung 82 soll nur als mögliche Vorstellung für detaillierte Untersuchungen dienen. Die Erstellung eines numerischen Modells geht jedoch deutlich über die Zielsetzung dieser Arbeit hinaus und kann auch nur mit Zuhilfenahme eines v_S-Geschwindigkeitsmodells durchgeführt werden.

9. ZUSAMMENFASSUNG

Die in dieser Arbeit vorgestellte teleseismische Tomographie der im Rahmen des ALPASS Projekts gesammelten Daten dient dem besseren Verständnis des strukturellen Aufbaus des oberen Erdmantels im Bereich der Ostalpen und der angrenzenden tektonischen Provinzen. Das ermittelte seismische Geschwindigkeitsmodell erstreckt sich bis in eine Tiefe von 585 km. Es wurde anhand einer Serie von Tiefenschnittenzwischen 60 und 500 km und entlang ausgewählter Profile, relativ zu den Geschwindigkeiten des ReferenzmodellsAK-l35 (Kennett et al., 1995) dargestellt. In einer Tiefe zwischen 60 und 250 km zeigt sich ein Körper mit erhöhter Geschwindigkeit ausgehend im westlichen Bereich des Untersuchungsgebietes (9°-10° Länge). Dieser erstreckt sich bis ungefähr 15° Länge entlang des Alpenbogens. Von West nach Ost ändert sich die Abtauchrichtung dieses Körpers kontinuierlich. Zunächst taucht er mit einer Neigung von ca. 80° nach Süden ab, weiter östlich erscheint der Slab senkrecht nach unten gerichtet. Bezugnehmend auf die Entstehungsgeschichte der Alpen wird der Körper als subduzierte, kontinentale Mantellithosphäre europäischen Ursprungs interpretiert. In der Arbeit wird dieser als EAS (*Eastern Alpine Slab*) bezeichnet. Die Achse des EAS fällt mit der Plattengrenze, die zwischen dem Europäischen und dem Adriatisch-Apulischen Fragment verläuft, zusammen. Der Ostrand des EAS fällt mit der Triple-Junction zwischen der Europäischen Platte, der Adriatischen Platte und des Pannonischen Plattenfragmentes (Behm et al., 2007; Brückl et al., 2010) zusammen.

Im Nordosten und im Südosten des EAS und im Bereich des Pannonischen Beckens befindet sich eine Zone niedriger Geschwindigkeit, die auf höhere Temperaturen im oberen Mantel und auf ein Ausdünnen der Lithosphäre hinweist. In einer Tiefe von 300 km kann eine Änderung der Geschwindigkeitsverteilung beobachtet werden. Zwischen 350 und 450 km ist ein Körper erhöhter Geschwindigkeit bei einer Breite von 47° klar zu erkennen. Er beginnt im Westen bei 13° Länge und erstreckt sich nach Osten bis zum Rand des Modells. In der vorliegenden Arbeit wird dieser Bereich in weiterer Folge als DAS (*Deep Alpine Slab*)bezeichnet. Es wird angenommen, dass es sich um ozeanische Lithosphäre der alpinen Tethys handelt.In größeren Tiefen (~500 km) herrschen höhere Geschwindigkeiten im Pannonischen Bereich vor. In diesem Bereich befinden sich Überreste subduzierter ozeanischer Platten (Vardar, Meliata, Neotethys, Alpine Tethys). In der Arbeit von Handy et al. (2010) wird dieser Bereich als Plattenfriedhof (*Slab Graveyard*) beschrieben.

Die Ergebnisse der Inversion wurden sowohl mit globalen tomographischen Studien (Bijwaard et al., 1998 und Piromallo & Morelli, 2003) als auch mit den Resultaten teleseismischer Untersuchungen (Lippitsch et al., 2003 und Koulakov et al., 2009), die das Untersuchungsgebiet ganz oder auch teilweise überdecken, verglichen. Ebenso wurde die Untersuchung, die sich im Rahmen des Carpathian Basin Projects von Dando et al. (2011), die sich einem Gebiet im Osten des ALPASS-Modells widmet, für Vergleiche herangezogen. Der EAS korreliert mit den Modellen von Bijwaard et al. (1998), Piromallo & Morelli (2003), Lippitsch et al. (2003) und Koulakov et al. (2009).

Die laterale Ausdehnung des EAS zwischen 10° und 14° Ost ist durch ihre erhöhte Geschwindigkeit in den Modellen von Lippitsch et al. (2003), Koulakov et al. (2009) und dem vorliegenden in einer Tiefe bis zu 200 km zu erkennen. Die Achse des EAS passt in allen drei Modellen im Bereich zwischen 10° und 14° Ost zusammen und folgt der Moho-Fragmentierung. Es wird angenommen, dass der EAS bei einem einmaligen geodynamischen Prozess entstanden ist, und zwar durch Subduktion des lithosphärischen europäischen Mantels entlang der Plattengrenze zwischen Europäischer und Adriatischer Platte (EU-AD).

Auch die in der vorliegenden Arbeit als DAS beschriebene Strukturwurde in den angeführten Studien und in der Publikation von Dando et al. (2011) beschrieben. Im Modell von Lippitsch et al. (2003) hingegen, das sich über einen Bereich von 3° - 16° Länge und 43° - 50° Breite erstreckt, ist dieser Slab nicht zu erkennen, was einerseits auf die geringere Tiefe (bis 400 km) und andererseits auf die kleinere Ausdehnung des Modells nach Osten zurückgeführt werden kann.

In einer Tiefe von 350 km und 400 km ist sowohl in der vorliegenden Arbeit als auch in der Arbeit von Koulakov et al. (2009) der DAS als eine Ost-West gerichtete Zone stark erhöhter P-Wellen-Geschwindigkeit zu sehen, die im Westen zwischen 12° und 13° endet.

Zu Vergleichszwecken wurde ein Profil in dieser Arbeit derart gewählt, dass es mit einem Profil aus der Arbeit von Lippitsch et al. (2003) übereinstimmt, dessen Abbildung zu der Annahme führte, dass im westlichen Bereich des Tauernfensters zwischen dem 11. und dem 12. Längengrad eine Änderung der Subduktionsrichtung auftritt. Die Ergebnisse der Tomographie von Lippitsch et al. (2003) haben weitere tektonische Modelle der Alpen stark beeinflusst (Schmid et al., 2004 und 2008, Kissling et al., 2006, Ustaszewski et al., 2008), wobei in den Arbeiten die Ergebnisse so interpretiert werden, dass Teile des Vadar oder des

Meliata Ozeans, die sich ursprünglich im Südosten des Austroalpins befanden, nach Norden subduzierten und dadurch adriatische kontinentale Lithosphäre gezwungen wurde, unter das Austroalpin zu subduzieren.

Diese Beobachtung steht im Widerspruch zu den Ergebnissen der vorliegenden Arbeit und der Arbeit von Koulakov et al. (2009). In diesen beiden Modellen präsentiert sich der Slab in Verlauf und Ausdehnung ähnlich, im Modell von Lippitsch et al. (2003) jedoch taucht er ausgehend von der adriatischen Moho bis in eine Tiefe von 230 km mit rund 60° nach Norden ab.

Aus den drei übereinstimmenden Modellen von Dando et al. (2011), Koulakov et al. (2009) und ALPASS wurden für weitere Untersuchungen und Interpretationen ein normalisiertes, gewichtetes Mittel gebildet (Brückl et al., 2012). Aus diesem wurden für weitere Tests des ALPASS - Datensatzes durch Digitalisierung der Slab-Begrenzungen drei Basismodelle konstruiert: zwei Varianten oberflächennaher Slabs, die sich in einer Tiefe zwischen 60 und 250 km befinden und ein tieferSlab, der in einer Tiefe zwischen 350 und 450 km liegt. Durch unterschiedliche Kombinationen dieser Variantenwurde untersucht, ob mögliche Verbindungen zwischen den Slabs bestehen, da einige Profile des ALPASS-Modells auf eine mögliche Verbindung des EAS und des DAS in einer Tiefe von rund 300 km hinweisen. Dem Ergebnis ist allerdings nicht eindeutig zu entnehmen, ob der EAS bei 12° zusammenhängt oder es sich um zwei voneinander getrennte Slabs handelt. Die Tests mit den synthetischen Modellen ergaben, dass die Anomalien gut rekonstruiert werden. Die Inversionsergebnisse der synthetischen Modelle wurden dahingehend interpretiert, dass es sich beim EAS um einen zusammenhängenden Slab handelt. Über eine mögliche Verbindung zwischen dem EAS und dem DAS konnte jedoch keine Aussage getroffen werden.

