

# Kapitel 6

## Lokale Erdbeben tomographie

### 6.1 Inversionsverfahren

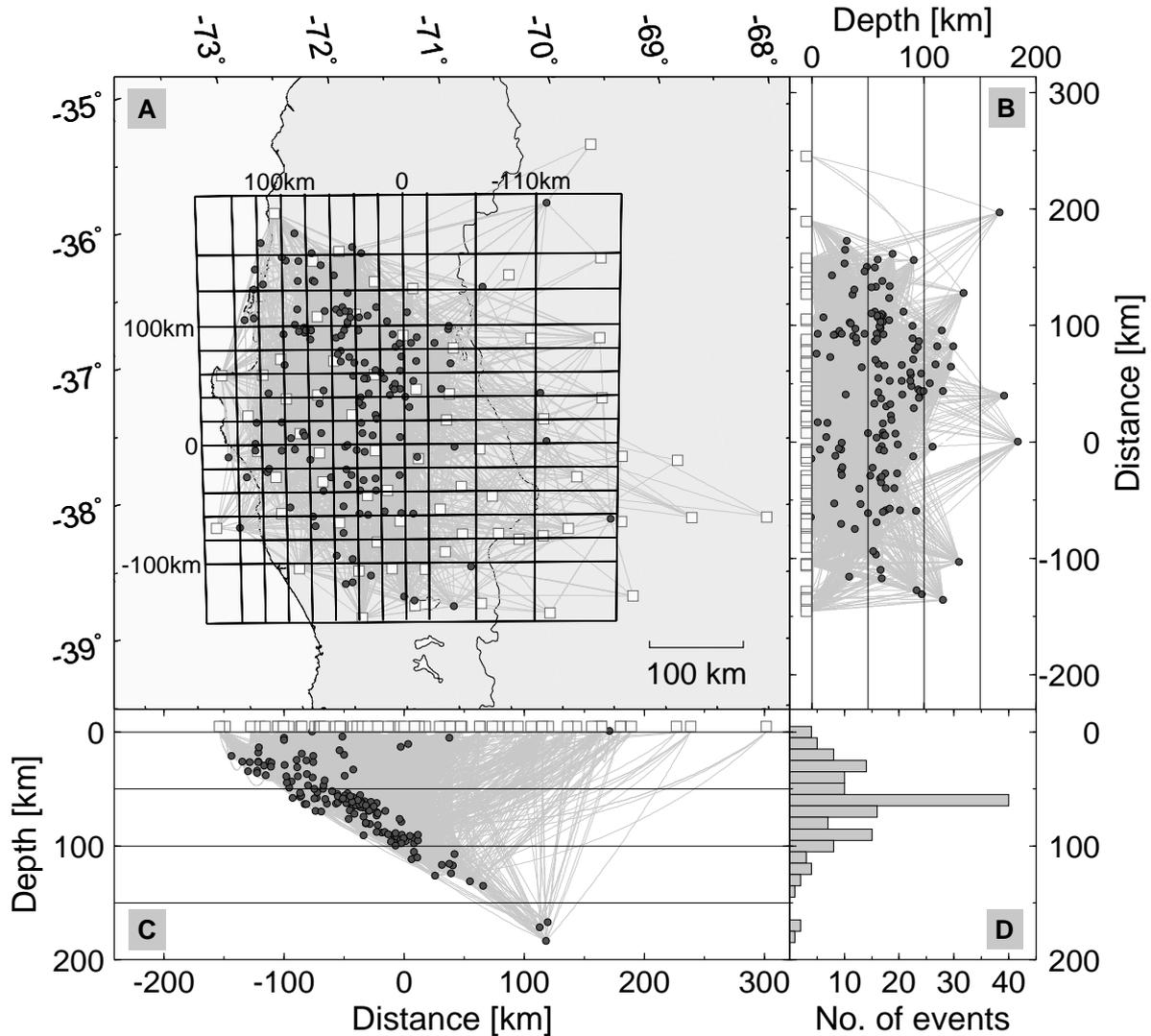
#### Daten

Für die lokale Erdbeben tomographie wurde der gleiche Datensatz wie für die 1-D Inversion verwendet, d.h. nur Ereignisse mit einer azimuthalen Stationsüberdeckung, die mindestens  $180^\circ$  und mindestens 8 P- und S-Beobachtungen aufweisen. Der dieser Arbeit zugrunde liegende Datensatz besteht also aus insgesamt 150 Beben mit 2283 P- und 1325 S-Beobachtungen.

Die Abbildung 6.1 zeigt die Strahlverläufe zwischen den in der Inversion verwendeten Beben und den Stationen. Während der westliche Teil des Untersuchungsgebietes gut durchleuchtet wird, durchlaufen den östliche Teil nur eine geringe Anzahl an Strahlen. Auch verlaufen diese nahezu vertikal, da hier horizontale Strahlen von Erdbeben aus dem *forearc* durch Dämpfung bzw. schlechtes Signal-Rausch-Verhältnis in geringerem Maße auftreten.

#### Inversionsgitter

Im Sinne einer geologischen Interpretation des resultierenden Geschwindigkeitsmodells wird eine möglichst feine Auflösung des Untersuchungsgebietes angestrebt. Die maximale räumliche Auflösung hängt jedoch maßgeblich von der Qualität und der Quantität der zur Verfügung stehenden Daten ab. Somit basiert die Parametrisierung des Untergrundes auf dem durchschnittlichen Stationsabstand, der Verteilung der Erdbeben und der Stationen sowie der Strahlen, die zwischen ihnen verlaufen. Verschiedene Testläufe sowohl mit synthetischen als auch mit realen Daten sowie die Abschätzung der Modellresolution entsprechend der in Kapitel 4.3 vorgestellten Methoden ergaben für den *forearc* - also für den Bereich, in dem die Strahldichte am höchsten ist - einen optimalen Knotenpunktabstand von 20 km. Zu den Randgebieten hin wurde der Knotenpunktabstand auf 30 km, 40 km, 50 km und 70 km vergrößert (Abbildung 6.1). Ver-



**Abbildung 6.1:** Verteilung der Erdbeben (schwarze Kreise), der Stationen (weiße Vierecke) und der sie verbindenden Strahlen (hellgraue Linien), die in der Inversion verwendet wurden, zur Verdeutlichung der Durchstrahlung des Untersuchungsgebietes. A: epizentrale Darstellung; B: N-S Schnitt; C: E-W Schnitt; D: Tiefen-Häufigkeitsverteilung der Beben. Das Inversionsgitter in A hat seinen Koordinatenursprung bei  $72^{\circ}\text{W}$  und  $38^{\circ}\text{S}$  und zeigt den Abstand der Knotenebenen in km. Der vertikale Abstand beträgt 20 km bis in eine Tiefe von 80 km, darunter 30 km.

tikal beträgt der Abstand der Knotenpunkte 20 km für Kruste und Mantel und ab 80 km Tiefe 30 km.

Die zunächst grob erscheinende Parametrisierung des Untergrundes stellt angesichts der begrenzten Datenmenge ein robustes seismisches Modell zur Verfügung, in welchem großräumige Strukturen gut aufgelöst werden und die Mehrzahl der Gitterpunkte eine hohe Auflösung besitzt.

Das Inversionsgitter wurde um  $-11^{\circ}$  gegen Nord rotiert, so daß es am Streichen des Tiefseegrabens orientiert ist. Außerdem verlaufen großräumige Strukturen, wie z.B. die Hauptkordillere oder das Längstal, entlang dieser Richtung.

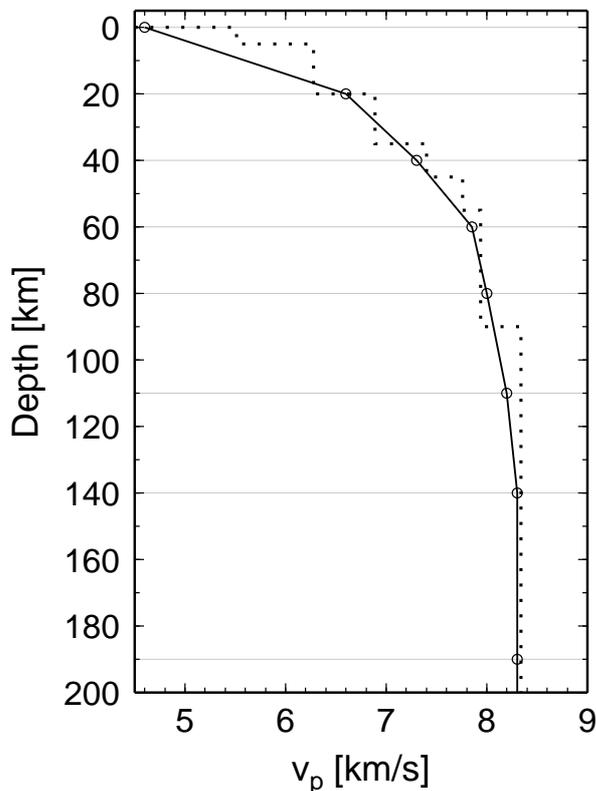
		Anzahl
bekannt	P-Beobachtung	2283
	S-Beobachtung	1325
unbekannt	Herdparameter	600
	$v$ an den Gitterpunkten	1287

**Tabelle 6.1:** Anzahl der Beobachtungen und der zubestimmenden Parameter der 3-D Laufzeitinversion

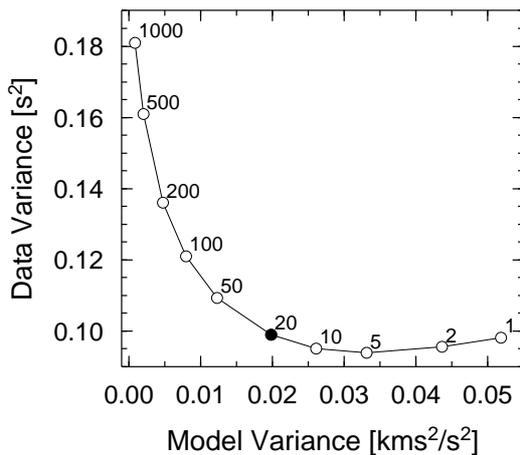
## Startmodell

Nach *Kissling et al. (1994)* definiert das Minimum 1-D Modell das Start- und Referenzmodell in der 3-D Laufzeitinversion. Das 1-D Modell stellt idealerweise den Durchschnitt der wahren 3-D Geschwindigkeiten in jeder Schicht dar und ist außer durch die Wahl der Schichttiefe und -mächtigkeit nicht durch a priori Informationen beeinflusst. Abbildung 6.2 zeigt beide Modelle.

Während der Bearbeitung der Daten wurden verschiedene Vorgehensweisen getestet. Im ersten Ansatz wurden die Geschwindigkeiten des Minimum 1-D Modells direkt auf das 3-D Gitter übertragen. Im zweiten Ansatz wurde zusätzlich noch eine 2-D Inversion vor der 3-D Inversion durchgeführt. Der letztere graduelle Ansatz basiert auf der Annahme, daß in Gebieten mit geringer Auflösung die wahre Struktur besser durch ein regionales 2-D Startmodell abgeschätzt werden kann als durch ein 1-D Modell (*Reyners et al., 1999*). Die in der vorliegenden Arbeit vorgestellten Geschwindigkeitsmodelle basieren auf der graduellen Inversion. Die 2-D Inversion erfolgt über das Verknüpfen der Knotenpunkte (*Thurber and Eberhart-Phillips, 1999*) in N-S Richtung mit dem Ergebnis eines 2-D Geschwindigkeitsmodells in E-W Richtung.



**Abbildung 6.2:** Minimum 1-D  $v_p$  Modell (gepunktete Linie) und das dazugehörige 3-D Startmodell (schwarze Linie) für die 3-D  $v_p$  Inversion. Die Geschwindigkeiten im 3-D Startmodell sind lateral konstant. Die Kreise markieren die Knotenebenen, zwischen denen die Geschwindigkeitswerte linear interpoliert werden. Die Parametrisierung des Modells mit der Tiefe wird außerdem durch die hellgrauen Linien verdeutlicht.



**Abbildung 6.3:** *trade-off* Kurve zur Festlegung des Dämpfungswertes für die 3-D  $v_p$ -Inversion. Für verschiedene Dämpfungsfaktoren ist die Datenvarianz gegenüber der Modellvarianz aufgetragen. Für den gewählten Wert (schwarzer Kreis) wird eine geringe Datenvarianz und eine mäßige Modellvarianz erzielt.

### Dämpfung des Modells (*trade-off* Kurven)

In der lokalen Erdbebentomographie ist der Dämpfungsfaktor ein entscheidender Parameter, der sorgfältig festgelegt werden muss. Niedrige Dämpfungswerte führen zu einem komplexen Modell mit einer relativ großen Reduktion der Datenvarianz. Hohe Dämpfungswerte hingegen ergeben ein eher glattes Modell mit geringer Reduktion der Datenvarianz. Außerdem hängen Fehlermaße wie der Betrag des Diagonalelementes der Resolutionsmatrix stark vom gewählten Dämpfungswert ab. Nach (*Eberhart-Phillips, 1986*) kann der Dämpfungsfaktor mittels einer *trade-off* Kurve objektiv bestimmt werden. Für ein gegebenes Modellgitter wird ein Inversionsschritt bei verschiedenen Dämpfungswerten durchgeführt und jeweils die Varianz der Datenanpassung gegenüber der Varianz des Modells aufgetragen (Abbildung 6.3). Ein optimaler Wert ist derjenige, der die Datenvarianz reduziert, ohne die Modellvarianz stark ansteigen zu lassen. Es wird also ein Dämpfungswert gesucht, der bei der Inversion einerseits zur Minimierung der Laufzeitresiduen und andererseits zu einem möglichst wenig komplexen Modell führt.

