

# Kapitel 5

## Ergebnisse der *Receiver Function*-Methode

Die Struktur der Ostalpen, wie sie aus der Analyse der *RF*en abgeleitet wird, soll in zwei separaten Teilabschnitten behandelt werden.

Im Tiefenbereich von Kruste und Mantellithosphäre ist die Auflösung, begünstigt durch den engen Stationsabstand und die Einbeziehung eines umfangreicheren Datensatzes, hoch, so daß ein detailliertes Bild entsteht. Es werden verschiedene *moveout korrigierte* Zeitsektionen und tiefenmigrierte 2D- Schnitte präsentiert. Zusätzliche Informationen können aus der Berechnung synthetischer Modelle gewonnen werden. Die Resultate werden abschließend mit den Ergebnissen aus Reflektionsseismik und Schweremodellierung verglichen.

Der Obere Mantel bis in ca. 700 *km* Tiefe ist vergleichsweise schlechter aufgelöst, da die Strahlendichte geringer ist. Er wird unter dem Aspekt von Tiefe und Mächtigkeit der Mantelübergangszone betrachtet und im Zusammenhang mit den Resultaten der Tomographie diskutiert.

### 5.1 Kruste und Mantellithosphäre

#### 5.1.1 Einzelstationen

Etwa die Hälfte aller Stationspunkte des TRANSALP- Experimentes weist 50 und mehr registrierte *RF*en auf und ermöglicht damit eine verlässliche Einzelstationsauswertung. Stellvertretend sind in Abb. 5.1 und 5.2 die Daten der Stationen *ABR* und *INE*, in den Nördlichen Kalkalpen bzw. im Tauernfenster gelegen, dargestellt. Die jeweils rechte Spur ist die Summation der individuellen, *moveout korrigierten RF*en. Die *Q*- Summenspur

weist ein signifikant verbessertes Signalstörverhältnis auf mit positiven Maxima bei 5 s (*ABR*) bzw. 7 s (*INE*). Die Amplitude dieses später als Mohokonversion interpretierten Signals nimmt bei beiden Stationen für Ereignisse aus nördlicher Richtung (höhere Spurnummern, links) ab und ist neben der Zunahme der Zeitverzögerung ein weiteres Indiz für eine nach Süden abtauchende Kruste-Mantel-Grenze. Die Kohärenz der einzelnen Spuren ist besonders für spätere Zeiten (10 – 30 s) gering. Auch benachbarte Stationen in nur wenigen Kilometern Abstand zeigen gute Übereinstimmung meist nur in den Summenspuren (nicht gezeigt).

Die Amplituden der transversalen Komponenten liegen in derselben Größenordnung wie die *Q*-Spuren, ohne auf der Summenpur eine entsprechende Signalverstärkung zu erzeugen. Diese sehr hohe Energie, die im idealen Fall horizontaler Schichtung und isotropen Verhältnissen verschwindet, hat vermutlich vielfältige Ursachen: geneigte Grenzflächen, Streuung, signalunabhängiges Hintergrundrauschen (u.a. zu erkennen an der Energie vor der Ankunftszeit der *P*-Phase, *P-Onset time*) und möglicherweise Anisotropie.

Die Daten der Stationen *ABR* und *INE* sollen an dieser Stelle nur einen Eindruck der Datenqualität vermitteln. Eine ausführlichere Diskussion und die strukturelle Interpretation erfolgen in den nächsten Abschnitten unter der Berücksichtigung aller Stationen (siehe Stationsübersicht im Anhang).

Eine Beurteilung, inwieweit der während des TRANSALP- Experimentes registrierte Datensatz repräsentativ bzw. für die *RF*- Analyse ausreichend ist, erlaubt die Betrachtung der Permanentstation Fürstfeldbruck (*FUR*). Sie ist seit 1991 Bestandteil des Deutschen Regionalnetzes (Hanka [1990]) und ca. 70 km nordwestlich des nördlichen Endes vom TRANSALP- Profil gelegen. Die *RF*en, ausschließlich für in den TRANSALP- Zeitraum fallende Ereignisse berechnet, bzw. ihre Summenspur stehen in guter Übereinstimmung mit einer früheren Veröffentlichung von Kind et al. [1995] (Abb. 5.3b). Letztere beruht auf einem über einen längeren und unterschiedlichen Zeitraum registrierten Datensatz. Die Basis der wenige Kilometer mächtigen Molassesedimente ( $v_p \approx 3 \frac{km}{s}$ ) verursacht die große Amplitude bei  $< 1$  s. Unter der Annahme einer mittleren Krustengeschwindigkeit  $v_p = 6.0 \frac{km}{s}$  ergibt die Anwendung der *Gridsearch- Methode* eine Mohotiefe von ca. 31 km (Abb. 5.3a). Kind et al. [1995] erhalten aus der Inversion ihrer Daten einen vergleichbaren Wert von 32 km.

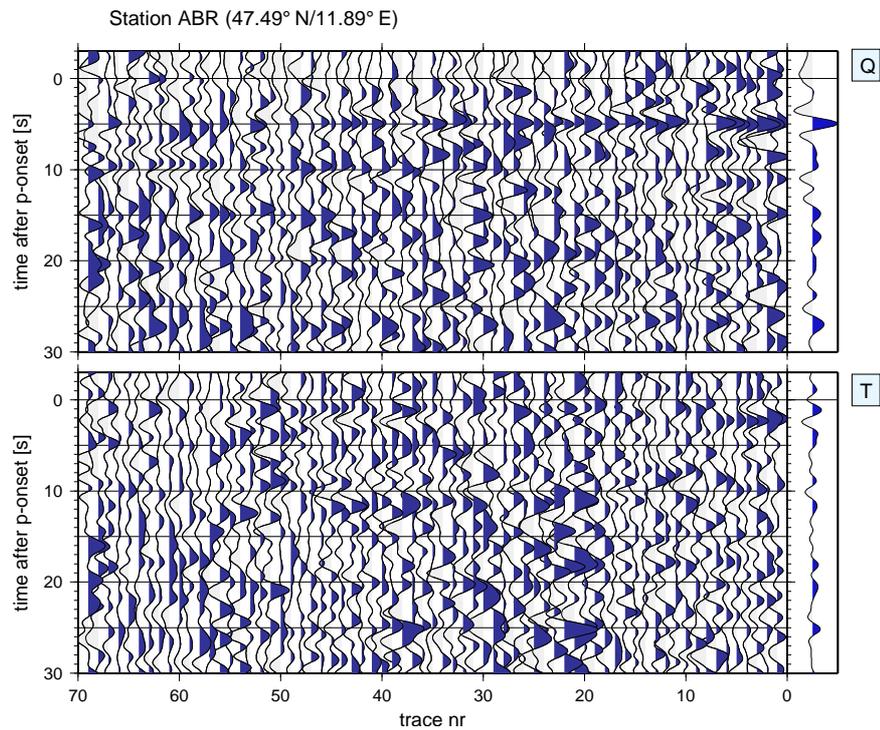


Abbildung 5.1: *RF*en (Q- und T Komponente) und Summenspuren der Station *ABR*. Die Einzelspuren sind entsprechend der geographischen Breite sortiert, bei welcher der Strahl die Moho durchstößt (mit nach N zunehmenden Spurnummern). Die Spuren sind *moveout* korrigiert, aber nicht normiert.

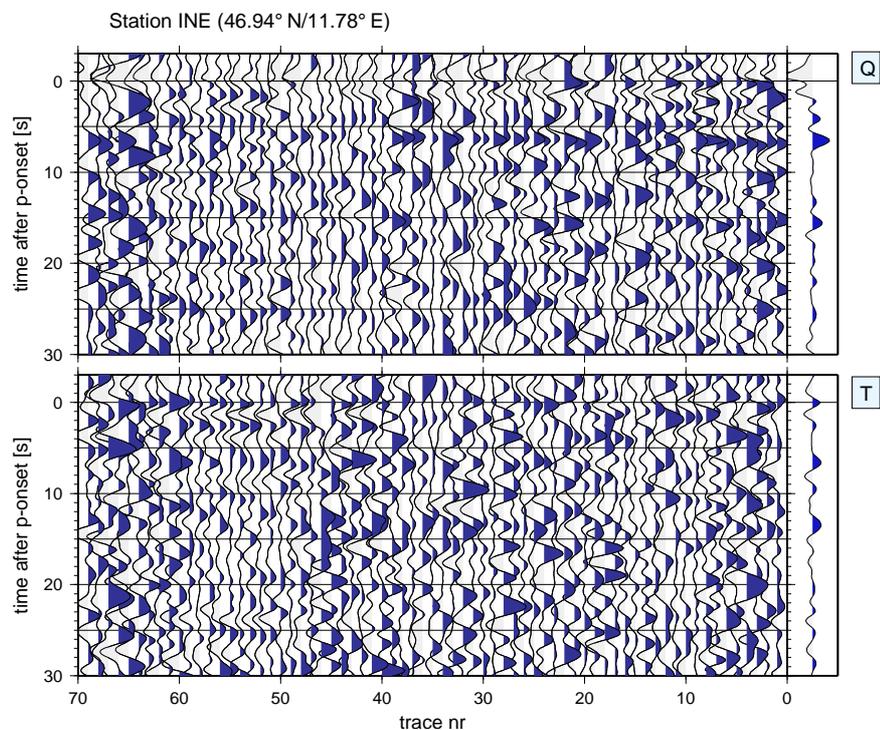


Abbildung 5.2: Wie Abb. 5.1, aber für die Station *INE*.

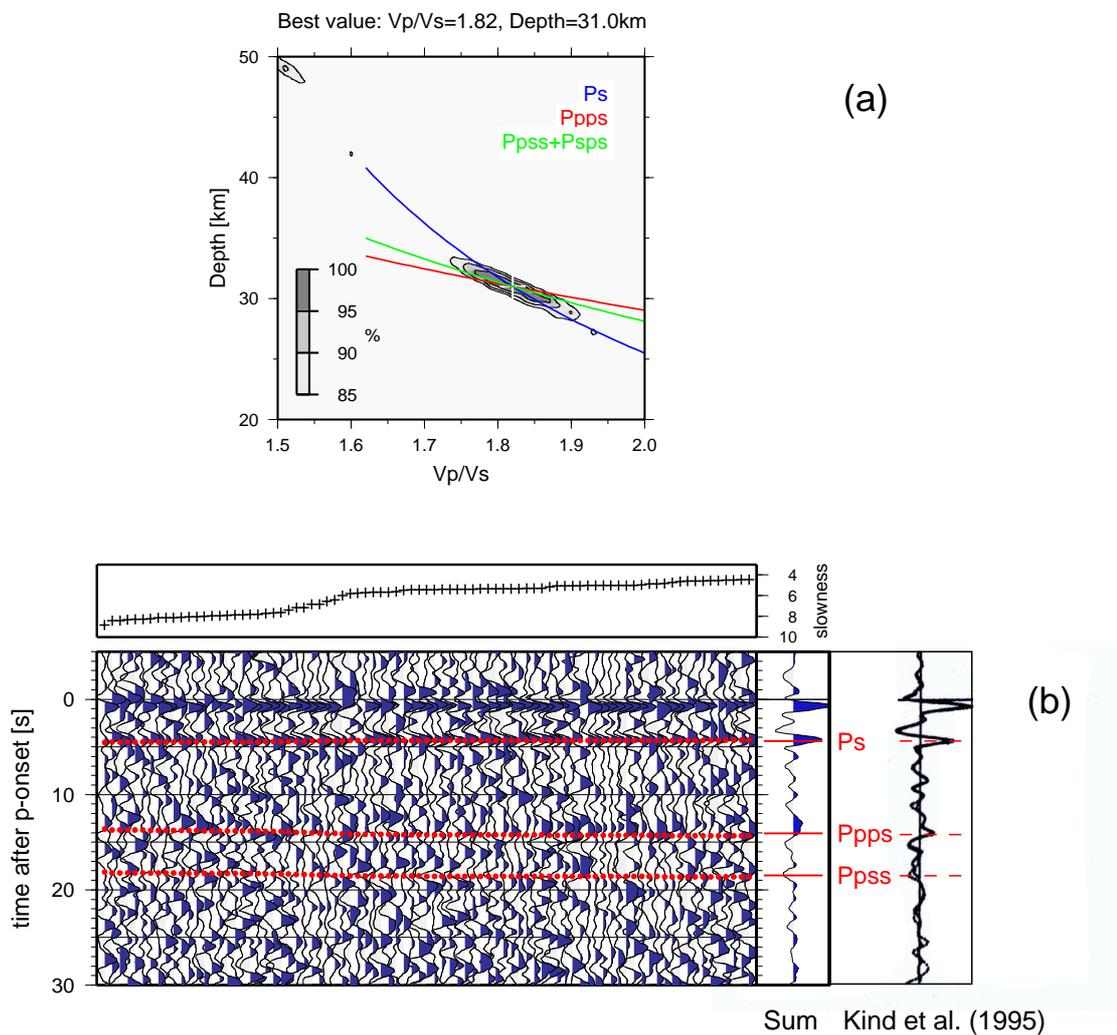


Abbildung 5.3: *RF*en (Q- Komponente) der permanenten Breitbandstation Fürstenfeldbruck (*FUR*) für den Zeitraum des TRANSALP- Projektes und Vergleich der Summenspur mit den Ergebnissen von Kind et al. [1995] (b). Die Einzelspuren sind entsprechend der *slowness* Werte sortiert. Die aus *Ps*- Konversion und Multiplen bestimmte Mohotiefe liegt bei ca. 31 km und damit im Bereich der Literaturwerte (a). Der Periodenbereich beträgt hier 1 – 30 s.

### 5.1.2 Zeitschnitt entlang des TRANSALP- Profils

Die gemeinsame Bearbeitung aller Daten resultiert in einer 2D- Zeitsektion entlang des TRANSALP- Profils (Abb. 5.5). Von ursprünglich über 11 000 individuellen *RF*en werden 2 Drittel mangels Datenqualität verworfen. Die verbleibenden ca. 4 000 Spuren sind mit folgenden Parametern prozessiert:

Restitution	ja
Filter	3-Pol Butterworth <i>zero phase</i> Bandpaßfilter (2 – 12 s)
Rotation	theoretisch bestimmte Inzidenz- und Azimuthwinkel
Dekonvolution	im Zeitbereich, jede Spur einzeln
Fensterlänge	100 s, beginnend 5 s vor <i>p-onset time</i>
Dämpfung	Faktor 1.0 bei <i>spiking deconvolution</i>

Tabelle 5.1: Auflistung der beim *RF Processing* verwendeten Parameter.

Als Referenzzeit wird die theoretische Ankunftszeit der *P*- Phase gewählt. Die Zeiten wurden außerdem manuell gepickt, um die *Timedomain Stacking Deconvolution* von Li & Nábělek [1999] anwenden zu können. Hierbei wird nach einer Instrumentkorrektur die Summenspur der einzelnen alinierten *L*- Komponenten berechnet. Sie ist bei heterogener Untergrundstruktur eine gute Abschätzung des Quellsignals  $S(t)$  aus Gl. 4.3. Die Summenspur wird dann mit den individuellen *Q*- Spuren dekonvolviert. Das Resultat stellt aber im konkreten Fall keine Verbesserung dar, so daß es hier nicht gezeigt wird.

Die *moveout korrigierten* Spuren sind entsprechend der Konversionspunkte im Tiefenbereich der Moho sortiert (hier vereinfachte Annahme: 40 km) und in Intervallen der Breite 20 km gestapelt bei einem Summenspurabstand von 8 km. Die damit verbundene leichte Überlappung verstärkt lateral kohärente Energie und unterdrückt kleinräumige Untergrundstrukturen sowie verschiedene Arten von Rauschen. Jede Spur ist auf ihr Maximum im Zeitfenster 0 – 30 s normiert. Die Projektion auf die vertikale *N-S*- Ebene bei 12° *E* bedeutet, daß mögliche Änderungen der Struktur in *E-W*- Richtung unberücksichtigt bleiben. Angesichts der linienförmigen Stationsauslage entspricht das aber einer Mittelung über eine *E-W*- Erstreckung von nur ungefähr 50 km im Tiefenbereich der Moho (Abb. 5.4).