Das letzte Kapitel der Arbeit widmete sich der thermischen Struktur der Slabs und ihrer Umgebung. Allerdings konnte aufgrund der vorliegenden Geschwindigkeitsinformationen keine Umrechnung in Temperaturwerte vorgenommen werden. Dafür müsste auch ein Modell mit Scherwellengeschwindigkeiten vorliegen. Jedoch wurde basierend auf Literaturstudien eine Abschätzung der Temperaturverteilung im oberen Erdmantel im Untersuchungsgebiet erstellt.

APPENDIX

Appendix A: Stationskoordinaten

1. Temporäres Netzwerk

Bezeichnung	Länge	Breite
A1_D_02	13,54	48,81
A1_D_03	13,51	48,67
A1_AUT_04	13,59	48,48
A1_AUT_05	13,49	48,33
A1_AUT_06	13,57	48,15
A1_AUT_07	13,57	47,96
A1_AUT_08	13,54	47,79
A1_AUT_09	13,54	47,59
A1_AUT_10	13,65	47,42
A1_AUT_11	13,52	47,31
A1_AUT_12	13,68	47,13
A1_AUT_13	13,73	46,97
A1_AUT_14	13,70	46,80
A1_AUT_15	13,65	46,63
A1_SLO_16	13,78	46,47
A1_SLO_17	13,69	46,33
A1_SLO_18	13,74	46,19
A1_SLO_19	13,74	45,97
A1_SLO_20	13,73	45,84
A2_AUT_02	15,90	48,74
A2_AUT_03	15,81	48,61
A2_AUT_04	15,62	48,51
A2_AUT_05	15,56	48,42
A2_AUT_06	15,48	48,28
A2_AUT_07	15,29	48,17
A2_AUT_08	15,22	48,03
A2_AUT_10	14,93	47,81
A2_AUT_11	14,81	47,71
A2_AUT_12	14,74	47,61
A2_AUT_13	14,62	47,53
A2_AUT_14	14,48	47,44
A2_AUT_15	14.48	47.24
A2_AUT_16	14,28	47,20
A2_AUT_17	14,22	47,06

Bezeichnung	Länge	Breite
A2_AUT_18	14,02	46,94
A2_AUT_19	13,93	46,86
A2_AUT_20	13,85	46,80
A3_H_14	16,41	46,87
A3_H_15	16,61	46,76
A3_H_16	16,84	46,53
A3_H_20	17,76	45,97
A4_AUT_01	16,68	47,92
A4_AUT_02	16,29	47,61
A4_AUT_03	16,46	48,02
A4_AUT_03	16,45	48,05
A6_AUT_01	14,98	46,97
AD_HR_02	14,35	45,14
AD_HR_03	14,60	45,19
AD_HR_04	14,79	45,22
AD_HR_06	15,35	45,41
AD_HR_09	16,23	45,71
AD_HR_10	16,48	45,79
AD_HR_11	16,74	45,86
AD_HR_12	17.02	45.98
AD_HR_13	14,02	45,20
AD_HR_14	13,87	45,41
AD_HR_15	17,67	45,62

2. Stationen Bohema

Bezeichnung	Länge	Breite
BUD	14,02	49,07
GFO	15,49	48,52
JAK	15,77	49,08
KON	16,01	48,79
KYS	14,04	48,68
LAN	15,23	49,02
MUN	15,13	48,25
PNS	14,70	48,60
UNT	14,47	48,37
VAL	16,76	48,74
UHR	16,95	49,05

3. Permanente Stationen

Bezeichnung	Länge	Breite
ARSA	15,52	47,25
ACOM	13,52	46,55
AFL	12,18	46,53
BAD	13,24	46,23
BERNI	10,00	46,41
BFO	8,32	48,33
BNALP	8,42	46,87
BOO	13,10	46,32
BRG	13,90	50,87
BUA	13,12	46,22
CADS	13,70	46,22
CAE	12,44	46,01
CEY	14,40	45,73
CIMO	12,44	46,31
COLI	13,38	46,13
CPRP	11,80	45,88
CRES	15,40	45,82
CSMI	12,65	46,51
CSO	12,33	46,27
DAVA	9,88	47,29
DAVOX	9,87	46,78
DER	13,64	46,17
DOBS	15,40	46,14
DPC	16,30	50,35
DST	13,80	45,66
FAU	11,98	46,23
FUR	11,20	48,16
FUSIO	8,66	46,45
GCIS	15,60	45,86
GED1	13,70	48,85
GORS	13,90	46,31
GRA3	11,30	49,76
GRB2	11,60	49,27
GRC2	11,30	48,86
JAVC	17,60	48,85
JAVS	14,00	45,89
KBA	13,34	47,08

Bezeichnung	Länge	Breite
KHC	13,50	49,13
KNDS	14,30	45,52
KOGS	16,20	46,44
KRUC	16,30	49,06
KSP	16,20	50,84
LIENZ	9,49	47,29
LIKS	19,11	49,05
LJU	14,50	46,04
LLS	9,00	46,84
LSR	13,53	46,48
MLNI	12,61	46,15
MOA	14,27	47,85
MORC	17,50	49,77
MOTA	11,10	47,34
MOX	11,60	50,64
MPRI	12,99	46,24
MTLI	12,10	45,81
MUGIO	9,04	45,92
NKC	12,40	50,23
OBKA	14,55	46,51
OJC	19,70	50,21
OKC	18,10	49,83
PERS	15,10	46,63
PKSM	18,60	46,21
PLRO	13,15	46,55
POZ	17,68	45,33
PSZ	19,80	47,91
PTJ	15,97	45,91
RIY	14,48	45,33
ROBS	13,50	46,24
SISC	16,37	45,47
SLE	8,49	47,76
SQTA	11,20	47,22
SRO	18,31	47,81
STU	9,20	48,77
SULZ	8,11	47,52
TANN	12,40	50,41
TEOL	11,67	45,36
TLI	13,10	45,92

Bezeichnung	Länge	Breite
TRI	13,70	45,70
TUE	9,34	46,47
UPC	16,00	50,50
VINO	13,28	46,26
VISS	14,80	45,80
VLC	10,30	44,15
VRAC	16,50	49,30
VYHS	18,84	48,49
WATA	11,50	47,33
WET	12,80	49,14
WILA	8,90	47,41
WTTA	11,64	47,26
ZAG	15,98	45,82
ZOU	12,97	46,56
ZST	17,10	48,19

Appendix B: Erstellung eines Simulierungsfilters

In einem ersten Schritt wird der Geräteeinfluss der unterschiedlichen Sensoren aus den Signalen gefiltert und sodann können in einem weiteren Schritt die Signale des kurzperiodischen Empfängers WWSSN-SP (World Wide Standard Seismic Networks – Shortperiod) simuliert werden. Die dafür notwendige Übertragungsfunktion wirdaus den instrumentspezifischen Poles and Zeros berechnet. Diese wird sodann invertiert und mit der Übertragungsfunktion des zu simulierenden Instruments (WWSSN-SP) multipliziert. Mit dem Normalsierungsfaktor wird die Amplitude der Übertragungsfunktion normiert. Exemplarisch wird der Vorgang der Simulierung an dem Sensor CMG40t mit den in den Tabellen 1a-c angeführten Werten und in Abbildung 1 gezeigt. Diese Schritte werden für alle Sensoren durchgeführt.

