

**Entwicklung einer simultanen refraktions- und  
reflexionsseismischen 3D-Laufzeittomographie  
mit Anwendung auf tiefenseismische  
TRANSALP-Weitwinkeldaten aus den Ostalpen**

Dissertation der Fakultät für Geowissenschaften  
der Ludwig-Maximilians-Universität München

vorgelegt von  
Florian Bleibinhaus  
am 13. März 2003

1. Berichterstatter: Prof. Dr. H. Gebrande
2. Berichterstatter: Prof. Dr. H. Igel

Tag der mündlichen Prüfung: 30. Juli 2003

# Inhalt

|          |  |           |
|----------|--|-----------|
| <b>1</b> | <b>Einleitung</b>                                  | <b>6</b>  |
| <b>2</b> | <b>Grundlagen der Tomographie</b>                  | <b>11</b> |
| 2.1      | Allgemeine Grundlagen                              | 11        |
| 2.2      | Mathematische Grundlagen                           | 14        |
| 2.2.1    | Radon-Transformation                               | 14        |
| 2.2.2    | Diskrete Transformation                            | 15        |
| 2.3      | Seismische Laufzeittomographie                     | 18        |
| 2.3.1    | Die Objektfunktion                                 | 18        |
| 2.3.2    | Linearisierung der Inversion                       | 20        |
| 2.3.3    | Iterative Inversion                                | 21        |
| 2.3.4    | Rückprojektion                                     | 22        |
| 2.3.5    | Minimierung quadratischer Abweichungen             | 22        |
| 2.3.5.1  | ART, SIRT  | 23        |
| 2.3.5.2  | Überparameterisierung                              | 23        |
| 2.3.5.3  | Matrixinversion                                    | 24        |
| <b>3</b> | <b>Modellparameterisierung</b>                     | <b>25</b> |
| 3.1      | Geschwindigkeiten                                  | 25        |
| 3.2      | Variable Auflösung                                 | 27        |
| 3.3      | Reflektoren  | 30        |
| 3.3.1    | Gleitende Reflektoren und Diskontinuitäten         | 30        |
| 3.3.2    | Ausdehnung von Reflektoren im Raum                 | 32        |
| 3.4      | Gradienten   | 35        |
| 3.5      | Topographie  | 36        |
| <b>4</b> | <b>Simulation seismischer Strahlen</b>             | <b>37</b> |
| 4.1      | Kinematische Verfahren                             | 37        |
| 4.2      | Grenzen der Kinematik                              | 40        |
| 4.3      | Strahlmodellierung mittels ART/PB                  | 41        |
| 4.3.1    | Approximate ray tracing (ART)                      | 41        |
| 4.3.2    | Pseudo-bending (PB)                                | 42        |
| 4.3.3    | Bestimmung der Laufzeit entlang eines Strahlwegs   | 43        |
| 4.4      | Verbesserung der Genauigkeit des ART/PB-Verfahrens | 44        |
| 4.4.1    | Evaluation mehrerer initialer Laufwege             | 46        |
| 4.4.2    | Begradigung des Strahlwegs                         | 47        |
| 4.4.3    | Iterative Resegmentierung des Strahls              | 49        |
| 4.4.4    | Überprüfung der erreichten Genauigkeit             | 51        |
| 4.4.5    | Niedriggeschwindigkeitszonen                       | 55        |

|          |   |            |
|----------|---|------------|
| 4.5      | Diskontinuitäten  | 59         |
| 4.5.1    | Modellierung von Reflexionen  | 59         |
| 4.5.1.1  | Suchschema für einen initialen Reflexionspunkt                      | 61         |
| 4.5.1.2  | Gittersuche   | 62         |
| 4.5.2    | Modellierung von Refraktionen                                       | 63         |
| 4.5.3    | Überprüfung der erreichten Genauigkeit                              | 65         |
| <b>5</b> | <b>Simultane Inversion</b>  | <b>67</b>  |
| 5.1      | Der sensitivity kernel  | 67         |
| 5.1.1    | Geschwindigkeiten   | 67         |
| 5.1.2    | Hypozenentralparameter  | 69         |
| 5.1.3    | Reflektortiefen   | 69         |
| 5.1.4    | Verzögerungszeiten  | 71         |
| 5.2      | Parameterseparation   | 72         |
| 5.3      | Dämpfung  | 73         |
| 5.4      | Wichtung  | 77         |
| 5.5      | Abbruchkriterien  | 79         |
| 5.6      | Beurteilung von Lösungen  | 83         |
| <b>6</b> | <b>Inversion synthetischer Daten</b>                                | <b>86</b>  |
| 6.1      | Inversion der direkten Phase für eine LVZ                           | 88         |
| 6.2      | Inversion von Reflexionslaufzeiten                                  | 92         |
| 6.2.1    | Reflexionstomographie für Struktur                                  | 92         |
| 6.2.2    | Reflexionstomographie für Struktur und Geschwindigkeit              | 94         |
| 6.2.3    | Reflexions-/Refraktionstomographie für Struktur und Geschwindigkeit | 95         |
| 6.3      | Inversion von Refraktionslaufzeiten                                 | 98         |
| 6.3.1    | Refraktionstomographie für Struktur                                 | 99         |
| 6.3.2    | Refraktionstomographie für Struktur und Geschwindigkeit             | 100        |
| 6.4      | Ergebnisse  | 102        |
| <b>7</b> | <b>Tiefenseismische Struktur der Ostalpen</b>                       | <b>104</b> |
| <b>8</b> | <b>TRANSALP - Refraktionsseismik</b>                                | <b>108</b> |
| 8.1      | Akquisition   | 110        |
| 8.2      | Processing  | 112        |
| 8.3      | Datenqualität   | 113        |
| 8.3.1    | Stationspunkte  | 113        |
| 8.3.2    | Sprengseismik   | 117        |
| 8.3.3    | Vibroseismik  | 118        |
| 8.4      | Vergleich mit älteren Modellen                                      | 120        |
| 8.5      | Anisotropie   | 124        |

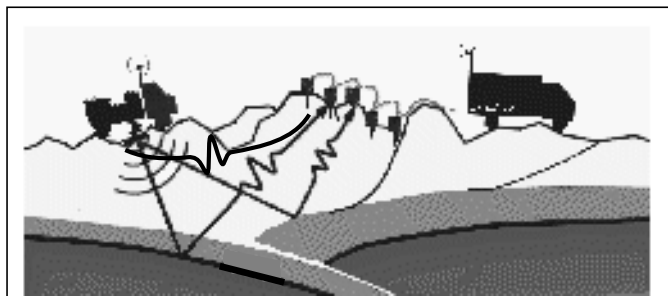


|           |  |            |
|-----------|--|------------|
| <b>9</b>  | <b>TRANSALP - Tomographie</b>                            | <b>129</b> |
| 9.1       | Laufzeiten   | 129        |
| 9.2       | Startmodell  | 131        |
| 9.3       | Wichtungsfaktoren  | 134        |
| 9.4       | Modellparameterisierung                                  | 135        |
| 9.4.1     | Anpassung der Modellparameterisierung                    | 135        |
| 9.4.2     | Frequenzabhängigkeit des Auflösungsvermögens             | 137        |
| 9.5       | Dämpfung   | 139        |
| 9.6       | Inversionsverlauf  | 140        |
| 9.7       | Ergebnismodelle  | 141        |
| 9.7.1     | Überdeckung  | 143        |
| 9.7.2     | Auflösung  | 144        |
| 9.7.3     | Strahlverlauf  | 146        |
| 9.7.4     | Auflöschungstest durch Inversion synthetischer Daten     | 150        |
| 9.7.5     | Unterschiede zum Modell 'Rosner'                         | 151        |
| 9.8       | Interpretation   | 153        |
| <b>10</b> | <b>Zusammenfassung</b>                                   | <b>158</b> |
| <b>11</b> | <b>Literaturverzeichnis</b>                              | <b>162</b> |
|           | Danksagung   | 169        |
|           | Lebenslauf   | 170        |
|           | Anhang A Technische Spezifikationen der Datenakquisition |            |
|           | Anhang B Koordinaten                                     |            |
|           | Anhang C Diversity-Stapelung                             |            |
|           | Anhang D Binning   |            |
|           | Anhang E Bedienungsanleitung                             |            |
|           | Anhang F Glossar und Abkürzungsverzeichnis               |            |

# 1 Einleitung

Gegenstand der Seismik ist die Untersuchung des Erduntergrunds durch die Vermessung künstlich angeregter elastischer Wellen. Seismische Methoden eröffnen den Zugang zu lithologischen und tektonischen Informationen, die mittels Kartierungen und Bohrungen nicht oder nur mit hohem Aufwand erlangt werden können. Das Spektrum seismischer Anwendungen reicht von Baugrunduntersuchungen über die Kohlenwasserstoffexploration bis zur Erforschung des oberen Erdmantels. Mit ähnlichen Methoden, jedoch mit natürlichen Quellen, erfolgt die seismologische Untersuchung des tieferen Erdmantels und -kerns.

Die Erzeugung angemessener mechanischer Schwingungen geschieht mittels seismischer Quellen (Hammer, Fallgewicht, Sprengung, Vibrator, Airgun). Das derart angeregte Wellenfeld breitet sich der Beschaffenheit des Untergrunds entsprechend aus und wird an verschiedenen Punkten von seismischen Messgeräten (Geophon, Seismometer, Hydrophon) registriert (Abb. 1.1). Aus solchen Beobachtungen lassen sich Schlüsse über die Beschaffenheit des Untergrunds ableiten.



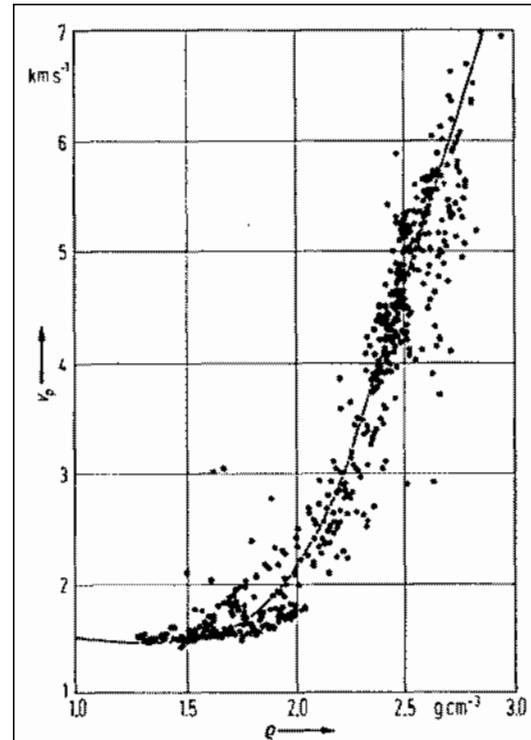
**Abb. 1.1: Prinzip der angewandten Seismik. Künstlich angeregte Wellen breiten sich im Untergrund aus, werden durch dessen Struktur gebeugt und reflektiert, gelangen teilweise wieder an die Oberfläche und können dort registriert werden. (TRANSALP-Logo)**

Unter den physikalischen Parametern von Gesteinen oder Gesteinsformationen, die sich aus seismischen Messungen ableiten lassen, spielt die Wellenausbreitungsgeschwindigkeit eine hervorragende Rolle. Sie kann im Zusammenhang mit geologischen, tektonischen oder anderen Randbedingungen Rückschlüsse auf die Lithologie der Erdkruste zulassen. Unter Umständen kann die Korrelation der Geschwindigkeit mit der Dichte (Abb. 1.2), wenngleich von begrenzter Gültigkeit, zu solchen Schlüssen beitragen. Im weniger heterogenen Erdmantel sind es dagegen vor allem Temperaturunterschiede, die den entscheidenden Einfluss auf die Dichte und die Geschwindigkeiten haben, welche deshalb wichtige Randbedingungen für die Dynamik des Mantels stellen.

In der angewandten Seismik ist die Kenntnis der Geschwindigkeitsverteilung Voraussetzung einer tiefengerechten Abbildung der seismischen Impedanz (Reflektivität), in der Seismologie wird sie außerdem zur Bestimmung von Herdparametern benötigt und für die Gravimetrie bildet sie über den Zusammenhang mit der Dichte eine wichtige Randbedingung. Seismische Ge-

schwindigkeiten bieten also zum einen direkten Zugang zur geologischen, tektonischen oder dynamischen Interpretation, zum anderen sind sie Grundlage für andere geophysikalische Verfahren.

Für die Rekonstruktion der seismischen Geschwindigkeiten aus dem registrierten Wellenfeld gibt es, abhängig von der Konfiguration der Anregungs- und Messpunkte, der Beschaffenheit des Untergrunds sowie der erwünschten Genauigkeit, sehr unterschiedliche Methoden. Oft führen diese verschiedenen Methoden auch zu verschiedenen Arten von Geschwindigkeiten. Im Gegensatz zur Reflexionsseismik, bei der Durchschnitts- oder Stapelgeschwindigkeiten im Zentrum stehen, ist die relevante Größe der Refraktionsseismik die Intervallgeschwindigkeit. Diese ist eine insbesondere bei sedimentärer Schichtung sinnvolle Näherung der Ortsgeschwindigkeit  $v(x,y,z)$ . Durchschnitts- und Stapelgeschwindigkeiten dagegen sind grob genäherte, teilweise durch andere Parameter mitbestimmte Geschwindigkeiten, deren eigenständige physikalische Aussagekraft unter Umständen sehr gering ist. Die primäre physikalische und in dieser Arbeit interessierende Größe ist die Ortsgeschwindigkeit, im weiteren auch einfach nur Geschwindigkeit genannt.



**Abb. 1.2:** Die als Nafe-Drake-Kurve bekannte Beziehung zwischen Gesteinsdichte und P-Wellen-Geschwindigkeit (nach Gebrande, 1982). Weiter gehende Untersuchungen zeigen darüber hinaus Abhängigkeiten der Geschwindigkeit vom Gesteinstyp.

Bei deren Ermittlung mit den Methoden der angewandten Seismik steht die Auswertung der P-Welle (*primary wave*, Kompressions- oder Longitudinalwelle) im Mittelpunkt, nicht zuletzt weil die gezielte Anregung von S-Wellen (*secondary wave*, Scher- oder Transversalwelle) wesentlich aufwendiger bzw. für die marine Seismik sogar unmöglich ist.<sup>1</sup> Bei der Inversion von Raumwellen beschränkt man sich außerdem weitgehend auf die kinematischen Parameter des registrierten Wellenfelds. Denn in Bezug auf Raumwellen ist die Erde nicht dispersiv und die Hochfrequenzapproximation eine weitreichende Näherung. Andere Aspekte des Wellenfelds wie Phase und Amplitude sind zwar bei den als Migration oder Diffraktionstomographie bekannten Strukturabbildungsverfahren der angewandten Seismik von großer Bedeutung, werden

1) In der Seismologie spielen dagegen neben S-Wellen auch Oberflächenwellen und deren spektrale Eigenschaften bei der Geschwindigkeitsbestimmung eine wichtige Rolle.

aber bei der Geschwindigkeitsbestimmung meist negiert. Inwieweit dies legitim ist, wird zu diskutieren sein.

In Theorie wie Praxis gibt es eine Vielzahl von Möglichkeiten, kinematische Parameter in Geschwindigkeiten zu invertieren. 1D-Näherungen lassen sich mit Hilfe analytischer Inversionen (Herglotz-Wiechert-Inversion, Dix-Inversion, Giese-Extremale) erlangen. Diese liefern eine, je nach Verfahren etwas unterschiedliche, eindeutige eindimensionale Lösung und finden Anwendung u.a. bei einer geringen Datengrundlage sowie bei der Ermittlung eines geeigneten Startmodells für komplexere Analysen.

Für mehrdimensionale Modelle lässt sich eine Inversion manuell nach dem *trial and error*-Prinzip durchführen. Dazu werden in einem gegebenen Startmodell Laufzeiten berechnet und aus den Unterschieden zu den beobachteten Laufzeiten oder Scheingeschwindigkeiten Schlüsse für Änderungen des Modells gezogen. Ein Vorteil dieser Herangehensweise liegt darin, sehr unterschiedliche Phasen des Wellenfelds relativ problemlos gemeinsam modellieren zu können. Ein weiterer Vorteil ist die unmittelbare Möglichkeit, geologische und geophysikalische Randbedingungen intuitiv einfließen zu lassen. Dieser Vorteil wird jedoch bei der Beurteilung einer Lösung des prinzipiell mehrdeutigen Inversionsproblems zum Nachteil, da der Einfluss des Modellierers nur schwer vom Einfluss der Messdaten zu trennen ist. Außerdem ist jeder *trial and error*-Prozess natürlich mit einer großen Mühsal verbunden und ab einer bestimmten Messpunktsdichte bzw. Datenmenge auch gar nicht mehr zu bewältigen.

Alternative Ansätze für das Problem der Geschwindigkeitsbestimmung liefert die seismische Tomographie. Sie bietet im Prinzip die Möglichkeit, Datensätze beliebiger Komplexität zu invertieren und die Qualität dieser Lösungen objektiv einzuschätzen. In die Seismologie hat die Laufzeit-tomographie Ende der 1970'er Jahre Einzug gehalten. Aki *et al.* (1977) hatten eine Methode zur Inversion teleseismischer Laufzeiten für Lithosphäregeschwindigkeiten erarbeitet. Dieses Verfahren wurde von Aki und Lee (1976) weiter entwickelt, um eine Geschwindigkeitsbestimmung aus Ersteinsätzen von Lokalbebenregistrierungen zu ermöglichen. Das Besondere an ihrem computergestützten Ansatz war die Überlagerung der einzelnen Laufzeitmessungen in einer zu invertierenden Matrix und die Linearisierung der Laufzeitinversion in einem iterativen Prozess. Zugleich ermöglichte ihre von vorne herein dreidimensionale Methode die simultane Bestimmung von Hypozentralparametern in einem Gleichungssystem. Dieser erfolgreiche Ansatz wurde in der Folge immer weiter verfeinert. Werkzeuge zur Ermittlung des Auflösungsvermögens wurden entwickelt, Anwendungsstrategien optimiert, die Genauigkeit verbessert und die Inversion auf weitere Parameter erweitert (Crosson, 1976; Thurber, 1983; Um und Thurber, 1987; Prothero *et al.*, 1988; Eberhart-Phillips, 1990; Thurber, 1993; Eberhart-Phillips, 1993; Kissling *et al.*, 1994; Evans *et al.*, 1994; Rietbrock, 1996; Thurber und Eberhart-Phillips, 1999;

Rietbrock, 2001). Das Verfahren ist heute in der Lokalbebtomographie (LET<sup>2</sup>) unter den Namen SIMUL und SIMULPS in einer Vielzahl von Versionen weit verbreitet.

In der angewandten Seismik hat sich erst im Laufe der 90'er Jahre die Tomographie in der Geschwindigkeitsanalyse weitgehend durchgesetzt (Stewart, 1991; Zelt und Smith, 1992; Zelt und Forsyth, 1994; Toomey *et al.*, 1994; Wang und Braile, 1996; Zelt, 1999). Die seismologischen Ansätze waren lange Zeit zu starr in der Modellparameterisierung und die Rechenzeiten für die hochauflösenden Modelle der Refraktionsseismik zu groß. Auch aus diesem Grund konnte und musste sich die Tomographie in der angewandten Seismik zunächst auf zwei Dimensionen beschränken. Invertiert wird in fast allen Fällen die Laufzeit, manchmal werden auch Durchschnitts- und Scheingeschwindigkeiten hinzugenommen (Zhang und Toksöz, 1998). Großen Stellenwert in der angewandten Seismik hatte von vorne herein die Verwendung von Reflexionseinsätzen, die aufgrund der relativ hohen Stations- und manchmal auch Quellpunktsdichte gut korrelierbar sind und in der Auswertung eine wichtige Rolle spielen.