## 6.2 Auflösungsvermögen und synthetische Modelle

Zur Abschätzung des Auflösungsvermögens der zu untersuchenden Daten und der Qualität der Inversionsergebnisse wurde einerseits die Modellresolutionsmatrix analysiert. Andererseits wurden synthetische Datensätze mit identischer Geometrie zum realen Datensatz invertiert.

### Durchstrahlung und Resolutionsmatrix

Die in Kapitel 4.3 vorgestellten Fehlermaße wurden für den ISSA 2000-Datensatz analysiert. Durch ihre unterschiedliche Aussagekraft ergeben sie in ihrer Gesamtheit ein repräsentatives Bild über die Qualität der Lösung. DWS und Resolutionsmatrix werden direkt von SIMULPS ausgegeben. Zur Darstellung der Diagonalelemente und der *spread* Funktion wurde das Programm `res2spread` (*Haberland, 1999*) verwendet.

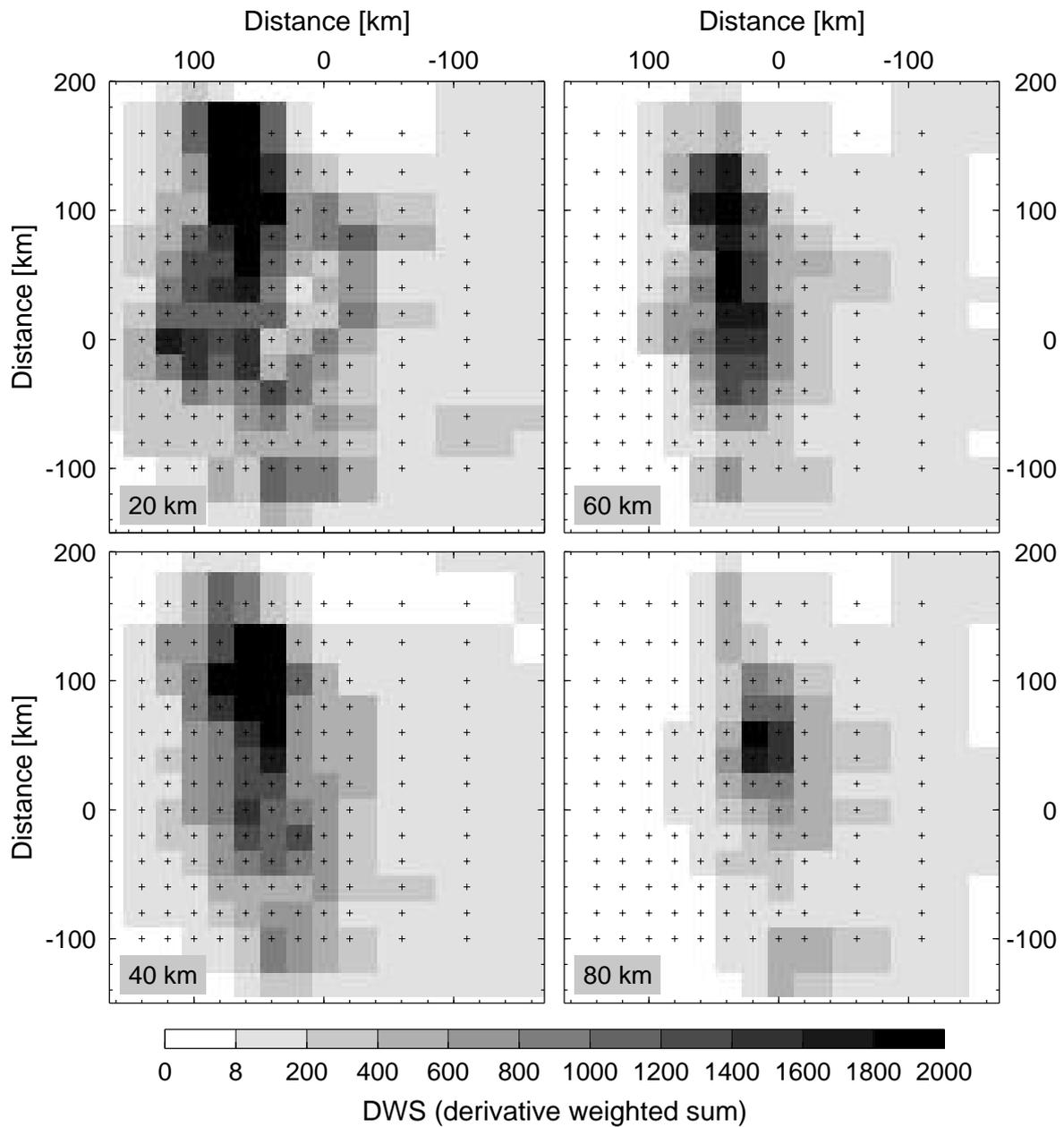
Die nachfolgenden Abbildungen 6.4 bis 6.7 zeigen die charakteristischen Fehlermaße - DWS, *spread* Funktion und Diagonalelemente der Resolutionsmatrix - entlang vertikaler und horizontaler Schnitte. Da diese Werte an den diskreten Knotenpunkten definiert sind, werden sie der Umgebung des jeweiligen Knotens zugeordnet und nicht interpoliert dargestellt. Dunklere Grautöne und größere Kreise zeigen Bereiche guter Lösungsqualität an. Die absoluten Werte dieser Parameter hängen stark vom gewählten Dämpfungsfaktor ab. Deshalb wird hier nur ihre relative Größe interpretiert.

Wie durch die Strahlverläufe und Strahlenüberdeckung vorgegeben wird im nördwestlichen und zentralen Bereich des Modells die beste Auflösung erreicht. Die DWS, also das relative Maß für die Strahldichte in der Umgebung eines Knotenpunktes, nimmt ihre höchsten Werte im nördlichen *forearc* und oberhalb der abtauchenden Platte an. Unterhalb und östlich der Hauptkordillere erreicht sie kaum noch nennenswerte Beträge. Die Diagonalelemente der Resolutionsmatrix und die *spread* Funktion erreichen in denselben Gebieten die höchsten Werte an. Unterschiede sind in den Bereichen zu verzeichnen, die von weniger Strahlen durchlaufen werden. Während die vertikalen Schnitte bei -60 und -80 km durch die DWS als schlecht aufgelöst eingestuft werden, wird mittels der Beurteilung über den *spread* Wert auch in diesem Bereich eine akzeptable Auflösung für die obersten 50 km erzielt. Im Unterschied zur DWS berücksichtigt die *spread* Funktion auch die richtungsmäßige Verteilung der Strahlen und stellt damit ein verlässlicheres Auflösungskriterium als die DWS dar. Ein Grenzwert der *spread* Funktion wurde gewählt, um Bereiche guter Auflösung von denen weniger guter Auflösung zu trennen. Grundlage bei dieser Wahl waren die relative Größe des *spread* Wertes und die Ergebnisse von Testrechnungen mit synthetischen Modellen. Hier und in späteren Abbildungen des Geschwindigkeitsmodells wird dieser Werte durch eine weiße bzw. rote Linie gekennzeichnet. Schlecht aufgelöste Bereiche werden ausgeblendet.

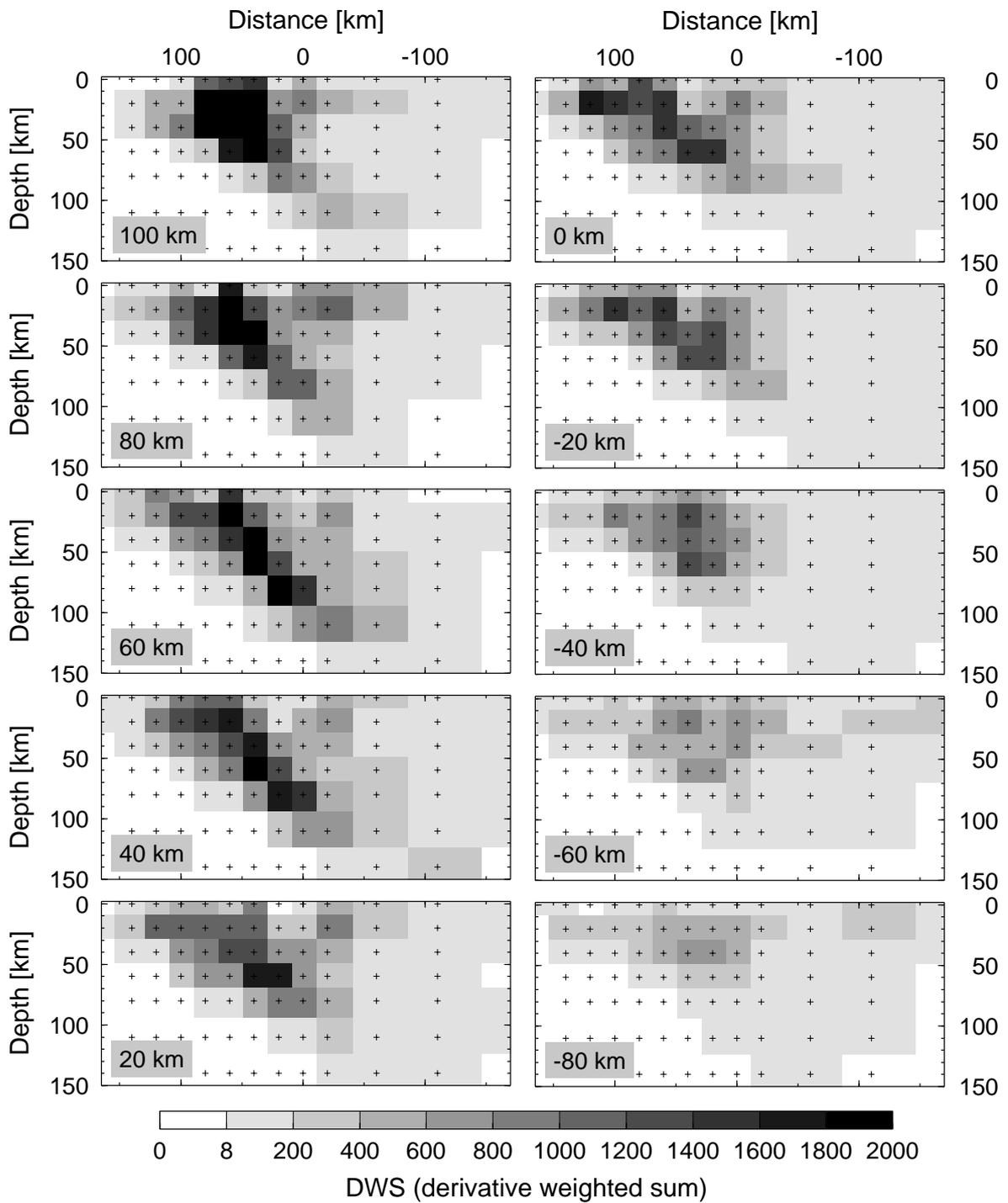
## Synthetische Modelle

Zusätzlich zur Analyse der Durchstrahlung und Resolutionsmatrix zeigen Testrechnungen mit synthetisch erzeugten P- und S-Laufzeitdaten die Grenzen des Auflösungsvermögens und das mögliche Entstehen von Artefakten bei gegebener Modellkonfiguration. Ursachen dafür sind in der Quelle-Empfänger-Geometrie, in der Parametrisierung des Inversionsgitters, im gewählten Dämpfungswert bzw. in den Datenfehlern zu suchen.