Die wesentlichen Elemente in Abb. 5.5 sind:

- Ein starkes Signal positiver Amplitude (blau), verursacht durch einen positiven Geschwindigkeitssprung. Einhergehend mit einer zeitlichen Zunahme des Amplitude-

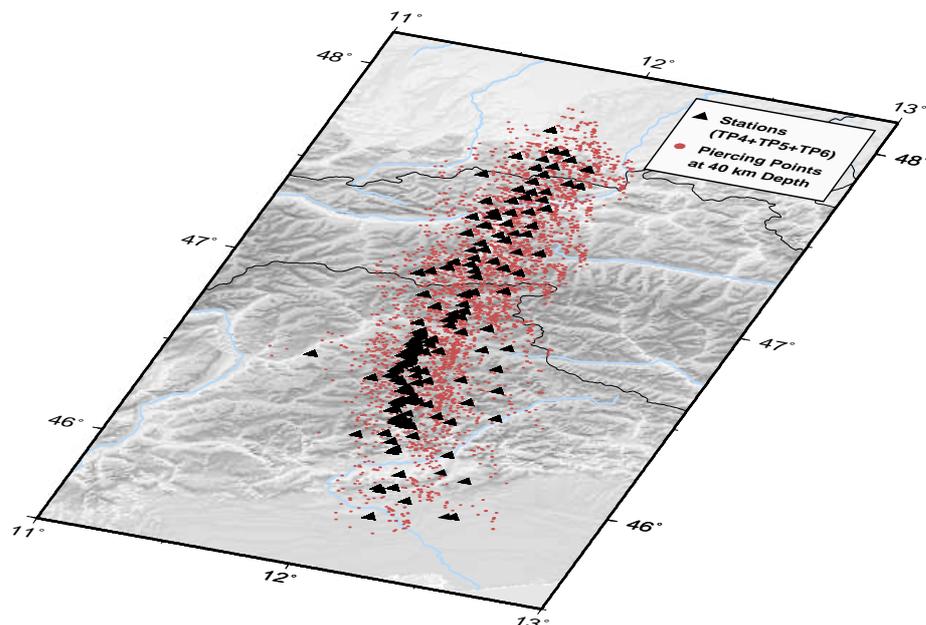


Abbildung 5.4: *Piercing Points* aller verwendeten Strahlen in 40 km Tiefe. Die Stationen der Teilprojekte  $TP_4$  und  $TP_5$ , deren Daten hinzugenommen wurden, sind zusätzlich zu den Stationen des passiven Netzes ( $TP_6$ ) eingetragen.

maximums von  $\sim 4.5$  s auf 7 s läßt es sich klar vom nördlichen Ende der Auslage bei etwa  $47.9^\circ N$  bis ca.  $46.6^\circ N$  verfolgen. Es ist noch etwa 20 km weiter nach Süden als schwache Phase erkennbar.

Die Interpretation dieser Konversion als Europäische Moho liegt nahe. Das Anwachsen der  $P_s$ - Laufzeit entspricht, bei Annahme annähernd gleichbleibender Durchschnittsgeschwindigkeit in der Kruste, einer Zunahme der Krustenmächtigkeit um über 50%. Diese wird auf einer Nordsüddistanz von nur ca. 140 km erreicht.

- Ohne kontinuierlichen Übergang, sondern vertikal zum Signal der Europäischen Moho versetzt, schließt sich zwischen  $\sim 46.6^\circ$  und  $45.8^\circ N$  eine ebenfalls positive Phase mit ca. 5 s  $P_s$ - Laufzeit an. Sie wird als subhorizontal liegende Adriatische Moho identifiziert, die bei  $\sim 46.1^\circ - 45.9^\circ N$  von einem flacheren, intrakrustalen Konvertor überlagert wird.
- Eine flache und geneigte Struktur zeichnet sich zwischen  $47.9^\circ$  und  $47.6^\circ N$  ab (bei 1 – 2 s). Sie ist sprengseismisch als Reflexionshorizont detaillierter aufgelöst (s. später, Abb. 5.14) und stellt wahrscheinlich den Übergang von mesozoischen Sedimenten zu *Basement* dar.
- Zwischen  $47.05^\circ$  und  $46.85^\circ N$  ist ein positives Signal im Bereich der mittleren bis unteren Kruste erkennbar. Es scheint leicht nach N einzufallen.

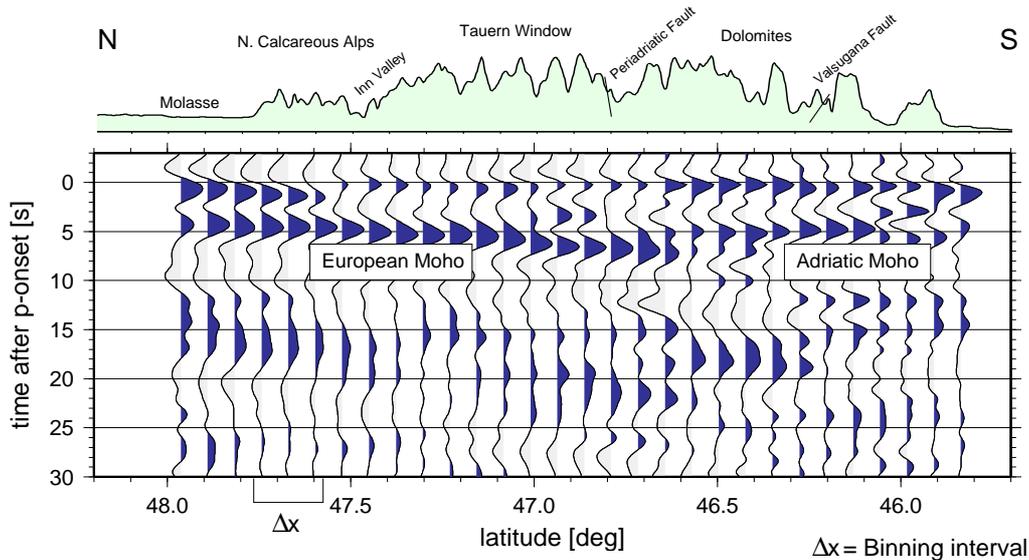


Abbildung 5.5: *N-S* Zeitsektion durch die Ostalpen entlang des 12. Längengrades. Die individuellen Spuren sind restituert, bandpaßgefiltert ( $2\text{ s} - 12\text{ s}$ ), *moveout* korrigiert und in  $20\text{ km}$  breiten Intervallen aufsummiert.

- Unterhalb der Moho befindet sich durchgehend ein breites Band negativer, aber vergleichsweise schwächerer Amplitude ( $\sim 5 - 15\text{ s}$ , mit größten Werten im zentralen Abschnitt bis unter die Dolomiten).
- Zwischen  $15\text{ s}$  und  $30\text{ s}$  sind diffuse positive und noch schwächere negative Zonen sichtbar. Auch sie vertiefen sich in Richtung des zentralen Bereichs.

### 5.1.3 Teillösungen und Abhängigkeit der Lösung von der Wahl der Parameter

Beim Gesamtergebnis (Abb. 5.5) habe ich mich für die Wahl bestimmter Parameterwerte entschieden (z.T. in Tabelle 5.1 dargestellt). Gleichzeitig gehen Informationen verloren, die möglicherweise in Teilen des Datensatzes enthalten sind. Im folgenden sollen die Daten nach unterschiedlichen Kriterien unterteilt und einige Parameter variiert werden (Abbildungen 5.6 bis 5.11). Neben neuen Erkenntnissen zur Untergrundstruktur erhoffe ich mir dadurch auch eine zumindest qualitative Abschätzung der Robustheit des vorgestellten Ergebnisses.

Durch das Filtern wird vor allem die räumliche Auflösung reguliert (Abb. 5.6). Für lange Perioden ( $\geq 5\text{ s}$ ) werden die innerkrustalen Konversionen unterdrückt, spätere Signale aber verstärkt (Abb. 5.6c). Gleichzeitig wird die Tiefenbestimmung der Diskontinuitäten

wie der Moho wegen der Begrenzung der Bandbreite des Signals ungenauer.

Die Variation der Intervallbreite  $\Delta x$  hat unmittelbare Auswirkungen auf die Signalkohärenz (Abb. 5.7). In Abb. 5.7a entspricht die Intervallbreite dem Abstand der Summenspuren (8 km), d.h. es gibt keine Überlappung, und die individuellen *RF*en werden jeweils nur einmal summiert. Die mittlere Sektion ist identisch mit Abb. 5.5, in der unteren beträgt die Breite des Summationsintervalls 48 km. Die verstärkte Wirkung als lateraler Filter führt hier zum *Verschmieren* des Übergangs zwischen Europäischer und Adriatischer Moho. Gleichzeitig werden räumlich begrenzte Strukturen unterdrückt (z.B. innerhalb der Kruste bei ca. 3 s zwischen 47.0° N und 46.85° N). Abb. 5.7b bewahrt hingegen die interpretierbaren Signale aus Abb. 5.7a, erhöht aber die Signalqualität. Dies wird u.a. am verbesserten Amplitudenverhältnis zwischen Mohokonversion und heterogenen Mantelsignalen deutlich.

Bemerkenswert ist die Beobachtung, daß sogar bei der kleinsten Intervallbreite (Abb. 5.7a) jede Summenspur ein klares Mohosignal besitzt (vielleicht mit Ausnahme der südlichsten Spuren und des Übergangsbereiches bei 46.6° N). Sie läßt sich einerseits auf die überall hohe Stationsdichte (im Schnitt 2 – 3 Stationen pro Intervall) und die große Anzahl genutzter Signale zurückführen, da, wie vorher erwähnt, die Kohärenz der Einzelspuren relativ gering ist. Andererseits bedeutet sie, daß die *RF*- Moho - im Rahmen des frequenzabhängigen und durch die *Fresnelzone* bestimmten horizontalen Auflösungsvermögens - auch dort existiert, wo die Reflexionsseismik aus verschiedenen Gründen ein schwaches bzw. kein Signal erhält (explizit am südl. Ende der Europäischen Moho, vergl. Abb. 5.14). In allen weiteren Abbildungen wird  $\Delta x = 20 \text{ km}$  festgehalten.

Von der Größenordnung her vergleichbar ist die Anzahl der *P*- und *PP*- Phasen (Abb. 5.8). Die beiden Sektionen stimmen insgesamt sehr gut überein. Für die *PP*- Signale ist die relative Amplitude der direkten *Ps*- Konversion im Bereich der Adriatischen Moho jedoch größer, bedingt vor allem durch die günstigeren Inzidenzwinkel. Wie in Abb. 3.5 gezeigt, kommt die Mehrheit der *P events* aus ca. 75° – 95° Herdentfernung und fällt damit steil ein. Die Amplitude der Konversion ist für die flacheren Einfallswinkel, die bei verhältnismäßig vielen *PP events* auftreten, größer (s. Abb. 4.3).

Angesichts dieser Ergebnisse erscheint es sinnvoll, *PP*- Phasen bei *RF*- Untersuchungen verstärkt zu berücksichtigen.

Wie eben erwähnt, ist die Mohokonversion theoretisch für kleinere Herdentfernungen stärker. Abb. 5.9 bestätigt diese Beziehung im wesentlichen für die TRANSALP- Daten. Das positive Signal der Adriatische Moho (46.5° – 46.1° N) ist in (a) und (b) verglichen mit (c) und den anderen Schnitten besonders deutlich. Die relative Amplitude späterer Phasen nimmt mit der Entfernung zu (c). Das Band positiver Energie, in Richtung des zentralen Bereiches der Alpen abtauchend (ca. 18 s – 24 s), ist zu überwiegendem Teil als

Mohomultiple  $PpPms$  erklärbar (s. Diskussion im nächsten Kapitel).

Komplizierter ist die Deutung der azimuthalen Schnitte (Abb. 5.10). Die ungleichmäßige Verteilung der Erdbeben trägt dazu bei, daß unter östlichen Azimuten die Moho am deutlichsten abgebildet und das Gesamtergebnis (Abb. 5.5) maßgeblich beeinflusst wird. In der zentralen Region ( $47.2^\circ - 46.5^\circ N$ ) ist die Mohokonversion für westliche Azimute schwach, obwohl bei einer nach S einfallenden Grenzfläche der Konversionskoeffizient vergleichbar dem für östliche Azimute sein sollte. Eine Teilerklärung für die von der Theorie abweichende Beobachtung ist die sehr viel geringere Anzahl von Ereignissen aus Westen. Intrakrustale Signale variieren z.T. extrem als Funktion des Azimutes. Die Ursache ist wahrscheinlich eine Überlagerung mehrerer Effekte, die schwer zu trennen sind. Vermutlich stellen steilstehende, lokale Grenzflächen und Streuung durch irreguläre Körper die wichtigsten Beiträge dar. Hinzu kommen Diffraktionen, verursacht durch die unregelmäßige Mohotopographie (s. spätere Diskussion synthetischer Modelle).

Die höheren Frequenzen werden stärker gewichtet, wenn man die Instrumentenantwort der kurzperiodischen Sensoren nicht korrigiert (Abb. 5.11). Die Moho kann in allen drei Schnitten identifiziert werden. Zwischen  $47.9^\circ N$  und  $47.5^\circ N$  scheint sich das Signal aufzuspalten mit Maxima bei ca. 4 s und 5 s (nur aufgelöst bei Perioden bis 1 s, Abb. 5.11a). Der *Peak* bei 4 s ist mindestens zum Teil als Multiple der Sedimentkonversion erklärbar (s. auch Kapitel der synthetischen Modelle, Abb. 5.18). Frequenzen über 1 Hz sind in den  $P$ -Wellenformen nur untergeordnet enthalten, so daß ihre Berücksichtigung gegenüber Abb. 5.11a nur zu unwesentlichen Veränderungen führt (getestet für Frequenzen bis 3 Hz). Sektionen  $b$  und  $c$  sind im Krustenbereich der restituierten Sektion ähnlich (Abb. 5.5), Mantelkonversionen und Mohomultiple werden jedoch fast vollständig unterdrückt, eine Beobachtung, die sich durch einen für kleinere Perioden deutlich verringerten Konversionskoeffizienten bei Gradientenzonen oder höhere Dämpfung in der Kruste erklären läßt. Der komplexe Charakter der Kruste in den zentralen und südlichen Alpen tritt in (a) besonders zutage. Modellierungen von Streueffekten durch Undulationen in der Topographie (Clouser & Langston [1995]) lassen erwarten, daß gestreute  $R_g$ - und  $S$ -Phasen, hervorgerufen durch das Relief der Alpen, darüberhinaus nicht zu vernachlässigen sind. Die effektive Begrenzung des Periodenbereiches läßt Abb. 5.11c bereits leicht oszillativ erscheinen, so daß hier Vorsicht bei der Interpretation der Amplituden geboten ist.