Die Relevanz von Reflexionseinsätzen für die Geschwindigkeitsbestimmung ist zwar dadurch beschränkt, dass der Reflektor als neue Unbekannte hinzukommt. Dies ist insofern ein Problem, als eine prinzipielle Zweideutigkeit bezüglich Raumlage des Reflektors und Geschwindigkeitsverteilung besteht. Ist die Datenbasis aber gut genug, um das Ausmaß solcher Zweideutigkeiten in Grenzen zu halten, so hat man im Ergebnis zusätzlich zu einer genaueren Geschwindigkeitsverteilung auch integrierte Strukturinformation erhalten.

Die dreidimensionale Tomographie ist in der angewandten Seismik dennoch häufig auf den Ersteinsatz beschränkt. Wenn Reflexionseinsätze verwendet werden, so erfolgt die Inversion der verschiedenen Phasen in einer relativ komplizierten sequentiellen und iterativen Weise (z.B. Zelt *et al.*, 1996; Böhm *et al.*, 1997). Dass es in diesem Sinne keine universelle seismische 3D-Tomographie gibt, liegt zum einen an der Seltenheit refraktionsseismischer 3D-Datensätze. Dazu kommt, dass die tendenzielle Unterbestimmtheit bei drei Dimensionen rapide steigt. Nicht zuletzt spielen technische Probleme bei der Realisierung von 3D-Algorithmen eine wesentliche Rolle.

Die 2D-Inversion stößt jedoch auch dann an ihre Grenzen, wenn Quell- oder Stationsverteilung zu sehr von einer Linie abweichen (Zelt und Zelt, 1998). Das liegt an der Verfälschung der Geometrie bei der Reduktion einer *crooked-line* Aufstellung auf 2D, sowie an der Unmöglichkeit, eine 3D- durch eine 2D-Verteilung zu beschreiben. Seismische 2D-Messungen werden jedoch häufig so konzipiert, dass die Profile senkrecht zur Hauptstreichrichtung der untersuchten geologischen Einheiten liegen. In so einem Fall ist es aufgrund der Stationsverteilung notwendig,

---

2) Zur Erklärung von Abkürzungen und Fachbegriffen siehe Anhang F.

eine 3D-Inversion durchzuführen, und zugleich aufgrund der Geologie möglich, eine 2D-Lösung dafür zu finden. Neben den echten 3D-Datensätzen liegt in der Bearbeitung solcher 2.5D-Probleme ein breites Anwendungsgebiet für eine dreidimensionale refraktions- und reflexionsseismische Tomographie.

Die Entwicklung einer solchen Methode war das Ziel dieser Arbeit. Ausgangspunkt war die erwähnte dreidimensionale, kinematische, tomographische Inversionstechnik aus der LET. Sie wurde, soweit möglich, in ihrer Genauigkeit den Ansprüchen der hochauflösenden Refraktionsseismik angepasst und um die Modellierung und simultane Inversion reflektierter Phasen erweitert. Diese Modifikationen wurden an verschiedenen synthetischen Datensätzen getestet. Dann wurde die Methode auf einen Weitwinkeldatensatz angewandt, der im Rahmen des TRANS-ALP-Programms in den Jahren 1998 - 1999 in den Ostalpen vermessen wurde.

## 2 Grundlagen der Tomographie

### 2.1 Allgemeine Grundlagen

Der Begriff Tomographie (gr.  $\tau\omicron\mu\omicron\sigma$  - Schnitt, Teil;  $\gamma\rho\alpha\phi$  - Bild) bezeichnet eine Inversionsmethode, bei der aus integralen Messgrößen, die außerhalb eines Untersuchungsobjekts gewonnen werden, die Verteilungsfunktion des Integranden rekonstruiert wird. Die mathematischen Grundlagen der Tomographie wurden bereits zu Beginn des letzten Jahrhunderts gelegt (Radon, 1917), jedoch erst mit der Entwicklung einer leistungsfähigen EDV relevant. Spätestens seitdem vor knapp 25 Jahren ein Nobelpreis für die Entwicklung der CT (*computed tomography*) verliehen wurde, wurden ihre immensen Kapazitäten einer breiten Öffentlichkeit bewusst. Heute ist diese Methode aus der medizinischen Anwendung in den Ländern der ersten Welt gar nicht mehr wegzudenken. In der Folge dieser Entwicklung hielten tomographische Methoden Einzug in viele Anwendungsbereiche von der zerstörungsfreien Materialprüfung bis hin zur Untersuchung der ganzen Erde.

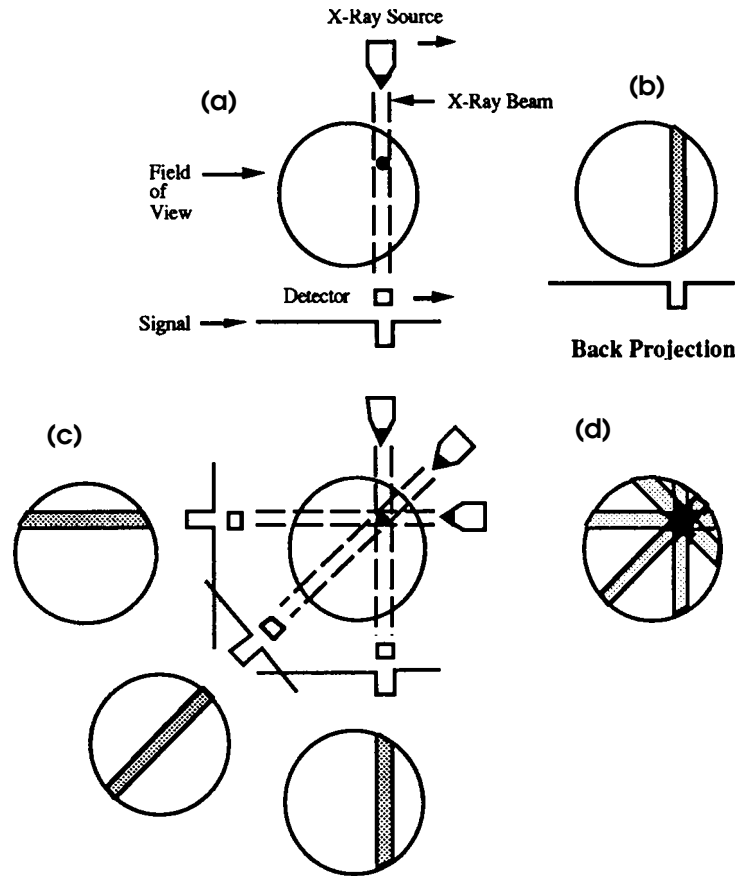
Zur Begrifflichkeit ist anzumerken, dass die Rekonstruktion eines Objekts in Schnittbildern, wie es der Ausdruck Tomographie suggeriert, wesentlich für die analytische Inversion mittels einer 2D-Radon-Transformation ist. Die angewandten numerischen 3D-Inversionstechniken haben diese Einschränkung in der Regel nicht mehr und rekonstruieren vielmehr ein Objekt in seiner Gesamtheit, wengleich die übliche Darstellungsform von 3D-Ergebnissen natürlich nach wie vor 2D-Schnittbilder sind.

Das Grundprinzip der Tomographie lässt sich besonders gut anhand der Röntgenabsorptionstomographie darstellen, der vielleicht wichtigsten angewandten tomographischen Methode (Abb. 2.1). Ein Untersuchungsobjekt wird mit Röntgenstrahlung durchleuchtet, welche entlang des Laufweges der Strahlen entsprechend der lokalen Dichte des Objekts absorbiert wird. Die Amplitude des austretenden Röntgenstrahls ergibt sich also aus der Dichteverteilung im Objekt und diese wird aus jener unter Verwendung vieler einzelner Teilmessungen rekonstruiert. Die Beschränkung auf zwei Dimensionen in diesem Beispiel entspricht dem klassischen Ansatz der Tomographie. Durch Translation des Objekts senkrecht zur Betrachtungsebene oder durch Drehung lässt sich die räumliche Objektfunktion zu ermitteln.

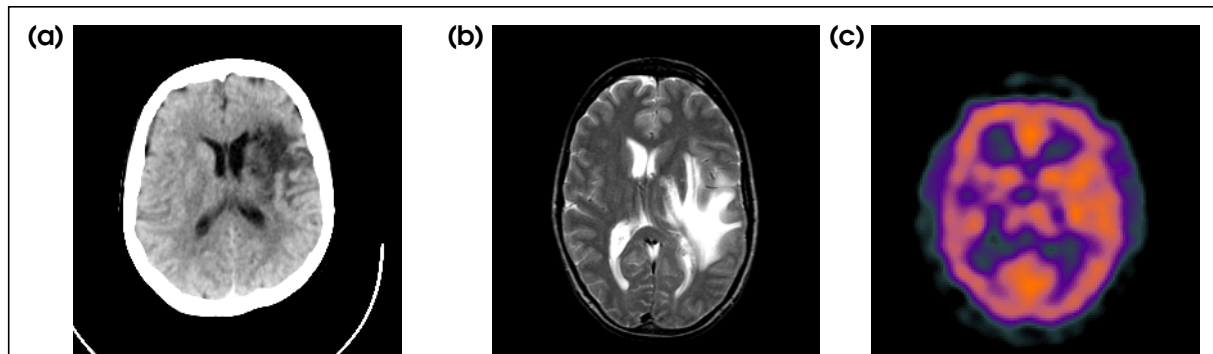
Eine weitere, dem klassischen tomographischen Ansatz entsprechende Besonderheit dieses Beispiels sind die Quellpositionen, die genauso wie die Detektorpositionen unveränderliche Randbedingungen der Inversion sind. Dies ist von Vorteil für die Auflösung, aber nicht zwingend notwendig. Stehen mehrere Detektoren gleichzeitig zur Verfügung, so können die Quellpositionen auch Teil der Objektfunktion, also der Lösung, sein. In der Seismologie wird dies

relevant, wenn eine simultane Lokalisierung der Hypozentren erforderlich ist. Auch in der Medizin gibt es Anwendungen, bei denen die Quellparameter teilweise oder vollständig unbekannt sind (vgl. Abb. 2.2).

**Abb. 2.1:** Schematische Darstellung der Röntgenabsorptionstomographie und der Rückprojektion, eines einfachen Rekonstruktionsverfahrens (nach Stewart, 1991). Die gemessene Amplitude eines Röntgenstrahls ergibt sich aus der Absorption entlang des gesamten Laufwegs (a). Sie stellt somit eine Art durchschnittlichen Absorptionskoeffizient für einen bestimmten Laufweg dar. Bei der Rückprojektion (b) wird dieser gleichmäßig entlang des gesamten Laufwegs auf die zu rekonstruierende Objektfunktion verteilt. Durch Rotation von Quelle und Empfänger (c) erhält man Messwerte, deren Rückprojektionen man überlagert. Dadurch ergibt sich ein (bei diesem Verfahren allerdings prinzipiell unscharfes) Abbild der Objektfunktion (d).







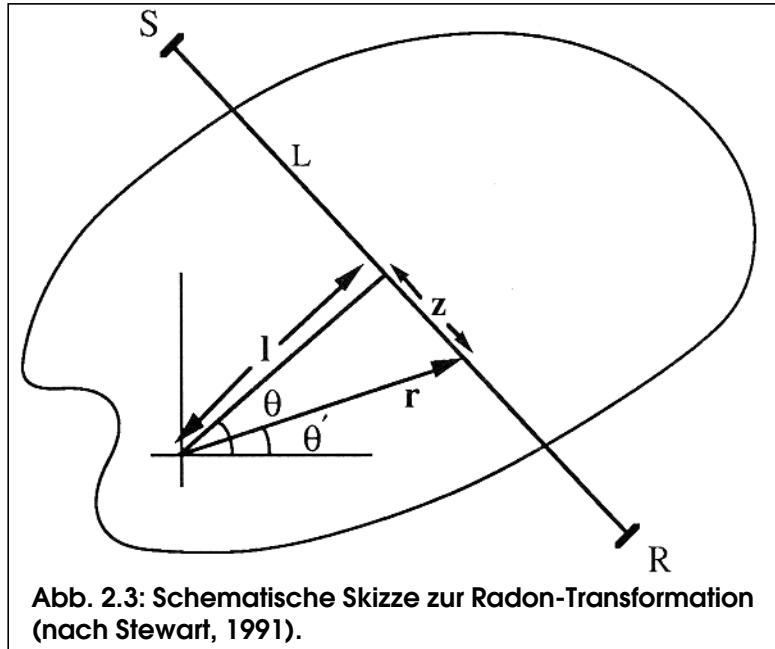
**Abb. 2.2: Medizinische Anwendungen der Tomographie. Schnittbilder eines Schädels mit der Methode der (a) Röntgenabsorptionstomographie (X-ray CT), der (b) Kernspinresonanztomographie (Magnetic Resonance Imaging - MRI) und der (c) Einzelpartikeltomographie (Single Photon/Positron Emission CT - SPECT). Bei der herkömmlichen CT sind die Quellen außerhalb des Objekts und ihre Position ist wohlbekannt. Bei der MRI sind die Quellen Protonen (Wasserstoffkerne) innerhalb des Objekts, die durch das plötzliche Abschalten eines künstlichen äußeren Magnetfelds zu Resonanzschwingungen angeregt werden. Man verwendet dabei Magnetfelder mit einem homogenen Gradienten. Da die Larmorfrequenz der Protonen zur Stärke des Magnetfelds proportional ist, kann man anhand einer Spektralanalyse der gemessenen Amplituden eine eindimensionale Lokalisierung der Quellen in Richtung des Gradienten vornehmen. Bei der SPECT müssen die (per Injektion) in den Körper eingebrachten Quellen im tomographischen Prozess vollständig lokalisiert werden. Dieses Verfahren zielt allerdings auch weniger auf die Nutzung der Quellenergie zur Durchleuchtung des Objekts ab, vielmehr soll die Quellverteilung selber Bewegungsbahnen sichtbar machen.**

## 2.2 Mathematische Grundlagen

### 2.2.1 Radon-Transformation

Die mathematische Grundlage für die Formulierung des tomographischen Problems wurde zu Beginn des letzten Jahrhunderts von dem tschechischen Mathematiker J. Radon (1887-1956) gelegt. Die nach ihm benannte Transformation (in der Seismik auch als  $\tau$ -p-Transformation oder slant-stack bekannt) beschreibt ein Linienintegral über eine Objektfunktion  $f(r, \Theta')$  (vgl. Abb. 2.3):

$$Rf(l, \Theta) = \int_S^R f(r, \Theta') dz \quad (1)$$



Die Parameterisierung des Laufwegs L als  $\delta$ -Funktion ergibt bei geeigneter Wahl der Raumachsen

$$Rf(l, \Theta) = \iint f(x, y) \delta(x \cos \Theta + y \sin \Theta - l) dx dy \quad (1a)$$

Bei hinreichender Dichte der Messgrößen  $T(l, \Theta) = Rf(l, \Theta)$  bzw. Überdeckung des Objekts mit Strahlwegen bezüglich  $l$  und  $\Theta$  lässt sich die Objektfunktion in der betrachteten  $x$ - $y$ -Ebene über Fouriertransformationen bestimmen. Die 1D-Fouriertransformation bezüglich  $l$  ergibt

$$\begin{aligned} T'(k, \Theta) &= \iiint f(x, y) \delta(x \cos \Theta + y \sin \Theta - l) dx dy e^{-2i\pi kl} dl \\ &= \iint f(x, y) e^{-2i\pi k(x \cos \Theta + y \sin \Theta)} dx dy \end{aligned} \quad (2)$$

und nach Substitution von  $u = k \cos \Theta$  und  $v = k \sin \Theta$  erhält man die 2D-Fouriertransformierte der Objektfunktion bezüglich dieser Spektralvariablen:

$$T'(u, v) = \iint f(x, y) e^{-2i\pi(ux + vy)} dx dy = F(u, v) \quad (2a)$$

Man kann also durch eine 2D-Rücktransformation der 1D-Fouriertransformierten  $T'(u, v)$  der Messgrößen  $Rf(l, \Theta)$  direkt ein Schnittbild  $f(x, y)$  durch die Objektfunktion erhalten (vgl. Stewart, 1991).

Die hier beschriebene Fourierreücktransformation zählt übrigens neben der in Abbildung 2.1 dargestellten Rückprojektion und weiteren daraus abgeleiteten Methoden zu den sogenannten Transformationstechniken. Diese bemerkenswert einfachen, direkten Inversionen sind jedoch nur unter zwei Bedingungen gültig. Zum einen müssen die Laufwege Geraden sein, zum anderen ist eine bezüglich  $l$  und  $\Theta$  gleichmäßige Überdeckung in der jeweils betrachteten Ebene erforderlich. Das macht sie in der medizinischen Anwendung sehr erfolgreich, da die Messanordnung dort relativ frei gewählt und so beides gewährleistet werden kann (Stewart, 1991). In der Seismik und Seismologie ist dies in der Regel jedoch nicht der Fall und es müssen andere Wege gegangen werden. Eine notwendige Voraussetzung für flexiblere Lösungsansätze ist die Diskretisierung der Radontransformation.

## 2.2.2 Diskrete Transformation

Die Diskretisierung von Objektfunktion und Laufweg erfordert den Übergang vom Integral der Radontransformation (1) zur Summe:

$$T(S_i, R_j) = \sum_{k=1}^n f_k s_k^{i,j} \quad (3)$$

Während bei der Radon-Transformation über einen Strahlweg integriert wird, läuft die Summe hier über die  $n$  Parameter der Objektfunktion  $f_k$ , und der Strahlweg wird durch eine Wichtung  $s_k^{i,j}$  beschrieben. Diese gibt an, in welchem Ausmaß der  $k$ -te Parameter der Objektfunktion zur Transformierten (z.B. Amplitude, Laufzeit) des Strahls  $(S_i, R_j)$  beiträgt (vgl. Abb. 2.4). Im einfachsten Fall könnte das Objekt in  $n$  Blöcke mit jeweils konstanten Eigen-

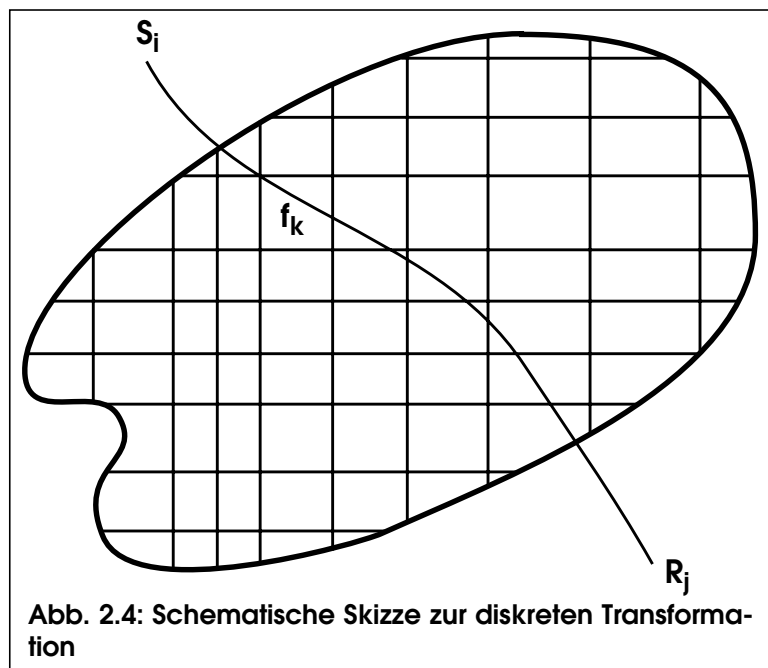


Abb. 2.4: Schematische Skizze zur diskreten Transformation

schaften zerlegt werden und die Wichtung entspräche der Weglänge  $\Delta s$ , die der Strahl  $(S_i, R_j)$  in einem Block  $k$  zurücklegt (vgl. Böhm *et al.*, 2000).