CMG40t		
Poles(2)	Sre(rad/s)	Sim(rad/s)
	-0.1481	0.1481
	-0.1481	-0.1481
Zeros(2)	Sre(rad/s)	Sim(rad/s)
	0	0
	0	0
Normalisationfaktor	1	

Tabelle 1a. Poles und Zeros der Übertragungsfunktion für den Sensor CMG40t

WWSSN-SP		
Poles(2)	Sre(rad/s)	Sim(rad/s)
	-3.367788	-3.731514
	-3.367788	3.731514
	-7.037168	-4.545562
	-7.037168	4.545562
Zeros(2)	Sre(rad/s)	Sim(rad/s)
	0	0
	0	0
Normalisationfaktor	70.18386	

Tabelle 1b. Poles und Zeros der Übertragungsfunktion für WWSSN-SP

CMG40t_WWSSN-SP		
Poles(2)	Sre(rad/s)	Sim(rad/s)
	-3.367788	-3.731514
	-3.367788	3.731514
	-7.037168	-4.545562
	-7.037168	4.545562
Zeros(2)	Sre(rad/s)	Sim(rad/s)
	-0.1481	0.1481
	-0.1481	-0.1481
Normalisationfaktor	70.18386	

Tabelle 1c. Poles und Zeros der Übertragungsfunktion für den Simulierungsfilter

In den Abbildungen 1a-c sind Bode-Diagramme für die Frequenzantwort des Sensoren CMG40t und WWSSN-SP und der erstellte Simulierungsfilter ist zu sehen. In Abbildung 2 werden sowohl ungefilterte als auch simulierte Daten der Station A105, die mit einem CMG40t Sensor ausgestattet war, zusammengestellt.

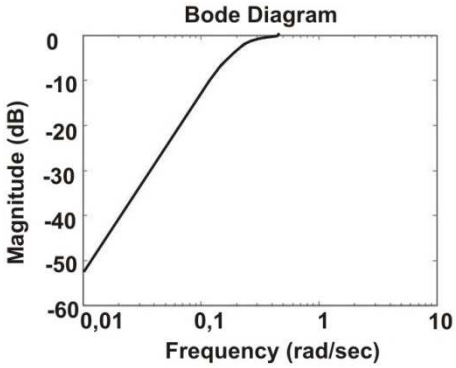


Abbildung 1a.

Instrumentenantwort CMG40t

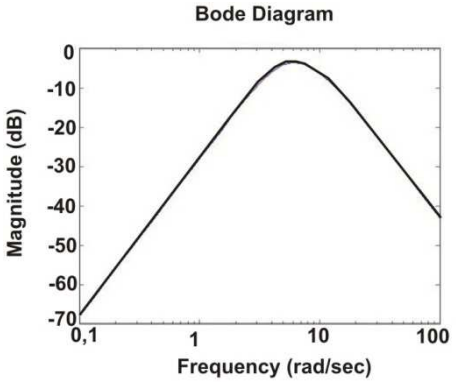


Abbildung 1b.

Instrumentenantwort WWSSN_SP

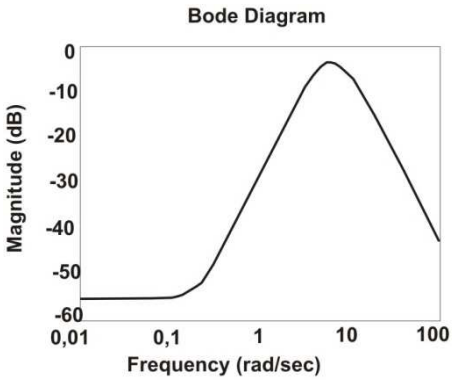


Abbildung 1c.

Instrumentenantwort der Simulierung

Abbildung 1. Bode Diagramme der Antwortfunktionen der Sensoren und des simulierten Instruments

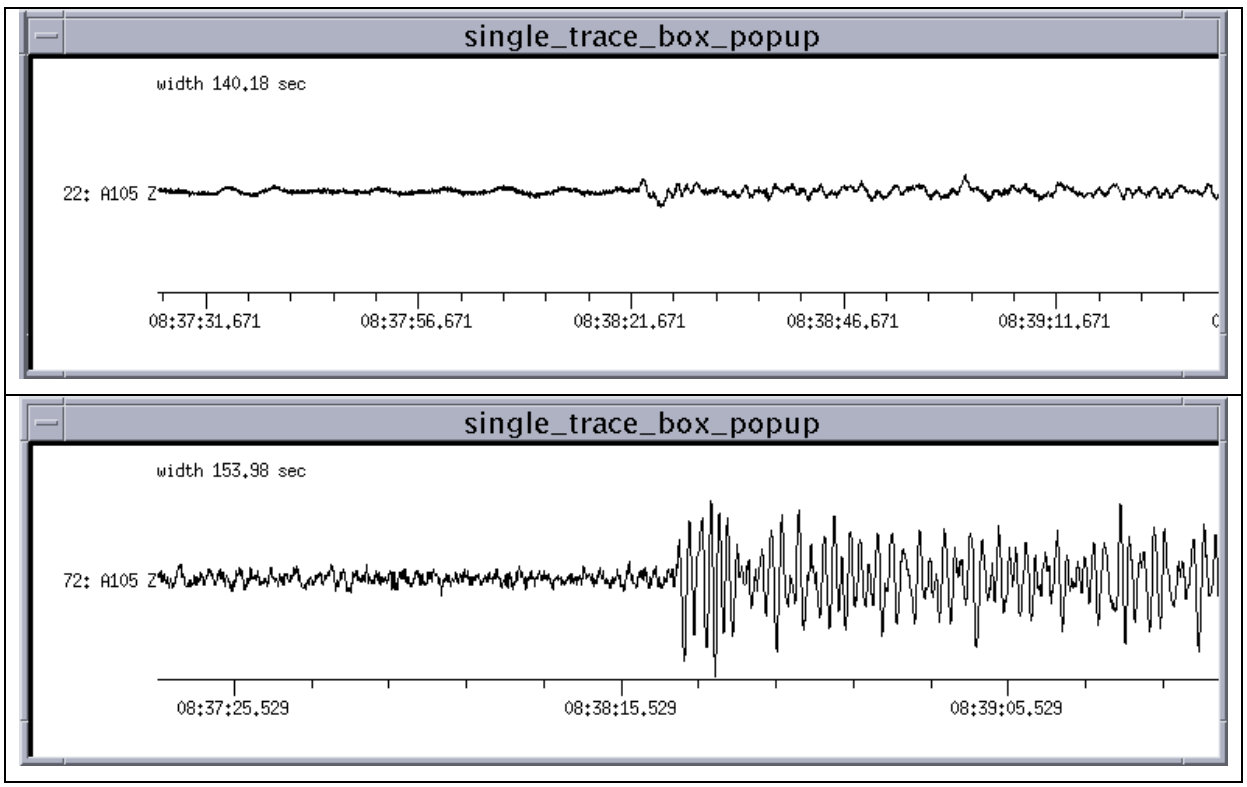


Abbildung 2.Rohdaten und simulierte Daten der Station A105

Appendix C: Verzeichnis der Ereignisliste

Datum	Zeit (UTC)	Länge	Breite	Tiefe [km]	Region	Magnitude
050505_2341	23:41:53.11	5,08	-82,42	10	Ecuador	5,9
050514_0505	05:05:18.44	0,57	98,44	34	Sumatra	6,80
050518_1137	11:37:36.35	5,63	93,32	57	Sumatra	6,20
050519_0112	01:12:29.57	60,02	-152,69	95	Alaska	5,50
050519_0154	01:54:52.82	1,98	97,04	30	Sumatra	6,90
050531_0204	02:04:15.78	31,37	131,20	38	Japan	5,7
050531_0229	02:29:31.58	5,28	94,42	30	Sumatra	5,6
050601_1620	16:20:05.10	24,68	122,05	63	Taiwan	5,60
050601_2006	20:06:41.08	28,85	94,61	24	Grenze Indien-China	6,00
050606_0120	01:20:04.66	15,76	-61,64	10	Leeward Inseln	4,90
050614_1544	15:44:78.00	15,26	-61,22	7	Leeward Inseln	4,80
050614_1710	17:10:16.35	51,23	-179,39	51	Aleuten	6,80
050615_0250	02:50:53.01	41,28	-125,98	10	Kalifornien	7,20
050630_2126	21:26:34.68	8,41	-82,83	29	Zentralamerika	6,00
050701_0348	03:48:30.66	36,63	71,31	79	Kashmir	5,60
050702_0216	02:16:44.14	11,20	-86,41	27	Costa Rica	6,60
050716_0216	02:16:39.03	26,94	74,59	8	Indien	5,40
050720_2154	21:53:58.72	41,65	110,79	30	China	5,50
050721_1917	19:17:43.36	-8,42	-16,10	30	Ascension Island	5,30
050723_0734	07:34:49.18	33,99	141,94	70	Japan	6,10
050723_1440	14:40:25.00	36,41	70,78	213,6	Hindu Kush	5,50
050723_2009	20:09:05.00	11,86	-86,26	165,5	Nicaragua	5,60
050724_1542	15:42:05.00	7,93	92,15	10	Nicobaren	7,50