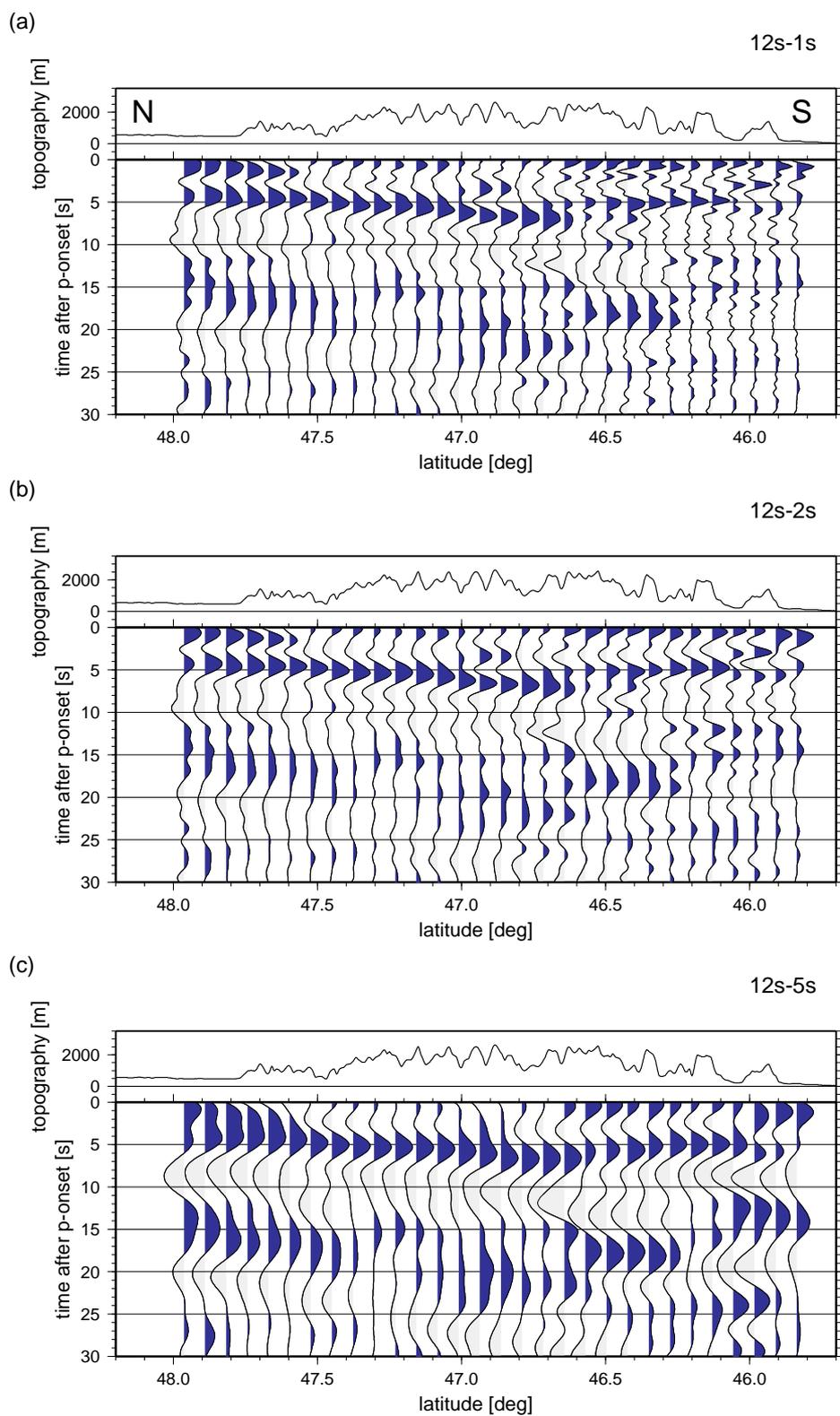
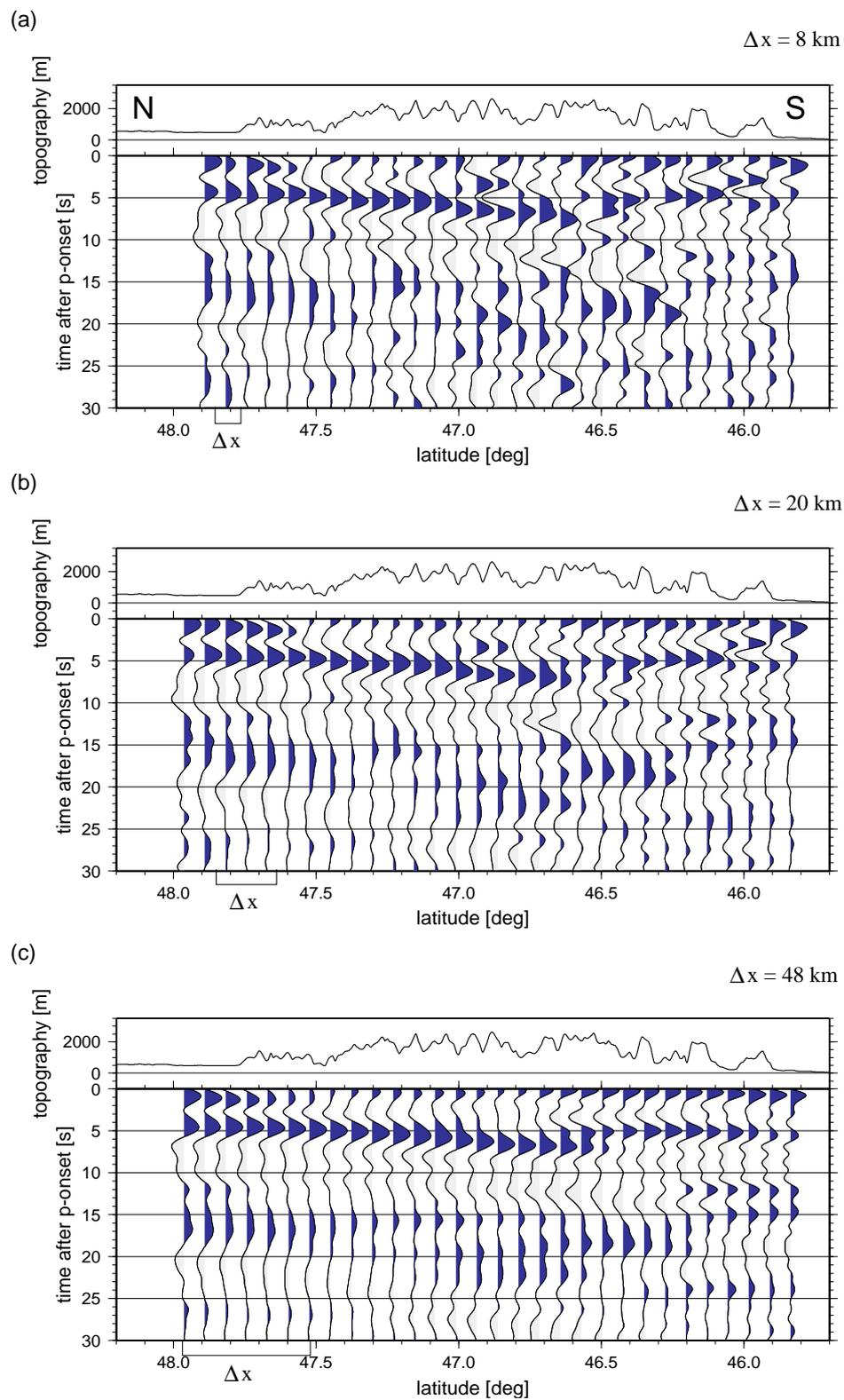


Abbildung 5.6: Zeitsektionen für verschiedene Breiten des Periodenbandes.

Abbildung 5.7: Zeitsektionen in Abhängigkeit der Breite des Summationsintervalls  $\Delta x$ .

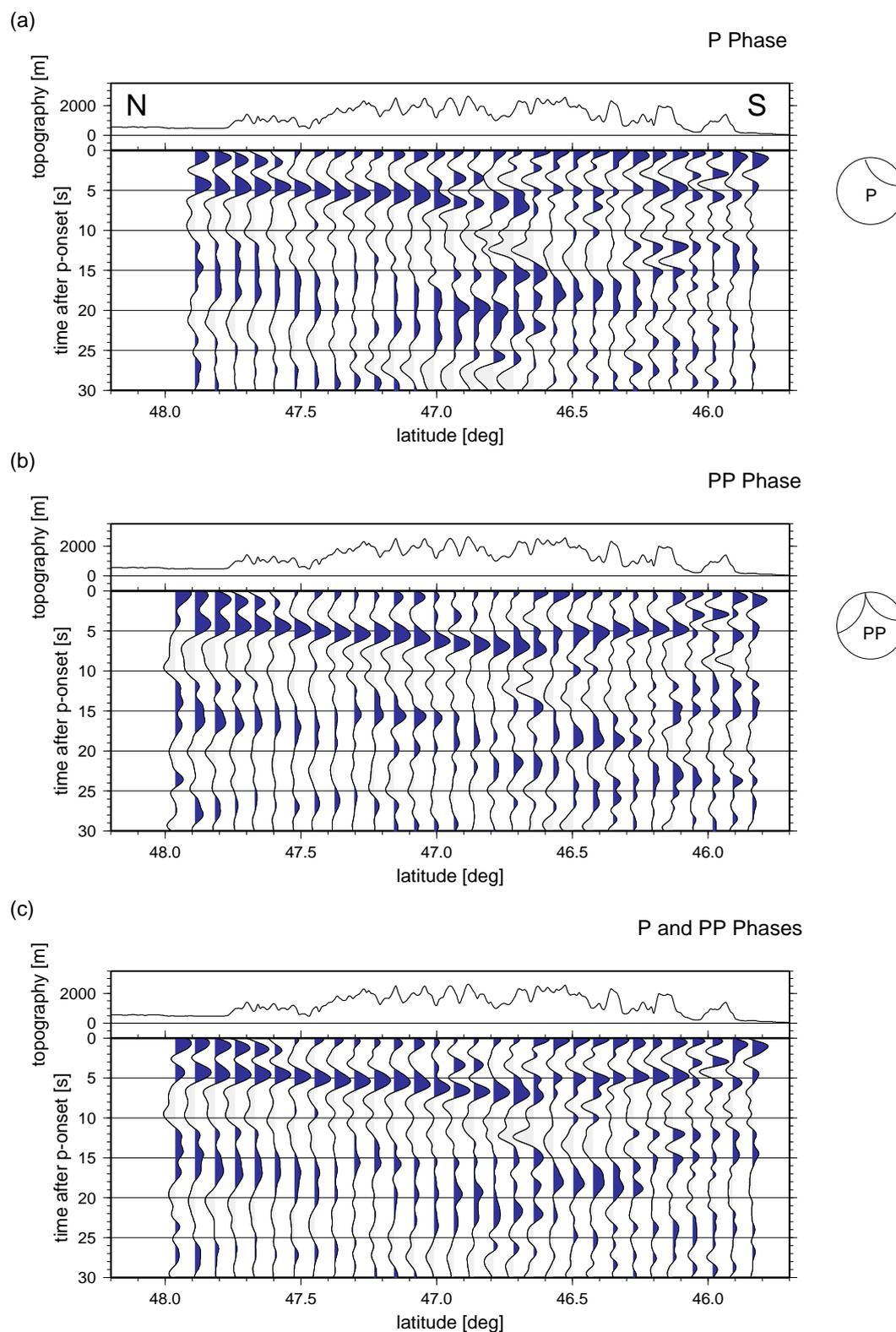


Abbildung 5.8: Zeitsektionen, separat für  $P$ - und  $PP$ - Phasen, und zusammen.

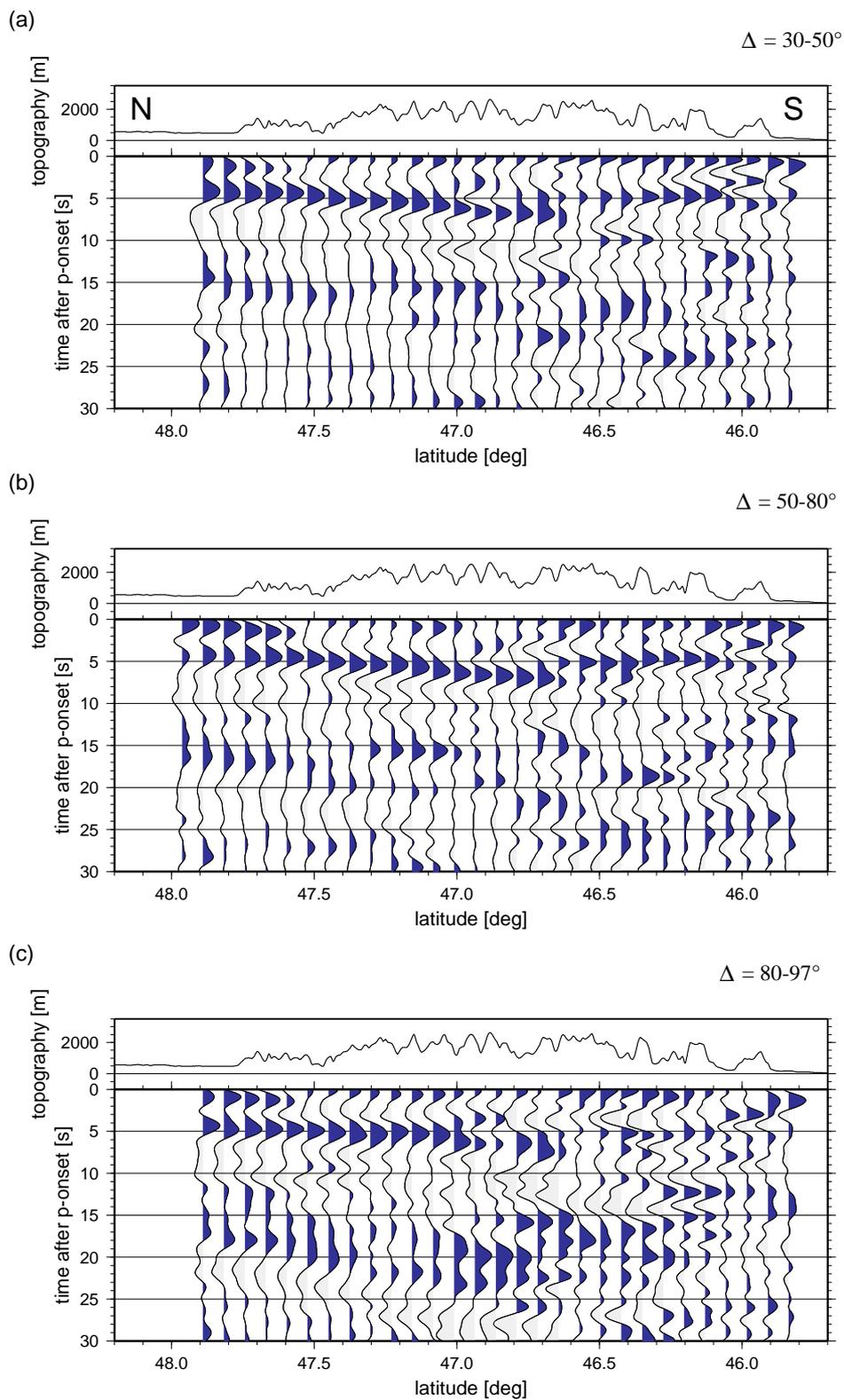


Abbildung 5.9: Zeitsektionen in Abhängigkeit der Herdentfernung.