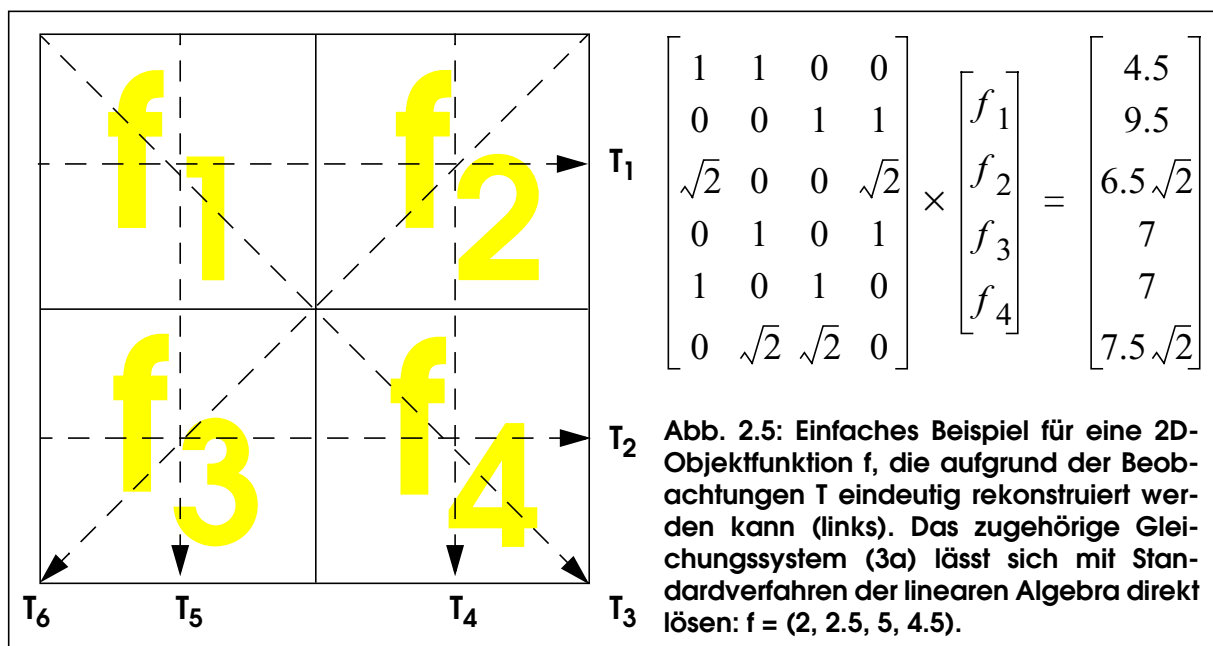
Außerdem ist es sinnvoll, wie in Abbildung 2.4 bereits angedeutet, die Linearität der Laufwege, die für die oben beschriebene Inversion der kontinuierlichen Radontransformation essentiell war, fallen zu lassen. Denn lineare Strahlwege sind in der Seismik eine nicht hinnehmbare Einschränkung. Eine Lösung von (3) kann dann allerdings nicht mehr über eine Fouriertransformation laufen. Die damit verbundene Beschränkung der Strahlwege auf eine Ebene, d.h. die Rekonstruktion der Objektfunktion in 2D-Schnitten  $f(x, y)$ , ist dann übrigens nicht mehr notwendig.

Ist der Strahlweg unabhängig von der Objektfunktion, so stellt (3) ein lineares Gleichungssystem dar. Hat man mit  $q$  Stationen  $R_j$  ( $j = 1, q$ )  $p$  Ereignisse  $S_i$  ( $i = 1, p$ ) beobachtet, so zerfällt (3) in  $p \times q$  lineare Gleichungen. Man kann (3) daher auch in Matrixschreibweise notieren (Indizes:  $l$ -Strahlindex,  $k$ -Index der Objektfunktion):

$$\vec{T} = s_{lk} \vec{f} \quad (3a)$$

$\vec{T}$  ist der Vektor aller Beobachtungen (z.B. Laufzeiten),  $\vec{f}$  enthält die Koeffizienten der diskretisierten Objektfunktion und  $s_{lk}$  ist die Jakobimatrix zu  $\vec{T}(\vec{f})$  und wird meist *sensitivity matrix* oder Fréchet'sche Ableitungsmatrix genannt.

Die Abbildung 2.5 zeigt ein Beispiel für eine diskrete Transformation, die direkt invertierbar ist. Die Überdeckung ist hoch genug für eine eindeutige Lösung, und die linear abhängigen Beobachtungen  $\vec{T}$  widersprechen sich nicht. Die Beschränkung auf zwei Dimensionen und die



Geradlinigkeit der Strahlwege wurden lediglich der Einfachheit halber gewählt und sind keine Voraussetzungen für die Lösbarkeit des Systems. Dagegen sind fehlerfreie Messwerte sowie die Übereinstimmung der Diskretisierung der Objektfunktion  $f_k$  mit der Wirklichkeit notwendige Voraussetzungen. Kleinste Messfehler sowie jede andere Parameterisierung der Objektfunktion führen dazu, dass es keine Lösung mehr gibt. In diesem Beispiel wurde außerdem davon ausgegangen, dass die zu den Beobachtungen  $T$  gehörenden Laufwege bekannt sind. Andernfalls wäre die explizite Formulierung der Matrix  $s_{lk}$  so nicht möglich.

Fehlerfreie Registrierungen gibt es jedoch bei keiner physikalischen Messung und die Übereinstimmung eines Modells  $f_k$  mit der Wirklichkeit ist immer begrenzt. Aus diesen Gründen lässt sich (3a) in der Praxis so nicht invertieren.

## 2.3 Seismische Laufzeittomographie

Das zentrale Problem der seismischen Tomographie ist die Abhängigkeit der Laufwege und somit der Matrix  $s_{jk}$  von der Objektfunktion. Deswegen ist (3) kein linearer Zusammenhang, das tomographische Problem wird nicht-linear. Indem allerdings statt der Objektfunktion kleine Änderungen derselben betrachtet werden, lässt sich (3) näherungsweise linearisieren und dann mit unterschiedlichen Methoden einer Lösung zuführen. Vor der näheren Betrachtung dieser Methoden soll jedoch zunächst die Objektfunktion konkretisiert werden.

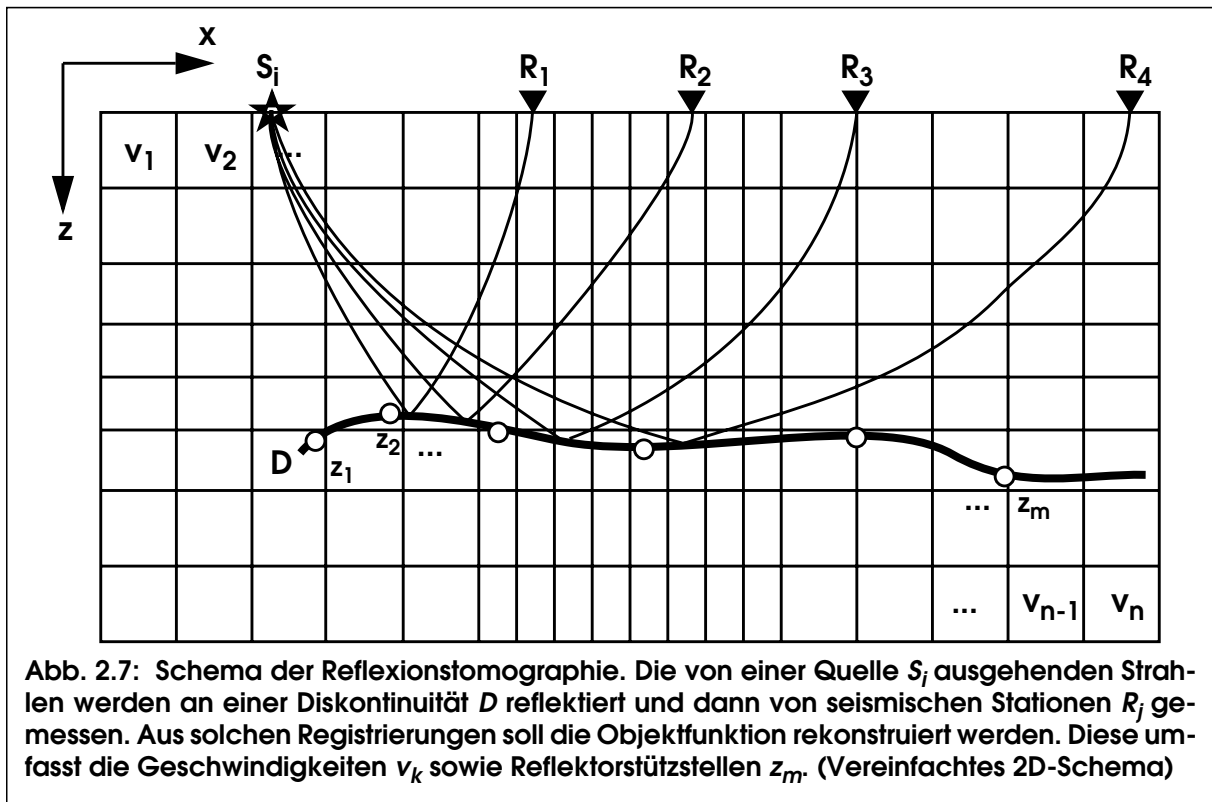
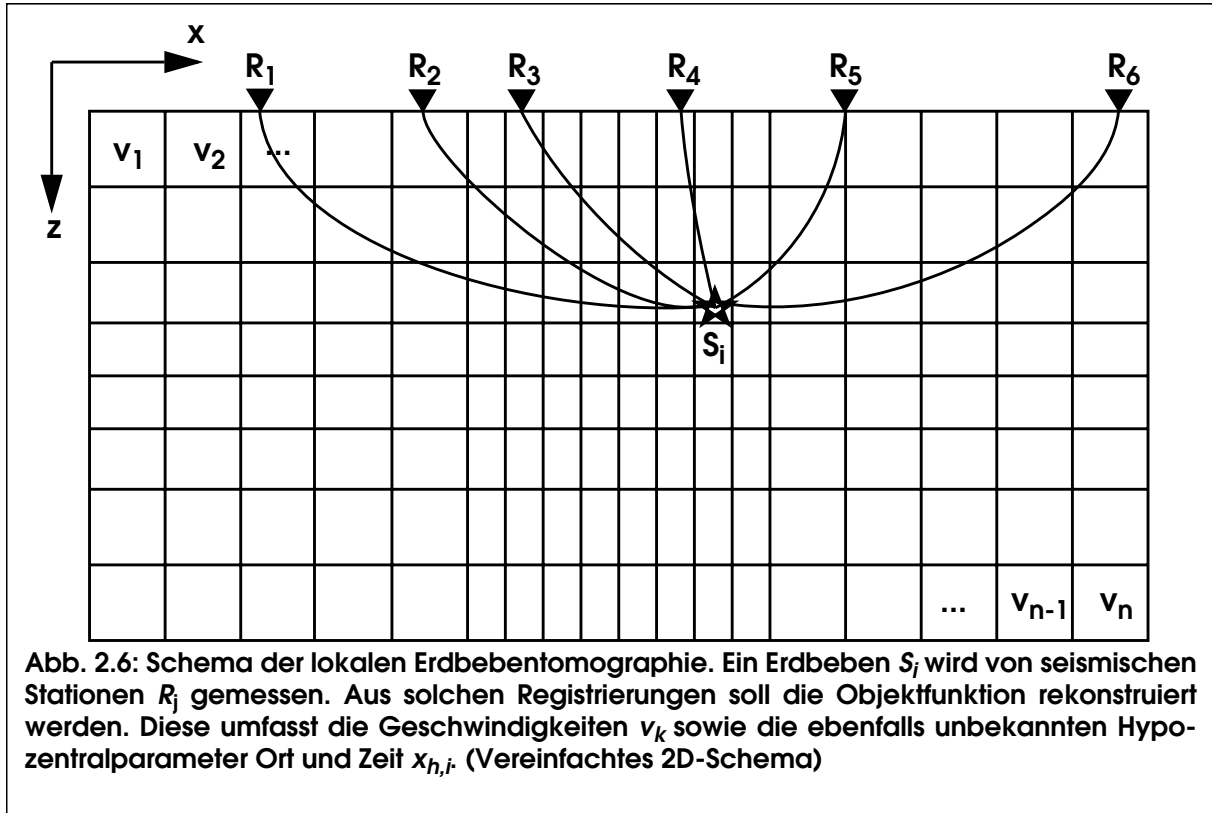
### 2.3.1 Die Objektfunktion

Im Mittelpunkt der seismischen Tomographie steht die Rekonstruktion der seismischen Geschwindigkeiten. Meist sind dies Geschwindigkeiten der P-Wellen, manchmal auch der S-Wellen oder deren Verhältnis. In der Erdbebtomographie (Abb. 2.6) ist darüber hinaus die Lokalisierung der Quellen  $S_i$  notwendig und erwünscht. Für die reflexionsseismische aktive Tomographie (Abb. 2.7) ist die Erweiterung der Objektfunktion auf die Lage und Topographie von Grenzflächen von Bedeutung. In beiden Anwendungen ist darüber hinaus die Inversion für stationsseitige statische Korrekturen sinnvoll. Die Objektfunktion einer kombinierten refraktions- und reflexionsseismischen Tomographie sollte also neben Geschwindigkeiten  $v$  auch Hypozentralparameter  $x_{h,i}$  ( $h = 1, 2, 3$ : Hypozentrumskoordinaten,  $h = 4$ : Herzzeit) von seismischen Quellen  $i$ , Reflektorparameter  $z$  sowie statische Korrekturen  $t$  enthalten:

$$f = \{v_1, v_2, \dots, v_n, x_{1,i}, \dots, x_{4,i}, z_1, \dots, z_m, t_1, \dots, t_q\}, (i = 1, \dots, p)$$

Man spricht von einer simultanen Inversion, wenn die diskretisierte Radontransformation (3) mehrere Kategorien von Parametern enthält und diese unter expliziter Berücksichtigung ihrer wechselseitigen Abhängigkeiten bestimmt werden. Alternativ kann man auch sequentiell vorgehen und beispielsweise erst für Geschwindigkeiten invertieren und dann für Reflektortiefen oder Hypozentralparameter. Dieses Verfahren lässt sich auch iterativ durchführen, wofür gelegentlich der Begriff “quasi-simultan” verwendet wird.

Für die folgenden Abschnitte dieses Kapitels über die Grundlagen der seismischen Tomographie ist es ausreichend, sich auf die Betrachtung der Geschwindigkeiten zu beschränken, denn die wesentlichen Prinzipien der Inversion sind unabhängig von der Art der Parameter der Objektfunktion. Einige Besonderheiten der Inversion für Hypozentralparameter sind von Thurber (1993) dargestellt und von Schwarzenböck (1993) ausführlich und übersichtlich zusammengefasst worden. Auf die Besonderheiten der Inversion für Reflektortiefen wird in Kapitel 5 eingegangen.



### 2.3.2 Linearisierung der Inversion

Im Abschnitt über die Diskretisierung der Radon-Transformation wurde bereits darauf hingewiesen, dass die Unabhängigkeit der Strahlwege  $s$  von der Objektfunktion  $\vec{f}$  eine notwendige Bedingung für die Linearität von (3) ist. In der Seismologie ist dies jedoch nicht der Fall und unter Berücksichtigung der Abhängigkeit der Ausbreitung elastischer Wellen vom Medium muss man (3) schreiben als

$$\vec{T} = s_{Ik}(\vec{f}) \cdot \vec{f}$$

und die Matrix  $s_{Ik}(\vec{f})$  beschreibt einen komplexen Zusammenhang zwischen den Laufwegen und der Geschwindigkeitsverteilung, der für nicht triviale Funktionen  $\vec{f}$  auch nicht analytisch formulierbar, sondern nur - bei gegebener Objektfunktion  $\vec{f}$  - numerisch bestimmbar ist.

Ein Ansatz zur Überwindung dieses Problems ist die Linearisierung von (3). Betrachtet man die Laufzeit eines seismischen Strahls  $\Gamma$

$$t = \int_{\Gamma(\vec{v})} \frac{d\vec{r}}{v(\vec{r})} = \int_{\Gamma(\vec{u})} u(\vec{r}) d\vec{r} \quad (4)$$

( $u$  ist die reziproke Geschwindigkeit, auch Langsamkeit oder *slowness* genannt) für eine Objektfunktion, die aus infinitesimalen Änderungen eines Startmodells  $\vec{u} = \vec{u}_0 + \vec{\delta u}$ , hervorgegangen ist, so gilt:

$$\begin{aligned} t &= \int_{\Gamma(\vec{u}_0 + \vec{\delta u})} u_0(\vec{r}) d\vec{r} + \int_{\Gamma(\vec{u}_0 + \vec{\delta u})} \delta u(\vec{r}) d\vec{r} \\ &= \int_{\Gamma(\vec{u}_0)} u_0(\vec{r}) d\vec{r} + \frac{\partial}{\partial \Gamma} \left( \int_{\Gamma(\vec{u})} \vec{u}(\vec{r}) d\vec{r} \right) \delta \Gamma + \int_{\Gamma(\vec{u}_0)} \delta u(\vec{r}) d\vec{r} + O^2 \end{aligned}$$

Das Fermat'sche Prinzip besagt, dass die Laufzeit eines Strahls stationär bezüglich kleiner Änderungen des Laufwegs ist:

$$0 = \frac{\partial}{\partial \Gamma} \int_{\Gamma} \frac{d\vec{r}}{v(\vec{r})} = \frac{\partial}{\partial \Gamma} \int_{\Gamma} u(\vec{r}) d\vec{r} \quad (5)$$

Dann gilt für die Laufzeit im Modell  $\vec{u} = \vec{u}_0 + \vec{\delta u}$  unter Vernachlässigung der Terme höherer Ordnung  $O^2$ :

$$t = \int_{\Gamma(\vec{u}_0)} u_0(\vec{r}) d\vec{r} + \int_{\Gamma(\vec{u}_0)} \delta u(\vec{r}) d\vec{r} = t_0 + \delta t$$



Also gilt für kleine Änderungen der Objektfunktion  $\vec{u} = \vec{u}_0 + \Delta\vec{u}$  näherungsweise

$$t \approx t_0 + \Delta t \quad (6)$$

Es ist also für beliebige Objektfunktionen  $\vec{f}$

$$\vec{T}_0 = \mathbf{s}_{Ik} \cdot \vec{f}_0 \text{ sowie mit (6)}$$

$$\vec{T}_0 + \Delta\vec{T} = \mathbf{s}_{Ik} \cdot (\vec{f}_0 + \Delta\vec{f})$$

Nach dem Fermat'schen Prinzip stationärer Laufwege (5) ist also auch die Transformationsmatrix  $\mathbf{s}_{Ik}$ , die ja im wesentlichen die Laufwege enthält, unabhängig von kleinen Änderungen der Geschwindigkeiten:

$$\mathbf{s}_{Ik}(\vec{f}_0) \approx \mathbf{s}_{Ik}(\vec{f}_0 + \Delta\vec{f}) \quad (6a)$$

Mit dieser Näherung unter der Voraussetzung kleiner Änderungen der Objektfunktion ist (3) linearisiert und die Fréchet'sche Ableitungsmatrix lässt sich bestimmen. Damit ist im Prinzip die Inversion möglich, allerdings eben nur für kleine Änderungen der Objektfunktion  $\Delta\vec{f}$ , nicht für die Objektfunktion  $\vec{f}$  selber:

$$\Delta\vec{T} = \mathbf{s}_{Ik} \Delta\vec{f} \quad (3b)$$

$\Delta\vec{T}$  beschreibt die Abweichungen von gemessenen und in einem Startmodell berechneten Laufzeiten  $\Delta\vec{T} = \vec{T} - \vec{T}_0$  (vgl. (6)) und  $\Delta\vec{f}$  entsprechend die Abweichung der Objektfunktion von einem Hintergrunds- oder Startmodell  $\Delta\vec{f} = \vec{f} - \vec{f}_0$ . Zugleich muss  $\Delta\vec{f}$  jedoch so klein sein, dass man die Änderung der Laufwege in Abhängigkeit von Änderungen des Modells ignorieren kann (6a). Dies lässt sich durch künstliche Maßnahmen (Dämpfung, Beschränkung) erreichen, impliziert allerdings einen iterativen Prozess, in dem eine Modellfunktion durch viele kleine Änderungen der Objektfunktion angepasst wird.