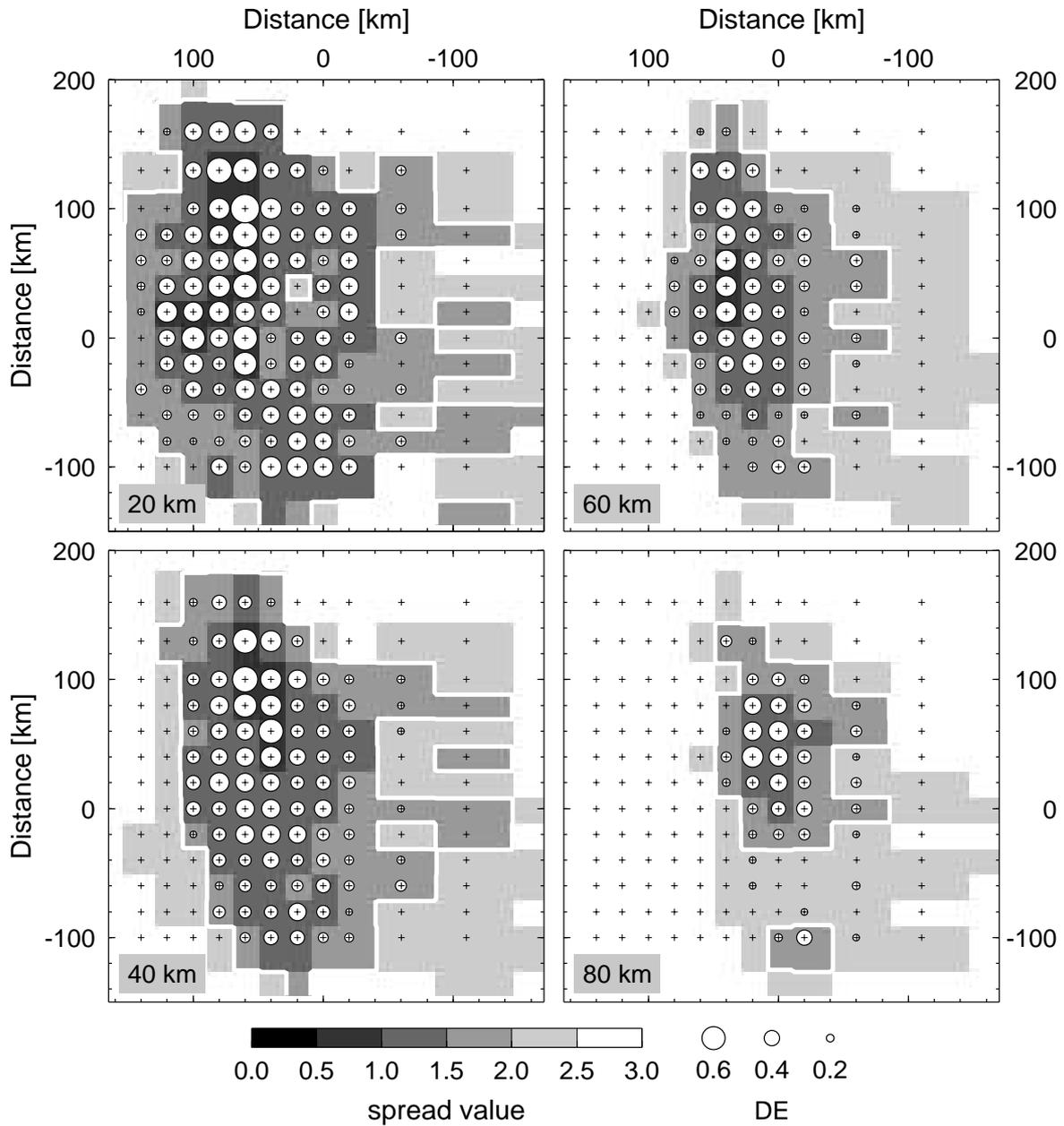
Zunächst werden die synthetischen Daten durch Vorwärtsmodellierung in einem vordefinierten Untergrundmodell für die identischen Quelle-Empfänger-Paare, für die auch Laufzeitdaten vorliegen, berechnet. Die synthetischen Daten werden dann mit einem normalverteilten, zufalls-gesteuerten Fehler versehen (*Haberland, 1999*) und anschließend mit den gleichen Parametern invertiert wie auch der reale Datensatz. Durch einen Vergleich zwischen dem vorgegebenen synthetischen Modell und dem Inversionsergebnis kann das Auflösungsvermögen beurteilt werden.



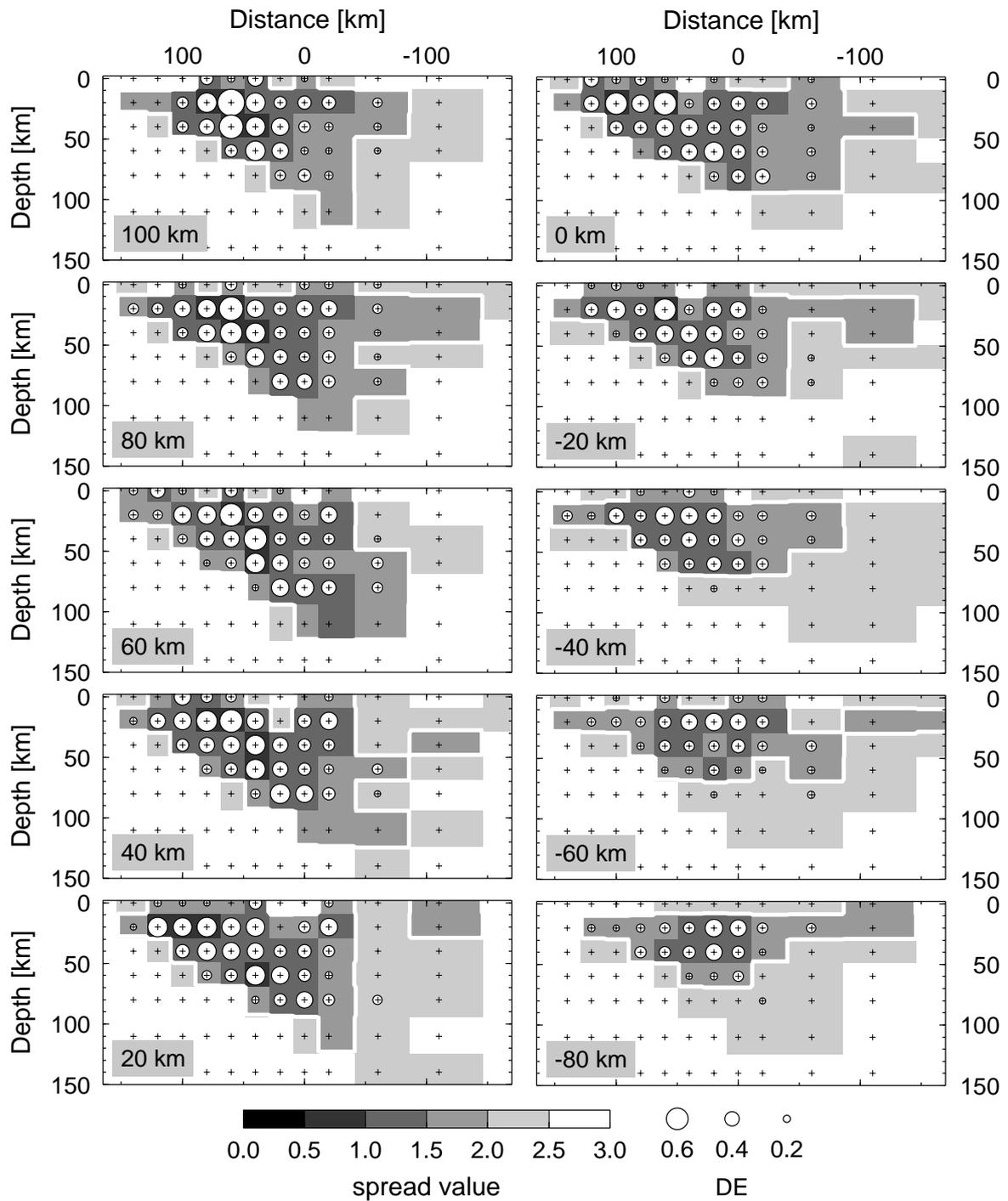
**Abbildung 6.4:** Die DWS (ein Maß für die Strahldichte in der Umgebung eines Knotenpunktes) entlang horizontaler Schnitte durch das 3-D  $v_p$  Modell. Die Knoten des Inversionsgitters werden durch schwarze Kreuze markiert. Dunkle Grautöne zeigen Bereiche mit hoher Strahldichte an. Die Bereiche, durch die kein Strahl verläuft, sind weiß dargestellt ( $DWS < 8$ ).



**Abbildung 6.5:** Die DWS entlang vertikaler Schnitte durch das 3-D  $v_p$  Modell. Für die genaue Lage der Schnitte siehe Abbildung 6.1 und für weitere Informationen siehe Abbildung 6.4.



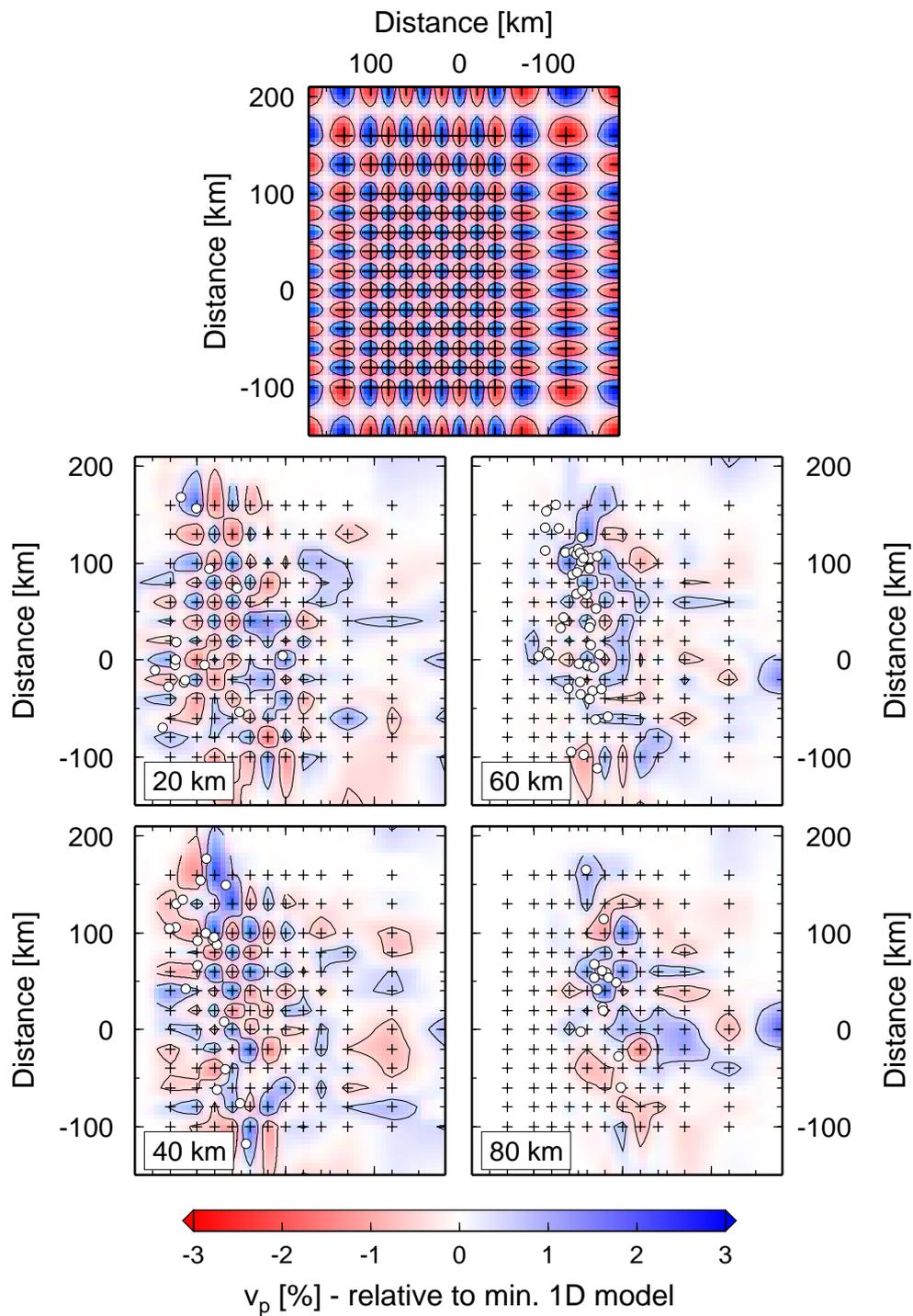
**Abbildung 6.6:** *Spread* Werte (grauschattiert) und Diagonalelemente (weiße Kreise) der Modellresolutionsmatrix für das 3-D  $v_p$  Modell dargestellt entlang horizontaler Schnitte. Dunkle Grautöne (niedriger *Spread* Wert) und große Kreise (großes Diagonalelement) verdeutlichen Bereiche hoher Auflösung. Die weiße Isolinie entspricht einem *Spread* Wert von 2 und umschließt den Bereich hoher Auflösung.



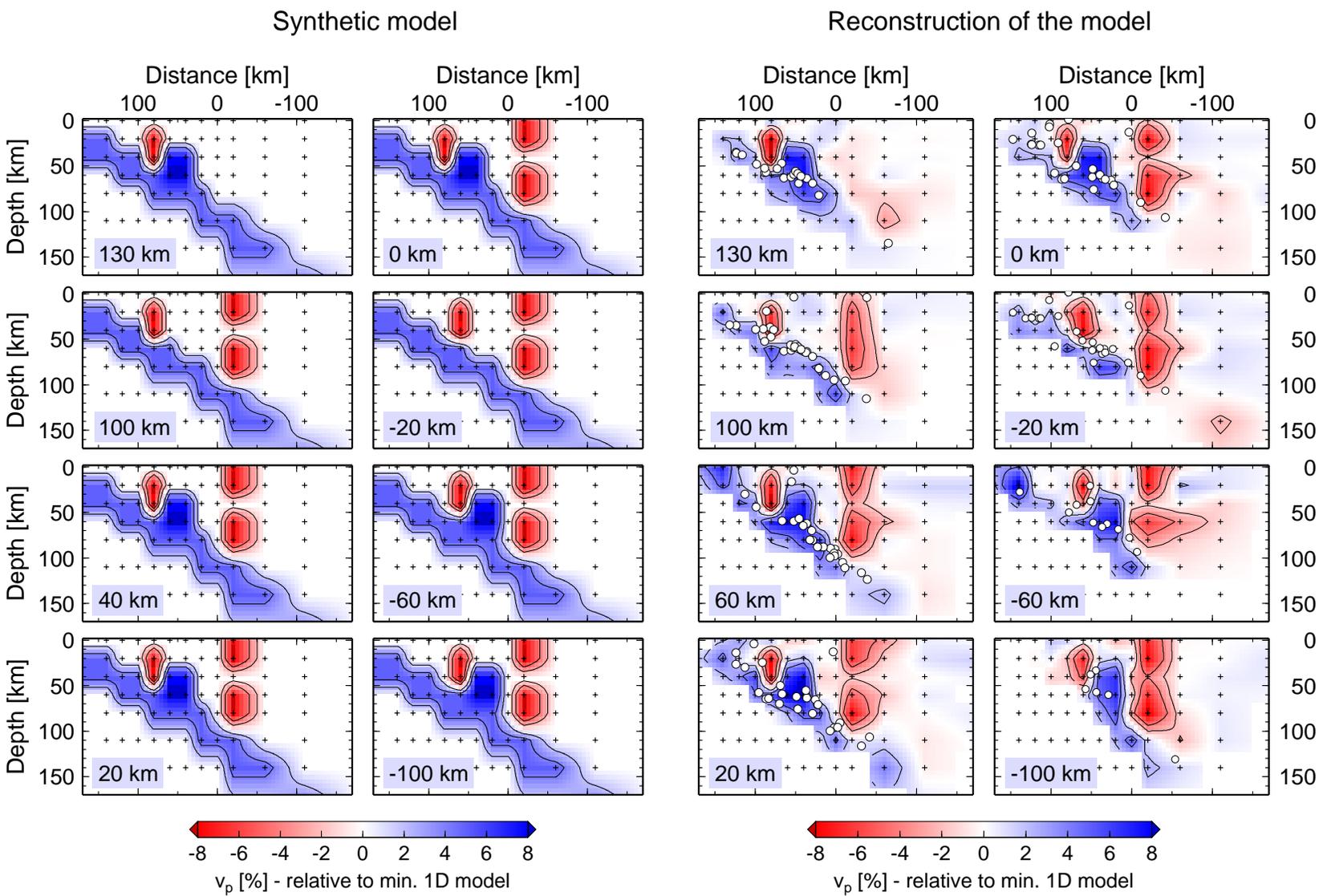
**Abbildung 6.7:** *Spread* Werte (grauschattiert) und Diagonalelemente (weiße Kreise) der Modellresolutionsmatrix für das 3-D  $v_p$  Modell dargestellt entlang horizontaler Schnitte. Siehe Abbildung 6.6 für weitere Informationen.