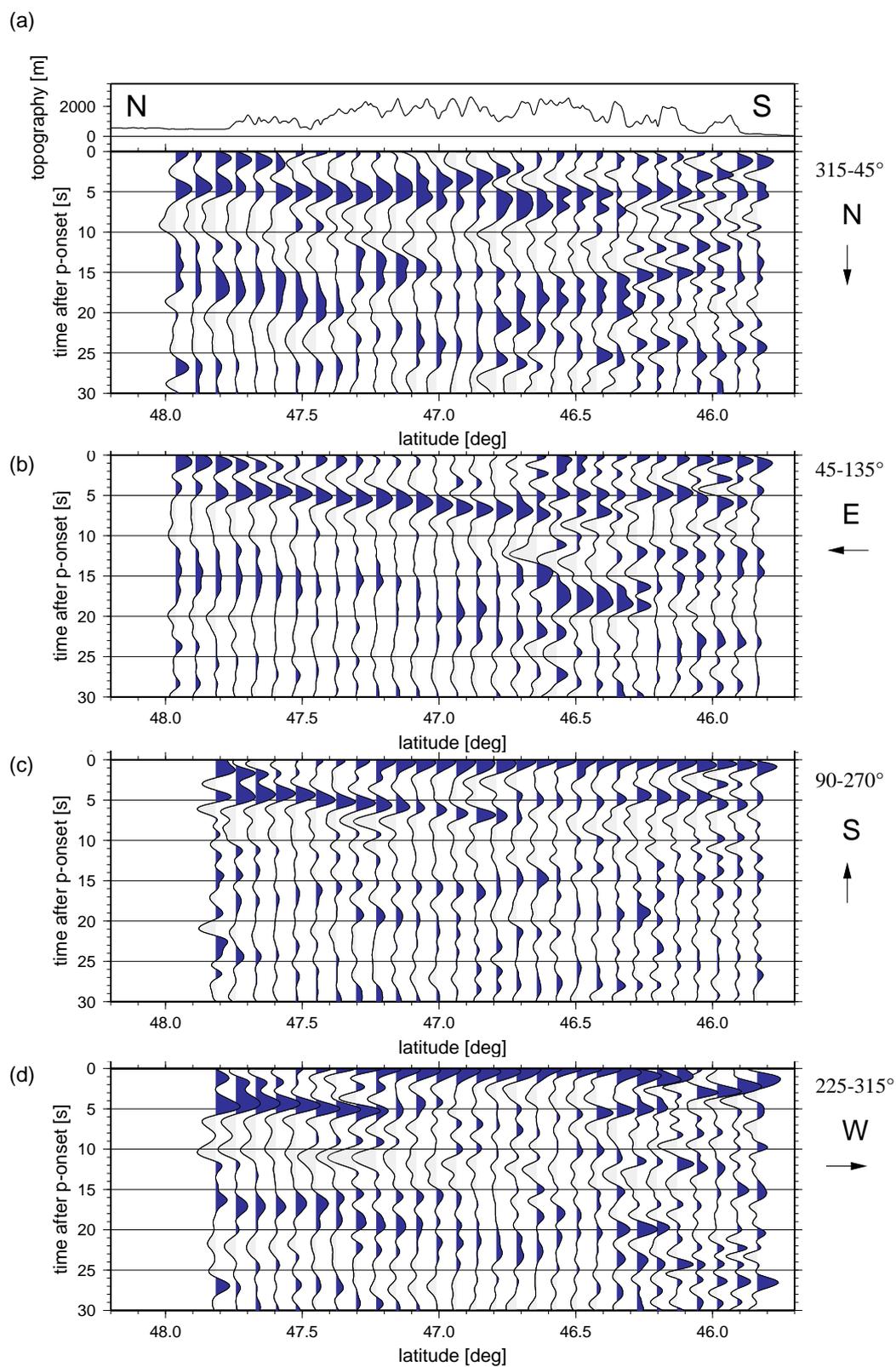


Abbildung 5.10: Zeitsektionen in Abhängigkeit des Backazimuths.

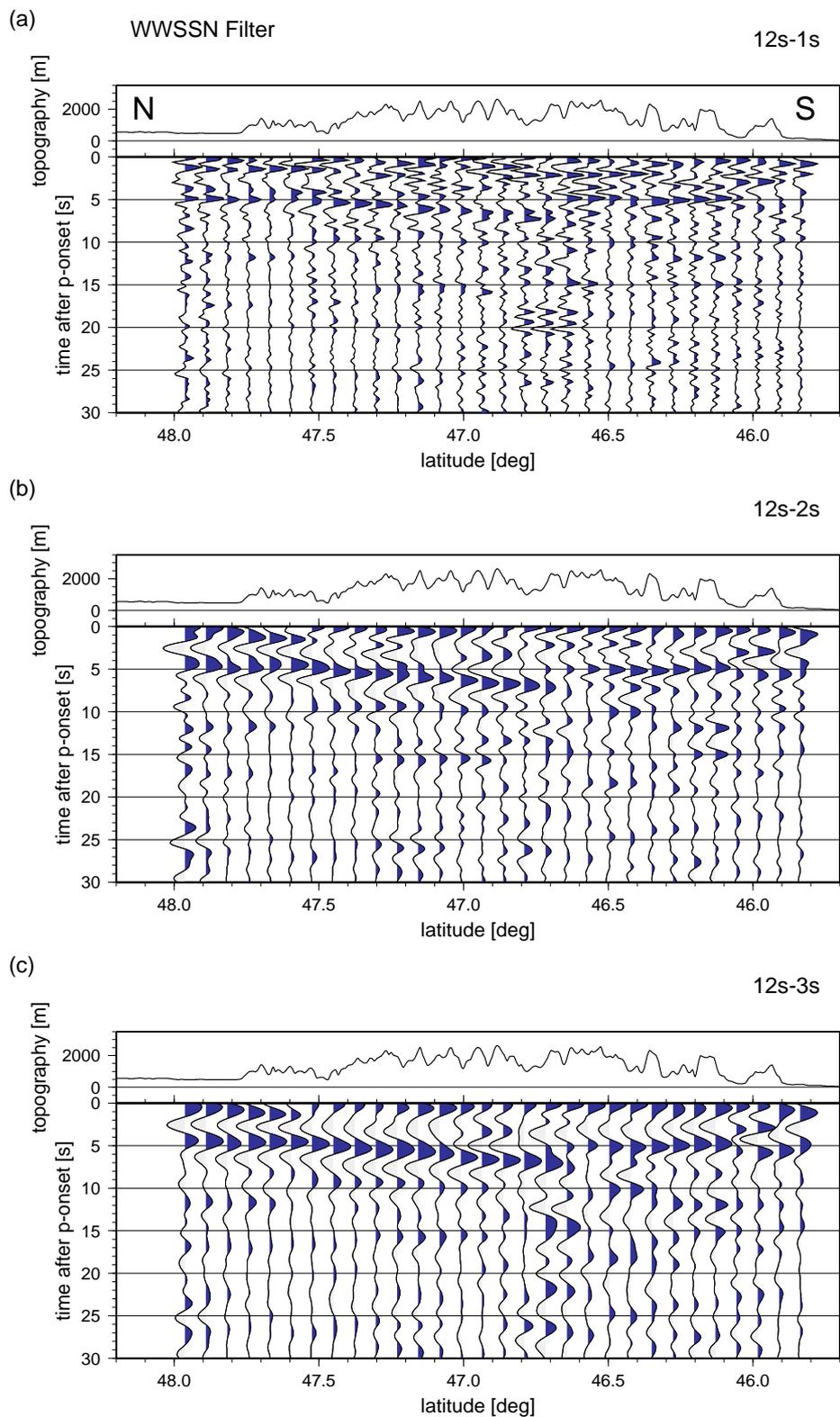


Abbildung 5.11: Zeitsektionen für verschiedene Breiten des Periodenbandes, WWSSN- gefiltert.

### Transversale *RF*en

Die Amplitude der *T*-Komponente ist nur im in Abb. 4.2 gezeigten horizontalen Schichtfall für alle Azimuthe gleich null. Neben signalunabhängigem Rauschen erzeugt das Vorhandensein geneigter Grenzflächen, Anisotropie oder Streuung zusätzlich Energie orthogonal zur Radialebene (z.B. Cassidy [1992], Jones & Phinney [1998], Savage [1998]). Schichtneigung und Anisotropie weisen eine systematische Abhängigkeit der transversalen Amplitude vom Azimuth der einfallenden Welle auf. Eine Unterscheidung der ersten beiden Ursachen ist anhand der Periodizität möglich. Sie beträgt  $\pi$  im anisotropen Fall und  $2\pi$  bei Neigung.

Die ungleichmäßige azimuthale Verteilung der vom TRANSALP-Netz registrierten Beben (Abbildungen 3.4 und 3.5) erlaubt nur eine begrenzte Untersuchung der systematischen Variationen des *T*-Signals. Ich beschränke mich hier auf eine Trennung in zwei relativ gut überdeckte Bereiche, mit Ereignissen aus westlicher bzw. östlicher Richtung. Die für die geologische Situation in den Ostalpen günstige Konsequenz ist dann, daß E-W streichende und nach S oder N einfallende Strukturen auf der *T*-Komponente Amplituden mit unterschiedlichem Vorzeichen aufweisen sollten. Gemäß der Richtungskonvention sind z.B. negative Amplituden für eine nach S geneigte Moho bei westlichen Azimuthen und positive Amplituden bei östlichen zu erwarten. Genau das ist im Profilabschnitt zwischen ca.  $47.6^\circ N$  und  $46.8^\circ N$  der Fall, also dort, wo die *RF*en auf der *Q*-Komponente die stärkste Neigung der Moho ergaben (Abb. 5.12a und c). Zur besseren Vergleichbarkeit ist die Sektion 5.12a für westliche Azimuthe in Abb. 5.12b invertiert dargestellt, so daß Strukturen mit nördlichem oder südlichem Einfallen in Abb. 5.12b und Abb. 5.12c übereinstimmen sollten. Der subhorizontale Abschnitt der Europäischen Moho weiter nördlich und im südlich sich anschließenden adriatischen Teil sind erwartungsgemäß nicht korrelierbar.

Das Einfallen einiger Strukturen, auf die im Detail im nächsten Kapitel eingegangen wird, besitzt ebenfalls eine nach N oder S gerichtete Komponente, u.a. (A) eine flache und nach S einfallende Grenzfläche am Nordrand und (B) eine nach N einfallende Diskontinuität in der mittleren Kruste am Süden des TRANSALP-Profiles.

Vergleichsweise hohe Energie bei 0 s Verzögerungszeit auf den transversalen Spuren im Alpenhauptkamm ist ein Indikator dafür, daß auch der Strahleinfall der *P*-Phase von den theoretischen Werten beträchtlich abweicht.

Aussagen über Anisotropie können hier anhand der *T*-Komponenten nicht gemacht werden, obwohl das Vorhandensein von Anisotropie in der Kruste sehr wahrscheinlich ist. So folgert Lüschen (pers. Mitteilung, 2002) aus der direkten Beobachtung sich aufspaltender *S*-Wellen in Seismogrammontagen der Vibroseismik einen hohen Anisotropiegrad in den obersten Kilometern vor allem im zentralen Abschnitt des TRANSALP-Profiles.

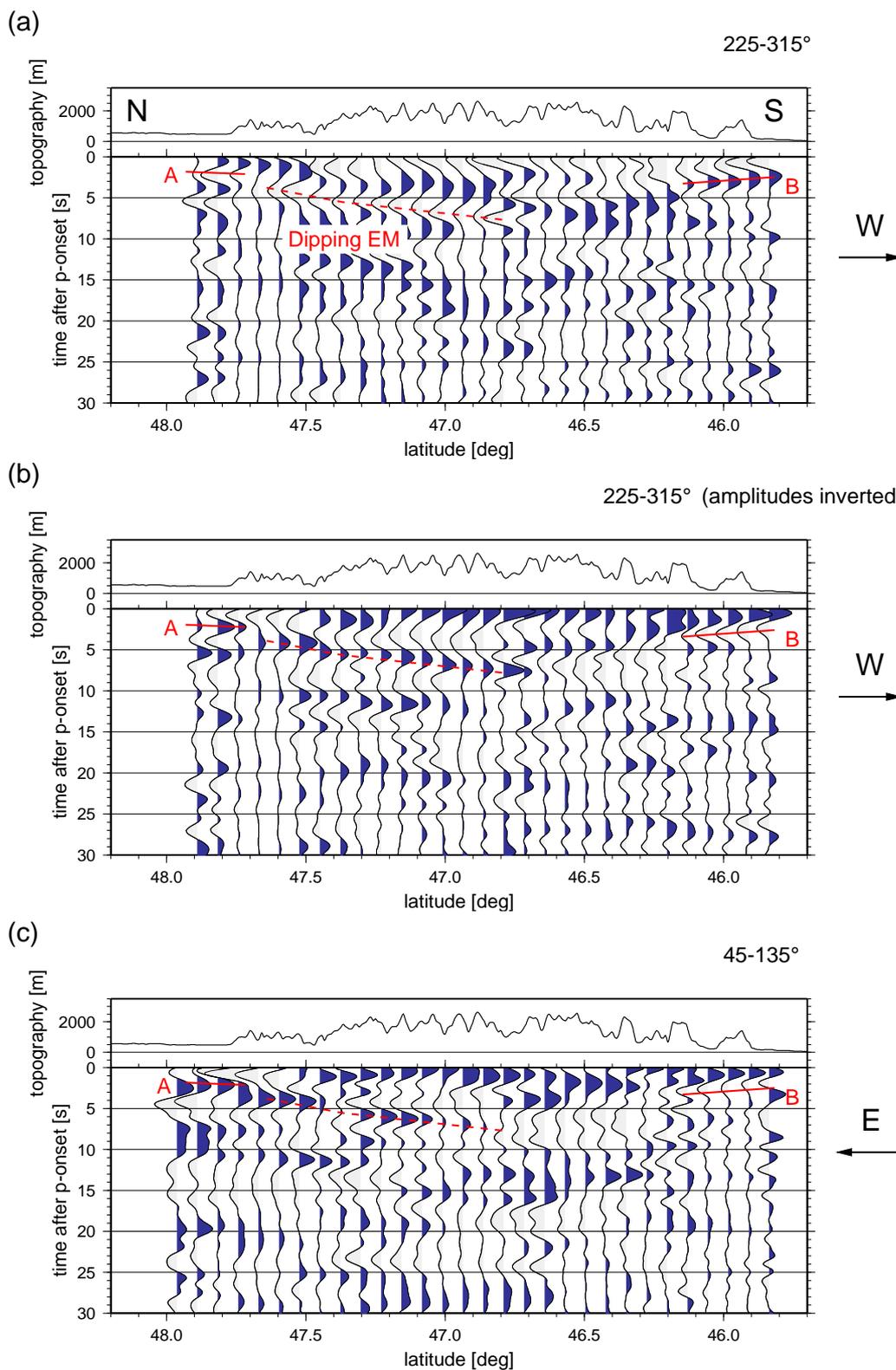


Abbildung 5.12: Sektion der transversalen *RF*en. (a): Westlicher Backazimuthbereich  $225^\circ - 315^\circ$ ; (b): wie oben, aber mit invertierten Amplituden; (c): östlicher Backazimuthbereich  $45^\circ - 135^\circ$ . Das Vorzeichen des Signales ist für den geeigneten Abschnitt der Europäischen Mo-ho aus beiden Backazimuthbereichen unterschiedlich (vergl. (a) und (c)), was das vorwiegend N-S gerichtete Einfallen bestätigt. Die Spuren sind restituiert und bandpaßgefiltert (2 – 12 s). Erläuterungen siehe Text.

### 5.1.4 Migration

Es sollen hier zwei migrierte Tiefensektionen diskutiert werden, deren Unterschiede sich aus dem verwendeten Periodenbereich ergeben und damit sich ergänzende Aussagen möglich machen. Zunächst wird ein Resultat vorgestellt, das robust ist und die Moho kontinuierlich und mit hoher Amplitude abbildet. Der zweite Schnitt vermag zusätzlich kohärente Strukturen innerhalb der Kruste aufzulösen.