### 2.3.3 Iterative Inversion

Hat man also ein Startmodell  $\vec{f}_0$ , dann kann man in diesem numerisch Strahlwege und Laufzeiten bestimmen und erhält so die Matrix  $\mathbf{s}_{Ik}(\vec{f}_0)$  sowie einen Vektor von Differenzen zwischen beobachteten und im Modell  $\vec{f}_0$  berechneten Laufzeiten  $\Delta\vec{T}_0$ . Diesen kann man durch Inversion von (3b) in Modelländerungen  $\Delta\vec{f}$  umrechnen, welche wiederum so begrenzt werden müssen, dass die Linearitätsbedingung (6a) näherungsweise gewährleistet ist.

Eine Möglichkeit ist, nun im Modell  $\vec{f}_1$  erneut Laufzeiten  $\vec{T}_1$  sowie -wege und die daraus abgeleitete Matrix  $\mathbf{s}_{Ik}(\vec{f}_1)$  zu bestimmen und eine erneute Inversion durchzuführen. Um letztlich die Objektfunktion zu rekonstruieren, kann man den Prozess der Inversion so lange wiederholen, bis das Modell  $\vec{f}_i$  ihr so nahe ist, dass weitere Änderungen  $\Delta\vec{f}$  nicht mehr signifikant sind. Dieses Verfahren wird auch nicht-lineare Laufzeitotomographie genannt. Damit wird zum Ausdruck gebracht, dass die Matrix  $\mathbf{s}_{Ik}(\vec{f}_{i+1}) \neq \mathbf{s}_{Ik}(\vec{f}_i)$  nach jedem Inversionsschritt neu be-

stimmt wird (vgl. Aki und Lee, 1976; Bishop *et al.*, 1985; Hole, 1992).

Alternativ kann man die Matrix  $s_{jk}$  während der Inversion konstant halten und neue Residuen aus (3a) bestimmen. Dann spricht man auch von einer linearen Laufzeittomographie. Der Vorteil dieses Verfahrens liegt darin, dass nur eine einzige Strahlmodellierung durchgeführt werden muss, wodurch sich die Rechenzeit drastisch reduziert. Allerdings summieren sich die Modelländerungen  $\vec{\Delta f}$  und können sehr schnell zu einer Verletzung der Linearitätsbedingung (6) bzw. (6a) führen. Bei unbeschränkter Rechenzeit liefert deshalb sicher die nicht-lineare Tomographie das beste Ergebnis, bei beschränkter Rechenzeit kann eine Kombination beider Verfahren von Vorteil sein (vgl. Papazachos und Nolet, 1997; Hole, 1992).

Je nach Beschaffenheit der Datenbasis sowie Anforderungen bezüglich Komplexität und Genauigkeit lassen sich verschiedene Methoden einsetzen, um seismische Laufzeitbeobachtungen zu invertieren. Die wichtigsten sollen in den nächsten Abschnitten beschrieben werden.

### 2.3.4 Rückprojektion

Bei der Rückprojektion (vgl. Abb. 2.1) wird (3b) gelöst, indem die Laufzeitdifferenz bzw. die daraus abgeleitete durchschnittliche Geschwindigkeitsänderung jeder Beobachtung einfach auf den zugehörigen Laufweg gewichtet verteilt und anschließend über alle Beobachtungen gemittelt wird. Diese Lösung ist wenig exakt, da sie die linearen Abhängigkeiten in (3b) völlig vernachlässigt. Allerdings können so die Inversion großer linearer Gleichungssysteme und die damit zusammenhängenden potentiellen Instabilitäten durch fehlerbehaftete Messwerte und ungleichmäßige Überdeckung vermieden werden. Deswegen findet sie immer noch Anwendung in der seismischen Tomographie (z.B. Hole, 1992; Zelt *et al.*, 1996; Zelt und Barton, 1998). Dieser Ansatz wurde hier jedoch nicht weiter verfolgt, zumal ein Argument, das für ihn sprach, nicht mehr relevant ist: Aufgrund der fortschreitenden Rechnerkapazitäten ist die Inversion der Matrix  $s_{jk}$  auch bei großen Modellen keine nennenswerte Hürde mehr.

### 2.3.5 Minimierung quadratischer Abweichungen

Bei der Lösung von (3b) unter Berücksichtigung der linearisierten Abhängigkeiten stellt sich für reale Aufgabenstellungen aufgrund fehlerbehafteter Messgrößen sowie der Diskrepanz zwischen Modell und Wirklichkeit ein ernstes Problem. Entweder wählt man die Zahl der Parameter der Objektfunktion so hoch, dass sich eine unterbestimmte, mithin vieldeutige Lösung ergibt, oder man erhält ein überbestimmtes System, in dem es aber keine exakte Lösung gibt.

Aus diesem Dilemma kann man entkommen, wenn man die Forderung nach völliger Übereinstimmung zwischen residualen Laufzeiten  $\vec{\Delta T}$  und daraus abgeleiteten Modelländerungen  $\vec{\Delta f}$  im Sinne von (3b) aufgibt und einen verbleibenden Fehler in Kauf nimmt:

$$\overline{\Delta T} = s_{Ik} \overline{\Delta f} + \hat{\epsilon} \quad (3c)$$

Nun lässt sich eine Inversion von (3c) mit der Methode der kleinsten Quadrate (LSQR) durchführen. Dieser Ansatz liegt vielen in der Seismologie angewandten Verfahren zugrunde. Bei der LSQR-Methode wird die Anpassung eines Funktionals an eine Reihe diskreter Werte durch Minimierung einer quadratischen Abweichung erreicht. Bei der seismischen Laufzeit-tomographie handelt es sich um ein nach der Modellanpassung verbleibendes Laufzeitresiduum  $\epsilon^2 = |s_{Ik} \overline{\Delta f} - \overline{\Delta T}|^2$ . Zur Lösung dieses Problems gibt es wiederum eine Vielzahl von Ansätzen, deren Grundlagen kurz vorgestellt werden sollen. Im Zentrum der Betrachtungen wird allerdings die dieser Arbeit zugrunde liegende Methode der Matrixinversion stehen.

### 2.3.5.1 ART, SIRT

Bei der algebraischen Rekonstruktionstechnik (ART) wird für jede einzelne Beobachtung eine Inversion von  $s_{Ik}$  durchgeführt und  $\vec{f}$  neu bestimmt, d.h. (3b) wird also Zeile für Zeile gelöst. Da jede Zeile für sich alleine unterbestimmt ist, wird eine zusätzliche Forderung aufgestellt, etwa die Minimierung einer Norm der Modelländerungen  $\overline{\Delta f}$ . Bei der simultanen iterativen Rekonstruktionstechnik (SIRT) werden wie bei der ART Einzelinversionen durchgeführt, die Neubestimmung von  $\vec{f}$  erfolgt jedoch erst nach Mittelung aller Änderungen  $\overline{\Delta f}_i$ . Die Simultaneität ist insofern sehr begrenzt, als sie sich ausschließlich auf den Vorgang der Mittelung bezieht. Sowohl ART als auch SIRT stellen grobe Näherungslösungen von (3b) dar, da sie zwar die lineare Abhängigkeit einer **einzelnen** Beobachtung von den Modellparametern berücksichtigen, die linearen Abhängigkeiten der sich aus den **verschiedenen** Beobachtungen ergebenden Modelländerungen aber ignorieren. Die Konvergenzeigenschaften der SIRT sind allerdings etwas günstiger als die der ART (Stewart, 1991).

### 2.3.5.2 Überparameterisierung

Ein gänzlich anderer Ansatz zur Lösung der LSQR-Gleichung besteht in der Überparameterisierung des Modells. Wie bei ART und SIRT müssen zur Stabilisierung von (3b) zusätzliche Forderungen aufgestellt werden, etwa die Einbeziehung der Rauigkeit des Modells in das zu minimierende Funktional (z.B. Zhang und Toksöz, 1998; Korenaga *et al.*, 2000). Durch diese Dämpfung der Rauigkeit wird die starke Abhängigkeit von Auflösungsvermögen und Parameterisierung gelockert und das Modell kann problemlos für FD-Lösungen oder den *graph ray tracer* optimiert werden. Allerdings muss das Modell dann sehr fein parameterisiert werden, um verfälschende Effekte klein zu halten, so dass für realistische 2D-Anwendungen bereits  $10^4 - 10^6$  Stützstellen notwendig sind. Ein größeres Problem sind jedoch die Einflüsse dieser Methode auf das Ergebnis. So verhindert die Minimierung der Rauigkeit die Ausbildung scharfer Geschwindigkeitskontraste und produziert Artefakte (Böhm *et al.*, 2000; Kissling *et al.*, 2001).

### 2.3.5.3 Matrixinversion

Der dieser Arbeit zugrunde liegende Ansatz ist der der Matrixinversion nach Aki und Lee (1976). Sie wählten eine aus technischen Gründen reguläre Modellparameterisierung so, dass die Lösung überbestimmt ist und begegneten den Problemen fehlerbehafteter Messwerte und lokaler Mehrdeutigkeit, indem sie dem zu minimierenden Funktional zur Stabilisierung der Lösung einen Term für Modelländerungen  $\Theta^2 |\overrightarrow{\Delta f}|^2$  hinzufügten. So werden Singularitäten der Transformationsmatrix (Eigenwerte  $\lambda_k \rightarrow 0$ ) bedämpft und können nicht mehr zu extremen Modelländerungen führen. Es ergibt sich die gedämpfte LSQR-Bestimmungsgleichung für Modelländerungen DLSQR:

$$\overrightarrow{\Delta f} = (s_{kl}^T s_{lk} + \Theta^2 E)^{-1} \times (s_{kl}^T \overrightarrow{\Delta T}) \quad (7)$$

$s_{kl}^T$  ist die Transponierte von  $s_{lk}$  und  $E$  die Einheitsmatrix.

Die Dämpfung  $\Theta^2$ , durch die zusätzlich zum rms-Laufzeitresiduum die Länge des Modelländerungsvektors minimiert wird, verhindert, dass Modelländerungen besonders in gering überdeckte Modellregionen verlagert werden. Im Gegensatz zur Rauigkeitsdämpfung kann die verfälschende Wirkung der Änderungsdämpfung auf das Ergebnis durch den iterativen Prozess beschränkt werden. Insbesondere verhindert die Beschränkung des Modelländerungsvektors nicht prinzipiell die Ausbildung von starken Gradienten.

Wenngleich die Auswirkung der Dämpfung bei großen Eigenwerten  $\lambda_k^2$  von  $s_{kl}^T s_{lk}$  vergleichsweise gering ist, so hat sie doch auch den Effekt, die zur Anpassung des Modells an die Realität notwendigen Änderungen  $\overrightarrow{\Delta f}$  künstlich zu verkleinern. Dies ist insofern ein weiterer Vorteil der Dämpfung, als  $\overrightarrow{\Delta f}$  klein zu halten notwendig ist, um die Linearitätsbedingung zu erfüllen. Andererseits stellt die Dämpfung natürlich auch eine Verfälschung der Korrekturen dar, weswegen es sinnvoll sein kann, sie im Laufe des Inversionsprozesses mit kleiner werdenden Laufzeitresiduen ebenfalls zu reduzieren.

Zur Auswertung von (7) sei noch angemerkt, dass die Inversion der Matrix  $(s_{kl}^T s_{lk} + \Theta^2 E)$  mit Hilfe der sogenannten Cholesky-Faktorisierung (auch LU-Decomposition, *i.e.* die Zerlegung in eine untere und eine obere Dreiecksmatrix) durchgeführt wird (Schwarzenböck, 1993; Press *et al.*, 1989).

Zur erfolgreichen Durchführung der tomographischen Inversion müssen also die Transformationsmatrix  $s_{lk}$  und der Vektor der Laufzeitresiduen  $\overrightarrow{\Delta T}$  auf der Grundlage einer gegebenen Objektfunktion  $\overrightarrow{f}_i$  bestimmt werden. Bei der iterativen Inversion wechseln sich dann Vorwärtsmodellierung (Bestimmung von  $s_{lk}$  und  $\overrightarrow{\Delta T}$ ) und Inversion (Ermittlung einer verbesserten Objektfunktion  $\overrightarrow{f}_{i+1} = \overrightarrow{f}_i + \overrightarrow{\Delta f}$ ) ab.

## 3 Modellparameterisierung

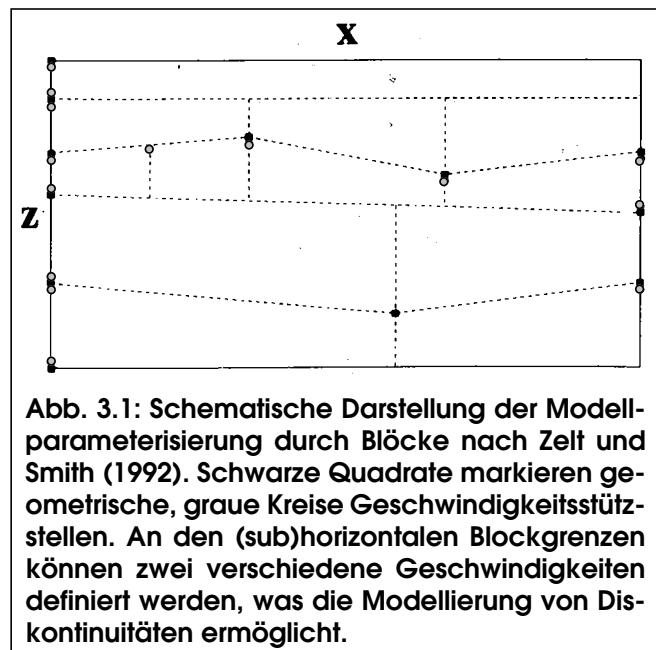
Der iterative Wechsel zwischen Vorwärtsrechnung und Inversion stellt an die Parameterisierung der Objektfunktion den Anspruch, dass sie für beide Prozesse geeignet formuliert sein muss oder aber leicht von der einen zur anderen Parameterisierung überführt werden kann. Der erste Ansatz zeichnet sich durch Einfachheit, der zweite durch Flexibilität aus. Die gestiegenen Anforderungen an die Leistungsfähigkeit der seismischen Tomographie weisen deutlich in die Richtung der Optimierung der Parameterisierung für die jeweilige Spezialaufgaben strahlenseismische Modellierung und Inversion. Kissling *et al.* (2001) fordern sogar eine dritte “seismische” Modellparameterisierung.

### 3.1 Geschwindigkeiten

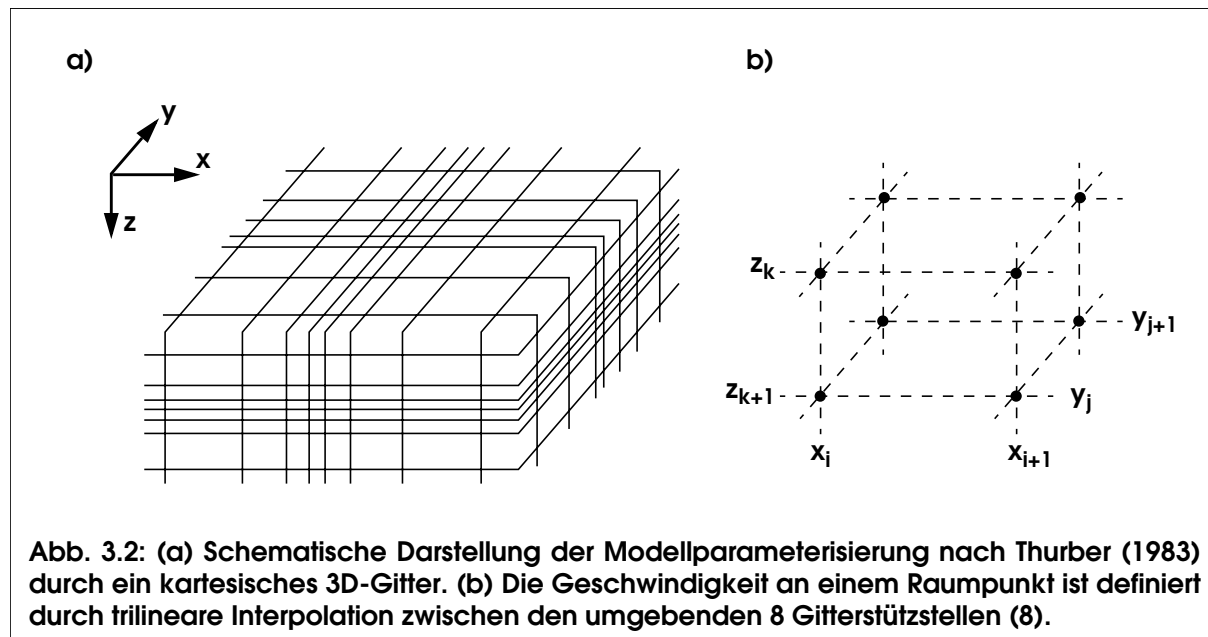
Zelt und Smith (1992) verwenden in ihrem 2D-Inversionsverfahren eine Anordnung von Blöcken variabler Geometrie, die sich auch für die Vorwärtsrechnung eignet (Abb. 3.1).

Von Hole (1992) wurde ein Verfahren entwickelt, bei dem die Strahlwege selber als Basisfunktionen des Modells dienen, das dann durch Glättung in ein FD-Gitter transformiert wird.