Datum	Zeit	Länge	Breite	Tiefe [km]	Region	Magnitude
050726_0408	04:08:30.36	43,99	-114,90	30	Western Idaho	5,70
050815_0753	07:53:22.30	-3,25	-17,28	30	Ascension Island	5,40
050816_0246	02:46:27.80	38,38	141,99	40	Japan	7,20
050825_2108	21:08:09.24	36,07	79,85	30	China	5,50
050826_1816	18:16:29.82	14,16	54,03	30	Arabisches Meer	6,20
050830_1810	18:10:44.80	38,58	143,10	10	Kurilen	6,20
050906_0115	01:15:55.47	23,34	123,38	20	Ryukyu	6,10
050918_0725	07:25:39.91	22,06	95,59	30	Burma	5,70
050924_0755	07:55:11.39	66,19	-133,94	30	Äthiopien	5,50
050925_0819	08:19:06.34	14,05	38,17	30	Karibische See	4,90
050926_0933	09:33:55.80	12,40	40,55	10	Äthiopien	5,20
050928_1631	16:31:35.84	12,40	40,60	10	Äthiopien	5,20
051003_1406	14:06:22.49	8,40	-75,94	30	Kolumbien	5,30
051008_1046	10:46:26.80	34,85	73,30	10	Pakistan	6,20
051008_2113	21:13:11.20	33,04	75,92	33	Kashmir Ost	5,70
051011_1505	15:05:35.30	4,84	95,14	10	Sumatra	5,90
051015_1006	10:06:17.00	46,90	154,16	39,2	Kurilen	6,10
051015_1551	15:51:08.00	25,30	123,26	190,2	Taiwan	6,60
051017_2159	21:59:19.38	11,93	-87,62	167,8	Nicaragua	5,70
051019_1144	11:44:32.44	34,15	141,81	30	Japan	6,50
051028_2230	22:30:47.57	8,83	-61,35	30	Venezuela	5,10
051109_1133	11:33:06.55	-0,14	-72,32	30	Kolumbien	5,9
051114_2138	21:38:49.14	36,92	145,99	30	Japan	7,00
051121_1536	15:36:20.55	28,87	130,96	133,4	Ryukyu	6,20

Datum	Zeit	Länge	Breite	Tiefe [km]	Region	Magnitude
051202_1313	13:13:09.63	38,12	142,10	29	Japan	6,50
051205_1219	12:19:57.09	-6,17	29,72	22	Mozambique	7,20
051211_1554	15:54:13.84	57,43	120,73	10	USSR Ost	5,70
051212_2147	21:47:46.07	36,35	71,11	224	Kashmir	6,60
051219_1324	13:24:29.10	5,78	61,04	10	Carlsberg Ridge	5,20
051221_1432	14:32:38.53	6,58	-82,67	10	Panama	6
051223_1804	18:03:58.88	8,05	-38,04	10	Mid Atlantic Ridge	5,30
060106_0340	03:40:00.27	9,04	-86,21	30	Küste Costa Rica	5,90
060120_0853	08:53:31.10	28,56	-43,95	30	North Atlantic Ridge	5,60
060121_0407	04:07:02.86	13,80	94,05	30	Andamanen	5,80
060123_2051	20:51:00.66	10,96	-78,60	30	Panama	5,50
060220_0656	06:56:09.40	13,11	-87,61	10	Honduras	5,60
060222_2219	22:19:06.60	-21,29	33,44	10	Mozambique	7,50
060223_2004	20:04:46.48	26,27	93,4769	30	Ostindien	5,80
060226_0213	02:13:29.43	32,13	91,6336	15	Tibet	5,50
060228_0730	07:31:08.00	28,27	56,81	57,4	Südiran	6,20
060307_1820	18:20:46.32	23,73	70,88	10	Indien	5,50
060312_1711	17:11:17.96	-33,20	56,92	10	Südlicher indischer Ozean	5,60
060315_1152	11:52:54.08	-21,21	33,55	10	Mozambique	5,10
060315_1419	14:19:48.12	-21,15	33,43	10	Mozambique	5,60
060325_0728	07:08:55.17	27,61	55,68	18	Südiran	5,90
060401_1002	10:02:19.64	22,89	121,28	9	Taiwan	6,20
060406_1759	17:59:16.45	23,28	70,42	10	Indien	5,50

Datum	Zeit	Länge	Breite	Tiefe [km]	Region	Magnitude
060414_1841	18:41:37.02	-21,41	33,58	10	Mozambique	5,40
060415_2240	22:40:57.77	22,85	121,39	38	Taiwan	5,90
060421_0432	04:32:43.88	60,59	165,78	9	Kamchatka	6,20
060421_1114	11:14:15.39	61,38	167,53	12	Ostsibirien	6,10
060424_1516	15:16:34.70	81,98	118,89	10	Severnaya Zemlya	5,00
060425_1826	18:26:16.79	1,95	96,97	21	Südsumatra	6,30
060427_0418	04:18:28.18	0,32	30,03	10	Lake Tanganyika	5,30
060429_1658	16:58:06.23	60,50	167,51	11	Ostsibirien	6,60
060501_0748	07:48:03.75	8,20	-82,89	36	Grenze Panama - Costa Rica	5,90

Literaturverzeichnis

Achauer, U., 1994. New ideas of the Kenya rift based on the inversion of the combined dataset of the 1985 and 1989/1990 seismic tomography experiments. Tectonophysics 236, pp. 305-329.

Aki, K., Lee, H.K., 1976. Determination of three-dimensional anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes: 1. A homogenous intial model. J. Geophys. Res. 81, pp.4381-4399.

Aki, K., Richards, P.G., 1980. Quantitative Seismology: Theory and Methods, W.H.Freeman, San Francisco.

Anderson, D.L., 1989. Theory of the Earth, Boston, MA: Blackwell Scientific Publications.

Arlitt, R., Kissling, E., Ansorge J. and TOR Working Group, 1999.Three-dimensional crustal structure beneath the TOR array and effects on teleseismic wavefronts, Tectonophysics 314, pp. 309-319.

Artemieva, I., 2011. The Lithosphere: An Interdisciplinary Approach Hardcover. Cambridge, England, UK: Cambridge University Press, 794p.

Behm, M., 2007. Accuracy and resolution of a 3D seismic model of the Eastern Alps. Diss., TU Wien, 149pp.

Behm, M., Brückl, E., Chwatal, W., Tybo, H., 2007. Application of stacking and inversion techniques to 3D wide-angle reflection and refraction seismic data of the Eastern Alps. Geophys. J. Int., 170, pp. 275-298.

Bijwaard, H., Spakman, W., 2000. Non-linear P-wave tomography by literated linearized inversion. Geophys. J. Int. 141, pp. 71-82.

Bijwaard, H., Spakman, W., Engdahl, E.R., 1998. Closing the gap between regional and global travel time tomography. J. Geophys. Res., 103, pp. 30055-30078.

Bina, C.R., Wood, B.J., 1987. Olivine spinel ransitions: Experimental and thermodynamic constraints and implications for the nature of the 400 km seismic discontinuity. J. Geophys.Res., 92, doi: 10.1029/JB092iB06p04853.