#### Sektion A

Die Migration der *Receiver Functions* im Periodenbereich 2 – 12 s in die Tiefe resultiert in der in Abb. 5.13 dargestellten Tiefensektion (vergl. Abb. 5.5 in der Zeitdomäne). Das zu-

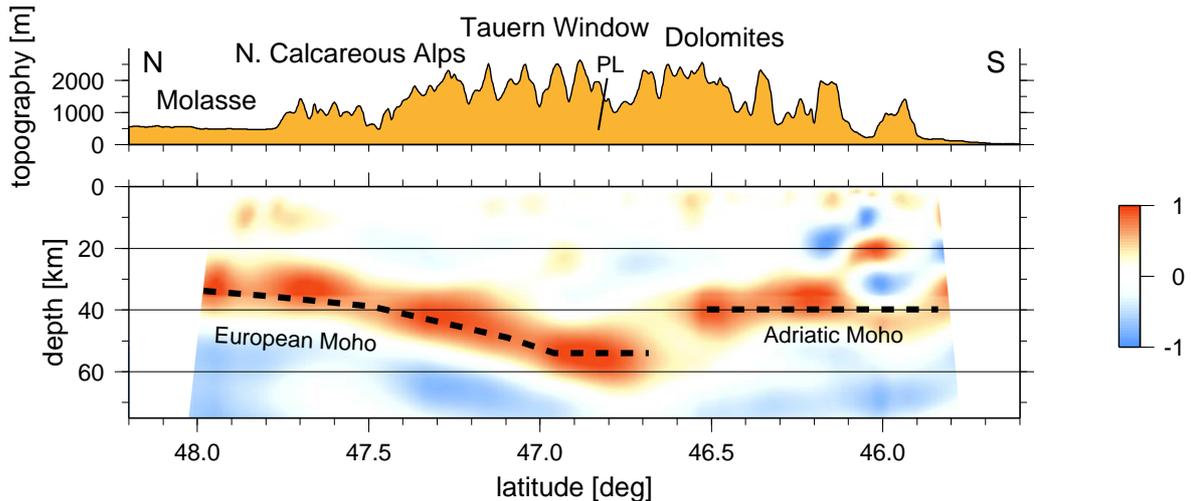


Abbildung 5.13: Migrierte *RF*- Sektion entlang des TRANSALP- Profils parallel zum 12. Längengrad. Die Amplitude ist auf *eins* normiert und daher nicht in einen Konversionskoeffizienten umzurechnen. Der Periodenbereich beträgt 2 – 12 s.

grundlegende krustale Geschwindigkeitsmodell ist eindimensional, bestehend aus einer 40 km mächtigen Kruste mit der Durchschnittsgeschwindigkeit  $\bar{v}_p = 6.0 \frac{km}{s}$  und einem normalen und konstanten Verhältnis  $v_p/v_s = 1.73$ . Auf die Implementierung eines 2D-Modelles, verbunden mit einem deutlich erhöhten Anspruch an den Migrationsalgorithmus, wird hier verzichtet. Die Vereinfachung ist angesichts des Fehlens bzw. der geringen Mächtigkeit von Sedimentschichten mit deutlich reduzierter Geschwindigkeit entlang des Profils zu rechtfertigen. Ausschließlich am nördlichen Ende des *RF*- Profils in der Molasse gibt es mehrere Kilometer mächtige Schichten (bis zu 5 km) mit  $v_p$ - Geschwindigkeiten unter  $4.5 \frac{km}{s}$  (Bleibinhaus & TRANSALP Working Group [2001]). Da für die Tiefenbe-

stimmung der Moho darüberhinaus die Durchschnittsgeschwindigkeit in der Kruste entscheidend ist, ist der Fehler aufgrund der Annahme eines 1D- Geschwindigkeitsmodells nicht allzu groß. Die Variation von  $\bar{v}_p$  um  $0.2 \frac{km}{s}$  führt zum Beispiel zu einer Veränderung der bestimmten Mohotiefe um ca.  $1.5 km$ . Das Nullniveau liegt bei  $1000 m$  über NN, und die Abweichung der Stationshöhen von diesem Wert ist für fast alle Stationen kleiner als  $500 m$  (siehe Anhang). Bei der *RF*- Migration ist eine Stationskorrektur daher nicht notwendig. Als Gitterabstand der Diffraktionspunkte im Untergrund sind  $1 km$  (vertikal) und  $2 km$  (horizontal) gewählt. Die Breite der Hyperbel entspricht der *Fresnelzone* und ist damit tiefenabhängig.

Die Tiefenlage der Moho läßt sich nun quantifizieren. Von ca.  $36 km$  unterhalb der Molasse nimmt die Mächtigkeit der Kruste auf Werte von  $55 - 60 km$  im Tauernfenster und am nördlichen Ende der Dolomiten zu. Die Neigung der Europäischen Moho ist in etwa beim Übergang von Kalkalpen zu Tauernfenster ( $47.2^\circ - 47.1^\circ N$ ) am größten und wird am südlichen Ende wieder deutlich flacher ( $46.9^\circ - 46.6^\circ N$ ). Die Adriatische Moho liegt annähernd horizontal in ca.  $40 km$  Tiefe. An den Rändern des Ausschnitts ist die Datendichte reduziert (s. auch Abb. 3.5). Neben den innerkrustalen Konversionen am südlichen Ende ( $46.1^\circ - 45.8^\circ N$ ), die z.T. tiefere Grenzflächen verdecken, ist dies vermutlich ein Grund dafür, daß dort das Mohosignal schwächer ist. Dennoch deuten die *RF*en stark darauf hin, daß sich die Adriatische Moho unterhalb der in ca.  $20 - 30 km$  Tiefe befindlichen *positiven* Grenzfläche nach Süden fortsetzt.

### *Sektion B*

Die Anwendung eines *WWSSN*- Filters im Periodenbereich  $1 - 12 s$  hebt die kürzeren Perioden stärker hervor und ermöglicht eine detailliertere Abbildung von innerkrustalen Strukturen (Abb. 5.14, siehe auch die entsprechende Zeitsektion in Abb. 5.11a). Dies geschieht allerdings auf Kosten der tieferen Signale und Multiplen. Da der Periodenbereich der *RF*en etwa eine Größenordnung tiefer ist als die Signale der Reflexionsseismik, ist eine vergleichbare Auflösung vor allem oberflächennaher Horizonte, deren vertikaler Versatz zum Teil wesentlich kleiner als die Wellenlänge der teleseismischen *P*- Phasen ist, von vornherein auszuschließen. Dennoch ist nicht nur in der mittleren und unteren Kruste augenfällig, daß reflektive Bänder und Zonen positiver *Ps*- Konversionen (orange/rot) korrelieren, während umgekehrt schwach negative *Ps*- Amplituden mit reflexionsfreien Bereichen zusammenfallen (Abb. 5.14d). Außerdem sind auch in den *RF*en in der oberen und mittleren Kruste bis in eine Tiefe von ca.  $20 km$  nördlich des Alpenhauptkamms bei etwa  $46.9^\circ$  die Strukturen nordvergent und südlich davon südvergent. Es ist daher anzunehmen, daß beide Methoden unabhängig voneinander dieselben Grenzflächen abbilden, und eine Diskussion der Ergebnisse in Verbindung mit der Steilwinkelseismik und deren

geologischer Interpretation (s. Abb. 5.15) erscheint sinnvoll.

Positive  $P_s$ - Konversionen innerhalb der Europäischen und Adriatischen Kruste lassen sich dabei wie folgt lokalisieren:

- (I) Vom nördlichen Ende des  $RF$ - Profils bis  $47.5^\circ N$  befindet sich in ungefähr  $10\text{ km}$  Tiefe eine Diskontinuität, die leicht nach S einfällt. Mit abgeschwächter Amplitude ist sie bis unter die Nördlichen Kalkalpen bei  $47.25^\circ N$  und ca.  $15\text{ km}$  Tiefe zu verfolgen. Die Übereinstimmung mit den seismischen *line drawings* ist sehr gut (Abb. 5.14d). Letztere werden von TRANSALP Working Group [2002] als die Oberkante des *Basements* gedeutet (Abb. 5.15). Der offensichtlich große Geschwindigkeitskontrast ist auch für die Beobachtung der Multiplen verantwortlich, die infolge des für direkte Konversionen ausgerichteten Migrationsverfahrens in etwa denselben Tiefenbereich wie die Moho abgebildet werden. Die in Abb. 5.14a vorgenommene Trennung zwischen der Multiplen und dem Mohosignal wird durch synthetische Berechnungen gestützt (siehe auch Kapitel 5.1.5). In der längerperiodischen Sektion, Abb. 5.13, interferieren die beiden Signale zu einem breiten positiven *Peak*, was zu einer Unterschätzung der Krustenmächtigkeit unterhalb der Molasse und der Nördlichen Kalkalpen führen könnte.
- (II) Weniger klar als in der Seismik ist die als *Sub-Tauern Ramp* (TRANSALP Working Group [2002] und Abb. 5.15) interpretierte, nordvergente Grenzfläche zu erkennen, die oberflächennah im Inntal beginnt und in den  $RF$ en bis ca.  $15 - 20\text{ km}$  Tiefe unterhalb des Tauernfensters zu verfolgen sind.
- (III) Ein südvergenter Horizont unter den Dolomiten, der sich von wenigen Kilometern Tiefe bei  $46.1^\circ N$  auf  $15 - 20\text{ km}$  bei  $46.6^\circ N$  vertieft, ist mit der seismisch definierten *Sub-Dolomites Ramp* zu assoziieren (Abb. 5.15). Er ist vor allem in den Spuren für Ereignisse aus nördlicher Richtung sichtbar (Abb. 5.14c). Strahlen aus südlichen Azimuthen fallen nahezu senkrecht auf die geneigte Fläche ein, so daß der  $P_s$ - Koeffizient in diesen Fällen sehr klein ist (Abb. 5.14d).
- (IV) Mit einem seismischen Reflexionsband am Südende des Profils korreliert ein  $RF$ -Signal im Tiefenbereich der mittleren bis unteren Kruste ( $20 - 30\text{ km}$ ). Es scheint nach Norden einzufallen. In den  $RF$ en sind die  $P_s$ - Amplituden für den flacheren Abschnitt bis ca.  $25\text{ km}$  groß und werden mit zunehmender Tiefe schwächer. Die Frage, inwieweit diese Amplitudenabnahme eine geologische Ursache hat oder ob ein durch die Wellenlänge bedingter Interferenzeffekt mit der Mohokonversion verantwortlich ist, muß hier offen bleiben. Auf die Struktur wird in Kapitel 7.2 ausführlicher Bezug genommen. Der eingeführte Name *ACI* steht für *Adriatic Crustal Interface*.

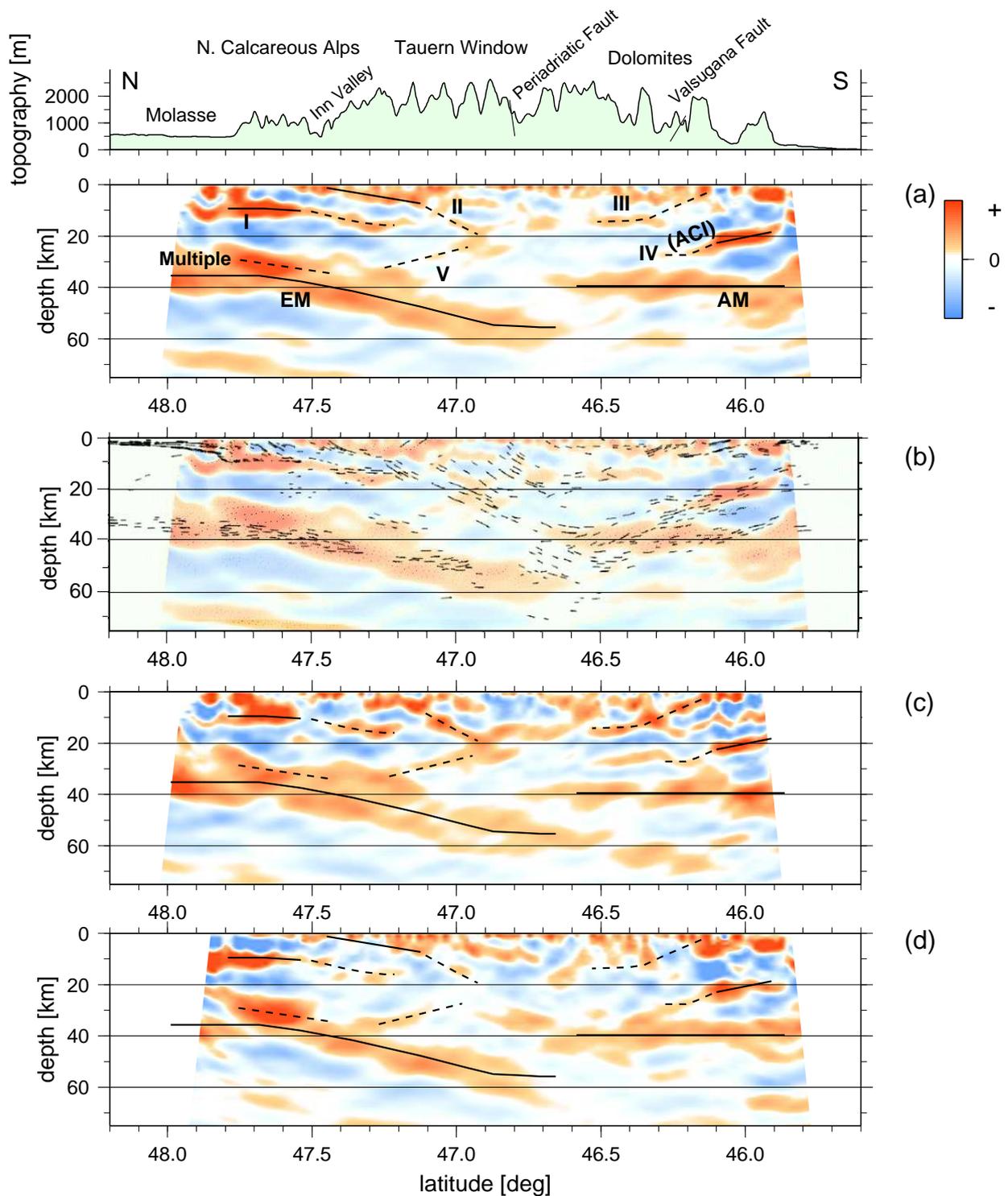


Abbildung 5.14: Migrierte *RF* Sektion der nichtrestituierten Spuren (Perioden 1–12 s). Gezeigt sind der vollständige Datensatz (a) und Teildatensätze mit Ereignissen aus Norden (c) und Süden (d). Die Überlagerung der migrierten *RF*en und der sprengseismischen *line drawings* aus TRANSALP Working Group [2002] verdeutlicht die Korrelierbarkeit der beiden Methoden (b). Es wurden hier nur Ereignisse mit einer Epizentralentfernung  $< 80^\circ$  benutzt. Erläuterungen siehe Text.

- (V) Eine südvergente Struktur in großer Tiefe (20 – 25 km) unterhalb des Alpenhauptkammes erzeugt deutliche  $P_s$ -Konversionen, ohne eine Entsprechung in der Seismik zu finden. Eine deshalb sehr spekulative Erklärung für das Signal ist die Interpretation als Oberkante der nach Norden vorgeschobenen Adriatischen Unterkruste (siehe Kapitel 7.2).

Die Bereiche negativer Amplitude sind nur zu einem Teil auf Geschwindigkeitsinversionen im Untergrund zurückzuführen. Das ist vor allem dort legitim, wo die Amplituden relativ groß sind wie in der Adriatischen Mittelkruste im südlichen Profilabschnitt. Sie sind aber teilweise auch durch das *Processing* bedingt. Bei der Dekonvolution führt die begrenzte Bandbreite des Signales, das im allgemeinen auch nicht *minimalphasig* ist, zu negativen *Sidelobes*. Dieser Effekt wird noch verstärkt, wenn der Konversionskoeffizient und damit die relative Amplitude der konvertierten Phase klein sind. Das ist z.B. bei steilem Einfall der auftauchenden  $P$ -Welle der Fall. Abbildungen 5.8 und 5.9 verdeutlichen eindrucksvoll, daß bei flachem Einfallswinkel (oder kleiner Epizentraldistanz) die negativen Amplituden in der Kruste deutlich reduziert sind (vergleiche die Unterschiede für  $P$ - und  $PP$ -Receiver Functions in Abb. 5.8 und für die drei Entfernungsbereiche in 5.9). Die geologische Interpretation ist dementsprechend schwierig. Hinzu kommt, daß die Zonen negativer  $P_s$ -Konversionen auch reflexionsseismisch nicht aufgelöst sind.