Von Aki und Lee (1976) wurde eine Darstellung der Geschwindigkeitsverteilung im Untergrund durch Quader konstanter Größe mit konstanten Eigenschaften gewählt, die für Inversion und Vorwärtsmodellierung geeignet ist. Thurber (1983) verfeinerte diese Darstellung durch trilineare Interpolation zwischen Stützstellen eines kartesischen, nicht notwendigerweise regulären Gitters (Abb. 3.2).



Jeder dieser Ansätze hat seine Vor- und Nachteile. Die Blockrepräsentation (Abb. 3.1) ist einfach und flexibel und begünstigt die Modellierung von Reflektoren, wird jedoch im dreidimensionalen Raum relativ unübersichtlich. Diskontinuitäten und Blockgrenzen müssen außerdem zusammenfallen. Die Modellparameterisierung durch Strahlwege ist hervorragend geeignet für eine Inversion durch Rückprojektion, aber die zur Vorwärtsmodellierung notwendige Transfor-



mation ist ein Glättungsprozess, der eine Integration von Diskontinuitäten eher schwierig erscheinen lässt. Das von Thurber eingeführte und dieser Arbeit zugrunde liegende kartesische Gitter hat den Vorteil einer gewissen Universalität und ist deshalb im Prinzip für Modellierung wie Inversion geeignet. Aber auch kartesischen, also nicht notwendigerweise äquidistanten Gittern sind bei der Anpassung der Auflösung Grenzen gesetzt und die Integration von Diskontinuitäten in dieses Konzept ist auch nicht ohne weiteres möglich. Dennoch wurde diese Parameterisierung mit ihrer Erweiterung durch Thurber (1983) übernommen:

$$v(x, y, z) = \sum_{l=i}^{i+1} \sum_{m=j}^{j+1} \sum_{n=k}^{k+1} v(l, m, n) \left[ \left( 1 - \frac{|x - x_l|}{x_{i+1} - x_i} \right) \left( 1 - \frac{|y - y_m|}{y_{j+1} - y_j} \right) \left( 1 - \frac{|z - z_n|}{z_{k+1} - z_k} \right) \right] \quad (8)$$

Die trilineare Interpolation entsteht aus dem Produkt dreier linearer Abstandswichtungen. Sie ist an den Rändern eines Voxels (*i.e.* der Zelle eines Raumgitters) stetig, aber nicht glatt. An den Seiten wird eine der Abstandswichtungen jeweils 0 bzw. 1 und die Funktion geht in eine bilineare Interpolation über. An den Kanten werden zwei der Abstandswichtungen jeweils 0 bzw. 1 und die Funktion geht in eine lineare Interpolation über.

Für die geforderte Flexibilität bei der Anpassung der Auflösung wurden im Rahmen derselben Parameterisierungsmethode Lösungen gefunden, die im nächsten Abschnitt dargestellt werden sollen.

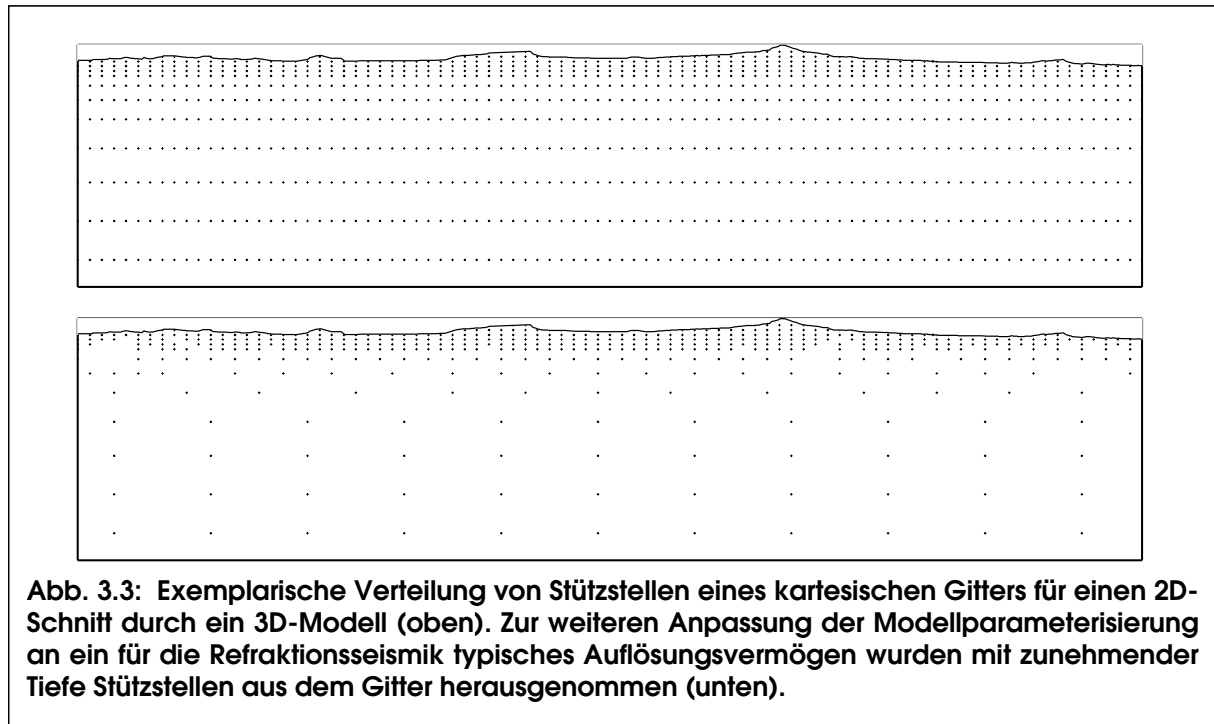
## 3.2 Variable Auflösung

Mehr noch als die Lokalbebtomographie (LET) bedarf die Refraktionsseismik einer variablen Anpassung der Modellauflösung an das Auflösungsvermögen der Daten. In der Seismik befinden sich Empfänger und Quellen auf der Erdoberfläche, und aus der Auswertung der direkten Welle im Nahbereich der Quellen lässt sich oft ein hochauflösendes Geschwindigkeitsmodell der obersten Schichten erstellen. Da mit der Entfernung die Signalqualität, oft auch die Empfängerdichte abnimmt, nimmt das zu erwartende Auflösungspotential mit der Tiefe schnell ab. Aber auch in horizontaler Richtung ergibt sich aus Unregelmäßigkeiten der Akquisitionsgeometrie oder der Geschwindigkeitsverteilung oft eine sehr inhomogene Strahlüberdeckung. Die Kongruenz von Auflösungsvermögen und Modellparameterisierung ist aber eine wesentliche Voraussetzung für die Vermeidung von Inversionsartefakten (Thurber und Eberhart-Phillips, 1999; Böhm *et al.*, 1997, 2000; Böhm und Vesnaver, 1999; Kissling *et al.*, 2001).

In der Praxis muss diese Anpassung oft in mehreren Schritten durchgeführt werden, da es in erster Linie das Ergebnismodell sein soll, in dem Strahlüberdeckung und Stützstellenverteilung übereinstimmen, aber das Ergebnis wiederum von der Stützstellenverteilung abhängig ist. Wünschenswert wäre eine automatische Anpassung der Überdeckung, wie sie Böhm *et al.* (1997) im 2D-Fall für besonders geeignete Modellparameterisierungen mit Delaunay-Dreiecken und Voronoi-Polygonen durchführen. In ihrem Verfahren werden jeweils nach der strahlenseismischen Modellierung sowie nach der Inversion für Geschwindigkeiten Modellparameter hinzugefügt oder entfernt. Als Anpassungskriterium dienen jeweils die lokale Nullmengenenergie sowie die Verteilung der Gradienten. Die Erweiterung dieses Verfahrens auf 3D durch Interpolation zwischen 2D-Schichten bestehend aus Voronoi-Polygonen (Böhm *et al.*, 2000) ist bemerkenswert, hat jedoch den Nachteil, dass die vertikale Auflösung nur schwer angepasst werden kann. Diese Entwicklungen aufzunehmen und weiter zu treiben, konnte in dieser Arbeit nicht mehr realisiert werden, obwohl für den Fortschritt der seismischen Tomographie solche Methoden zweifellos von hoher Relevanz sind. Stattdessen wurden immerhin die Voraussetzungen geschaffen, eine optimierte Parameterisierung manuell zu erstellen.

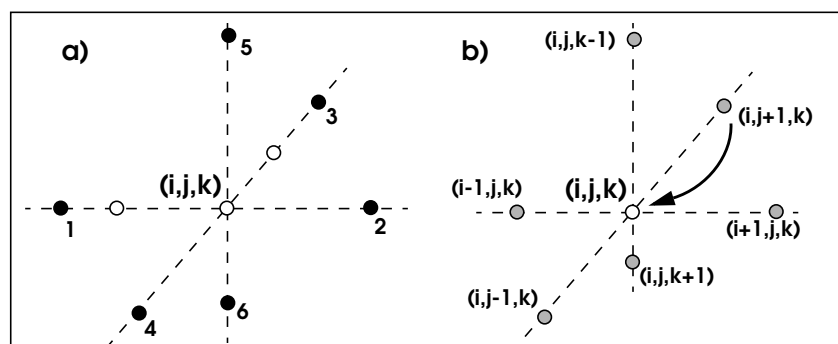
Während Böhm und Vesnaver (1999) unter anderem ein solches manuelles Verfahren für den 2D-Fall unter Verwendung von Blöcken konstanter Geschwindigkeit und quasi beliebiger Form realisiert haben, wird in dieser Arbeit an die trilineare Interpolationsmethode und das kartesische Gitter angeknüpft. Eine Möglichkeit, die Flexibilität eines solchen Gitters zu erhöhen, ist die Deaktivierung von Modellparametern während der Inversion und die Neubestimmung ihres Wertes auf andere Art. Deshalb wurden die Möglichkeiten zur Interpolation und zur Anbindung von Modellparametern geschaffen. Der Wert solcher Parameter wird nach der Inversion durch Interpolation oder Übertragung des Werts einer invertierten Stützstelle (Anbindung) ermittelt.

So kann durch Deaktivierung von Stützstellen aus dem Inversionsgitter die Modellauflösung lokal an die Auflösungsfähigkeit eines Datensatzes, oder, falls diese unbekannt ist, in erster Näherung an die Überdeckung angepasst werden (Abb. 3.3). Ein ähnliches Verfahren wurde von Thurber und Eberhart-Phillips (1999) vorgeschlagen. Natürlich werden bei der Deaktivierung von Stützstellen für die Inversion die entsprechenden Spalten der Fréchet'schen Ableitungsmatrix nicht einfach weggelassen, sondern je nach Anbindung bzw. im Verhältnis ihrer Interpolationswichtung zu den anderen Spalten addiert.



**Abb. 3.3:** Exemplarische Verteilung von Stützstellen eines kartesischen Gitters für einen 2D-Schnitt durch ein 3D-Modell (oben). Zur weiteren Anpassung der Modellparameterisierung an ein für die Refraktionseismik typisches Auflösungsvermögen wurden mit zunehmender Tiefe Stützstellen aus dem Gitter herausgenommen (unten).

In der programmtechnischen Umsetzung wird das unregelmäßige Gitter, wie es in Abbildung 3.3 (unten) dargestellt ist, für die Vorwärtsmodellierung auf ein kartesisches (oben) zurückgeführt. Für jede ausgelassene Stützstelle muss einzeln definiert werden, wie das geschehen soll: durch Interpolation zwischen den jeweils näch-



**Abb. 3.4:** Zur Interpolation (a) tragen nur die nächsten explizit definierten Stützstellen (schwarz) bei, die auf den kartesischen Raumachsen liegen. Ebenfalls zu interpolierende oder anzubindende Stützstellen (weiß) werden nicht berücksichtigt. Bei der Anbindung (b) wird immer der Wert einer direkt benachbarten Stützstellen (grau) übertragen.

ten, explizit definierten Stützstellen entlang der kartesischen Raumachsen  $x$ ,  $y$ ,  $z$ , oder durch



Übertragung des Werts von einer der 6 direkt benachbarten Stützstellen (Abb. 3.4). Die Interpolation wird vor der Anbindung durchgeführt, so dass es möglich ist, Werte von Stützstellen zu übertragen, die ihrerseits interpoliert worden sind. Es ist ebenfalls möglich, Werte von Stützstellen zu übertragen, die ihrerseits übertragen worden sind, so lange dabei kein Zirkelschluss entsteht. Die Interpolation ähnelt den Algorithmen der nächsten Nachbarn, wobei eine zusätzliche Wichtung eingeführt wird:

$$v_{i,j,k} = \sum_{n=1}^6 \frac{w_n}{W} v_n \quad (9a)$$

$$w_n = \begin{cases} \frac{a_n}{d_n} & \text{für existierende Stützstellen} \\ 0 & \text{sonst} \end{cases}, \quad W = \sum w_n \quad (9b)$$

$d_n$  ist die Entfernung der jeweiligen Stützstelle von der zu interpolierenden  $(i,j,k)$ .

$a_n$ , ( $a_{2n} = a_{2n-1}$ ) ist ein modellweit konstanter Vektor, mit dem die Raumrichtungen x, y und z gewichtet werden, also eine Art Korrelationslänge der Interpolation. Setzt man einen Achsabchnitt  $a_n = 0$ , so wird die Interpolation in dieser Richtung völlig unterdrückt.

$W$  ist die Norm. Wenn eine der Stützstellen  $n$  nicht existiert (z.B. weil  $(i,j,k)$  am Rand des Modells liegt), dann ist  $w_n = 0$ . Es ist hinreichend, wenn wenigstens eine der 6 Stützstellen existiert und die Korrelationslänge in dieser Richtung  $a_n \neq 0$  ist. In diesem Fall wird die Inter- zur Extrapolation.

Es sei an dieser Stelle noch einmal betont, dass diese Interpolation nicht die trilineare Interpolation der Geschwindigkeit ersetzt. Sie stellt vielmehr in Kombination mit der Anbindung die Transformation des Inversions- auf das Strahlmodellierungsgitter dar.

Eine wichtige Differenz zur Interpolation nächster Nachbarn besteht darin, dass Nachbarn nicht berücksichtigt werden, wenn sie nicht in Richtung einer der Hauptachsen liegen. Bezüglich der Geschwindigkeit der Interpolation und in Hinsicht auf die Modellierung von Reflektoren (s. nächsten Abschnitt) ist dies ein Vorteil, es kann sich aber nachteilig auf die Glattheit des Modells auswirken und ist insofern als Übergangslösung anzusehen.

Neben der Einführung der Möglichkeit zur Interpolation und Anbindung wurde auch die zur Fixierung von Stützstellen aufrecht erhalten, die in der dieser Arbeit zugrunde liegenden Version von SIMUL bereits integriert war (Evans *et al.*, 1994). Dabei können einzelne Stützstellen aus der Inversion heraus genommen werden, indem ihr Wert festgehalten wird. Dies ist insbesondere sinnvoll, um zusätzliche Randbedingungen - etwa Geschwindigkeitsinformation aus Bohrungen oder anderen refraktionsseismischen Messungen - in das Modell einzubringen.

### 3.3 Reflektoren

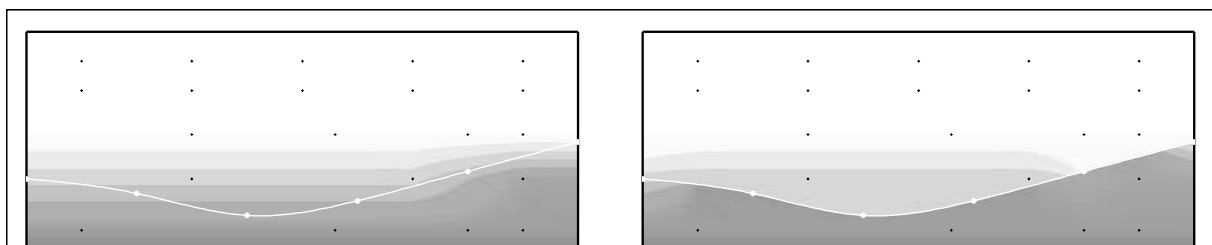
Wie viele komplexe System weist auch die Erde graduelle sowie diskontinuierliche Übergänge auf. Kontinuierliche Änderungen der seismischen Geschwindigkeiten werden primär durch die Dichtezunahme mit der Tiefe verursacht, Sprünge durch geologische oder physikalische Grenzen. An letzteren werden reflektierte Phasen erzeugt, deren kinematische Parameter sich grundlegend von Refraktierten unterscheiden. Mit dem Reflexionspunkt tragen sie neben der Geschwindigkeits- eine Strukturinformation, deren Einbindung in die Inversion das zentrale Anliegen dieser Arbeit ist. Grundlage dafür ist eine, für die Simulation reflektierter Phasen sowie deren Inversion geeignete Modellierung solcher Strukturen.

Es wurde eine Beschreibung von Reflektoren durch Tiefenangaben auf einem kartesischen, parallel zu den horizontalen Achsen des Geschwindigkeitsgitters orientierten Reflektorgitter gewählt, zwischen denen die Tiefenlage  $z(x,y)$  durch bikubische *splines* (vgl. Press *et al.*, 1989) interpoliert wird. Diese Funktionen sind stetig und glatt, was für die Modellierung von reflektierten Phasen von großem Vorteil ist. Eine Vielzahl der in der Natur vorkommenden seismischen Reflektoren lässt sich mit ihnen beschreiben. Einschränkungen müssen hingenommen werden bezüglich vertikal stehender Reflektoren sowie Verwerfungen der Reflektorebene selber.

#### 3.3.1 Gleitende Reflektoren und Diskontinuitäten

Seismische Reflektoren werden durch Unstetigkeiten der seismischen Impedanz verursacht, d.h. sie können, müssen aber nicht mit Geschwindigkeitsdiskontinuitäten verbunden sein. Beide Möglichkeiten werden unterstützt (Abb. 3.5). Gleitende Reflektoren sind per Definition ausschließlich durch eine Fläche im Raum definiert. Bei diskontinuierlichen Reflektoren kommt ein Geschwindigkeitssprung an dieser Fläche hinzu.

Im Gegensatz zu vielen anderen Modellierungsmethoden, die Geschwindigkeiten und Sprungweiten an der Reflektorfläche vorgeben, werden hier Diskontinuitäten erzeugt, lediglich indem



**Abb. 3.5:** Schema der Modellierung von Reflektoren im 2D-Schnitt. Punkte sind explizit definierte Stützstellen (schwarz - Geschwindigkeiten, weiß - Reflektortiefen), die Geschwindigkeitsverteilung ist graustufen-codiert. Gleitende Reflektoren (links) beeinflussen das Geschwindigkeitsfeld nicht, während Diskontinuitäten (rechts) alle Interpolationsroutinen unterbrechen.

die Interpolation von Geschwindigkeiten (8) und Modellparametern (9a,b) unterbrochen wird.