Blakey R., 2015. Paleogeographic and tectonic History of Europe.*www.cpgeosystems.com/europaleogeography.html*,28.12.2015

Bleibinhaus, F., Brückl, E. and ALP2002 Working Group, 2006. Wide-angle observations of ALP2002 shots on the TRANSALP profile: Linking the two DSS projects. Tectonophysics 414, pp. 71-78.

Bleibinhaus, F., Gebrande, H., 2006. Crustal Structure of the Eastern Alps along the TRANSALP profile from wide-angle seismic tomography.Tectonophysics, 414, pp. 51-69.

Brückl, E., Behm, M., Decker, K., Grad, M., Guterch, A., Keller, R., Thybo, H., 2010. Crustal structure and active tectonics in the Eastern Alps. Tectonics 29, pp. 279-295.

Brückl, E., Bleibinhaus, F., Gosar, A., Grad, M., Guterch, A., Hrubcova, P., Keller, R., Majdanski, M., Šumanovac, F., Tiiara, T., Yliniemi, J., Hegedüs, A., Thybo, H., 2007. Crustal structure due to collisional and escape tectonics in the Eastern Alps region based on profiles Alp01 and Alp02 from the ALP 2002 seismic experiment. J. Geophys. Res. 112, pp. 615-633

Brückl, E., Bodoky, T., Hegedüs, E., Hrubcová, P., Gosar, A., Grad, M., Guterch, A., Hajnal, Z., Keller, G.R., Spicak, A., Sumanovac, F., Thybo, H., Weber, F. and ALP 2002 Working Group, 2003.ALP 2002 Seismic Experiment. Studia geophysica geodaetica, Academy of Sciences of the Czech Republik 47,pp. 671-679.

Brückl, E., Hammerl, Ch., 2014. Eduard Suess – conception of the Alpine orogeny related to geophysical data and models. Austrian Journal of Earth Sciences 107_1, pp.94-114.

Brückl, E., Mertl, S., 2006. Seismic Monitoring of Deep-Seated Mass Movements. Proceedings of INTERPRAEVENT International Symposium "Disaster Mitigation of Debris Flows, Slope Failures and Landslides." Universal Academy Press, Inc. / Tokyo, Japan, pp. 571-580.

Brückl, E., Mitterbauer, U., Brückl, J., Keller, R., Houseman, G., 2012. Struktur und Kinematik des lithosphärischen Erdmantels im Ostalpenraum Oral Presentation at Pangeo Austria 2012, held 15-20 September 2012 in Salzburg, Austria.

Cammarano, F., Goes, S., Vacher, P., Giardini, D., 2003. Inferring upper-mantle temperatures from seismic velocities. Physics of Earth and Planetary Interiors, 138, pp. 197-222.

Cermak, V., Rybach, L., 1979. Terrestrial Heat Flow in Europe.Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 330p.

Channell, J.E.T., Kozur, H.W., 1997. How many oceans? Meliata, Vardar and Pindos Oceans in Mesozoic Alpine paleogeography. Earth Sci. Rev., 15, pp. 213-292.

Chapman, D.S., Furlong, K.P., 1992. Thermal state of continental crust. In: Fountain, D.M., Arculus, R., Kay, R.W. (Eds.), Continental Lower Crust. Elsevier Science, Asterdam, pp. 179-199.

Chopelas, A., Boehler, R., 1992. Thermal expansivity in the lower mantle. Geophys. Res. Letters, 19, pp. 1983-1986.

Dando, B., 2010. Seismological structure of the Carpathian-Pannonian Region in central Europe, PhD. Thesis, School of Earth and Environment, University of Leeds, 244p.

Dando, B.D.E., Stuart, G.W., Houseman, G.A., Hegedüs, E., Brückl, E., Radovanovic, S., 2011. Teleseismic Tomography of the upper-mantle in the Carphatian-Pannonian region of central Europe.Geophys. J. Int. 186, pp. 11-31.

Deal M. M., Nolet, G., 1999. Slab temperature and thickness from seismic tomography. 1. Method and application to Tonga. J. Geophys. Res., 104, pp. 28789-28802.

Deal M. M., Nolet, G., 1999. Slab temperature and thickness from seismic tomography. 2. Izu-Bonin, Japan and Kuril subduction zones. J. Geophys. Res., 104, pp. 28789-28802.

Decker, K., Peresson, H., 1996. Tertiary kinematics in the Alpine-Carpathian-Pannonian system: links between thrusting, transform faulting and crustal extension. In: Wessely, G., Liebl, W. (Eds.), Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe: EAGE, Spec. Publ., 5, pp. 69-77.

De Jonge, M.R., Wortel, M.J.R., Spakman, W., 1994. Regional scale tectonic evolution and the seismic velocity structure of the lithosphere and upper mantle: The Mediterranean region. J. Geophys. Res., 99, pp. 12091-12108.

Di Stefano, R., Kissling, E., Chiarabba, C., Amato, A., Giardini, D., 2009. Shallow subduction beneath Italy: Three-dimensional images ofthe Adriatic-European-Thyrrhenian lithospheresystem based on high-quality P-wave arrival times, J. Geophys. Res., 114, doi: 29/2008JB005641.

Doglioni, C., Carminati, E., 2002. The effects of four subductions in NE Italy. Mem. Sci. Geol. 54, pp. 1-4.

Duffy, T.S., Anderson, D.L., 1989. Seismic velocities in mantle minerals and the mineralogy of the upper-mantle. J. Geophys. Res., 94, pp. 1895-1912.

Dziewonski, A.M., Anderson, D.L., 1981. Preliminary reference Earth model. Physics of the Earth and Planetary Interiors 25, pp. 297–356.

Eberhardt-Phillips, D., 1986. Three-dimensional velocity structure in the northern California Coast Ranges from inversion ofthe local earthquake arrival times. Bull. Seism. Soc. Am., 76, pp. 1025-1052.

Eberhardt-Phillips, D., 1990. Three-dimensional P and S velocity structure in the Coalinga region, California. J. Geophys. Res., 95, pp. 343-363.

Eckart, C., Young, G., 1939. A principal axis transformation for non-Hermitian matrices. Bull. Am. Math. Soc., 45, pp.118-121.

Fei Y., 1995. Thermal expansion in: Ahrens T.J. (Ed.), Mineral Physics and Crystallography: A handbook of physical constants, AGU, pp. 29-44.

Franke, W., Żelaźniewicz, A., 2000. The eastern termination of the Variscides: terrane correlation and kinematic evolution. In: Orogenic processes: quanitification and modelling in the Variscian Belt, edited by W. Franke, W. Haak, O. Oncken, and D.. Tanner, Geological Society, London, Special Publications 179, pp. 63-85.

Froitzheim, N., Manatschal, G., 1996. Kinematics of Jurassic rifting, mantle exhumation, and passive-margin formation in the Austroalpine and Penninic nappes (Eastern Switzerland). Geol. Soc. Am. Bull. 108, pp. 1120-1133.

Fügenschuh, B., Seward, D., Mancktelow, N., 1997. Exhumination in a convergent orogen: the western Tauern window. Terra Nova, 9, pp. 213-217.

Furlong, K.P., Chapman, D.S., 1987b. Thermal state of the lithosphere. Rev. Geophys., 25, pp. 1255-1264.

Furlong, K.P., Spakman, W., Wortel, R., 1995. Thermal structure of the continental lithosphere: constraints from seismic tomography. Tectonophysics, 244, pp. 107-117.

Geissler, W., Kind, R., Yuan, X., 2008. Upper mantle and lithospheric heterogeneities in central and eastern Europe as observed by teleseisic receiver functions. Geophys. J. Int. 174, pp. 315-376.

Goes, S., Govers, R., Vacher, P., 2000. Shallow mantle temperatures und Europe from P and S wave tomography. J. Geophys. Res., 105, pp. 11153-11169.

Grad, M., Tiira, T., ESC Working Group, 2009a. The Moho depth map of the European Plate. Geophys. J. Int. 176, pp. 279-292.

Grad, M., Špićak, A., Keller, G.R., Guterch, A., Brož, M., Hegedüs, A. and WORKING GROUP, 2003.SUDETES 2003 Seismic Experiment, Stud. Geophys. Geod. 47, pp. 681-689.