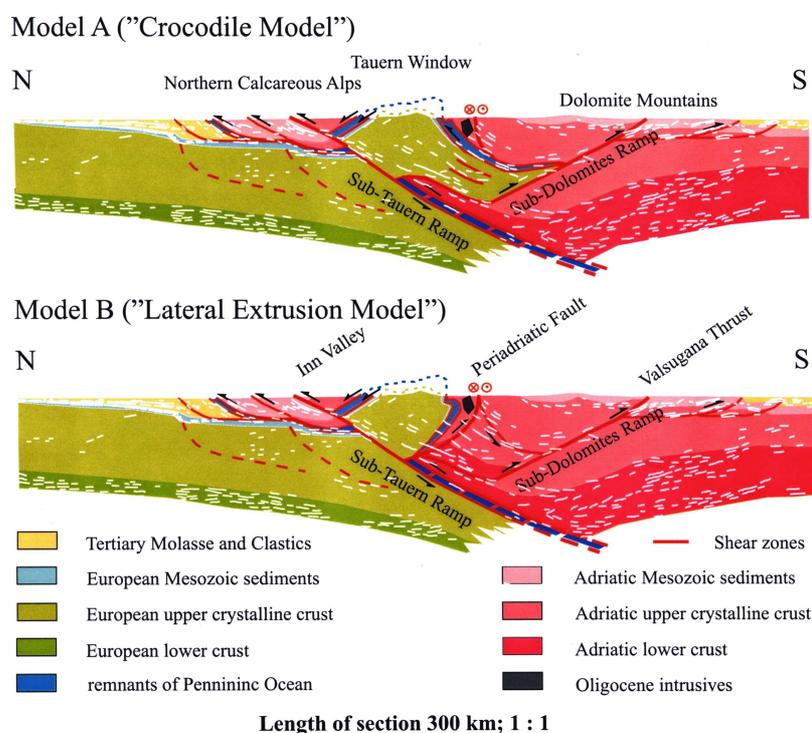


Abbildung 5.15: Geologisch/tektonische Interpretation der seismischen TRANSALP- Daten nach TRANSALP Working Group [2002].

### 5.1.5 Synthetische Modelle (2D)

Durch Tiefenmigration der  $P_s$ - Konversion konnten Geometrie und Tiefenlage der Moho und innerkrustaler Grenzflächen bestimmt werden (Abb. 5.13 und 5.14). Dabei wurde ein schmales Zeitfenster von ca. 0 – 12 s nach der  $P$ - Ankunftszeit genutzt. Offensichtliche kohärente Energie zu späteren Zeiten wurde jedoch vernachlässigt. So ist in den Zeitsektionen bei  $48.0^\circ - 46.7^\circ N$  zwischen 15 s und 22 s ein Band positiver Energie zu erkennen (z.B. Abb. 5.5). Es fällt steiler nach S ein als die direkte Mohokonvertierte. Weiter südlich ist es subhorizontal bei  $\sim 18$  s und läßt sich bis ca.  $46.2^\circ N$  als solches charakterisieren. Im Vergleich zur Mohokonversion sind alle späteren Signale schwächer, diffuser, d.h. langwelliger, und weniger kontinuierlich entlang des Profils. Im folgenden sollen sie aber zusätzlich berücksichtigt werden.

Dazu werden für verschiedene 2D- Modelle synthetische Seismogramme mit einem **F**inite **D**ifferenzen (**FD**) Algorithmus berechnet und in gleicher Weise wie die Meßdaten prozessiert. Die numerische Lösung der Wellengleichung für die Komponenten  $U$  und  $W$  in  $x$  und  $z$  Richtung

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

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

$$(5.3)$$

erfolgt durch Parametrisierung des Modells in einem Gitter und durch Ersetzen der räumlichen und zeitlichen partiellen Ableitungen durch ihre Finite Differenzen- Approximationen. Knotenpunktabstand (0.5 km) und zeitliche Diskretisierung (0.048 s) werden dabei so gewählt, daß die Gleichung für Signale bis ca. 2 Hz gelöst wird (s. Ryberg et al. [2002]). Mit der Modellgröße von einigen hundert Kilometern Kantenlänge sind die Anforderungen an die Rechenkapazität so hoch, daß eine Implementierung auf einem Parallelrechner sinnvoll war. Alle Modellierungen wurden auf der *Cray T3E-900/512* am *High-Performance-Computing Center* in Stuttgart durchgeführt.

Die FD- Methode hat den Vorteil, daß das *vollständige* Wellenfeld einschließlich aller Multiplen bestimmt wird. Das ursprüngliche Modell kann so lange verändert werden, bis eine akzeptable Datenanpassung erreicht ist. Die vorrangige Zielsetzung ist es hier zu klären, inwieweit die der Mohokonversion  $Pms$  folgenden Signale zwischen ca. 7 s und 30 s Strukturen im obersten Mantel repräsentieren oder ob sie als später eintreffende krustale Reverberationen zu interpretieren sind. Zudem bietet die Vorwärtsmodellierung eine robuste Qualitätskontrolle. Die Güte der Datenanpassung (des vollständigen Wellenfeldes oder von Ausschnitten) zeigt an, wie konsistent Modell und Inversionsergebnis sind.

Gegenüber anderen Verfahren wie der *Gridsearch*- Methode von Zhu & Kanamori [2000],

welche die direkte Konversion und ihre Multiplen simultan verwendet, ist die FD- Modellierung nicht an die Erfüllung bestimmter Voraussetzungen gebunden. Das *Gridsearch*-Verfahren ist effektiv bei der Existenz energiereicher, sich nicht überlagernder Multiplen und liefert für horizontale Schichtung verlässliche Ergebnisse. Bei geneigten Grenzflächen sind die Laufzeiten vor allem der Multiplen vom Azimuth abhängig. Da dieser Effekt unberücksichtigt bleibt, führt er zu beträchtlichen Fehlern bei den bestimmten Parametern Schichtmächtigkeit und *Poissonverhältnis*. In Anbetracht der Mohotopographie entlang des TRANSALP- Profils wird hier auf die *Gridsearch*- Methode verzichtet.

### Modell 1

Ein erstes 2D- Modell besteht aus einer homogenen Kruste ( $v_{p(crust)} = 6.0 \frac{km}{s}$ ) über einem ebenfalls homogenen Mantel ( $v_{p(mantle)} = 8.0 \frac{km}{s}$ ). Das  $\frac{v_p}{v_s}$  Verhältnis beträgt jeweils 1.73. Strukturen innerhalb der Kruste bleiben zunächst unberücksichtigt. Die Geometrie der Moho ist aus dem migrierten Profil 5.13 abgeleitet (Abb. 5.16a).

Synthetische Seismogramme wurden für aus N und S einfallende ebene Wellen berechnet. Der Inzidenzwinkelbereich  $20^\circ - 37^\circ$  (entspricht dem Entfernungintervall  $30^\circ - 90^\circ$ ) wurde gleichmäßig abgedeckt bei einem Inkrement von  $1^\circ$ . Die Empfänger sind äquidistant mit einem Abstand von  $2 km$  entlang der Oberfläche positioniert. Das *Processing* der *RFen* erfolgte in analoger Weise wie bei den realen Daten, die Rotation wurde dabei nach dem theoretischen Einfallswinkel durchgeführt. Das Resultat ist der Zeitschnitt in Abb. 5.16b. Die Trennung der Spuren nach der Einfallsrichtung (Abb. 5.16c und d) verdeutlicht zusätzlich die Abhängigkeit vom Backazimuth.

Neben der erwarteten Mohokonversion *Pms* und den *S Typ*- Reverberationen *PpPms* (positiv) und *PpSms* (negativ) ist im Bereich der geneigten Moho auch die *P Typ*- Multiple *PpPmp* in den *RFen* sichtbar. Das ist die unmittelbare Folge daraus, daß die direkte *Pmp*- Welle und die *PpPmp* nicht mehr unter demselben Inzidenzwinkel am Empfänger ankommen, wie es bei horizontaler Lage der Fall ist (vergleiche das nahezu vollständige Verschwinden der *PpPmp*- Amplitude im Bereich der subhorizontalen Moho am Nord- und Südrand des Profils). Für Einfall aus Süden (Abb. 5.16d) ist die Amplitude von *PpPmp* positiv zwischen ca.  $47.5^\circ N$  und  $47.0^\circ N$ . Aus nördlichen Richtungen ist die Amplitude in diesem Bereich etwas schwächer und negativ (Abb. 5.16c). Es ist aber zusätzlich eine Phase positiver Amplitude zu erkennen, die als *PpPmpdiff* interpretiert wird und durch den steilen Übergang der Moho bei  $46.6^\circ N$  hervorgerufen wird. Weitere an dieser Struktur generierte diffraktierte Phasen wie *Pmpdiff* und *Pmsdiff* treten in Abb. 5.16c und d und abgeschwächt in der Gesamtsektion Abb. 5.16b auf. Polarität und Amplitude von *Pmsdiff* und auch die Amplitude der *Pms*- Phase unterscheiden sich beträchtlich für die beiden

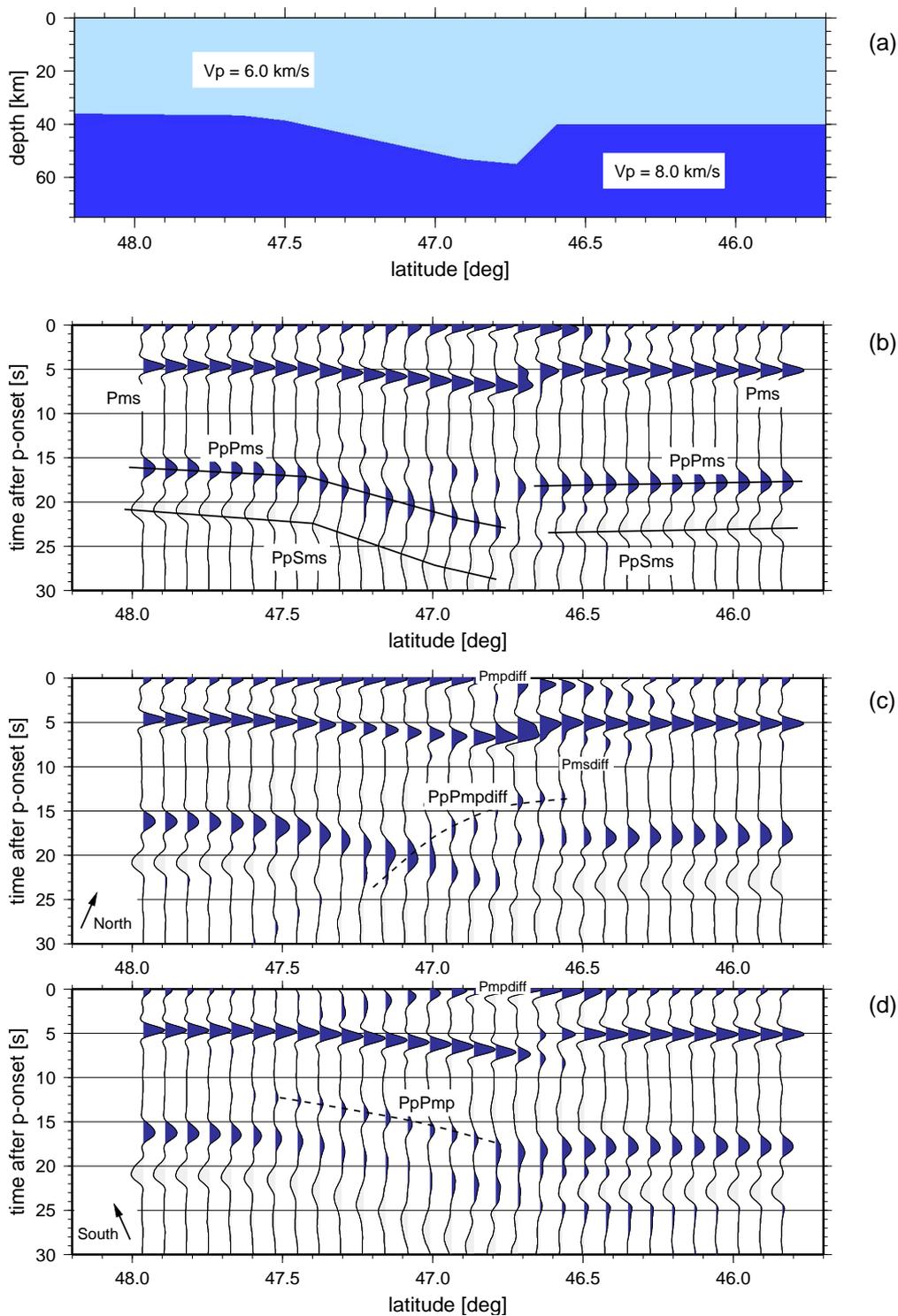


Abbildung 5.16: (a) Synthetisches Modell  $M1$ . (b) Zeitsektion aller synthetischer  $RFe$ en. (c) Sektion für Einfall aus Norden und (d) für südlichen Backazimuth.

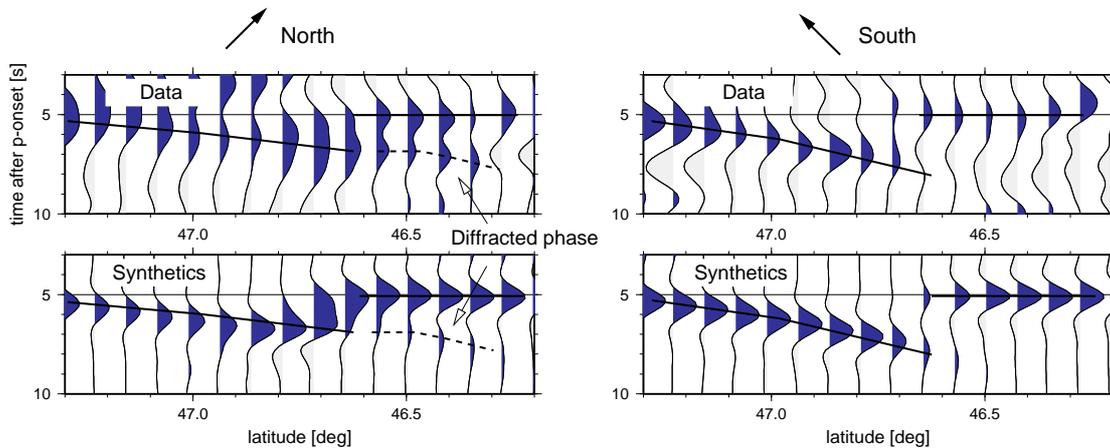


Abbildung 5.17: Vergleich der beobachteten *Pms*-Konversionen mit den synthetischen Daten für nördliche Azimuthe (links) und südliche (rechts). Die Azimutbereiche der gemessenen Daten sind  $315^\circ - 45^\circ$  bzw.  $90^\circ - 270^\circ$  (im Süden ist die Datenmenge sehr viel geringer, so daß der Azimutbereich breiter gewählt wird).

Einfallsrichtungen. Ein wesentlicher Aspekt ist, daß die Trennung der beiden Moho's für südliche Azimuthe klar ist, während für Einfall aus Norden der Übergang weniger abrupt zu sein scheint. Diese Beobachtung läßt sich auch bei den gemessenen Daten machen, sowohl in den tiefenmigrierten Sektionen (Abb. 5.14), als auch in den Zeitschnitten (Abb. 5.10). Die relevanten Ausschnitte sind in Abb. 5.17 vergrößert. Die für nördliche Azimuthe sichtbare Fortsetzung der positiven *Peaks* nach Süden unterhalb das adriatische Mohosignal kann als Diffraktierte erklärt werden. Sie ist in diesem Fall eine Bestätigung für den steilen Übergang von Europäischer zu Adriatischer Moho. Abb. 5.17 verdeutlicht die gute Übereinstimmung der gemessenen mit den synthetischen Daten in der modellierten Übergangszone.