Die Unterbrechung der Interpolation der Geschwindigkeit an einer Diskontinuität lässt sich behandeln, wenn man (8) schreibt als

$$v(x, y, z) = \sum_{n=1}^8 w_n v_n \quad (8a)$$

$$w_n = \left[ \left(1 - \frac{|x - x_n|}{\Delta x}\right) \left(1 - \frac{|y - y_n|}{\Delta y}\right) \left(1 - \frac{|z - z_n|}{\Delta z}\right) \right] \quad (8b)$$

$n$  ist der Index der den Punkt  $(x, y, z)$  umgebenden acht Stützstellen (vgl. Abb. 3.2.b),  $w_n$  die Abstandswichtung, mit der eine Stützstelle zur Geschwindigkeit am Ort  $(x, y, z)$  beiträgt und es ist

die Norm erfüllt  $\sum_{n=1}^8 w_n = 1$ , denn

$$\sum_{l=i}^{i+1} \sum_{m=j}^{j+1} \sum_{n=k}^{k+1} \left\{ \left(1 - \frac{|x - x_l|}{\Delta x}\right) \left(1 - \frac{|y - y_m|}{\Delta y}\right) \left(1 - \frac{|z - z_n|}{\Delta z}\right) \right\} =$$

$$\sum_{l=i}^{i+1} \sum_{m=j}^{j+1} \left\{ \left(1 - \frac{|x - x_l|}{\Delta x}\right) \left(1 - \frac{|y - y_m|}{\Delta y}\right) \sum_{n=k}^{k+1} \left(1 - \frac{|z - z_n|}{\Delta z}\right) \right\}$$

und

$$\begin{aligned} \sum_{n=k}^{k+1} \left(1 - \frac{|z - z_n|}{\Delta z}\right) &= 1 - \frac{|z - z_k|}{\Delta z} + 1 - \frac{|z - z_{k+1}|}{\Delta z} \\ &= 2 - \frac{z - z_k - z + z_{k+1}}{z_{k+1} - z_k} = 1 \end{aligned}$$

Analog ergeben sich die Faktoren zu den Summen über  $m$  und  $l$  jeweils zu 1.

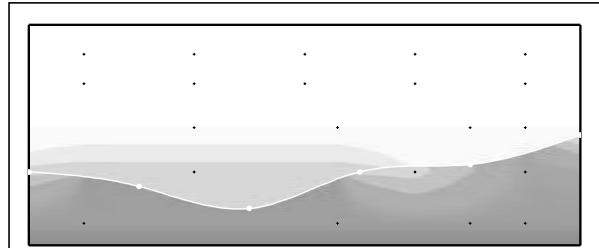
Bei einer Unterbrechung wird nun  $w_n = 0$  für Stützstellen, die vom Punkt  $(x, y, z)$  aus betrachtet auf der anderen Seite einer Diskontinuität liegen. In diesem Fall wird allerdings die Norm verletzt und muss wieder hergestellt werden. Dazu müssen die Abstandswichtungen  $w_n$  in (8a) nach  $w_n'$  transformiert werden.

$$w_n' = \begin{cases} \left(1 - \frac{|x - x_n|}{\Delta x}\right) \left(1 - \frac{|y - y_n|}{\Delta y}\right) \left(1 - \frac{|z - z_n|}{\Delta z}\right) \cdot W & \text{für Stützstellen diesseits} \\ 0 & \text{für Stützstellen jenseits} \end{cases} \quad (8c)$$

$$\text{mit der Norm } W = \left(1 - \sum_{n=1}^8 w_n \delta_n\right)^{-1} \quad \text{mit } \begin{cases} \delta_n = 0 & \text{für Stützstellen diesseits} \\ \delta_n = 1 & \text{für Stützstellen jenseits} \end{cases}$$

Die Norm  $W$  ist definiert, solange wenigstens eine Stützstelle diesseits des Reflektors liegt. Es sind Situationen denkbar, in denen das nicht der Fall ist, etwa bei zwei eng benachbarten Diskontinuitäten. In diesem Fall wird die Modellierung abgebrochen, da die Geschwindigkeit dann undefiniert ist.

Analog wurde die Interpolation der Geschwindigkeitsstützstellen selber (vgl. 3.2) umgesetzt, indem die Abstandswichtungen  $w_n$  in (9a) nach  $w_n'$  transformiert werden. Es wird in der Regel sinnvoll sein, bei der Modellierung von Diskontinuitäten die Geschwindigkeitsstützstellen in der Umgebung als zu interpolierende zu definieren. So kann der Reflektor während der Inversion auch über Stützstellen hinweg durch das Modell wandern, ohne dass eine sprunghafte Änderung der Geschwindigkeiten in seiner Umgebung statt findet. Denn dies wäre ein nichtlinearer Eingriff in den Inversionsprozess, der zu Instabilitäten führen wird (Abb. 3.6).



**Abb. 3.6:** Der diskontinuierliche Reflektor unterscheidet sich von dem aus Abbildung 3.5 (rechts) durch die Verschiebung des Reflektors über eine explizit definierte Geschwindigkeitsstützstelle hinweg. Die Geschwindigkeiten ober- und unterhalb der Diskontinuität in der Umgebung der betreffenden Stützstelle haben sich dadurch sprunghaft geändert, das System verhält sich nichtlinear.

### 3.3.2 Ausdehnung von Reflektoren im Raum

Bislang wurde stillschweigend davon ausgegangen, dass Reflektoren für den gesamten Geschwindigkeitsmodellraum definiert sind. Dies würde jedoch die Flexibilität bei der Modellierung geologischer Situationen unnötig einschränken. Im Rahmen der gewählten Modellierungstechnik hat daher jeder Reflektor zunächst eine begrenzte Ausdehnung im Raum, die durch die Stützstellen seines Gitters vorgegeben ist. Über die Randstützstellen hinaus kann er allerdings bis in beliebige Entfernungen extrapoliert werden. Wenn die Reflektorausdehnung jedoch kleiner als der Modellraum ist, so kann dies bei Diskontinuitäten zu diversen Problemen mit der Interpolation der Geschwindigkeiten führen. In Anbetracht der oben verwendeten Begriffe ‘diesseits’ und ‘jenseits’ eines Reflektors stellt sich die Frage, was sie für einen Punkt in einiger Entfernung vom Reflektor bedeuten. Es gilt, eine Antwort darauf zu finden, die auch geologisch sinnvoll ist.

Dabei hat es sich als nützlich erwiesen, zwei Typen von Diskontinuitäten zu unterscheiden, die im folgenden ‘offen’ und ‘geschlossen’ genannt werden. Sie entsprechen graduellen und diskontinuierlichen Übergängen der Geschwindigkeiten von Modellregionen, die von der Diskontinuität beeinflusst sind, zu solchen, die es nicht sind.

### Geschlossene Reflektoren

(Abb 3.7) stellen einen Körper dar, der den gesamten Raum unterhalb des Reflektors ausfüllt. Neben der Reflektoroberfläche werden vier weitere vertikale Flächen definiert, derart, dass für alle  $x, y \in \mathbb{R}$ ,  $\mathbb{R}$  sei der Rand des Reflektorgitters, der Punkt  $(x, y, z)$  zu einer solchen Fläche gehört, wenn  $z(x, y) < z_{ref}(x, y)$ .

Die untere Begrenzung stellt der Modellrand dar. Somit bildet ein geschlossener Reflektor einen abgegrenzten Körper, dessen Umrandung alle Interpolationsfunktionen unterbricht. Außerhalb des Reflektors findet die Interpolation so statt, als ob der Körper durchsichtig wäre, d.h. es kann je nach Stützstellenverteilung auch von der einen auf die andere Seite eines solchen Reflektors interpoliert werden.

**Offene Reflektoren** (Abb. 3.8) unterbrechen die Interpolation von Geschwindigkeiten nach dem Prinzip der freien Sicht: Schneidet die Verbindungslinie zweier Punkte im Raum den Reflektor, so wird die Interpolation unterbrochen.

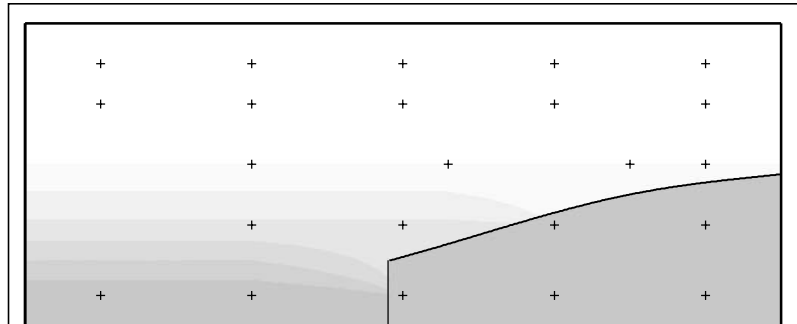


Abb. 3.7: Geschlossener Reflektor im 2D-Schnitt.

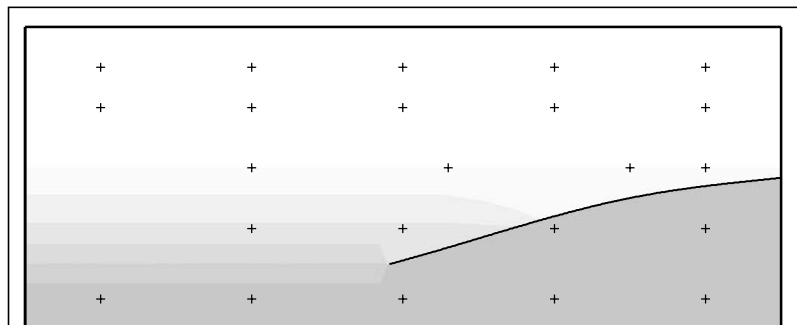
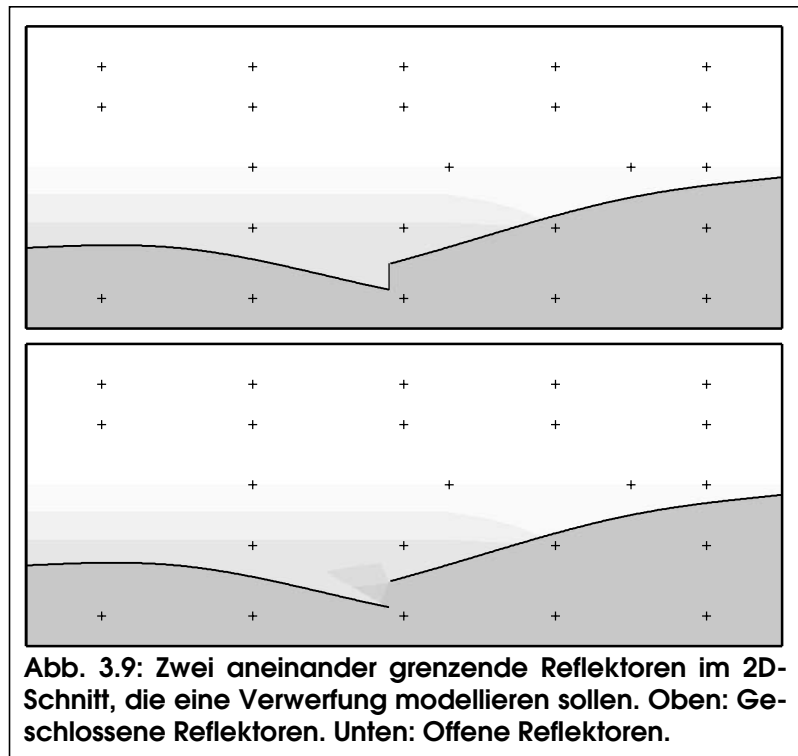


Abb. 3.8: Offener Reflektor im 2D-Schnitt.

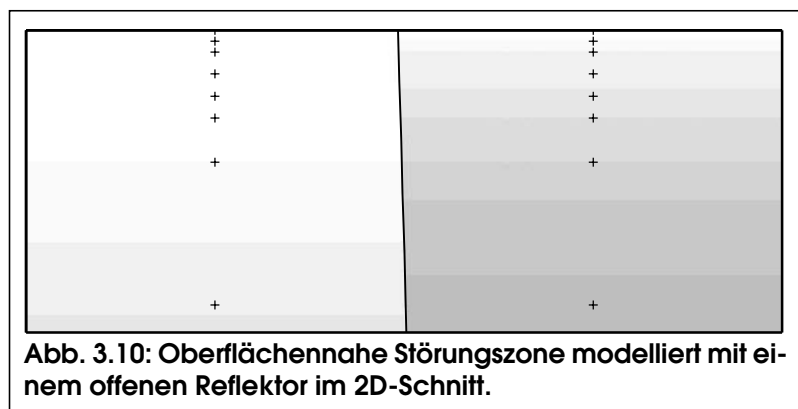
Mit diesen beiden Möglichkeiten der Beschreibung von Diskontinuitäten ist ein flexibles Werkzeug gegeben, das die Darstellung vieler wichtiger geologischer Situationen ermöglicht. Einige Beispiele sollen dies verdeutlichen.

So lassen sich Verwerfungen der Reflektorebene mit zwei begrenzten Reflektoren modellieren (Abb. 3.9). Diese Methode ist jedoch daran gebunden, dass die Verwerfung senkrecht stehen und außerdem parallel zu den Achsen des Reflektorgitters und also auch des Geschwindigkeitsgitters verlaufen muss. Auch gilt bei geschlossenen Reflektoren nur die Oberfläche als reflektiv, von der Störung selber sind also keine Reflexionen zu erwarten. Desweiteren muss im Rahmen der Laufzeitauswertung eine Phasendiskrimination erfolgen, ohne die allerdings eine Verwerfung auch gar nicht erkennbar wäre.



**Abb. 3.9:** Zwei aneinander grenzende Reflektoren im 2D-Schnitt, die eine Verwerfung modellieren sollen. Oben: Geschlossene Reflektoren. Unten: Offene Reflektoren.

Mit offenen Diskontinuitäten lassen sich auch sehr steile und oberflächennahe Störungen gut modellieren (Abb. 3.10).



**Abb. 3.10:** Oberflächennahe Störungszone modelliert mit einem offenen Reflektor im 2D-Schnitt.

### 3.4 Gradienten

Der räumliche Gradient der trilinearen Interpolationsfunktion (8)  $\vec{\nabla}v$  ist an den Gitterachsen unstetig. Innerhalb eines Voxels ist (8) jedoch stetig differenzierbar und deswegen wurde in SIMUL bislang eine analytische Lösung zur Bestimmung des Geschwindigkeitsgradienten verwendet. Diese ist übrigens nicht trivial und insbesondere ist der Gradient innerhalb eines Raumgitters im allgemeinen keine Konstante.

Aufgrund der Einführung von Diskontinuitäten ist (8c) jedoch auch innerhalb eines davon durchschnittenen Voxels nicht mehr stetig differenzierbar. Der Gradient wird vielmehr an den Unstetigkeitsflächen singulär. Selbst wenn man die Diskontinuitäten aus dem Definitionsbereich entfernt, wird die analytische Lösung innerhalb eines Voxels so umfangreich, dass sie fallen gelassen und durch eine numerische ersetzt wurde.

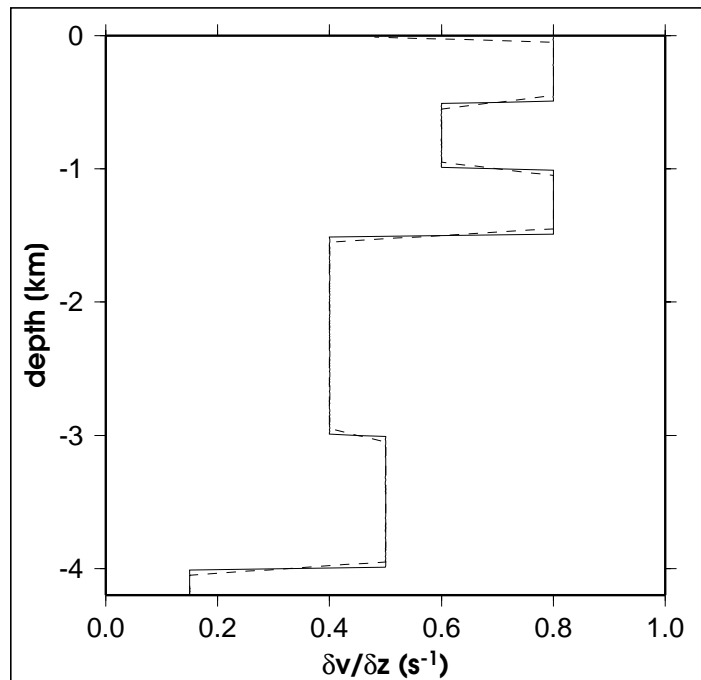
Weder unter dem Aspekt der Rechenzeit noch unter dem der Genauigkeit ist die numerische Bestimmung von Nachteil. Durch die Verwendung von Differenzentermen stellt sich allerdings die Frage nach der Größe dieser Terme: Über welche Entfernung soll

gemittelt werden? Dies wurde bei der Überprüfung der Genauigkeit simulierter seismischer Strahlen (Abschnitt 4.4.4) empirisch ermittelt. Es hat sich dabei als sinnvoll und praktikabel erwiesen, die Größe der Differenzenterme im Laufe der Modellierung zu variieren, um den Ansprüchen der verschiedenen Modellierungsphasen gerecht zu werden. Abbildung 3.11 zeigt exemplarisch die z-Komponente des Geschwindigkeitsgradienten

$$\frac{\delta v}{\delta z} = \frac{v(z) - v(z + \delta z)}{\delta z}$$

in den oberen Kilometern eines in Kapitel 4 verwendeten 1D-Geschwindigkeitsmodells.

Es sei weiterhin erwähnt, dass durch die Verwendung von Differenzentermen auch die Unstetigkeiten und Singularitäten i.e.S. verschwinden. Dies wird in Kombination mit der Methode der abschnittswisen Strahlbegradigung (Abschnitt 4.4.2) eine Berechnung gebrochener Strahlwege ohne Sonderbehandlung ermöglichen (Abschnitt 4.5.2).



**Abb. 3.11:** Exemplarische Darstellung der z-Komponente des Geschwindigkeitsgradienten eines 1D-Modells (s. Abb. 4.10) ohne Diskontinuitäten 0. Ordnung. Größe der Differenzenterme  $\delta z$  ist 100m (gestrichelt) und 1m (durchgezogen).

## 3.5 Topographie

Die Struktur von Modelloberflächen spielt in der Strahlenseismik eigentlich eine untergeordnete Rolle. Reflexions-, Brechungs- und Streuungseffekte an der freien Oberfläche können ohne Nachteil ignoriert werden, da sie auf die betrachteten Strahlparameter keinen Einfluss haben. Der wichtigste Grund für die Notwendigkeit einer oberen Modellbegrenzung in der Kinematik ist die Verhinderung der Ausbreitung von seismischen Strahlen durch die Luft. Manchmal stellt sich aber auch dieses Problem nicht, und einige Modellbeschreibungen verzichten deshalb völlig auf die Parameterisierung einer Oberfläche. Insbesondere gibt es in den verschiedenen Versionen von SIMUL keine Modelloberfläche. In der LET ist ein modellierter Verlauf von Strahlen über der Erdoberfläche auch unwahrscheinlich, da die Quellen unterirdisch sind und die Strahlen in der Regel von unten nach oben zur Station verlaufen.

In der Refraktionsseismik sind die Quellen jedoch meist an der Oberfläche, und die Gefahr, dass ein Strahl versehentlich durch die Luft verläuft, ist relativ groß, wenn der Modellraum nach oben nicht begrenzt ist. Dies kann insbesondere passieren, wenn während der Inversion die Geschwindigkeiten unter einer Station oder Quelle kleiner werden als darüber.

Deswegen wurde die Modellierung einer Oberfläche in der Form eines digitalen Höhenmodells (DEM - *digital elevation model*) in das Programm integriert. Eine detaillierte Beschreibung des DEM findet sich in der Programmdokumentation in Anhang E. Das 'Tunneln' eines Strahls durch die Luft wird durch das Gebot verhindert, dass kein Abschnitt eines Strahlwegs, also auch keine Stationen oder Quellen, über dieser Oberfläche liegen dürfen.