Green, D.H., Falloon, T.J., 1998. Pyrolite: A Ringwood concept and its current expression, in Jackson, I.N.S., ed., The Earth's mantle: Composition, structure, and evolution: Cambridge, England, Cambridge University Press, pp. 311-380.

Green, D.H., Ringwood, A.E., 1963. Mineral assemblages in a model mantle composition. J. Geophys. Res., 1963, pp. 937-945.

Guterch, A., Grad, M., Keller, G.R., Posgay, K., Vozar, J., Spicak, A., Brückl, E., Hajnal, Z., Thybo, H., Selvi, O. and CELEBRATION 2000 Experiment Team, 2003. CELEBRATION 2000 Seismic Experiment. Studia geophysica geodaetica, Academy of Sciences of the Czech Republik 47, pp. 659-669.

Guterech, A., Grad, M., Thybo, H., Keller, R., and POLONAISE Working Group, 1999. POLONAISE'97 – International seismic experiment between Precambrian and Variscan Europe in Poland. Tectonophysics, 314, pp. 101-121.

Guterch, A., Grad, M., Keller, G.R., Brückl, E., 2015. Crustal and Lithospheric Structure between the Alps and East European Craton from Long Range Controlled Source Seismic Experiments. Treatise on Geophysics, pp.557-586.

Handy, M., Schmidt, S., Bousquet, R., Kissling, E., Bernoulli, D., 2010. Reconciling plate-tectonic reconstruction of Alpine Tethys with the geological-geophysical record of spreading and subduction in the Alps. Earth-Sci. Rev., 102, pp. 121-158.

Haslinger, F., Kissling, E., 2000. Investigating the effect of the applied ray tracing in local earthquake tomography. Phys. Earth Planet Int., 123, pp. 103-114.

Hearn, T., Ni, J., 1994. Pn velocities beneath continental collision zones: the turkish-iranian plateau. Geophys. J. Int., 117, pp. 273-283.

Hole, J.A., Zelt, B.C., 1995.3-D finite-difference reflection travel times. Geophys. J. Int., 121, pp. 427-434.

Houseman, G., Stuart, G., Dando, B., Hetenyi, G., Loriczi, P., Hegedues, E., Brückl, E., 2010. Lithospheric convergence preceeded extension in Pannonian-Carpathian system. Geophys. Res. Abstr. 12 EGU2010-12232-3, EGU General Assembly.

Hurtig, E., Cermak, V., Haenel, R., Zui, V., 1992. Geothermal atlas of Europe. Hermann Haack Verlagsgesellschaft. Geographisch – Kartographische Anstalt, Gotha.

Husen, S., Kissling, E., 2000. Local earthquake tomography between ray and waves: fat ray tomography. Phys. Earth Planet Int., 123, pp. 129-149.

Jaupart, C., Mareschall, J.C., Guillou-Frottier, L., Davaille, A., 1998. Heat flow and thickness of the lithosphere in the Canadian Shield. J. Geophys. Res., 103, pp. 15369-15286.

Julian, B.R., Gubbins, D., 1977. Three-dimensional seismic raytracing. J. Geophys., 43, pp. 95-113.

Karousová, H., Plomerová, J., Babuška, V., 2013. Upper-mantle structure beneath the southern Bohemian Massif and its surroundings imaged by high-resolution tomography. Geophys. J. Int., 194, pp. 1203-1215.

Kennett, B.L.N., Engdahl, E.R., 1991. Traveltimes for global earthquake location and phase identification.Geophys. J. Int., 105, pp. 429-465.

Kennett, B.L.N., Engdahl, E.R., Buland, R., 1995. Constraints on seismic velocities in the Earth from travel times. Geophys. J. Int., 122, pp. 108-124.

Kennett, B.L.N., Sambridge, M.S., Williamson, P.R., 1988. Subspace methods for large scale inverse problems with multiple parameterclasses. Geophys. J. Int.94, pp. 237-247.

Kissling, E., Husen, S., Haslinger, F., 2001. Model parametrization in seismic tomography: a choice of consequence for the solution Quality. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 123, pp. 89-101.

Kissling, E., Schmidt, S.M., Lippitsch, R., Ansorge, J., Fügenschuh, B., 2006. Lithosphere structure and tectonic evolution of the Alpine Arc: new evidence from high-resolution teleseismic tomography. In: Gee, D.G., Stephenson, R.A. (Eds.), European Lithosphere Dynamics, 32. Geological Society Memoir, London, pp. 29 – 145.

Koch, M., 1992. Optimal regularization of the linear seismic inverse problem, on Geophysical Inversion.Edited by Bednar, J.B., Lines, L., Stolt, R.H., Weglein, A.B., Society for Industrial and Applied Mathematics (SIAM); Philadelphia, PY, 170-224, 453p.

Koulakov, I., Kaban, M.K., Tesauro, M., Cloetingh, S., 2009. P- and S-velocity anomalies in the upper mantle beneath Europe from tomographic inversion of ISC data , Geophys. J. Int., 179, pp. 345-366.

Kradolfer, U., 2000. Waves4U: Waveform Avavilability through AutoDRM's. Seis. Res. Let., 71, pp. 79-82.

Kummerov, J., Kind, R., Oncken, O., Giese, P., Tyberg, T., Wylegalla, K., Scherbaum, F., TRANSALP Working Group, 2004. A natural and controlled source seismic profile through the Eastern Alps: TRANSALP. Earth. Planet. Sci. Lett., 255, pp. 115-129.

Leveque, J.J., Masson, F., 1999. From ACH tomographic models to absolute velocity models. Geophys. J. Int., 137, pp. 621-629.

Lippitsch, R., 2002. Lithosphere and upper mantle P-wave velocity structure beneath the Alps by high-resolution teleseismic tomography, Diss., ETH No. 14726, 137p.

Lippitsch, R., Kissling, E., Ansorge, J., 2003. Upper mantle structure beneath the Alpine orogen from high-resolution teleseismic tomography.J. Geophys.Res., 108, doi: 10.1029/2002JB00216.

Lüschen, E., Gebrande, H., Millhan, K., Nicolich, R., 2003. Seismic profiling by the TRANSALP working group: deep crustal Vibroseis and explosive seismic profiling. Final TRANSALP Conference. Trieste, 10th - 12th Feb. 2003.

Lüschen, E., Lammerer, B., Gebrande, H., Milhan, K., Nicolich, R., TRANSALP Working Group, 2004. Orogenic structure in the Eastern Alps, Europe, from TRANSALP deep seismic reflection profiling. Tectonophysics, 388, pp. 85-102.

Lüschen, E., Lammerer, E., Gebrande, H., Millhan, K., Nicolich, R. and TRANSALP Working Group, 2006. TRANSALP-deep crustal Vibroseis and explosive seismic profiling in the Eastern Alps. Tectonophysics, 414, pp. 9-38.

Mandl, G., Ordrejickova, A., 1991. Über eine triadische Tiefwasserfazies (Radiolarite, Tonschiefer) in den nördlichen Kalkalpen - ein Vorbericht. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 134 (2), pp. 309-318.

Marquering H., Snieder, R., 1996. Shear-wave velocity structure beneath Europe, the northeastern Atlantic and western Asia from waveform inversions including surface-wave mode coupling. Geophys. J. Int., 124, pp. 283-304.

McCann, T., 2008. The Geology of Entral Europe. Volume 2: Mesozoic and Cenozoic. Geological Society, London.

McKenzie, D.P., 1967. Some remarks on heat flow and gravity anomalies. J. Geophys. Res., 99, pp. 15833-15842.

McKenzie, D.P., 1969. Speculations on the consequences and causes of plate motions. Geophys. J. R. astr., Soc., 18, 1-32.

McKenzie, D., Bickle, M.J., 1988. The volume and composition melt generated by extension of the lithosphere. J. Petrol., 29, pp. 625-679.

Mc.Kenzie, D., Jackson, J., Priestley, K., 2005. Thermal structure of oceanic and continental lithosphere., Earth and Planetary Sci. Letters, 233, pp. 337-349.