## Modell 2

Das eben beschriebene Modell wird in der Kruste leicht modifiziert. Der flache Horizont am Nordende des Profils wird ebenso wie die Grenzfläche *ACI* in größerer Tiefe am Südrand eingebaut (Abb. 5.18a). Um Konversionen an der Grenzfläche zu erzeugen, wird die Geschwindigkeit in der adriatischen Unterkruste auf  $v_p = 6.5 \frac{km}{s}$  erhöht. Die in den Nördlichen Kalkalpen oberhalb des Basements befindlichen Gesteinsschichten werden durch eine mittlere Geschwindigkeit von  $v_p = 5.5 \frac{km}{s}$  repräsentiert. Dieser hohe Wert ist den Kalkschichten zuzuschreiben (z.B. Bleibinhaus & TRANSALP Working Group [2001]) und auch erforderlich, um die beobachteten Laufzeiten der Multiplen *PpPss* anzupassen (vergl. Abb. 5.18b und Abb. 5.11a). Die modellierten Amplituden sind infolge

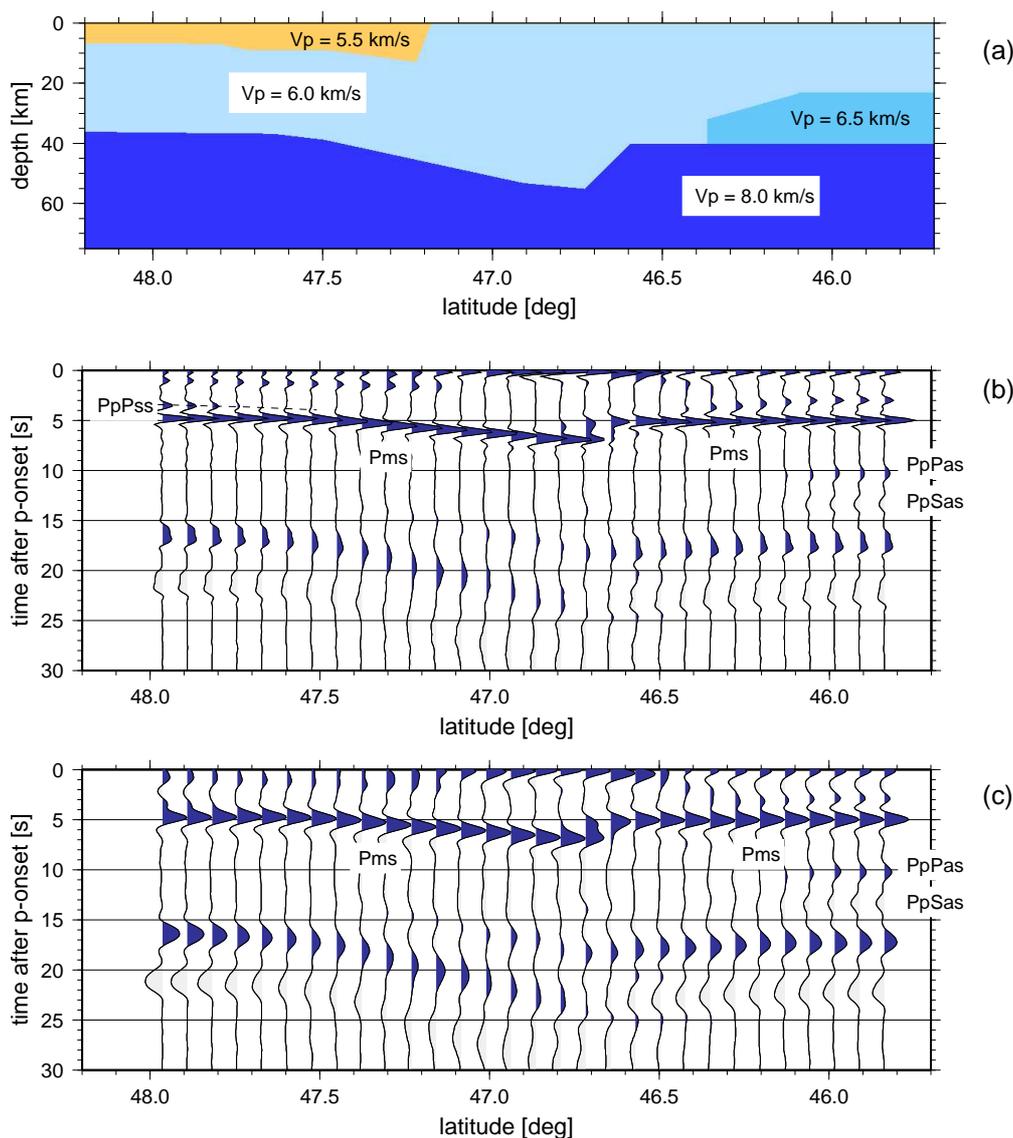


Abbildung 5.18: (a) Synthetisches Modell  $M2$ . (b) Zeitsektion, tiefpaßgefiltert mit  $1\text{ Hz}$  Eckfrequenz. (c) Zeitsektion, tiefpaßgefiltert mit  $0.5\text{ Hz}$  ( $2\text{ s}$ ) Eckfrequenz.

des niedrigen Geschwindigkeitskontrastes im vereinfachten Modell zu gering, da die unter die Kalkalpen geschobenen Flysch- und mesozoischen Sedimente, deren Kontakt zum Basement die hohen Amplituden generiert, hier nicht berücksichtigt sind (detaillierte Geschwindigkeitsprofile siehe z.B. in Will [1976] und Zschau & Koschik [1976]). An dieser Stelle soll nur gezeigt werden, daß die Interpretation des  $RF$ - Signals oberhalb der reflexionsseismischen Moho als Sedimentmultiple gerechtfertigt ist (Abb. 5.14). Wie in den beobachteten Daten, so ist auch in den synthetischen Daten eine Trennung von Mohokonversion und Sedimentmultiple bei längeren Perioden nicht mehr möglich (Tiefpaßfilter von  $2\text{ s}$ , Abb. 5.18c).

In Abb. 5.19 sind die Modelldaten und die gemessenen TRANSALP-  $RF$ en gegenüberge-

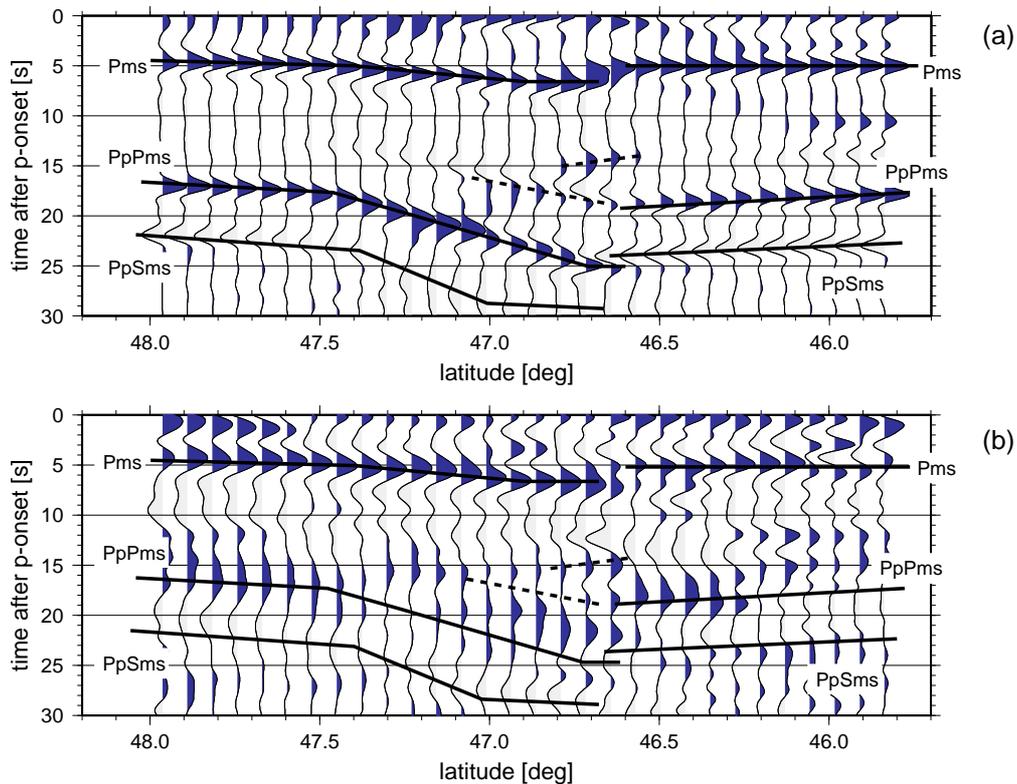


Abbildung 5.19: Vergleich der synthetischen 2D Daten (a) mit den gemessenen TRANSALP Daten (b). Die *reale* Konfiguration (Spuranzahl, Stationsabstand, Azimuthverteilung in Nord und Süd, Einfallswinkel) ist bei den synthetischen Berechnungen simuliert.

stellt. Die ungleichmäßige Verteilung der Azimuthe und Einfallswinkel ist in den synthetischen Daten durch entsprechende Gewichtung berücksichtigt. Die Bänder positiver und negativer Amplituden in den Meßdaten bei 15 – 30 s können als *PpPms*- bzw. *PpSms*-Multiple gedeutet werden. Sie sind aber zu schwach und zu diffus, um etwaige laterale Änderungen des *Poissonverhältnisses* in der Kruste auflösen zu können. Am Südenende des Profils (46.2° – 45.85° N) ist die Übereinstimmung der berechneten Multiplen von innerkrustalem Konverter und Moho mit den Daten unbefriedigend. Die beobachteten positiven Signale bei ca. 12 s und 15 s können durch das Modell nicht erklärt werden. Die synthetische Phase *PpPas* ist um ca. 2 s schneller. Da das Feldexperiment in diesem Abschnitt der TRANSALP- Linie zur Zeit noch andauert und die Datendichte bisher relativ gering ist, werden zusätzliche Registrierungen in Zukunft zu robusteren Ergebnissen führen.

Die beiden diskutierten Modellierungen ergeben, daß eine Interpretation der gemessenen *RFen* zwischen 0 s und 30 s durch die Struktur der Kruste und der Kruste- Mantel-Grenze weitestgehend möglich ist. Der innere Aufbau der Kruste ist in den Modellen stark vereinfacht. Das Zeitfenster zwischen 15 s und 30 s wird von den Mohomultiplen dominiert, die damit auch möglicherweise vorhandene, kleinere Konversionen im Oberen

Mantel verdecken. Einen Hinweis auf eine schwache Geschwindigkeitsinversion im Oberen Mantel stellt das Band negativer Amplitude dar, das etwa 5 s später auf die Mohokonversion folgt.

## 5.2 Oberer Mantel

Da die  $P$ -Wellen im verwendeten teleseismischen Entfernungsbereich bis tief in den Unteren Mantel eindringen, ist die  $RF$ -Methode auch geeignet, die Struktur des Oberen Mantels und der Übergangszone zu untersuchen. Hier soll besonders der Frage nachgegangen werden, ob die global auftretenden Diskontinuitäten in etwa  $410\text{ km}$  bzw.  $660\text{ km}$  Tiefe mit den TRANSALP- Daten detektierbar sind und ob eine genaue Bestimmung ihrer Tiefenlagen möglich ist. Die Mächtigkeit der Übergangszone wird von den Druck- und Temperaturbedingungen beeinflusst (z.B. Ringwood [1975]), so daß sich Aussagen über geodynamische Prozesse machen lassen (u.a. Chevrot et al. [1999] und Li [2000]). Die absolute Tiefenbestimmung der Diskontinuitäten erfordert die Kenntnis der Geschwindigkeitsverteilung im Oberen Mantel.

Aufgrund des schrägen Strahleinfalls und der beträchtlichen Tiefe der Manteldiskonti-

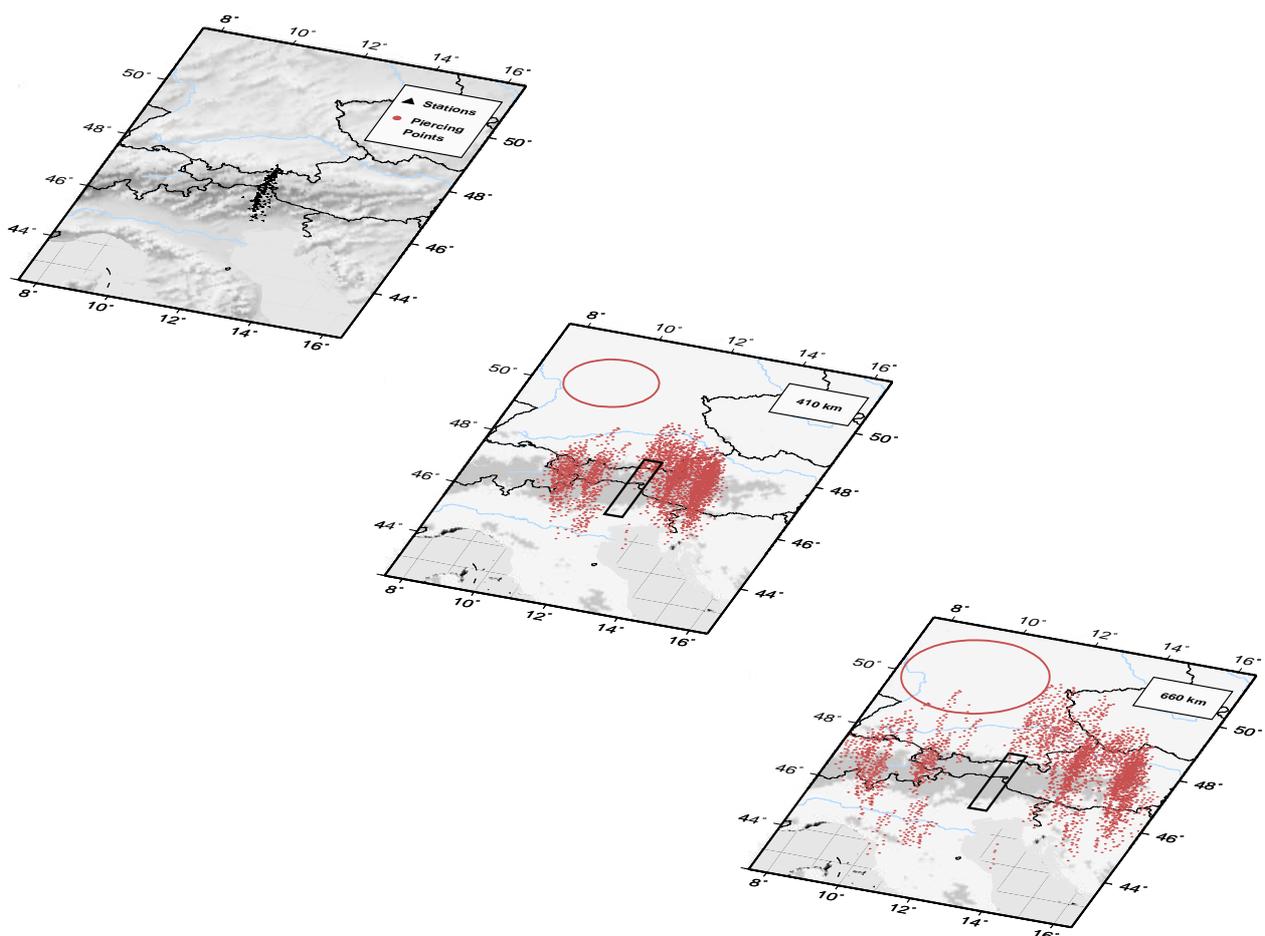


Abbildung 5.20: Räumliche Verteilung der *piercing points* in den Tiefen der beiden Diskontinuitäten des Oberen Mantels ( $410\text{ km}$  und  $660\text{ km}$ ). Die Kreise markieren die *Fresnelbreite* für Signale der Periode  $5\text{ s}$ .

nuitäten liegen die *piercing points* bis zu einige hundert Kilometer in der Horizontalebene zum Stationsnetz versetzt (Abb. 5.20). So bilden die von TRANSALP registrierten  $P_{410s}$ - und  $P_{660s}$ - Konversionen die Übergangszone vor allem unter den West- und Zentralalpen sowie den östlichsten Alpen und ihrem nördlichen Vorland ab. Die horizontale Auflösung wird durch die Breite der *Fresnelzone* bestimmt. Sie beträgt für ein Signal der Periode 5 s etwa 100 km in 410 km und 150 km in 660 km Tiefe.