Da nicht für jedes Messgebiet ein DEM mit hinreichender Auflösung zur Verfügung steht, wurde eine simple, alternative Methode eingeführt, die in vielen Fällen mit hinreichender Genauigkeit das Problem löst: Liegt kein DEM vor, so darf kein Abschnitt eines Strahlwegs in Höhen verlaufen, die über Station oder Quelle liegen.

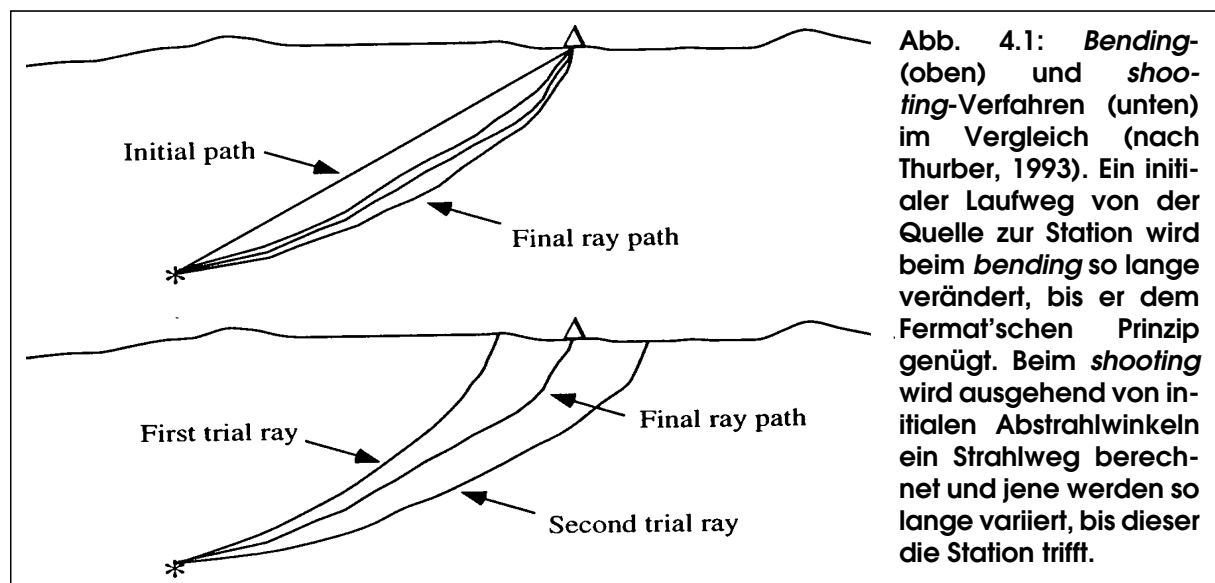


## 4 Simulation seismischer Strahlen

Eine tomographische Inversion kann höchstens so gut sein, wie die Modellierung der seismischen Strahlen. Deren qualitative und quantitative Ergebnisse gehen über den Vektor der Residualaufzeiten und die Transformationsmatrix bei jeder Iteration in das Modell ein (3c). Eine Konsequenz daraus ist der große Stellenwert, der der Vorwärtsmodellierung zukommt. Stabilität, Genauigkeit und hohe Rechengeschwindigkeit auch in heterogenen Modellen sind wichtige Voraussetzungen.

### 4.1 Kinematische Verfahren

Die traditionellen kinematischen Verfahren sind *shooting* und *bending* (Abb. 4.1). Ende der 80'er Jahre wurden neue Methoden auf der Basis eines Strahlweggitters entwickelt, so die Graph-Methode (Moser, 1991) oder die FD-Lösung der Eikonalgleichung (Vidale, 1990).



*Shooting ray tracer* zeichnen sich im Allgemeinen durch hohe Genauigkeit aus, allerdings haben sie große Schwierigkeiten in heterogenen 3D-Modellen eine Lösung für ein gegebenes Quelle-Empfänger-Paar zu finden. Beim *shooting* wird der Weg eines Strahls ausgehend von einem Quellpunkt und initialen Abstrahlwinkeln aufgrund der Gesetze der Strahlausbreitung unter Berücksichtigung der konkreten Eigenschaften des Mediums fortgesetzt. Die Abstrahlwinkel müssen dann so lange variiert werden, bis ein Strahl gefunden wird, der am Empfänger ankommt. Ein von Haslinger und Kissling (2001) in ein tomographisches Verfahren integrierter paraxialer *shooting ray tracer* nach Virieux *et al.* (1988) wurde im Rahmen dieser Arbeit ausführlich getestet. Es hat sich gezeigt, dass der Algorithmus in einem realistischen hochauflösen-

den Modell mit 4000 Geschwindigkeitsparametern nur für etwa 10% der Beobachtungen in der Lage ist, einen Auftauchpunkt in akzeptabler Nähe zur Station, d.h. eine Lösung zu ermitteln. Dies lag daran, dass Näherungslösungen zur Variation der Abstrahlwinkel durch die hohe Komplexität des Modells zusammenbrachen. Selbst Änderungen der Anfangswerte von nur  $10^{-6}$  verursachten ein chaotisches Verhalten. Durch eine erhöhte numerische Genauigkeit könnte dieses Problem verhindert werden, allerdings sehr zu Lasten der Rechengeschwindigkeit. Deshalb sind *shooting*-Verfahren in Anbetracht der gebotenen Effizienz der Vorwärtsmodellierung für eine tomographische 3D-Modellierung wenig geeignet.

Die anderen in dieser Arbeit besprochenen Methoden zur Modellierung seismischer Strahlen, so auch die hier verwendete und erweiterte ART/PB-Methode (s. nächster Abschnitt), arbeiten nach dem Prinzip minimaler Laufzeit. Die zentrale physikalische Gesetzmäßigkeit an der sie sich orientieren, ist das Fermat'sche Prinzip stationärer Laufzeit (5). Ein Laufweg  $\Gamma$  ist dann ein möglicher (physikalischer) Laufweg, wenn die ihm zugeordnete Laufzeit gegenüber kleinen Änderungen des Laufwegs  $\partial\Gamma$  stabil ist. Im allgemeinen kann sie daher ein Minimum, ein Maximum oder ein Wendepunkt sein. Was den Ersteinsatz betrifft, so ist das Extremum per Definition ein Minimum und die numerische Anwendung des Fermat'schen Prinzips lässt sich auf die Suche nach Laufzeitminima verkürzen. Für spätere Einsätze ist dies allerdings nicht mehr allgemein gültig.

*Bending*-Methoden sind eine sehr viel bessere Grundlage für eine Zwei-Punkt-Strahlmodellierung. Sie haben Quell- und Empfängerpositionen als Randbedingungen und variieren mögliche Verbindungswege. Sie zeichnen sich durch hohe Geschwindigkeit, allerdings auf Kosten der Genauigkeit aus. Um und Thurber (1987) haben einen solchen Algorithmus entwickelt, der seitdem in verschiedenen Variationen in SIMUL verwendet wird. Sie nennen ihn *pseudo-bending* (PB), da sie im Gegensatz zur üblichen *bending*-Methode nicht die Strahlgleichungen auf einem FD-Gitter lösen. Stattdessen wird ein initialer Strahlweg gemäß dem Zusammenhang von Krümmungsradius und Geschwindigkeitsgradient so lange "verbogen", bis seine Laufzeit minimiert wurde. Ihr Ansatz wurde in dieser Arbeit hinsichtlich der Genauigkeit verbessert und auf die Modellierung reflektierter Phasen erweitert.

Eine alternative Möglichkeit ist die FD-Lösung der Eikonalgleichung. Hole (1992), Zelt *et al.* (1996) und Zelt und Barton (1998) verwenden eine Methode nach Vidale (1990) zur Simulation von Wellenfronten. Dabei werden ausgehend vom Quellpunkt Laufzeiten auf Stützstellen eines FD-Gitters berechnet. Eine konkrete Laufzeit zu einer Station wird dann durch Interpolation zwischen den der Station nächstgelegenen Gitterpunkten berechnet, entsprechende Strahlwege werden über die Gradienten des Zeitfelds bestimmt.

Ein besonders interessantes Verfahren ist Mosers *Graph*-Methode (Moser, 1991), die auf einem Netzwerk basiert, in dem die Stützstellen eines den Untergrund repräsentierenden Gitters durch Laufzeiten untereinander verbunden sind. Dieses Verfahren ist eine Lösung des Problems des kürzesten Wegs aus der Netzwerktheorie und verwendet keine physikalischen Prinzipien. Dass dies nicht von Nachteil sein muss, haben z.B. Toomey *et al.* (1994) und Korenaga *et al.* (2000) gezeigt, die Mosers Methode zur tomographischen Inversion benutzt haben.

Die Methoden von Um und Thurber, Vidale und Moser werden im weiteren als Fermat'sche *ray tracer* bezeichnet. Sie weisen gegenüber dem *shooting* eine hohe Stabilität auf, weil zunächst immer eine Strahl gefunden wird. Ein besonderer Vorteil der Verfahren von Vidale und Moser ist die Unabhängigkeit der Rechenzeit von der Zahl der Stationen (oder Quellen). Außerdem können sie, anders als das PB, nicht in einem lokalen Minimum hängenbleiben. Denn während beim PB der Untergrund immer nur entlang des Strahlweges betrachtet wird, berücksichtigen sie immer den gesamten Modellraum. Ein Nachteil der beiden Verfahren ist dafür eine zusätzliche Ungenauigkeit durch das Strahlgitter, das einen diskreten Lösungsraum für Strahlen zu Folge hat. Korenaga *et al.* (2000) haben diesen zusätzlichen Fehler durch eine Hybridmethode beseitigt, bei der ein *Graph*-Strahl mittels PB verfeinert wird. Das FD-Verfahren von Vidale hat desweiteren den Nachteil, dass die Modellierung von Diskontinuitäten und entsprechend die Erweiterung auf reflektierte Phasen eine gewisse Hürde ist, da FD-Verfahren weit mehr als andere Methoden Kontinuität der Modellgrößen und ihrer Gradienten erfordern.

## 4.2 Grenzen der Kinematik

Einige Aspekte der Wellentheorie und ihre Auswirkungen auf kinematische Größen können im Rahmen der Kinematik nicht oder nur unzureichend erfasst werden. So vernachlässigt die Strahlentheorie in der Regel die sich aus dem limitierten Frequenzband realer Beobachtungen ergebende Ausdehnung des Laufwegs und kann deshalb Phänomene wie das *wave front healing* und ihre Auswirkungen auf die Laufzeit nicht erklären. Dies trifft insbesondere auf Fermat'sche *ray tracer* zu, während *shooting* Methoden durch die Betrachtung eines Strahlbündels zumindest ansatzweise diesen Aspekt berücksichtigen können. Die Relevanz dieses Problems kann nicht im Allgemeinen geklärt werden, sondern hängt von den konkreten Auflösungsverhältnissen ab. Im Abschnitt 5.1.1 über die Inversionsmatrix für Geschwindigkeiten soll darauf nochmal eingegangen werden.

Eine andere Schwäche kinematischer Verfahren ist die begrenzte oder fehlende Aussage über die Amplitude eines Einsatzes. So kann es insbesondere bei Fermat'schen *ray tracern* vorkommen, dass Strahlwege und Laufzeiten berechnet werden, die mit verschwindend kleinen Amplituden verbunden sind und in der Realität deshalb gar nicht gemessen werden können. Drastisch ausgedrückt könnte man sagen, diese Methoden finden immer einen Strahlweg, auch wenn gar keiner existiert. Nur die *shooting*-Verfahren tendieren dazu, solche Strahlen nicht zu produzieren, da in ihnen über den Zusammenhang von Abstrahlwinkelinkrement und geometrischer Divergenz einerseits und Energiedichte andererseits wichtige Prinzipien der Energieausbreitung gewahrt bleiben.

Eine Überwindung dieses Problems würde eine Berücksichtigung der Amplituden erfordern. Dies wäre mit numerischen 3D-Wellenfeldverfahren in den Griff zu bekommen, wenngleich diese nachteilig in Hinblick auf die Integration von Diskontinuitäten in das Geschwindigkeitsfeld sind. Eine weitere Möglichkeit wäre die Integration von Amplituden durch Berücksichtigung der geometrischen Divergenz, wie sie von Cerveny und Psencik (1979) für 3D-Medien realisiert wurde, also eine Kombination der kinematischen mit der Amplitudeninformation. Dieses Verfahren ist jedoch für paraxiale *ray tracer* optimiert und nicht ohne weiteres auf Fermat'sche *ray tracer* zu übertragen. Es wurde stattdessen nach einer einfacheren Näherung gesucht, die zur Minderung des beschriebenen Problems beitragen könnte (Abschnitt 4.4.5).

## 4.3 Strahlmodellierung mittels ART/PB

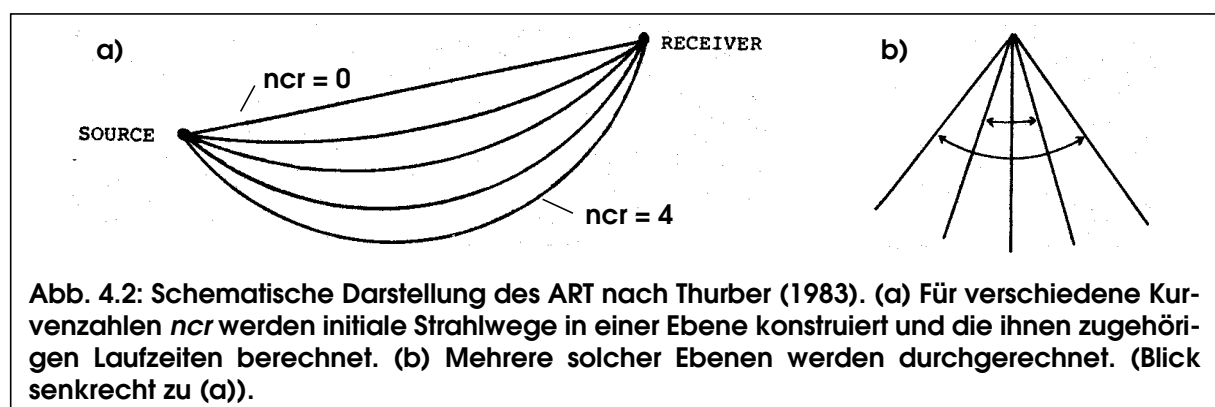
Von den beschriebenen Ansätzen wurden die in SIMUL implementierten Algorithmen der Strahlberechnung übernommen, verbessert und erweitert. Sie zielen darauf ab, in einem ersten Schritt aus einer Schar grob simplifizierter Laufwege den schnellsten zu finden (*approximate ray tracing*), in der Hoffnung, dieser sei in der Nähe des absoluten Minimums (Thurber, 1983). Mittels *pseudo-bending* wird dieser vereinfachte Laufweg dann so verändert, dass er den physikalischen Gesetzen der Strahlausbreitung genügt (Um und Thurber, 1987).

### 4.3.1 *Approximate ray tracing* (ART)

Das ART-Verfahren stellt eine sehr grobe Näherung dar, mit der die Anfangsbedingungen für ein verfeinertes, aber aufwendigeres Verfahren festgelegt werden. Seine Grundlage ist die diskrete Abtastung des Lösungsraums auf der Basis eines vereinfachten Schemas. Es dient der Ersparnis von Rechenzeit und soll verhindern, dass die Lösung in einem lokalen Minimum konvergiert. Es kann aber auch für eine erweiterte Suche im Lösungsraum verwendet werden.

Ein initialer Strahlweg wird unter der Annahme eines konstanten Geschwindigkeitsgradienten senkrecht zur Verbindung Quelle-Aufnehmer konstruiert. Dieser Strahlweg ist ein Kreisbogen. Durch multiplikative Streckung des Bogens mit ansteigenden "Kurvenzahlen" wird eine Schar von Laufwegen erzeugt, die in einer Ebene liegt. Diese Ebene kann um die Achse Quelle-Aufnehmer ausgeschwenkt werden, so dass der (dreidimensionale) Raum möglicher Laufwege weitgehend abgedeckt wird (Abb. 4.2). Aus dieser Schar von Kreisbögen wird dann der schnellste ausgewählt und in einem nächsten Schritt verbessert.

In der Realisierung des Verfahrens besteht ein Strahlweg aus  $2^n$  ( $n \leq 7$ ) linearen, bei moderater Streckung etwa gleich langen Abschnitten.  $n$  wird aus dem Verhältnis der Beobachtungsentfernung und einer vorzugebenden Segmentlänge bestimmt, ist jedoch aus technischen Gründen auf Zahlen bis 7 begrenzt.



Der wesentliche Vorteil des ART-Verfahrens - die Einsparung von Rechenzeit - erweist sich mit der Weiterentwicklung der Prozessortechnologie als immer weniger relevant. Ein Grund, es dennoch nicht als antiquiert zu betrachten, liegt in der Möglichkeit, in der ART-Kurvenschar auch Nebenminima zu suchen und mittels PB auszuwerten (Abschnitt 4.4.1). Auf diese Weise lässt sich nicht nur die Gefahr verringern, die Strahlmodellierung in einem lokalen Minimum zu beenden, sondern es können auch spätere Einsätze evaluiert werden (Abschnitt 4.4.5).

### 4.3.2 Pseudo-bending (PB)

Das PB zieht ein zweites Prinzip der Strahlgeometrie hinzu, welches sich aus dem Fermat'schen Prinzip ableitet: Die Krümmung eines Strahls ist proportional zur Komponente des lokalen Gradienten senkrecht zur Strahltangente. Für den Krümmungsradius  $\rho$  an der Stelle  $\vec{x}$  gilt (Gebrande, 1975):

$$\rho = \frac{v |\dot{\vec{x}}|}{|\vec{\nabla}v \times \dot{\vec{x}}|} = \frac{v}{|\vec{\nabla}v| \sin \varphi} \quad (10)$$

wobei  $\varphi$  der Winkel zwischen der Tangente  $\dot{\vec{x}}$  des Strahls und dem Gradienten  $\vec{\nabla}v$  ist. Der in Richtung des Mittelpunkts M des Krümmungskreises zeigende Hauptnormalenvektor  $\vec{n}$  des Strahls im Punkt  $\vec{x}$  ist außerdem immer antiparallel zur Komponente des lokalen Gradienten senkrecht zur Strahltangente (Abb. 4.3).