Als theoretisches Geschwindigkeitsmodell dienen wie auch in vergleichbaren Studien (*Graeber and Asch, 1999; Haberland, 1999*) die beiden prinzipiell gebräuchlichen Muster: das sogenannte *Checkerboard* Modell und ein selbsterzeugtes Modell, das sich z.B. an den gegebenen Anomalien orientiert. Das *Checkerboard* Modell besteht aus einer lateral und vertikal harmonisch perturbierenden Geschwindigkeitsverteilung. Durch die regelmäßige Struktur innerhalb des gesamten Modellraumes ist die Reproduzierbarkeit des Modells leicht zu überprüfen. Während eine gute Durchstrahlung die kleinräumigen Anomalien wiedergibt, kann ein schlechtes Auflösungsvermögen zur Verwischung benachbarter positiver und negativer Anomalien führen. Ein entscheidender Nachteil der *Checkerboard* Methode ist, daß durch die künstliche Struktur des Schachbrett-Musters die Strahlen nicht immer in der Nähe der realen Strahlenwege verlaufen. Für den *Checkerboard* Test wurde das Minimum 1-D Modell als Hintergrundmodell verwendet und durch 5%–Perturbationen von  $v_p$  ein Schachbrett-Muster erzeugt (Abbildung 6.8 oben). Die aus diesem Modell resultierenden Laufzeitdaten wurden entsprechend der abgeschätzten Unsicherheiten bei der Laufzeitbestimmung der realen Daten mit Fehlern behaftet und anschließend invertiert. Das Inversionsergebnis in Abbildung 6.8 zeigt, daß das Schachbrett-Muster vor allem unterhalb des *forearcs* und des Längstals, also in den Bereichen, in denen eine dichte Strahlüberdeckung existiert, reproduziert werden kann. Den östlichen Teil des Untersuchungsgebietes hingegen durchläuft nur eine verminderte Anzahl an Strahlen, was sich in einer weniger guten Rekonstruktion des Musters widerspiegelt. Generell läßt sich feststellen, daß die Anomalien in ihrer Tendenz, aber nicht in der Größe ihrer Amplitude wiedergegeben werden.

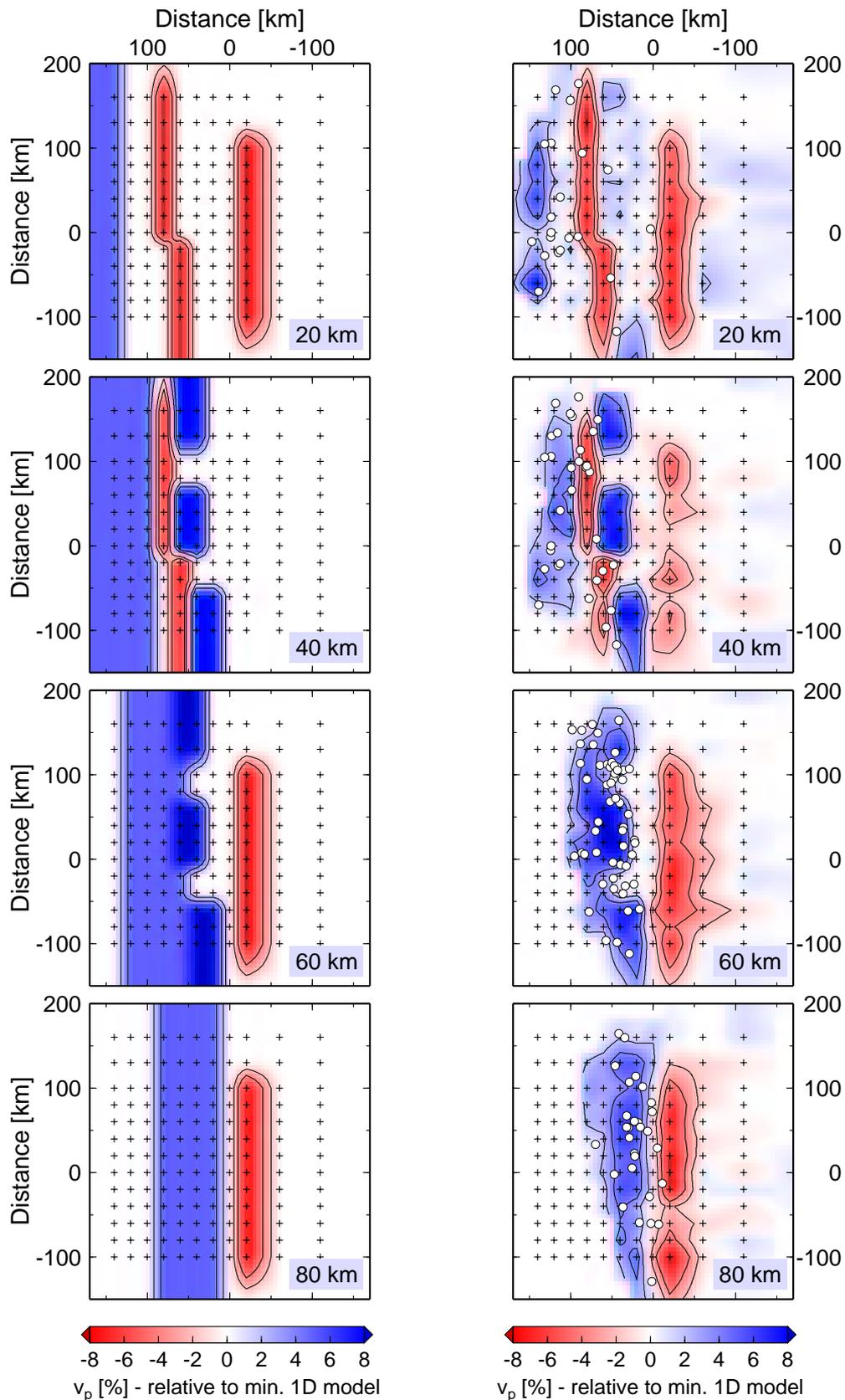
Darüberhinaus wurde ein zweites synthetisches Modell erstellt, welches sich an den Anomalien orientiert, die sich durch Testläufe mit den realen Daten ergeben haben bzw. a priori Informationen bekannter geologischer Strukturen mit einfließen läßt (Abbildungen 6.9 und 6.10). Die abtauchende Platte ist durch erhöhte Geschwindigkeiten gekennzeichnet. Desweiteren wurden erniedrigte Geschwindigkeiten unterhalb des *forearcs* und des vulkanischen Bogens modelliert. Die Berechnung der synthetische Laufzeitdaten und die anschließende Inversion wurde analog zum *Checkerboard* Test durchgeführt. Die wesentlichen Merkmale des Modells können während der Inversion rekonstruiert werden (Abbildungen 6.9 und 6.10). Wie schon durch den *Checkerboard* Test gezeigt wurde, ist insbesondere der zentrale Bereich des Modells durch ein hohes Auflösungsvermögen gekennzeichnet. Hier lassen sich kleinräumige Anomalien in Ausdehnung und Amplitude reproduzieren. Der horizontale Versatz der erniedrigten Geschwindigkeiten läßt sich auf den Knotenpunkt genau rekonstruieren (siehe horizontale Schnitte in 20 und 30 km Tiefe). Einzelne Anomalien erhöhter Geschwindigkeiten im zentralen Bereich werden nach der Inversion vollständig wiedergegeben (siehe horizontaler Schnitt in 40 km Tiefe). Die abtauchende Platte wird in den Gebieten wiedergegeben, in denen Benioff-Seismizität vorhanden ist (vergleiche dazu insbesondere vertikale Schnitte 20, 60, 100 km in Abbildung 6.9 bzw. horizontale Schnitte 40 und 80 km in Abbildung 6.10). Die südlichen und östlichen Randgebiete



**Abbildung 6.8:** Der *Checkerboard Test*. Oben: Theoretisches Geschwindigkeitsmodell zur Berechnung synthetischer Laufzeitdaten dargestellt in prozentualer Abweichung vom Minimum 1-D Modell. Unten: Ergebnis der Inversion der synthetisch erzeugten Daten. Die linke Seite der Abbildung zeigt horizontale Schnitte durch das Modell, die rechte Seite vertikale Tiefenschnitte. Die Erdbeben (weiße Kreise) aus einem 20 km breiten Bereich wurden auf die Sektionen projiziert.



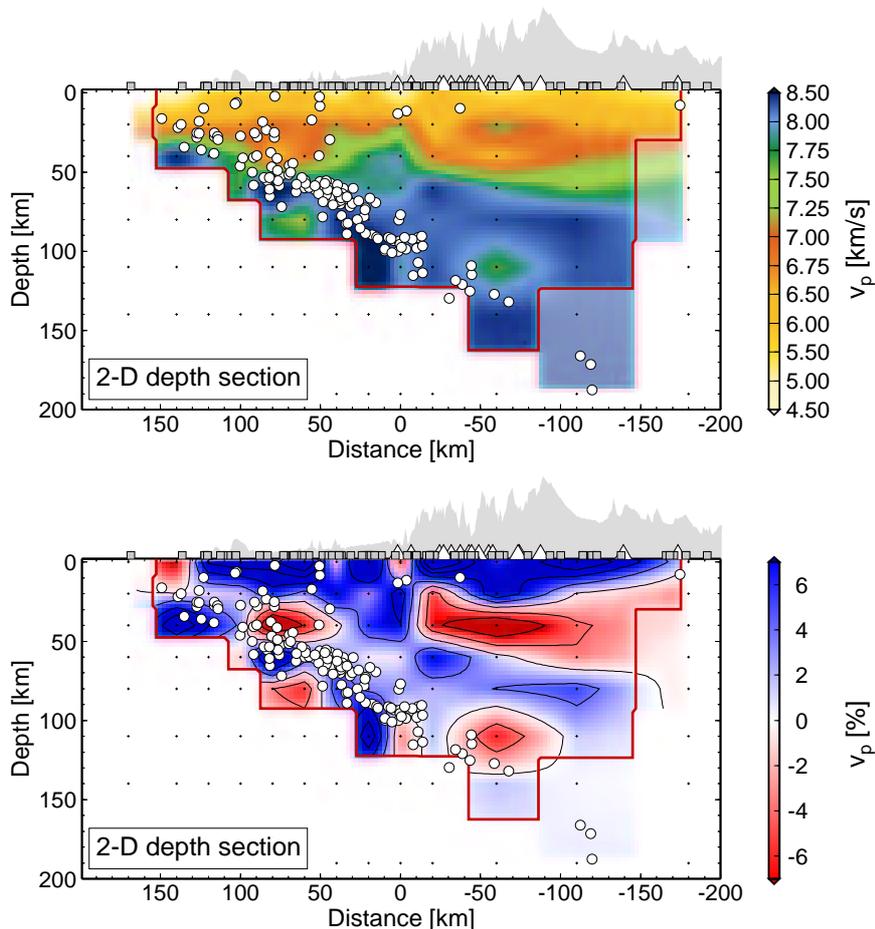
**Abbildung 6.9:** Vertikale Schnitte zur Verdeutlichung des Auflösungsvermögens der tomographischen Inversion. Links: Theoretisches Geschwindigkeitsmodell zur Berechnung synthetischer Laufzeitdaten dargestellt in prozentualer Abweichung vom Minimum 1-D Modell. Blau gekennzeichnet sind Gebiete erhöhter Geschwindigkeit (z.B. abtauchende Platte) und rot Bereiche erniedrigter Geschwindigkeit. (5-8 Prozent) Rechts: Ergebnis der Inversion der synthetisch erzeugten Daten.