Minear, J.W., Toksöz, M.N., 1970. Thermal regime of a downgoing slab and new global tectonics. J. Geophys. Res, 75, 1397-1419.

Mitterbauer, U., Behm, M., Brückl, E., Lippitsch, R., Guterch, A., Keller, G.R., Koslovskaya, E., Rumpfhuber E.-M., Šumanovac, F., 2011. Shape and origin of the East-Alpine slab constrained by the ALPASS teleseismic model. Tectonophysics 510, pp. 195-206.

Menke, W., 1989. Geophysical Data Analysis: Discrete Inversion Theorie. 2nd revised edition, Academic Press, San Diego, California.

Molnar, P., Freedman, D., Shih, J.S.F., 1979. Lengths of intermediate and deep seismic zones and temperatures in downgoing slabs of lithosphere. Geophys. J. R. astr. Soc. 56, pp. 41-54.

Mooney, W.D., Laske, G., Masters, T.G., 1998. CRUST5.1: A global crustal model at 5°*5°. J. Geophys. Res., 103, pp. 727-747.

Navrosky A., 1995. Thermodynamic properties of minerals. In: Ahrens T.J. (Ed.), Mineral Physics and Crystallography: A handbook of physical constants, AGU, pp. 18-28.

Neubauer, F., Genser, J., Handler, R., 2000. The Eastern Alps: Result of a two-stage collision process. Mitt. Österr. Geol. Ges. 92, pp. 117-134.

Nolet, G., 2008. A Breviary of Seismic Tomography, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.

Oberhauser, R., 1980. Der geologische Aufbau Österreichs, Springer, New York. 699 p.

Okaya, N., Freeman, R., Kissling, E., Mueller, St., 1996. A lithospheric cross-section through the Swiss Alps – 1. Thermokinematic modelling of the Neoalpine orogeny. Geophys. J. Int., 125, 504-518.

Parsons, B., McKenzie, D., 1978. Mantle convection and thermal structure of the plates. J. Geophys. Res., 83, pp. 4485-4496.

Parsons, B., Sclater, J., 1977. Variation of oceann floor bathymetrie and heat flow with age. J. Geophys. Res., 82, pp. 803-827.

Peacock, S.M., 2013. Thermal Structure and Metamorphic Evolution of Subducting Slabs. Wiley Online Library, published Online: 18 MAR 2013.

Perry, H.K.C., Jaupart, C., Mareschal, J.C., Shapiro, N.M., 2006. Upper mantle velocity-temperature conversion and composition determined from seismic refraction and heat flow. J. Geophys. Res., 111, doi:10.1029/2005JB003921.

Piromallo, C., Morelli, A., 2003. P-wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area. J. Geophys. Res., 108, doi: 10.1029/2002JB001757.

Poljak, M., Živčić, M., Zupančič, P., 2000. The seismotectonic characteristics of Slovenia. Pure Appl. Geophys., 157, pp. 37-55.

Pollack, H.N., Chapman, D.S., 1977. On the regional variation of heat flow, geotherms and lithospheric thickness. Tectonophysics, 38, pp. 279-296.

Popovici, A.M., Sethian, J.A., 2002. 3-D imaging using higher order fast marching traveltimes. Geophysics 67, pp. 604-609.

Raita, T., 2001. The seismic tomography experiment of the SVEKALAPKO project, Pro gradu thesis, Department of Geophysics, University of Oulu, Finland, p. 96.

Ratschbacher, L., Merle, O., Davy, P., Cobbold, P., 1991a. Lateral extrusion in the Eastern Alps, Part 1: boundary conditions and experiments scaled for gravity. Tectonics, 10 (2), pp. 245-256.

Ratschbacher, L., Frisch, W., Linzer, H.G., Merle, O., 1991b. Lateral extrusion in the Eastern Alps, Part 2: structural analysis. Tectonics 10 (2), pp. 257-271.

Rawlinson, N., Kennett, B.L.N., 2004. Rapid estimation of relative and absolute delay times across a network by adaptive stacking.Geophys. J. Int., 157, pp. 332-340.

Rawlinson, N., Kennett, B.L.N., 2008. Teleseismic tomography of the upper mantle beneath the southern Lachlan Orogen. Australia. Phys. Earth Planet Inter., 167, pp. 84-97.

Rawlinson, N., Kennett, B.L.N., Heintz, M., 2006. Insights into the structure of the upper mantle beneath the Murray Basin from 3D teleseismic tomography. Australian Journal of Earth Sciences, 53, pp. 595-604.

Rawlinson, N., Reading, A.M., Kennett, B.L.N., 2006. Lithoshperic structure of Tasmania from a novel form of teleseismic tomography. J. Geophys.Res., 111, pp. 1-21.

Rawlinson,N., Sambridge, M., 2003. Seismic traveltime tomography of the crust and lithosphere. Adv. Geophys., 46, pp. 81-198.

Rawlinson,N., Sambridge, M., 2004. Wave front evolution in strongly heterogeneous layered media using fast marching method. Geophys. J. Int.,156, pp. 631-647.

Ringwood, A.E., 1966. The chemical composition and origin of the Earth. In: Advances in Earth science. Hurley, P.M. (Editors), M.I.T. Press, Cambridge, pp. 287-356.

Rosenberg, C.L., Brun, J.-P., Gapais, D., 2004. Indentation model of the Eastern Alps and the origin of the Tauern Window. Geology, 32, pp. 997-1000.

Royden, L.H., 1985. The Vienna Basin: A thin-skinned pull-apart basin. - [in:] BIDDLE, K. T., CHRISTIE-BLICK, N., (eds.): Strike slip deformation, basin formation and Sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 37, pp. 319-338.

Royden, L.H., 1988. Late Cenozoic tectonics of the Pannonian basin system. In: Royden, L. & Horváth, F. (eds) The Pannonian Basin. A Study in Basin Evolution. AAPG, Memoirs, 45, pp. 27-48.

Royden, L.H., 1993. Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. Tectonics, 12, pp. 639-638.

Rudnick R., McDonough W.F., O'Conenell R., 1998. Thermal structure, thickness and composition of continental lithosphere. Chemical Geology, 145, pp. 395-411.

Rudnick, R.L., Nyblade, A.A., 1999. The thickness of Archean lithosphere: Constraints from xenolith thermobarometry and surface heat flow. In: Mantle Petrology: Field Observations and High Pressure Experimentation: A tribute to Francis R. (Joe) Boyd, edited by Y. Fei, C.M..Bertka, B.O. Mysen, Spec. Publ. Geochem. Soc., 6, pp. 3-11.

Sachsenhofer R.F., 2001. Syn- und post-collisional heat flow in the Cenozoic Eastern Alps. Int. J. Earth Sciences, 90, pp. 579-592.

Sambridge, M.S., 1990. Non-linear arrival time inversion: Constraining velocity anomalies by seeking smooth models in 3-D. Geophys. J. Int., 102, pp. 653-677.

Sandoval, S., Kissling, E., Ansorge, J. and the SVEKALAPKO Seismic Tomography Working Group, 2003. High-resolution body wave tomography beneath the SVEKALAPKO array: I. A priori three-dimensional crustal model and associated traveltime effects on teleseismic wave fronts. Geophys. J. Int., 153, pp. 75-87.

Scherbaum, F., 1996. Of Poles and Zeros: Fundamentals of Digital Seismology. Dordrecht, The Netherlands: Kluwer Academic Publishers, p. 256.

Schmidt, S., Fügenschuh, B., Kissling, E., Schuster, R., 2004. Tectonic map and overall architecture ofthe Alpine orogeny.Eclogae geol. Helv., 97, pp. 93-117.

Sethian, J.A., 1996. A fast marching level set method for monotonically advancing fronts, Proc. Nat. Acad. Sci., 93, pp. 1591-1595.

Sethian, J.A., Popovici, A.M., 1999. 3-D traveltime computation using the fast marching method, Geophysics, 64, pp. 516-523.

Shearer, P.M., 1999. Introduction to Seismology, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.