Die *moveoutkorrigierten* bzw. tiefenmigrierten *RFen* sind in den Abbildungen 5.21 und 5.22 dargestellt. Bei Summation aller Spuren treten die 410er und 660er Diskontinuität als

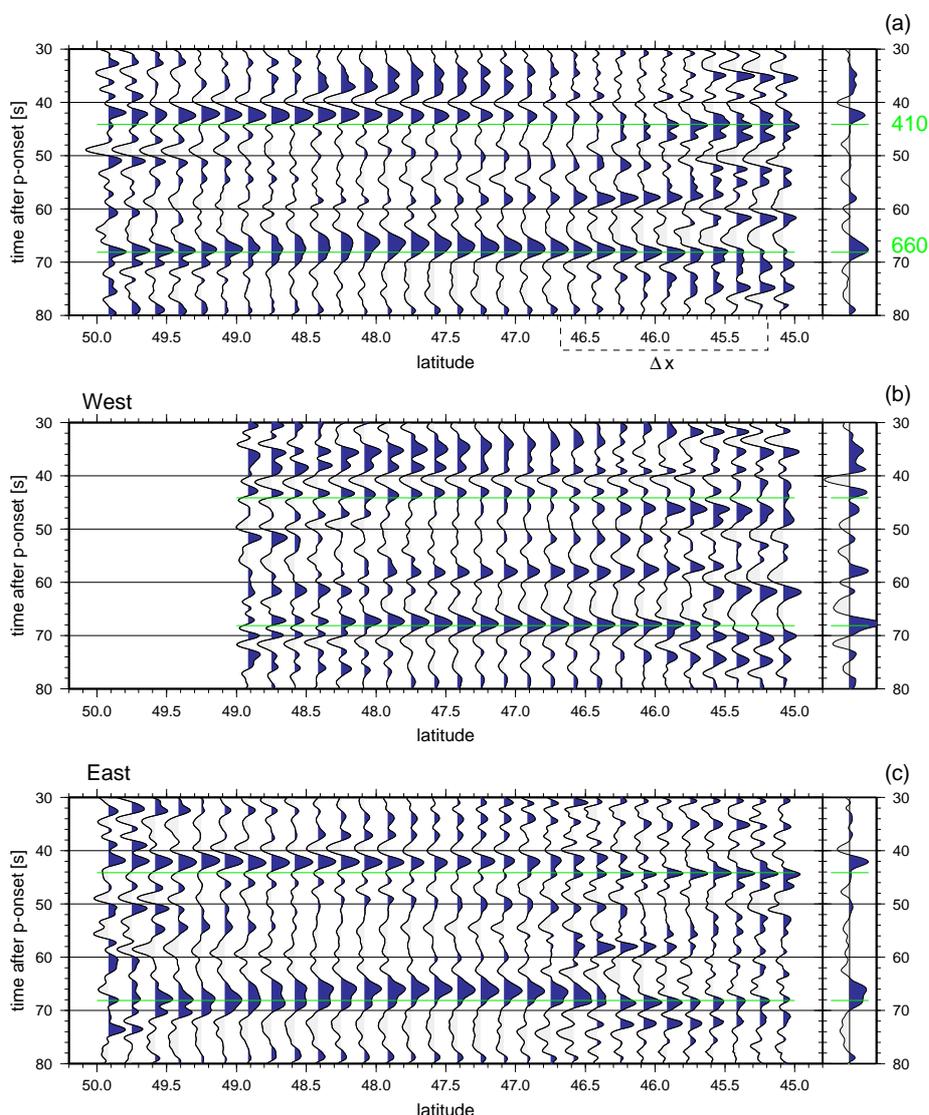


Abbildung 5.21: N-S- Zeitsektionen für den gesamten Datensatz (a) und getrennt für Ereignisse aus Westen (b) und Osten (c). Dekonvolutions- und Filterparameter sind wie in Abb. 5.5 gewählt. Die individuellen Spuren sind entsprechend der Latitude der *piercing points* in 550 km Tiefe sortiert. Die Linien markieren die Zeiten im *IASP91*- Modell.  $\Delta x$  bezeichnet die Breite der Summationsintervalle.

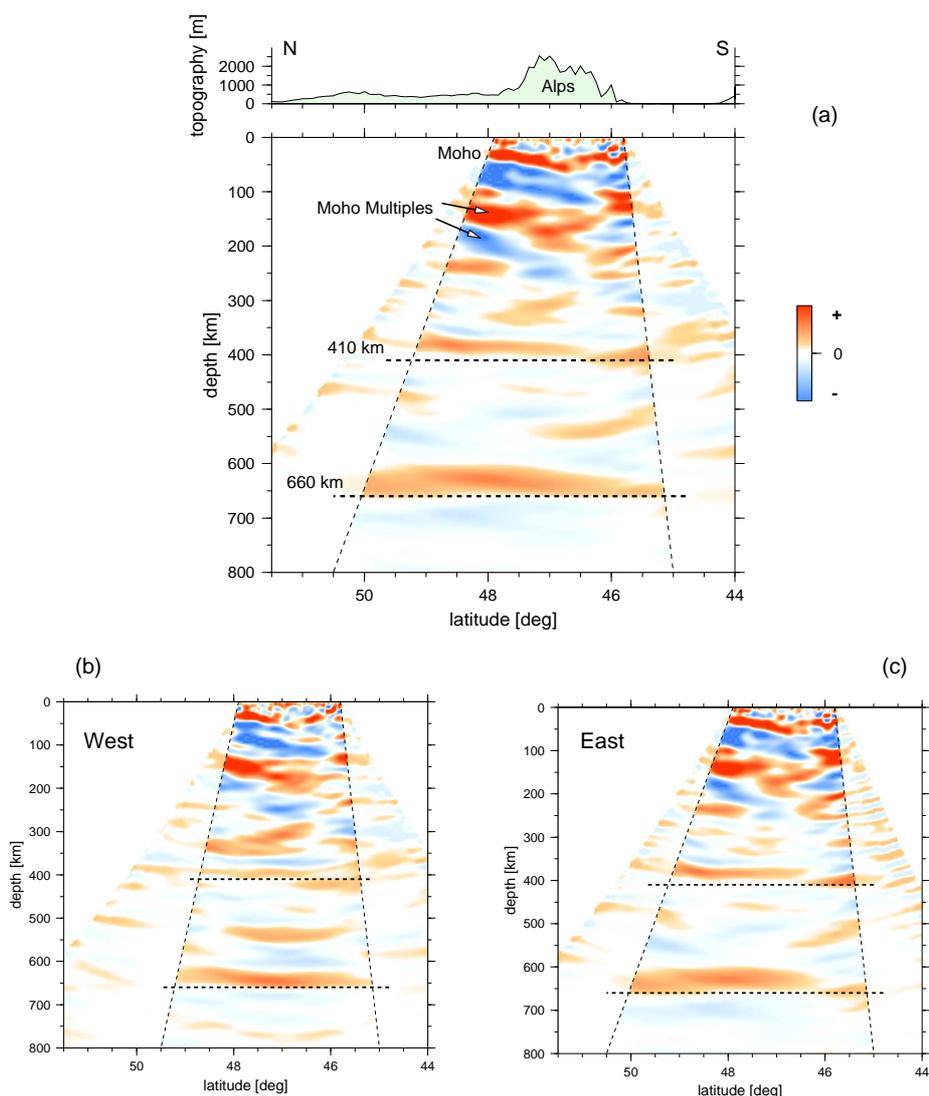


Abbildung 5.22: Tiefenmigrierte N-S Sektionen für den gesamten Datensatz (a) und getrennt für Ereignisse aus Westen (b) und Osten (c). Die unzureichend aufgelösten Bereiche sind farblich schwächer dargestellt.

die positiven Signale mit der größten Amplitude hervor (Abb. 5.21a). Die  $P_{660s}$ -Konversionen sind entlang des gesamten aufgelösten N-S-Schnittes sichtbar, das  $P_{410s}$ -Signal ist schwächer und nicht kontinuierlich beobachtet. Für Ereignisse aus westlichen Richtungen ist die Amplitude von  $P_{410s}$  nur wenig höher als das Hintergrundrauschen (Abb. 5.21b). Damit ist auch eine robuste Berechnung der Dicke der Übergangszone unmöglich. Signifikante Unterschiede für die beiden gezeigten Azimuthbereiche charakterisieren auch die 660 km-Diskontinuität. Sie erscheint im Westen subhorizontal und nur geringfügig flacher als im *IASP91*-Referenzmodell (Abb. 5.21b und 5.22b), während sie unter den östlichen Alpen angehoben zu sein scheint (Abb. 5.21c und 5.22c). Am nördlichen und südlichen Rand des aufgelösten Bereiches wird die Abweichung zu den Referenzwerten kleiner. Zwischen ca.  $48.5^\circ N$  und  $46.5^\circ N$  sind  $P_{410s}$  und  $P_{660s}$  um etwa 2 s früher als im

*IASP91*- Modell, was einer Aufwölbung der Diskontinuitäten um etwa  $20\text{ km}$  entspricht (Abb. 5.21c und 5.22c).

Anhand der detaillierten tomographischen Untersuchung des Alpenraums von Lippitsch [2002] läßt sich der Einfluß der Geschwindigkeitsstruktur im Oberen Mantel auf die Tiefenlage der in *IASP91* migrierten Mantelkonversionen abschätzen (Abb. 5.23). Lippitsch

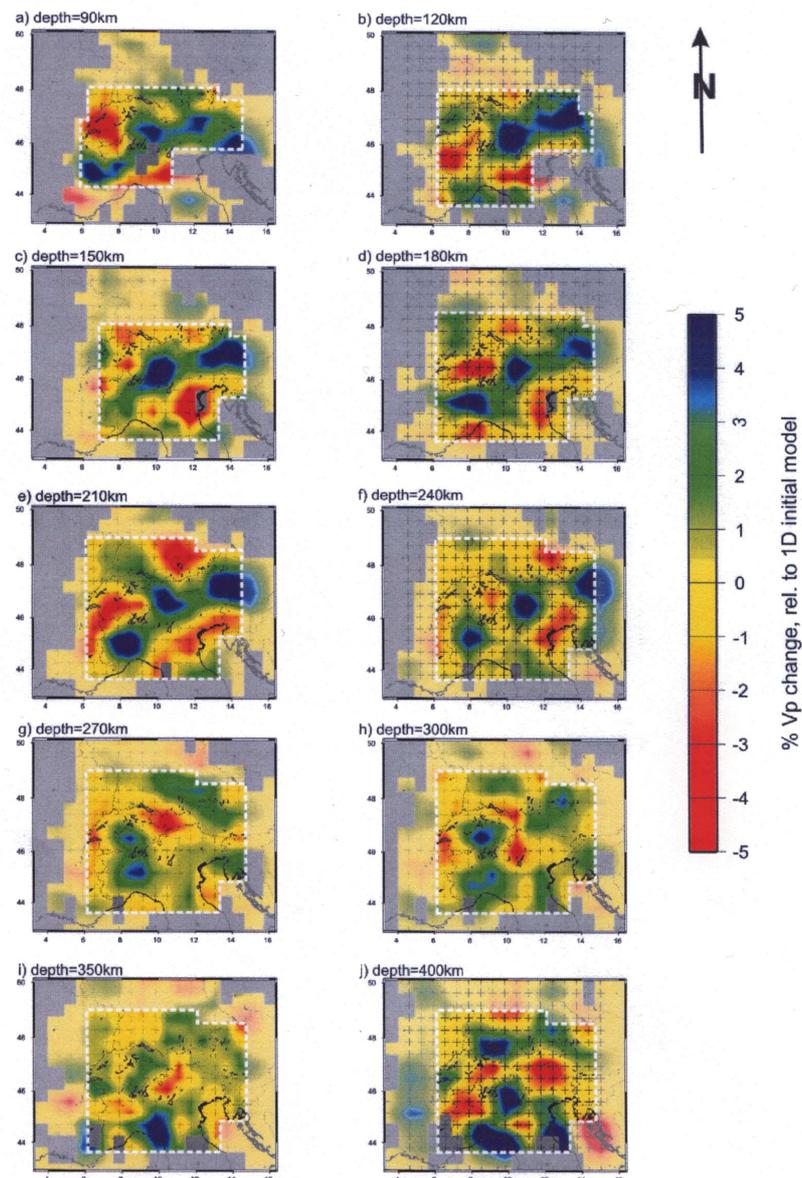


Abbildung 5.23: Horizontalschnitte durch das Geschwindigkeitsmodell von Lippitsch [2002]. Das Referenzmodell ist ein *Minimum 1D*- Modell, dessen Abweichung vom *IASP91*- Modell für Tiefen  $> 100\text{ km}$  weniger als 1% beträgt.

[2002] findet für die relevanten Mantelregionen östlich vom TRANSALP- Profil bis  $350\text{ km}$  Tiefe positive  $v_p$ - Anomalien von bis zu 5%. Unter der Annahme einer durchschnittlichen Geschwindigkeitserhöhung um 3% ergibt sich ein berechneter Anstieg der Grenzflächen

um  $10\text{ km}$  (oder  $0.9\text{ s}$ ). Dieser Wert ist kleiner als der beobachtete Versatz von ca.  $20\text{ km}$ . Ein nicht zu vernachlässigender Beitrag könnte durch Anisotropie im Oberen Mantel hervorgerufen werden. Wie im folgenden Kapitel ausführlich diskutiert wird, beträgt der Aufspaltungseffekt der *SKS*-Wellen unter den Ostalpen über eine Sekunde. Die *schnelle Achse* ist etwa  $60^\circ\text{ N}$  orientiert. Die meisten *RF*-Ereignisse kommen ebenfalls aus nordöstlicher Richtung (s. Abb. 3.5), so daß hieraus ein Beitrag von bis zu  $0.7\text{ s}$  denkbar ist. Zusammen mit der positiven Geschwindigkeitsanomalie im Oberen Mantel ist der beobachtete Effekt von ca.  $2\text{ s}$  dann näherungsweise zu erklären. Daß die Manteldiskontinuitäten keine signifikante *reale* Topographie im Untersuchungsgebiet haben, wird auch von Grunewald et al. [2001] gefunden. Mit den Stationen des Deutschen Regionalnetzes untersuchen sie z.T. sich mit TRANSALP überlappende Volumina der Übergangszone zwischen  $49^\circ\text{ N}$  und  $46^\circ\text{ N}$  und erhalten dort normale Tiefenwerte von  $410\text{ km}$  und  $660\text{ km}$ . Demzufolge resultieren die unterschiedlichen  $P_{410\text{s}}$ - und  $P_{660\text{s}}$ - Laufzeiten in erster Linie aus der Heterogenität des Oberen Mantels ( $< 400\text{ km}$  Tiefe).

In den Westalpen und Zentralen Alpen existieren für Tiefen  $> 250\text{ km}$  negative  $v_p$ -Anomalien, welche die positiven Anomalien der Lithosphärenwurzel zum Teil kompensieren (Abb. 5.23). Eine Variation der Tiefe der Manteldiskontinuitäten kann aus den TRANSALP-Daten nicht gefolgert werden.