**Abbildung 6.10:** Horizontale Schnitte zur Verdeutlichung des Auflösungsvermögens der tomographischen Inversion. Links: Theoretisches Geschwindigkeitsmodell zur Berechnung synthetischer Laufzeitdaten dargestellt in prozentualer Abweichung vom Minimum 1-D Modell. Rechts: Ergebnis der Inversion der synthetisch erzeugten Daten.

te hingegen weisen eine Verschmierung der Anomalien auf. Insbesondere im *backarc* Bereich lassen sich die positiven Anomalien nicht eindeutig nach Osten abgrenzen (vertikale Schnitte bei 20 km und -60 km und Tiefenschnitt bei 60 km) bzw. sie verlaufen ineinander (vertikale Schnitte bei 100 km und -100 km), da hier horizontale Strahlen von Erdbeben aus dem *forearc* durch Dämpfung bzw. schlechtes Signal-Rausch-Verhältnis nur in geringerem Maße auftreten. Die Amplituden der Anomalien können nicht immer in der vollen Größe wiedergegeben werden. Es treten Differenzen bis zu 0,3 km/s auf. Ähnliche Differenzen sind auch für den realen Datensatz zu erwarten.

Die Bereiche guter Auflösung wurden wie oben erwähnt nach der Analyse der synthetischen Testrechnungen durch die Festlegung eines Grenzwertes für den *spread* Wert definiert.



**Abbildung 6.11:** Ein Tiefenschnitt durch das 2-D  $v_p$  Modell mit den relokalierten Hypozentren (oben – absolute P-Wellen-Geschwindigkeiten; unten – P-Wellen-Geschwindigkeiten relativ zum Minimum 1-D Modell). Die rote Isolinie kennzeichnet den Bereich hoher Auflösung, der über den *spread* Wert definiert wird. Kreuze markieren die Modellknotenpunkte. Über den Modellen ist zur Orientierung die Topographie abgebildet mit den Stationen (Vierecke) und den aktiven Vulkanen (Dreiecke) aus dem gesamten Untersuchungsgebiet.

## 6.3 Ergebnisse

Im folgenden Abschnitt werden die Ergebnisse aus der Inversion der beobachteten Laufzeitdaten gezeigt. Die Darstellung der Ergebnisse erfolgt mittels vertikaler Sektionen und horizontaler Schnitte (Abbildungen 6.11 bis 6.14). Beim  $v_p$  Modell werden sowohl die absoluten Geschwindigkeitswerte als auch die Abweichungen zum 1-D Modell gezeigt. Die auf dem Modellgitter definierten Geschwindigkeitswerte werden unter Verwendung des Programmes `simul2gmt` (Haberland, 1999) in ein fein gerastertes Grid umgewandelt. Die Interpolation erfolgt mit dem gleichen Formalismus wie im Programm `SIMULPS`. Nicht durchstrahlte Bereiche sowie Bereiche schlechter Auflösung sind ausgeblendet; Bereiche geringerer Auflösung sind etwas heller dargestellt. Die Abschätzung der Auflösung basiert auf der in Kapitel 6.2 beschriebenen Analyse der Fehlermaße (u.a. *spread* Funktion) und der synthetischen Tests.

### 2-D $v_p$ Modell

Das Ziel der 2-D Inversion ist die Erstellung eines regionalen Modells, welches die vorherrschenden Strukturen im Untersuchungsgebiet widerspiegelt. Da diese Strukturen wie z.B. der Tiefseegraben N11°E streichen, wurde das Modell dementsprechend rotiert. Das Ergebnis der Inversion ist als Tiefenschnitt in Abbildung 6.11 gezeigt. Das 2-D Modell erreichte nach 5 Iterationen eine 60%ige Reduktion der Datenvarianz im Vergleich zum 1-D Modell.

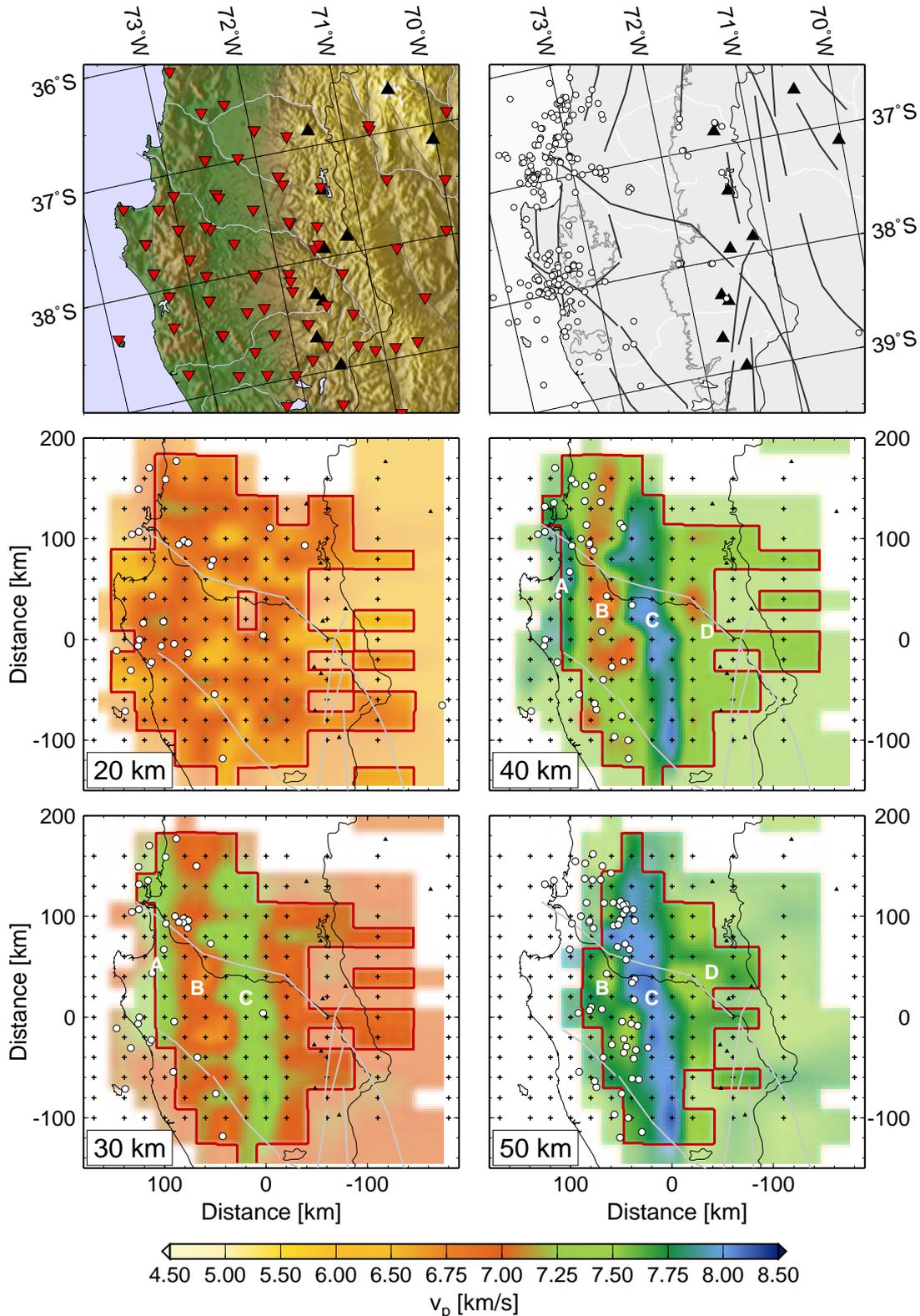
Das Geschwindigkeitsvariationen im 2-D  $v_p$  Modell sollen hier nicht näher beschrieben werden, da es sich formell nur um einen Zwischenschritt der Inversion handelt. Gleichwohl deuten sich im 2-D Modell schon die wesentlichen Anomalien des 3-D Modells an, die dann im nächsten Abschnitt erörtert werden.

### 3-D $v_p$ Modell

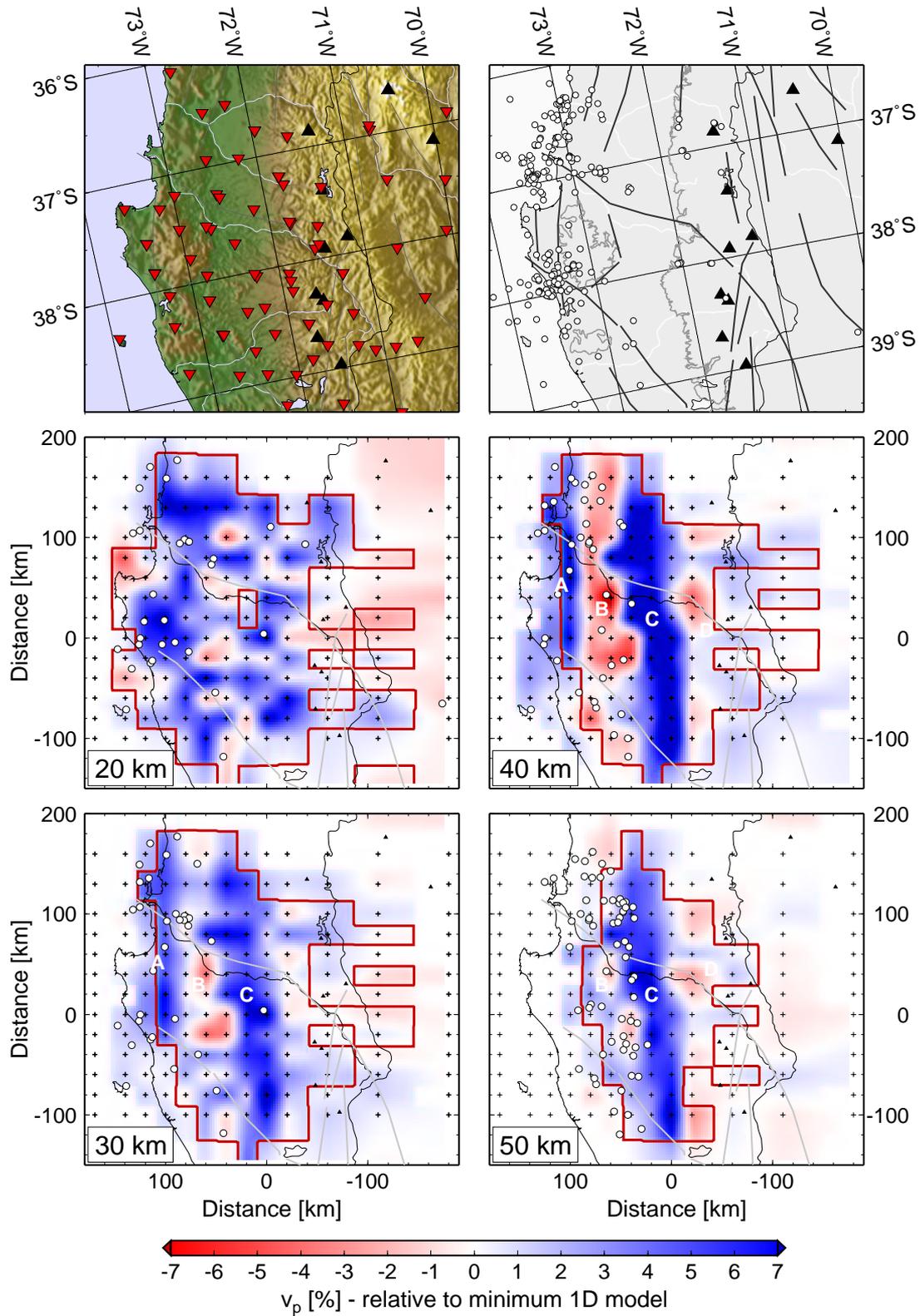
Nach ausführlichen Testläufen und der oben beschriebenen Analyse des Auflösungsvermögen wurde 3-D  $v_p$  Modell ermittelt, das vom 2-D Modell ausgehend nach 4 Iterationen eine Reduktion der Datenvarianz von weiteren 9% erreichte. Die wesentlichen Elemente des 3-D Modells (Abbildungen 6.12 bis 6.15) sind:

#### (1) *Nazca-Platte:*

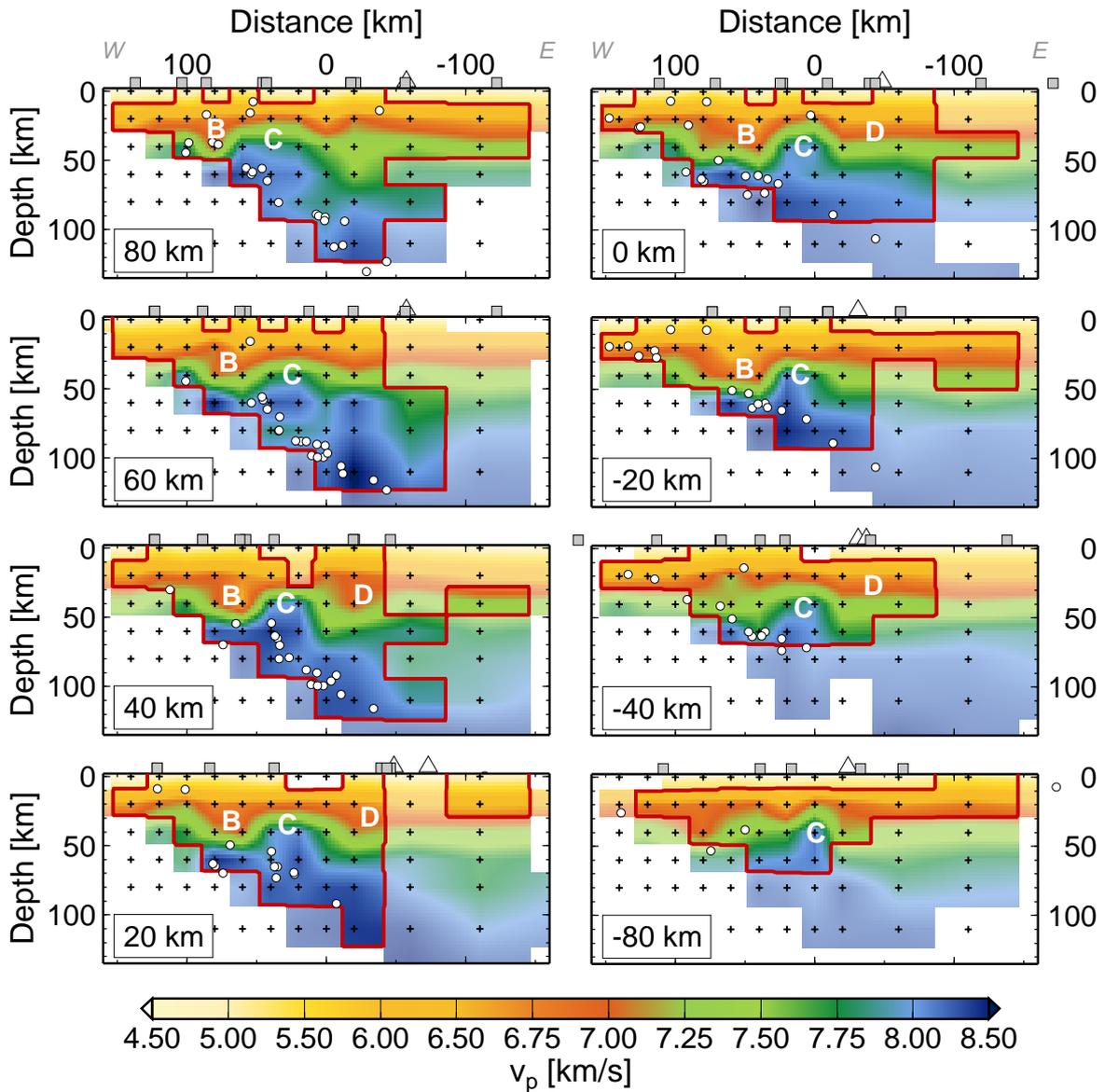
- (A) **Ozeanische Kruste und Mantel:** Die abtauchende Nazca-Platte ist durch die Wadati-Benioff-Zone gekennzeichnet. Sofern sie von den seismischen Strahlen der registrierten lokalen Erdbeben durchlaufen wird, zeichnet sie sich durch erhöhte P-Wellen-Geschwindigkeiten aus und kann deutlich in den horizontalen Schnitten



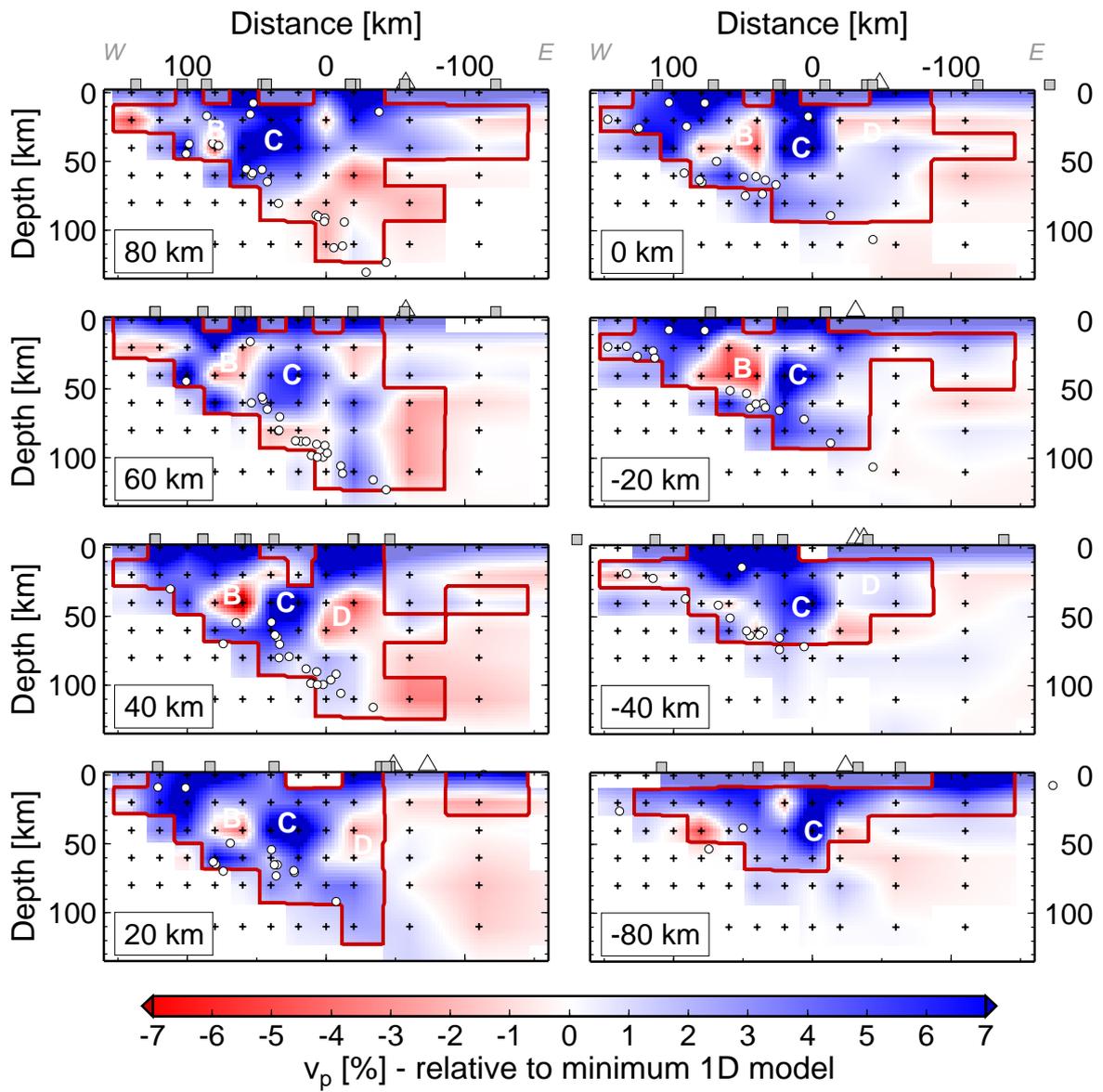
**Abbildung 6.12:** Horizontale Schnitte in unterschiedlichen Tiefenlagen (linke untere Ecke) durch das 3-D  $v_p$  Modell. Die relokalierten Erdbeben aus dem entsprechenden Tiefenbereich sind ebenfalls abgebildet. Außerdem wurden die wichtigsten Störungszone in die jeweiligen Schnitte eingezeichnet (hellgraue Linien). Die rote Isolinie kennzeichnet den Bereich hoher Auflösung, der über den *spread* Wert definiert wird. Buchstaben stehen für  $v_p$  Anomalien, die im Text näher beschrieben werden. Die oberen beiden Karten sind zur genauen Orientierung abgebildet. Die linke Karte zeigt die Topographie mit der Stationsverteilung (rote invertierte Dreiecke) und den aktiven Vulkanen (schwarze Dreiecke). Die rechte Karte beinhaltet die krustale Seismizität (Tiefe  $\leq 40$  km), die Störungszone (schwarze Linien), die 300 m Höhenlinie (graue Linien) und die aktiven Vulkane.



**Abbildung 6.13:** Horizontale Schnitte in unterschiedlichen Tiefenlagen durch das 3-D  $v_p$  Modell in Abweichung zum Minimum 1-D Modell. Für weitere Informationen siehe Abbildung 6.12.



**Abbildung 6.14:** Vertikale Schnitte durch das 3-D  $v_p$  Modell - von N nach S sortiert. Für die genaue Lage der Schnitte siehe linke untere Ecke und Abbildung 6.1. Relokalisierte Erdbeben, Stationen und aktive Vulkane aus einem 30 km breiten Bereich um das Profil herum werden ebenfalls gezeigt. Die rote Isolinie kennzeichnet den Bereich hoher Auflösung, der über den *spread* Wert definiert wird.



**Abbildung 6.15:** Vertikale Schnitte durch das 3-D  $v_p$  Modell in Abweichung zum Minimum 1-D Modell - von N nach S sortiert. Für weitere Informationen siehe Abbildung 6.14.

in 30 und 40 km Tiefe der Abbildung 6.12 identifiziert werden. In dieser Tiefenlage treten  $v_p$  Werte zwischen 7,5 und 7,8 km/s im zentralen und nördlichen Bereich zwischen entlang der Küstenlinie (zwischen 100–120 km W und 260 km N–20 km S) auf. Mit größerer Tiefe nehmen die Geschwindigkeiten weiter zu und erreichen Werte von 8,3 km/s in 110 km Tiefe (siehe Schnitte 40 km und 60 km in Abbildung 6.14).

**(2) Südamerikanische Platte:**

Die  $v_p$  Tomographie zeigt hohe Geschwindigkeiten zwischen 6,5 und 6,8 km/s für die gesamte obere Kruste vom *forearc* bis zum *backarc* (siehe dazu Tiefenschnitt 20 km in Abbildung 6.12 und sämtliche vertikale Schnitte in Abbildung 6.14).

**(B) Küstenkordillere:** Die Geschwindigkeiten unterhalb der Küstenkordillere werden einerseits durch die hohen Geschwindigkeiten der einfallenden Nazca-Platte dominiert. Andererseits werden weiter östlich in 30 bis 50 km Tiefe niedrige  $v_p$  Werte zwischen 6,8 und 7,5 km/s beobachtet. Diese Struktur dominiert den zentralen und nördlichen Bereich des Untersuchungsgebietes (zwischen -40 km bis 160 km N) und scheint nach Süden hin klar abgegrenzt zu sein (siehe dazu entsprechende Tiefenschnitte in Abbildung 6.12 und 6.14). Diese erniedrigten Geschwindigkeitswerte sind deutlich in der Relativdarstellung zu erkennen (Abbildungen 6.13 und 6.15). Hier zeigt sich auch, daß die Anomalie ebenso in E-W Richtung mehrere Knotenpunkte umfaßt, was für die Zuverlässigkeit der abgebildeten Struktur spricht.

**(C) Längstal:** Die durchaus markanteste Anomalie im 3-D  $v_p$  Modell zeichnet sich durch erhöhte Geschwindigkeiten unterhalb des Längstal ab einer Tiefe von 30 km aus. Diese Struktur durchzieht das gesamte Untersuchungsgebiet und streicht vollständig in N-S Richtung, ist also um  $11^\circ$  zur Benioff-Zone verdreht. Die  $v_p$  Werte reichen von 7,3 km/s in 30 km Tiefe bis 8,1 km/s in 50 km Tiefe (siehe Abbildung 6.12).

**(D) Magmatischer Bogen und *backarc*:** Die Auflösung nimmt durch die geringe Anzahl der beobachteten seismischen Strahlen nach Osten hin ab. Mantelgeschwindigkeiten werden erst ab 50–55 km Tiefe erreicht (siehe Profilschnitte 0 km und 20 km in Abbildung 6.14).

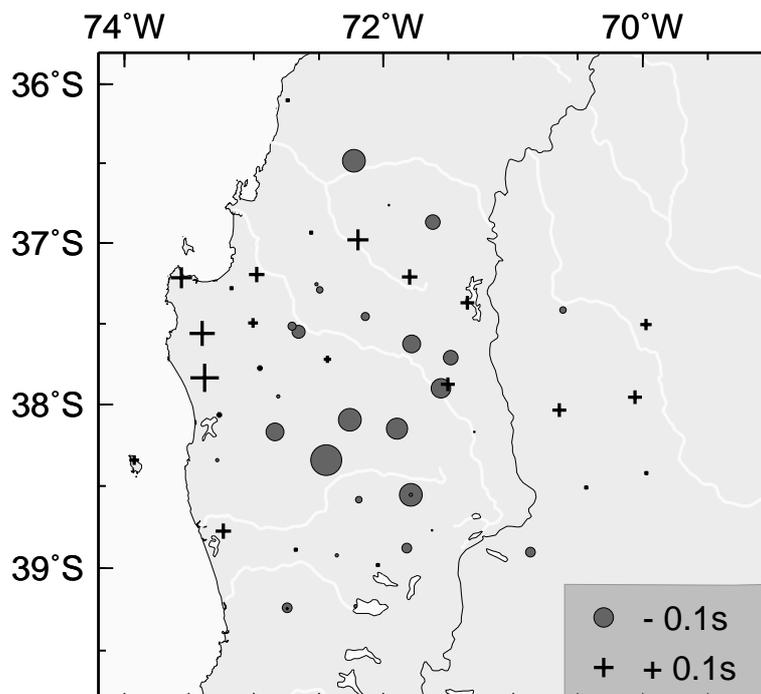
**(E) Weitere Strukturen:**

**(E1) Bio-Bio-Störungszone:** Unterhalb des Längstals werden entlang der Bio-Bio-Störung langsamere Geschwindigkeiten in 30 und 40 km Tiefe als nördlich und südlich davon ermittelt. Die erhöhten Geschwindigkeiten nördlich der Bio-Bio-Störung setzten sich nach Westen hin fort bis in den Bereich (B) unterhalb der Küstenkordillere.