Snieder, R., 1988. Large-scale waveform inversions of surface waves for lateral heterogeneity, 2. Application to surface waves in Europe and the Mediterranean. J. Geophys. Res., 93, pp. 12067-12080.

Sobolev, S.V., Zeyen, H., Stoll, G., Werling, F., Altherr, R., Fuchs, K., 1996. Upper mantle temperatures from teleseismic tomography of French Massif Central, including effects of composition, mineral reactions, anharmonicity, anelastticity and partial melt. Earth Planet. Sci. Lett., 157, pp. 193-207.

Spakman, W., 1988. Upper mantle delay-tie tomography, with an application to the collision zone of the Eurasian, African and Arabian Plates, Ph.D. thesis, 200 p., Utrecht Univ., Utrecht, Netherlands

Spakman, W., Wortel, M.J.R., Vlaar, N.J., 1988. The Hellenic subduction zone: A tomographic image and ist geodynamic implications. Geophys. Res. Letters, 15, pp. 60-63.

Stammler, K., 1992. Seismic Handler User's Manual. Seismisches Zentralobservatorium Gräfenberg, Erlangen, 32p.

Stampfli, G.M., Borel, G., 2000. West-Tethys oceans. In: Geology 2000, Geol. Ver. 90th Meet. Terra Nostra Schr. Alf. Weg. St., Vienna, 113p.

Stampfli, G.M., Mosar, J., Marchant, R., Marquer, D., Baudin, T., Borel, G., 1998. Subduction and obduction processes in the western Alps. In: Vauchez, A., Meissner, R. (Eds.), Continents and Their Mantle Roots, Tectonophysics 296 (1-2), pp. 159 - 204.

Stein, S., Stein, C. A., 1996. Thermo-mechanical Evolution of the Oceanic Lithosphere: Implications for the Subduction Process and Deep Earthquakes., in Subduction Top to Bottom (eds Bebout, G. E., Scholl, D. W., Kirby, S. H. & Platt, J. P.), American Geophysical Union, Washington, D. C., doi: 10.1029/GM096p0001

Šumanovac, F., 2010. Lithosphere structure at the contact of the Adriatic microplate and the Pannonian segement based on gravity modelling. Tectonophysics, 485, pp. 94-106.

Tarantola,A., 1987. Inverse problem theory, Elsevier, Amsterdam, The Netherlands, 644p.

Thomson, C.J, Gubbins, D., 1982. Three-dimensional lithospheric modelling at NORSAR: linearity of the method and amplitude variations from the anomalies. Geophys. J. Royal Astr. Soc., 71, pp. 1-36.

Thurber, C.H., 1993. Local earthquake tomography: Velocities and Vp/Vs – theory. In Seismic Tomography: Theory and practice (eds Iyer, H.M. & Hirahara, K.), Chapman & Hall, London, pp. 563-583.

Thurber, C.H., Kissling, E., 2000. Advances in travel-time calculations for three-dimensional Structures., in Advances in Seismic Event Location (eds Thurber, C.H., Rabinowitz,N.).Kluwer Academic Publishers, Dordrecht/Boston/London, 266 p.

Tomljenovic, B., Csontos, L., 2001. Neogene-Quaternary structures in the border zone between Alps, Dinarides and Pannonian basin (Hrvatsko Zagorje and Karlovac basins, Croatia). Int. J. Earth Sciences, 90, pp. 560-578.

Turcotte, D.L., Oxburgh, E.R., 1967. Finite amplitude convective cells and continental drift. J. Fluid Mech., 28, pp. 29-42.

Turcotte, D. L.; Schubert, G., 2002. Geodynamics (2nd ed.). Cambridge, England, UK: Cambridge University Press.

University of Leeds, Faculty of Environment, 2015.
http://www.see.leeds.ac.uk/structure/dynamicearth/subduction/thermalbig.htm, 28.6.2015

Ustaszewski, K., Schmidt, S.M., Fügenschuh, B., Tischler, M., Kissling, E., Spakman, W., 2008.A map-view restoration ofthe Alpine-Carpathian- Dinaridic system for the early Miocene. Swiss J. Geosc., 101 (Supplement 1), pp. 273-294.

Vacher, P., Mocquet, A., Sotin, C., 1998. Computation of seismic profiles from mineral physics: the importance of non-olivine components for explaining the 660 km depth discontinuity. Phys. EarthPlanet. Int., 106, pp. 275-298.

Vedova, B.D., Lucazeau, F., Pasquale, V., Pellis, G., Verdoya, M., 1991. Heat flow in the tectonic provinces of the European Geotraverse. Tectonophysics 244, pp. 57-74.

Vidale, J.E., 1988. Finite-difference calculations of traveltimes. Bull. Seism. Soc. Am., 78,pp. 2062-2076.

Vidale, J.E., 1990. Finite-difference calculations of traveltimes in three dimensions.Geophysics, 55, pp. 521-526.

Villa, I.M., Hermann, J., Müntener, O., Trommsdorf, V., 2000. $^{39}Ar/^{40}Ar$ dating of multiply zoned amphibole generations (Malenco, Italian Alps). Contrib. Mineral. Petrol., 140, pp. 363-381.

Von Blanckenburg, F., Davies, JH, 1995. Slab breakoff: a model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. Tectonics 14, pp. 120-131.

Vosteen, H.-D., Rath, V., Clauser, C., Lammerer, B., 2003. The thermal regime of the Eastern Alps from inversion analyses along the TRANSALP profile. Phys. Chem. Earth, 28, pp. 393-405.

Vrabec, M., Fodor, L., 2006. Late Cenozoic tectonics of Slovenia: Structural styles at the northeastern corner of the Adriatic microplate. In: The Adriatic microplates. N. Pinter et al. (Ed.), Springer, pp. 151-168.

Waldhauser, F., 1996. A parameterized three-dimensional Alpine crustal model and its application to teleseismicwavefront scattering, PhD thesis, no 11940, ETH Zurich, Switzerland, p. 173.

Waldhauser, F., Kissling, E., Ansorge, J., Mueller, S., 1998.3-D interface modelling with 2-D seismic data: the Alpine crust-mantle boundary. Geophys. J. Int., 135, pp. 264-278.

Waldhauser, F., Lippitsch, R., Kissling, E., Ansorge, J., 2002. High-resolution teleseismic tomography of upper-mantle structure using an a priori three-dimensional crustal model. Geophys. J. Int., 150, pp. 403-414.

Wessely, G., Kröll, A., Jiricek, R., Nemec, F. 1993. Wiener Becken und angrenzende Gebiete - Geologische Einheiten des präneogenen Beckenuntergrundes. - Geologische Themenkarte der Republik Österreich 1:200.000, Wien (Geol. B.-A.).

Winter, J.D., 2001. An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. Prentice Hall., p. 796.

Wortel, M.J.R., Spakman, W., 2000. Subduction and Slab Detachment in the Mediterranean-Carphatian Region.Science, 290, pp. 1910-1917.

Wortmann, U.G., Weissert, H., Funk, H., Hauck, J., 2001. Alpine kinematics revisited; The Adria problem. Tectonics, 20, pp. 134-147.

Yan, B., Graham, E.K., Furlong, K.P., 1989. Lateral variations in upper mantle thermal structure inferred from three-dimensional seismic inversion models. Geophys. Res. Letters, 16,pp 449-452.

LEBENSLAUF

Persönliche Daten

Dipl.Ing. Ulrike Mitterbauer

Ferchergasse 16/18-19
1170 Wien

umitterb@mail.tuwien.ac.at

geboren am 6.9.1971 in Mödling

Familienstand: geschieden, 3 Töchter
(* 1997, 1999, 2002)

Schulbildung

1992	Matura beim Referat für Externistenangelegenheiten des Stadtschulrates für Wien
1992 - 1993	Speziallehrgang für Vermessungstechnik in der HTL Wien 3

Studium

1993 - 2003	Vermessung und Geoinformation an der TU Wien, Studienrichtung Geodäsie und Geophysik
2003	Sponsion an der TU Wien
2005 - 2017	Ph.D.thesis „ALPASS: 3D-Geschwindigkeitsstruktur des ostalpinen Slabs – Ergebnis einer tomographischen Studie“