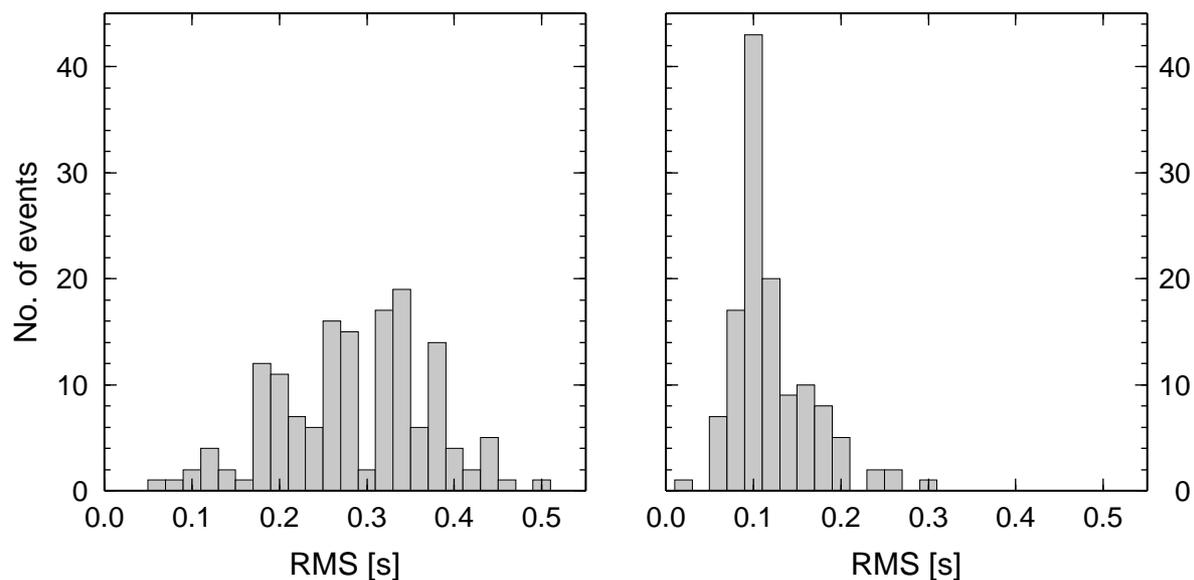
**(E2) Gastre-Störungszone:** Die Gastre-Störung scheint die beobachtete Anomalie langsamer Geschwindigkeiten unterhalb der Küstenkordillere (B) nach Süden hin abzugrenzen (siehe horizontale Schnitte 30 und 40 km in Abbildung 6.12).

### Stationskorrekturen

Wird während der 3-D  $v_p$  Inversion unter Verwendung eines geringen Dämpfungsfaktors auch für die Stationskorrekturen invertiert, dann ergeben sich die in Abbildung 6.16 gezeigten Größen. Es wurden sowohl Inversion mit Einbeziehung von Stationskorrekturen als auch ohne durchgeführt. Beide Vorgehensweisen führten zu sehr ähnlichen Strukturen im 3-D  $v_p$  Modells. Die Stationskorrekturen weisen relativ kleine Werte zwischen -0,16 s bis 0,15 s auf, d.h. der größte Teil der Information aus den Laufzeitresiduen konnte auf die 3-D Geschwindigkeitsstruktur abgebildet werden. Der zentrale Bereich des Untersuchungsgebietes zeichnet sich vorwiegend durch negative Stationskorrekturen aus. Die Arauco-Halbinsel weist einheitliche positive Stationskorrekturen auf.



**Abbildung 6.16:** Stationskorrekturen des 3-D  $v_p$  Modells.



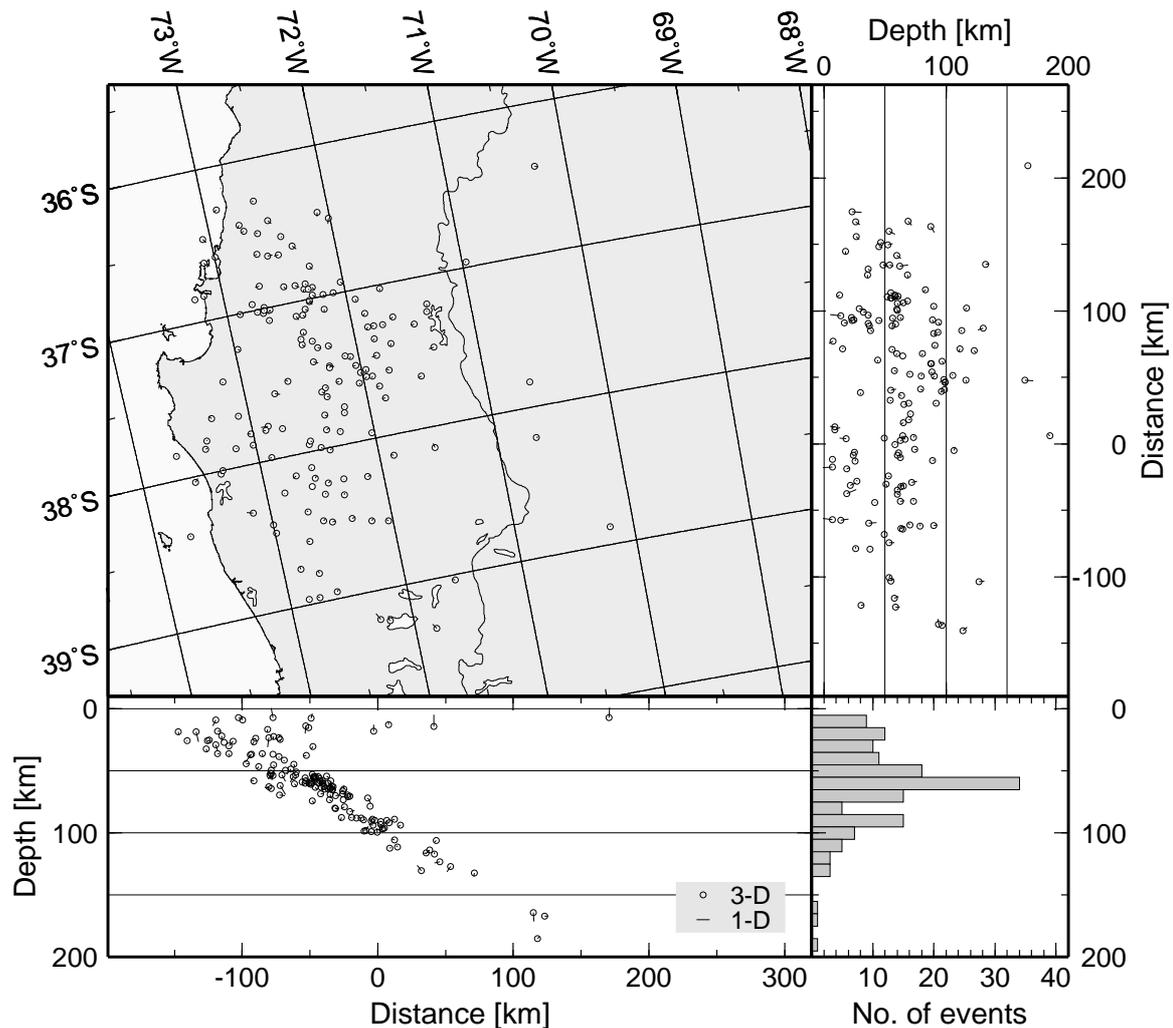
**Abbildung 6.17:** Häufigkeitsverteilung der RMS-Werte der Lokalisierungen nach der 1-D Inversion (links) und nach der 3-D Inversion (rechts).

## Datenanpassung

Das 3-D  $v_p$  Modell reduziert erwartungsgemäß RMS-Residuen und die Varianz der Laufzeitdaten des ISSA 2000-Datensatzes (siehe Tabelle 6.2). Insbesondere die vorher breit gestreuten RMS-Werte der Lokalisierungen der Erdbeben werden signifikant gemindert und konzentrieren sich nach der 3-D Inversion im Wesentlichen um den Wert 0,1 s (siehe Abbildung 6.17).

	RMS	Datenvarianz	Reduktion zu 1-D	Reduktion zu 2-D
1-D	0,427	0,118		
2-D	0,283	0,047	60%	
3-D	0,256	0,036	69%	23%

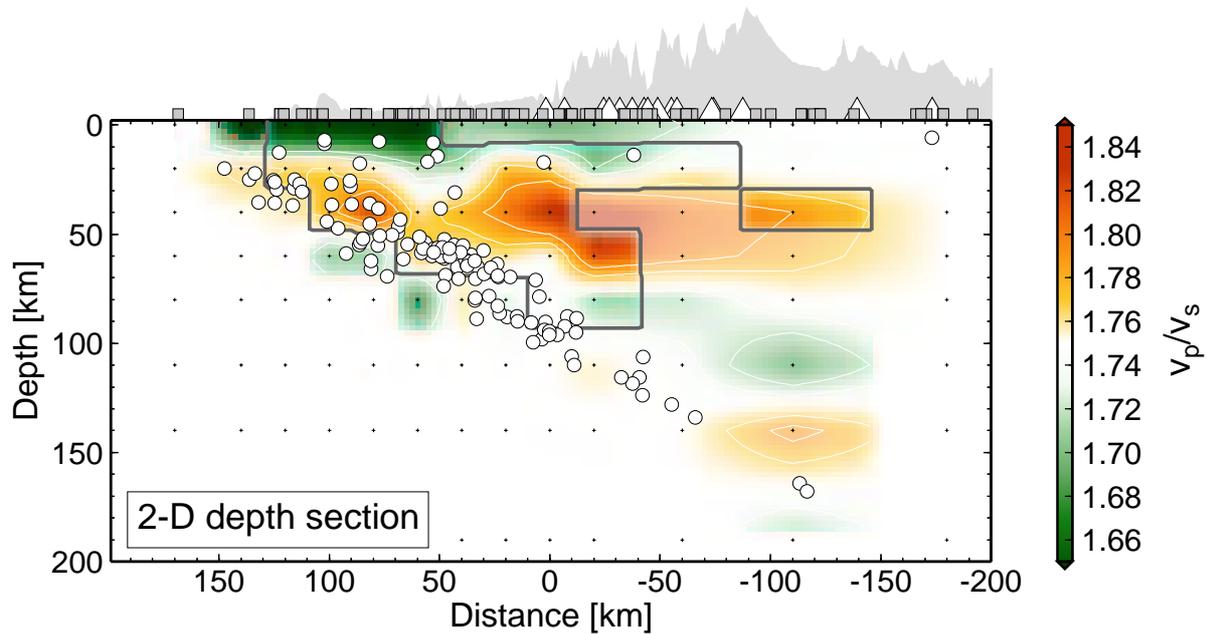
**Tabelle 6.2:** Übersicht über die Datenanpassung: RMS und Datenvarianz vor und nach der Inversion



**Abbildung 6.18:** Verschiebung der Hypozentren nach der 3-D  $v_p$  Inversion im Vergleich zu den 1-D Lokalisierungen mit dem Minimum 1-D Modell. Dargestellt sind die Hypozentren der 3-D Inversion (Kreise). Vektoren weisen von der 1-D zur 3-D Lokalisierung. Es werden nur kleine Änderungen in den Lokalisierungen der Hypozentren beobachtet.

### Relokalisierung der Hypozentren

Die Relokalisierungen der Hypozentren aller in die Inversion eingegangenen Ereignisse ist in Abbildung 6.18 gezeigt. Die Vektoren zeigen die Verschiebung von der Position, welche mit dem Minimum 1-D Modell ermittelt wurde, zu der aus der 3-D  $v_p$  Inversion unter Verwendung der P- und S-Laufzeitdaten hervorgegangenen Position. Obgleich die Anpassung der Hypozentren während der Inversion kaum beschränkt wurde, verschob sich die Mehrzahl der Lokalisierungen nur minimal und zeigt damit ihre Stabilität und Genauigkeit.



**Abbildung 6.19:** Ergebnis der 2-D  $v_p/v_s$  Inversion. Die graue Isolinie kennzeichnet den Bereich hoher Auflösung. Die Vierecke markieren die Stationen, Dreiecke die Vulkane und Kreuze die Modellknotenpunkte.

## 2-D $v_p/v_s$ Modell

Von dem im letzten Abschnitt vorgestellten 3-D  $v_p$  Modell ausgehend wurde für das selbe Inversionsgitter das  $v_p/v_s$  Modell berechnet. Das anfängliche  $v_p/v_s$  Verhältnis von 1,75 wurde durch die Auswertung reduzierter Wadati-Diagramme bestimmt (siehe Abbildung 5.3). Der Dämpfungswert für die  $v_p/v_s$  Inversion wurde wie oben für  $v_p$  beschrieben ebenfalls über eine *trade-off* Kurve ermittelt. Die  $v_p$  Geschwindigkeiten wurden stark gedämpft, da sie bereits das Ergebnis der 3-D Inversion sind.

Der Bereich um die Wadati-Benioff-Zone zeigt bis in eine Tiefe von 60 km erhöhte Werte im Vergleich zum Mittelwert von 1,75 auf – also bis zu dem Tiefenbereich, in dem sich die mitteltiefen Beben konzentrieren. In der oberen Kruste wird ein erniedrigtes  $v_p/v_s$  Verhältnis (1,65–1,73) beobachtet. Im Übergangsbereich zwischen den Krusten- und Mantelgeschwindigkeiten zeigt das Modell eine Erhöhung von  $v_p/v_s$  (1,80–1,84).

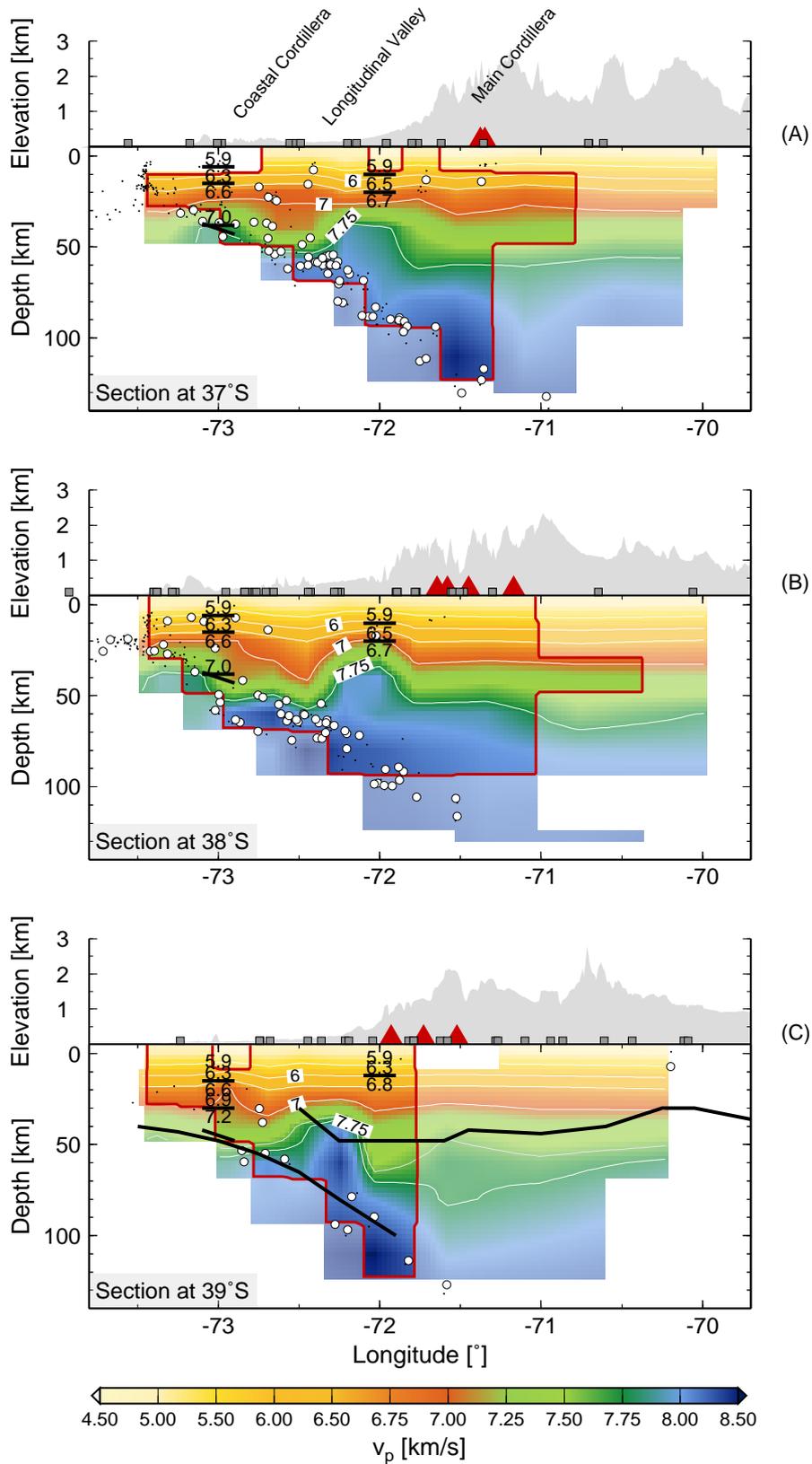
Eine 3-D  $v_p/v_s$  Inversion erwies sich eingehender Untersuchung als nicht durchführbar, da die Anzahl der zur Verfügung stehenden S-Laufzeitdaten nicht ausreichend war.

## Vergleich der Ergebnisse der lokalen Erdbebentomographie mit anderen geophysikalischen Untersuchungsergebnissen aus der Region

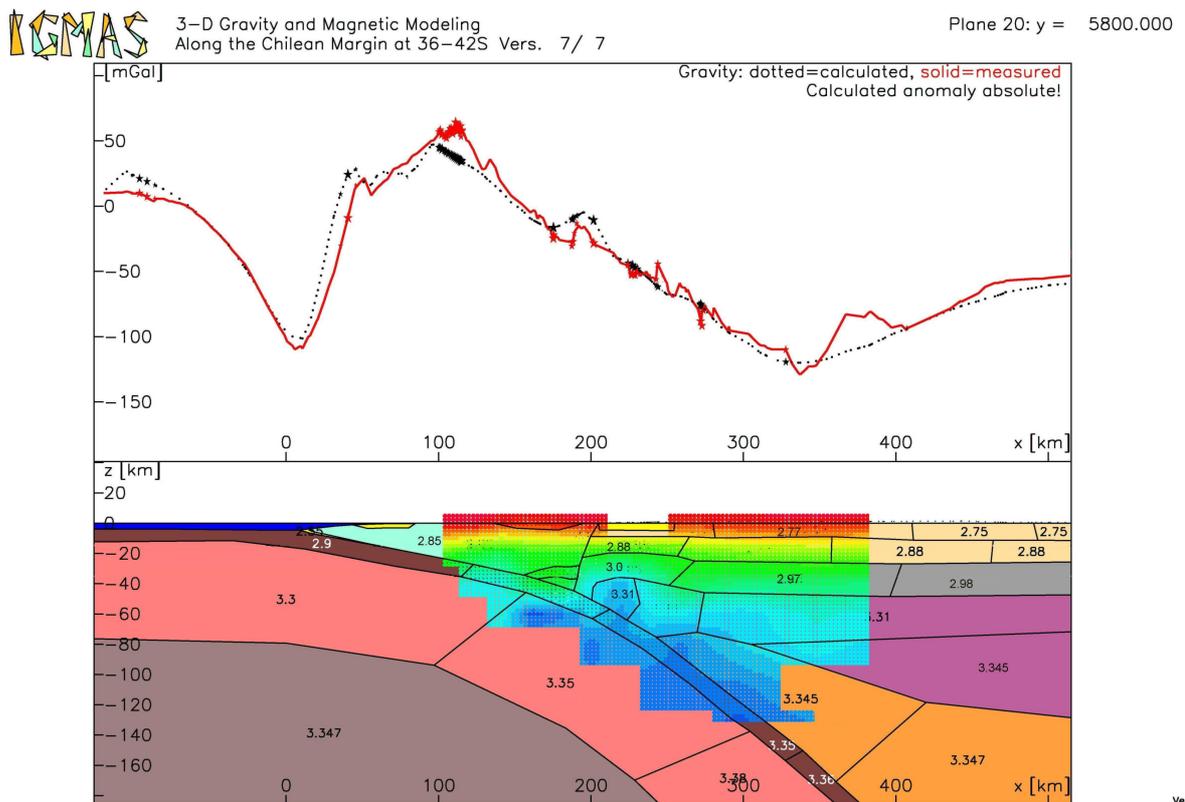
Im Rahmen des SFB 267 und in Zusammenarbeit mit chilenischen und argentinischen Institutionen wurden in den südlichen Anden eine Reihe von geophysikalischen Untersuchungen durchgeführt und eine umfangreiche Datenbasis angelegt, deren Auswertung und Interpretation zum Teil noch in Bearbeitung ist. Das ISSA 2000-Experiment beinhaltete neben dem seismologischen Teilprojekt auch ein refraktionsseismisches Profil entlang  $39^\circ$  (Lüth *et al.*, 2003b). Dasselbe Profil wurde für *Receiver Functions* Studien genutzt (Kind *et al.*, 2001). Mit dem SPOC-Experiment erfolgten weitere Weit- und Steilwinkeluntersuchungen (Krawczyk and the SPOC Team, 2003; Lüth *et al.*, 2003a). Außerdem wurde das Schwerefeld vermessen (Götze *et al.*, 2001) und ist Grundlage der 3-D Dichtemodellierung (Z. Tašárová, pers. Mitt.). Die Ergebnisse dieser Untersuchungen, die bereits in der Einführung in Kapitel 2.5 vorgestellt wurden, können zur Interpretation des 3-D  $v_p$  Modells herangezogen werden, um zu einem konsistenten geophysikalischen Abbild des Untergrundes in Südchile zu gelangen. Deshalb sollen in dem nun folgenden Abschnitt die Ergebnisse der LET mit denen der anderen geophysikalischen Untersuchungsmethoden verglichen und diskutiert werden.

**Refraktionsseismik** Die Weitwinkeldaten wurden nicht in das hier vorgestellte 3-D  $v_p$  Modell integriert und können somit zum Vergleich herangezogen werden. Während das tomographische  $v_p$  Modell Geschwindigkeitsgradienten abbildet, treffen refraktionsseismische Modelle Aussagen über die Lage von Diskontinuitäten und deren Geschwindigkeitskontraste. Die refraktionsseismischen Profile von ISSA und SPOC geben Informationen über die P-Wellen-Geschwindigkeitsstruktur der oberen 40 km. Die refraktionsseismischen Profile wie auch das tomographische Modell weisen vergleichbar hohe Geschwindigkeiten für die obere Kruste (5,9–6,2 km/s) auf (Profilschnitte (a)–(c) in Abbildung 6.20). In größeren Tiefen nehmen dann die Geschwindigkeiten im Tomographie-Modell schneller zu als in den Weitwinkel-Modellen. Ursache hierfür ist wahrscheinlich die graduelle Darstellung der Geschwindigkeiten mittels der Tomographie. Der Geschwindigkeitskontrast an der Moho wird im Bereich über und unter dieser Diskontinuität kompensiert. Bis auf das nördliche SPOC-Profil geben die refraktionsseismischen Untersuchungen keine Information über die Tiefenlage der Moho. Dieses zeigt Mantelgeschwindigkeit bei  $72^\circ\text{W}$  in 40 km Tiefe unterhalb des Längstals analog zum Tomographie-Modell (Profilschnitt (a) in Abbildung 6.20).

**Receiver Functions** Auch die *Receiver Functions* bilden Krusten- und Manteldiskontinuitäten ab. Während der Verlauf der ozeanische Moho gut mit der Wadati-Benioff-Zone korreliert (Profilschnitt (c) in Abbildung 6.20), ist die Tiefenlage der kontinentalen Moho unterhalb der Haupt-



**Abbildung 6.20:** Tomographische Profile entlang 37°, 38° und 39°S sowie die entsprechenden Ergebnisse der Refraktionsseismik des SPOC-Experimentes in den beiden oberen Schnitten und des ISSA-Experimentes im unteren Schnitt (entnommen von Lüth *et al.*, 2003a; 2003b). Kurze schwarze Linien geben die Schichtgrenzen, welche durch die Weitwinkeldaten ermittelt wurden, und Zahlen die Geschwindigkeiten in [km/s], an. Im Profilschnitt bei 39°S ist zusätzlich die Moho, wie sie durch die *Receiver Functions* gesehen wird, eingetragen (X. Yuan, pers. Mitt.).



**Abbildung 6.21:** Dichtemodell zur Anpassung der Bouguer-Schwere (Z. Tašárová, pers. Mitt.) und Tomographie-Modell entlang eines Profils bei 38°S. (Dichten in  $\text{g/cm}^3$ )

kordillere weitaus niedriger bestimmt als der Verlauf der 7,75 km/s-Isolinie im tomographischen Modell indiziert. Unter der Annahme, daß die Übergangszone zwischen Kruste und Mantel ab Geschwindigkeiten um 7,6 km/s anzutreffen ist (hellgraue Isolinie in (c)), nähern sich die beiden Linien an. Es ist jedoch zu beachten, daß das *Receiver Functions* Profil bereits am südlichen Rand des tomographischen Modells liegt und somit auch an den Rand der Auflösung rückt.

**Dichtemodellierung** Zusätzliche Vergleichsmöglichkeiten bietet die gravimetrische Dichtemodellierung zwischen 36–42°S (Abbildung 6.21). Das von Z. Tašárová (pers. Mitt., 2004) erstellte Dichtemodell berücksichtigt die seismischen und geologischen Informationen aus der Region.

Die hohen  $v_p$  Geschwindigkeiten in der oberen Kruste (6,5–6,8 km/s) werden durch hohe Dichtewerte ( $\sim 2,77 \text{ g/cm}^3$ ) bestätigt. Der in der  $v_p$  Tomographie gesehene Übergang von Krusten- zu Mantelgeschwindigkeiten, der von  $\sim 40 \text{ km}$  unterhalb des Längstals auf  $\sim 50 \text{ km}$  unterhalb der Hauptkordillere zunimmt, stellt keinen Widerspruch zu der gemessenen Bouguer-Schwere dar. Auch der in der Tomographie ermittelte Bereich erniedrigter Geschwindigkeiten in 30–50 km Tiefe unterhalb der Küstenkordillere zeichnet sich durch geringere Dichten im Vergleich zu den sich weiter westlich befindlichen Werten aus, wird hier allerdings für den gesamten paläozoischen Akkretionskeil angenommen.