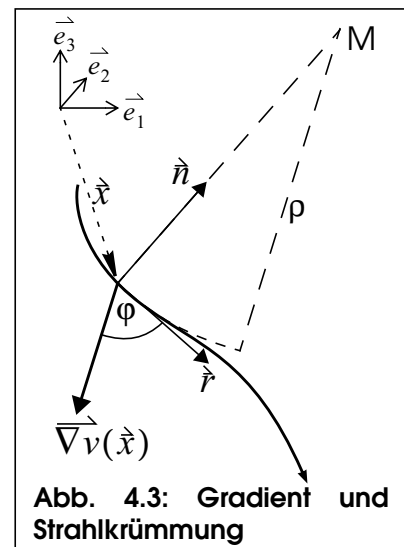


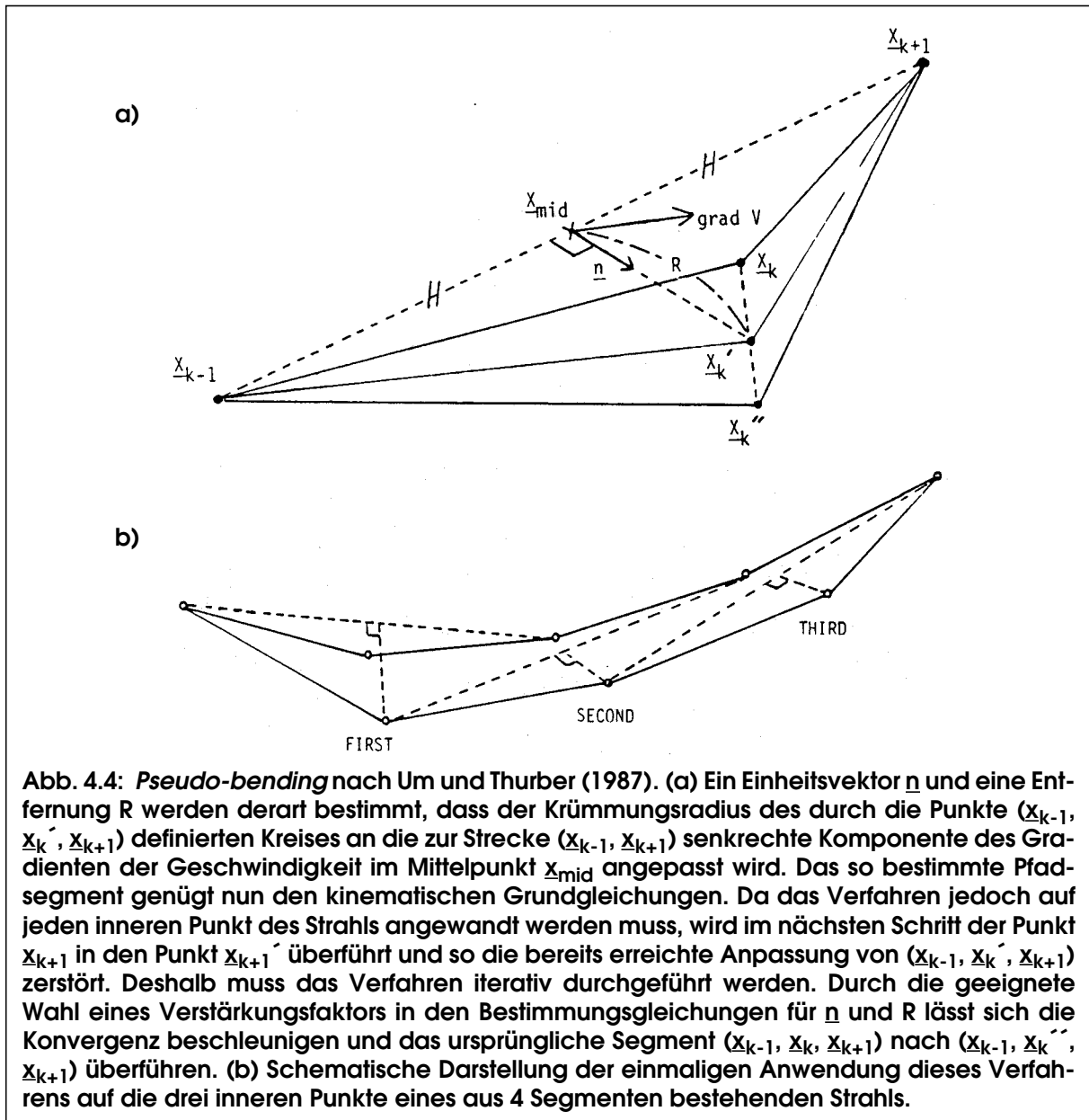
Abb. 4.3: Gradient und Strahlkrümmung

Im numerischen Verfahren von Um und Thurber (1987) wird der mittlere von jeweils drei benachbarten Strahlpunkten so verschoben, dass ein Kreisbogen durch die Punkte den Krümmungsradius  $\rho$  hat. Die Punkte müssen dabei so eng zusammen liegen, dass der Geschwindigkeitsgradient in dieser Region in erster Näherung als konstant betrachtet werden kann. Er wird an der Stelle  $\mathbf{x}_{\text{mid}}$  ausgewertet (Abb. 4.4a). Eine solche Translation wird der Reihe nach für alle inneren Strahlpunkte  $\mathbf{x}_k$  durchgeführt (Abb. 4.4b).

Durch die Anpassung des Punktes  $\mathbf{x}_{k+1}$  ändert sich allerdings die Randbedingung für die bereits durchgeführte Anpassung des Punktes  $\mathbf{x}_k$ . Deshalb wird das PB iterativ durchgeführt: Es wird wiederholt bis eine vorzugebende Zahl von Iterationen erreicht oder die Laufzeit entlang des neuen Strahlwegs  $[\mathbf{x}_k \dots \mathbf{x}_{k+1}]$  nicht mehr mindestens um einen vorzugebenden Betrag  $t_{\text{stop}} \geq 0$  kleiner als die alte Laufzeit entlang  $[\mathbf{x}_k]$  ist.

Die Verwendung eines empirischen Verstärkungsfaktors ist dazu geeignet, die Konvergenz des Verfahrens zu beschleunigen und die Genauigkeit zu erhöhen. Der Abbruch bei Unterschreitung des Betrags  $t_{\text{stop}}$  dient ausschließlich dazu, die Rechenzeit zu verkürzen. Der dadurch ver-

ursachte Laufzeitfehler beträgt etwa das Zehnfache von  $t_{stop}$  (Um und Thurber, 1987).



### 4.3.3 Bestimmung der Laufzeit entlang eines Strahlwegs

Die Laufzeit entlang eines Strahlwegs wird bestimmt durch die numerische Näherung

$$t = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^l \left( \frac{|\hat{x}_{i+1} - \hat{x}_i|}{v_{i+1}} + \frac{|\hat{x}_{i+1} - \hat{x}_i|}{v_i} \right) \quad (11)$$

Die Stützstellen der Laufzeitberechnung  $\hat{x}_i$  entsprechen im allgemeinen nicht den Stützstellen der Strahlsegmente  $\underline{x}_k$ . Der Parameter  $l$  in (11) wird über eine vorzugebende Schrittweite  $|\hat{x}_{i+1} - \hat{x}_i| = d = \text{const.}$  definiert, die ein Kompromiss aus Rechenzeit und Genauigkeit ist, in jedem Fall aber unter der Segmentlänge der Strahlen liegen sollte.

## 4.4 Verbesserung der Genauigkeit des ART/PB-Verfahrens

Numerische Fehler und methodische Unzulänglichkeiten begrenzen die Leistungsfähigkeit des Verfahrens. Prothero *et al.* (1988) waren unter den Ersten, die auf die deutliche Zunahme des Fehlers mit der Entfernung aufmerksam gemacht haben. Immer wieder geben diese Ungenauigkeiten Anlass zu berechtigten Zweifeln an Inversionsergebnissen, wenn große Beobachtungsentfernungen verwendet werden. Abbildung 4.5 zeigt die Abweichung von Laufzeiten, die mit dem ART/PB-Verfahren berechnet wurden, gegenüber exakten Werten in einem einfachen 1D-Modell. In Entfernungen über 200km geht der Fehler der ART/PB-Methode bereits weit über die Ablesegenauigkeit von Einsatzzeiten aus Seismogrammen hinaus. Dabei ist noch davon auszugehen, dass er mit der Heterogenität des Modells weiter zunimmt. Denn bei der Bestimmung des Laufwegs<sup>3</sup> mittels PB fallen vor allem Fehler ins Gewicht, die entstehen, wenn die Endpunkte eines Strahlsegments in zwei verschiedenen Zellen des Raumgitters liegen. Diese Fehler sind proportional zur Länge des Segments sowie der Sprungweite des Geschwindigkeitsgradienten und sie akkumulieren sich mit zunehmender Zahl der Gitterzellen. Sie wachsen also mit der Auflösung des Modells, sowie mit der Beobachtungsentfernung, denn die Segmentlänge ist aus technischen Gründen von ihr abhängig. Insofern stellen die in Abbildung 4.5 gezeigten Abweichungen die untere Grenze des Fehlers dar, da es in der Horizontalen immer nur eine Gitterzelle gibt.

Haslinger und Kissling (2001) haben in einer vergleichenden Analyse den Rahmen einer von diesen Fehlern nicht beeinträchtigten Funktionalität der SIMUL-Laufzeittomographie genauer abgesteckt. Sie geben eine Grenze von 80km an, bis zu der er nicht signifikant sei. Ihre Angaben sind jedoch auf LET-typische Gitterabstände von 5-10km bezogen, während für hochauflösende Anwendungen in der Krustenseismik mit Abständen von 0.5-5km gerechnet werden muss. Denn künstliche Anregungen sind in der Regel hochfrequenter als auswertbare natürliche Ereignisse und ermöglichen so eine höhere Auflösung. Außerdem liegen die Quellparameter praktisch fehlerfrei vor. Deshalb ist eine Verbesserung der Genauigkeit des Verfahrens dringend angebracht.

Durch die gesteigerte Leistungsfähigkeit der Computer ist das auch möglich geworden. Dazu wurden folgende methodische und numerische Änderungen entwickelt: die Verbesserung der ART-Laufwege, die Evaluation mehrerer ART-Laufwege, die iterative Resegmentierung des Strahls während des PB sowie eine Stabilitätsprüfung. Sie sollen

- eine genauere Laufzeit auch in großen Entfernungen ermöglichen,
- Strahlbrechung an Diskontinuitäten ermöglichen,
- verhindern, dass der Strahl unkontrolliert in einem Nebenminimum der Laufzeit konvergiert,
- die resultierende Trajektorie auf die Übertragbarkeit von Energie prüfen.

---

3) Unabhängig von der Genauigkeit der Laufzeitbestimmung für einen gegebenen Laufweg (11) wirkt sich ein fehlerhafter Laufweg natürlich direkt auf die Laufzeit aus.



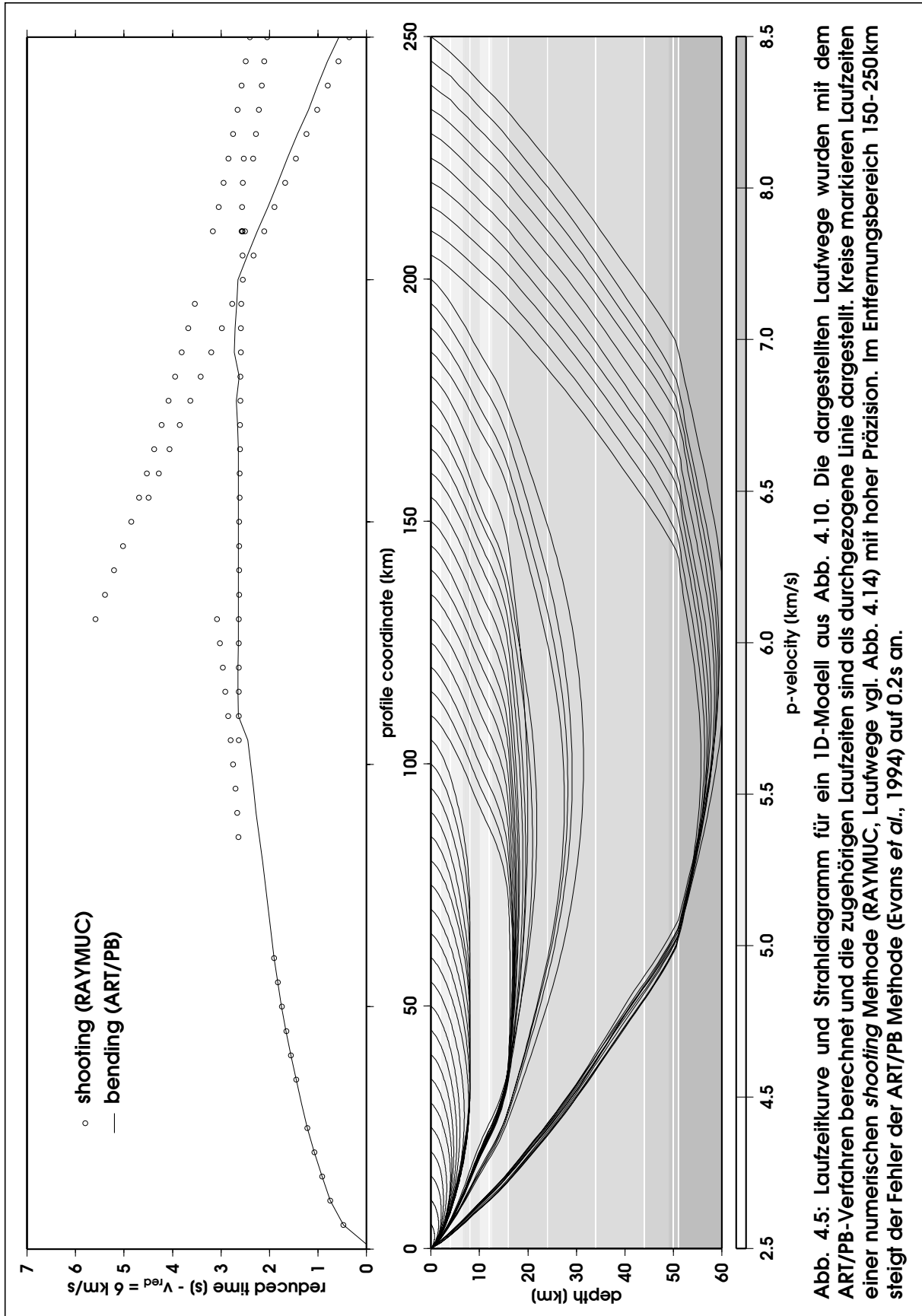
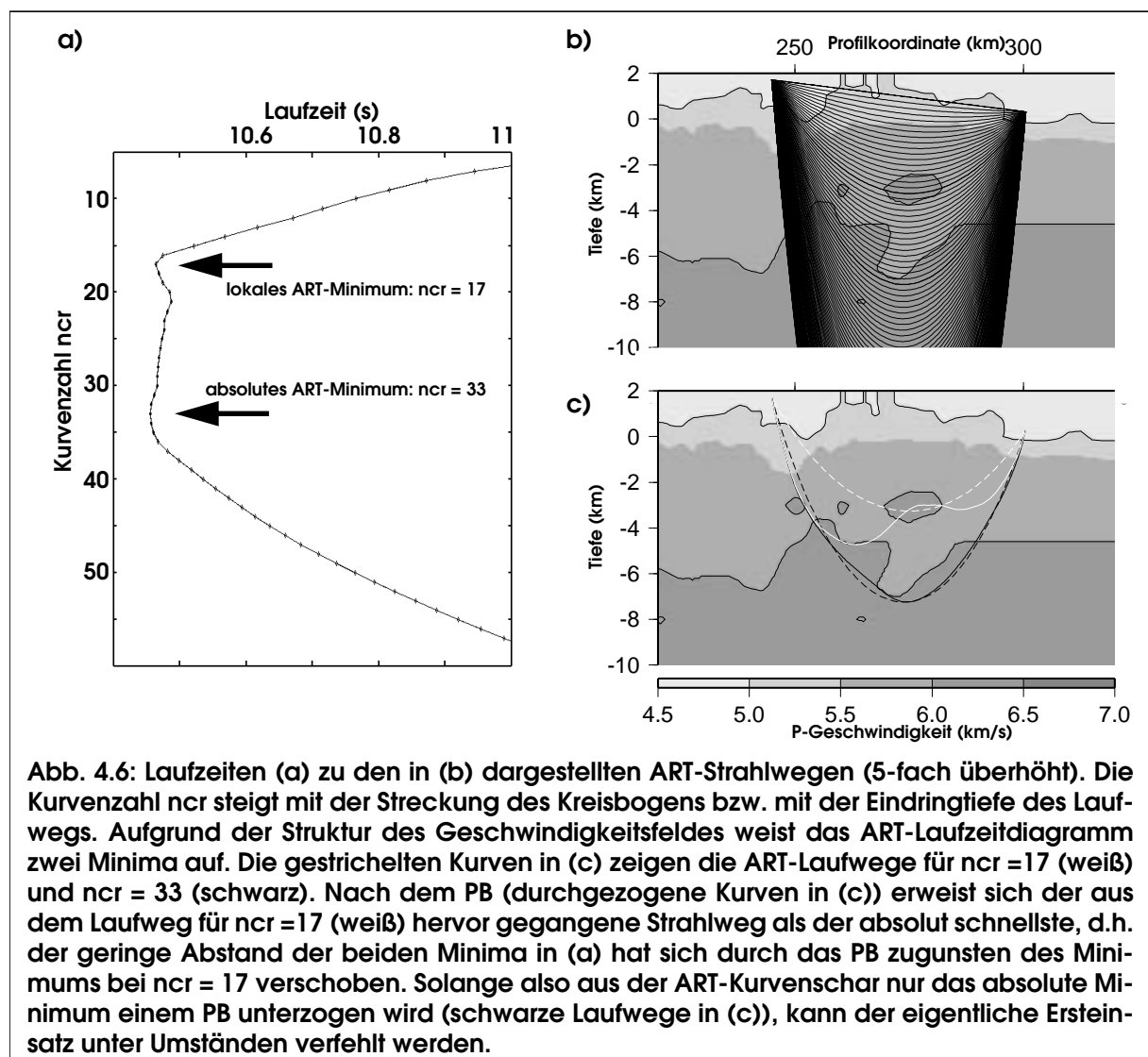


Abb. 4.5: Laufzeitkurve und Strahlendiagramm für ein 1D-Modell aus Abb. 4.10. Die dargestellten Laufwege wurden mit dem ART/PB-Verfahren berechnet und die zugehörigen Laufzeiten sind als durchgezogene Linie dargestellt. Kreise markieren Laufzeiten einer numerischen shooting Methode (RAYMUC, Laufwege vgl. Abb. 4.14) mit hoher Präzision. Im Entfernungsbereich 150-250km steigt der Fehler der ART/PB Methode (Evans *et al.*, 1994) auf 0.2s an.

### 4.4.1 Evaluation mehrerer initialer Laufwege

Obwohl aus der ART-Kurvenschar der schnellste Laufweg ausgewählt und durch PB verfeinert wird, kann man nicht sicher sein, dadurch auch den Ersteinsatz gefunden zu haben. Zwar kann man in guter Näherung davon ausgehen, nach dem PB einen Laufweg gefunden zu haben, dessen zugehörige Laufzeit ein lokales Minimum bezüglich kleiner Änderungen des Wegs darstellt. Dieses Minimum muss jedoch nicht notwendigerweise auch das dem Ersteinsatz entsprechende absolute Minimum sein, d.h. es besteht die Gefahr der Konvergenz in einem lokalen Minimum (Abb. 4.6). Denn um welchen Zeitbetrag das PB den ART-Laufweg verbessert, hängt von den konkreten Gegebenheiten des Geschwindigkeitsfeldes ab, d.h. der Abstand zweier ART-Minima kann sich im PB-Prozess in nicht vorhersagbarer Weise verändern.

Eine Möglichkeit, dieses Problem einzudämmen, ist, das PB auf mehrere ART-Strahlwege anzuwenden, d.h. die Auswahl des absoluten Minimums erst nach dem PB durchzuführen. Da es zuviel Rechenzeit beanspruchen würde, alle ART-Laufwege mittels PB zu verfeinern, wurde



ein Kompromiss gesucht. Dabei werden aus der ART-Kurvenschar zunächst alle Laufzeitminima ermittelt.

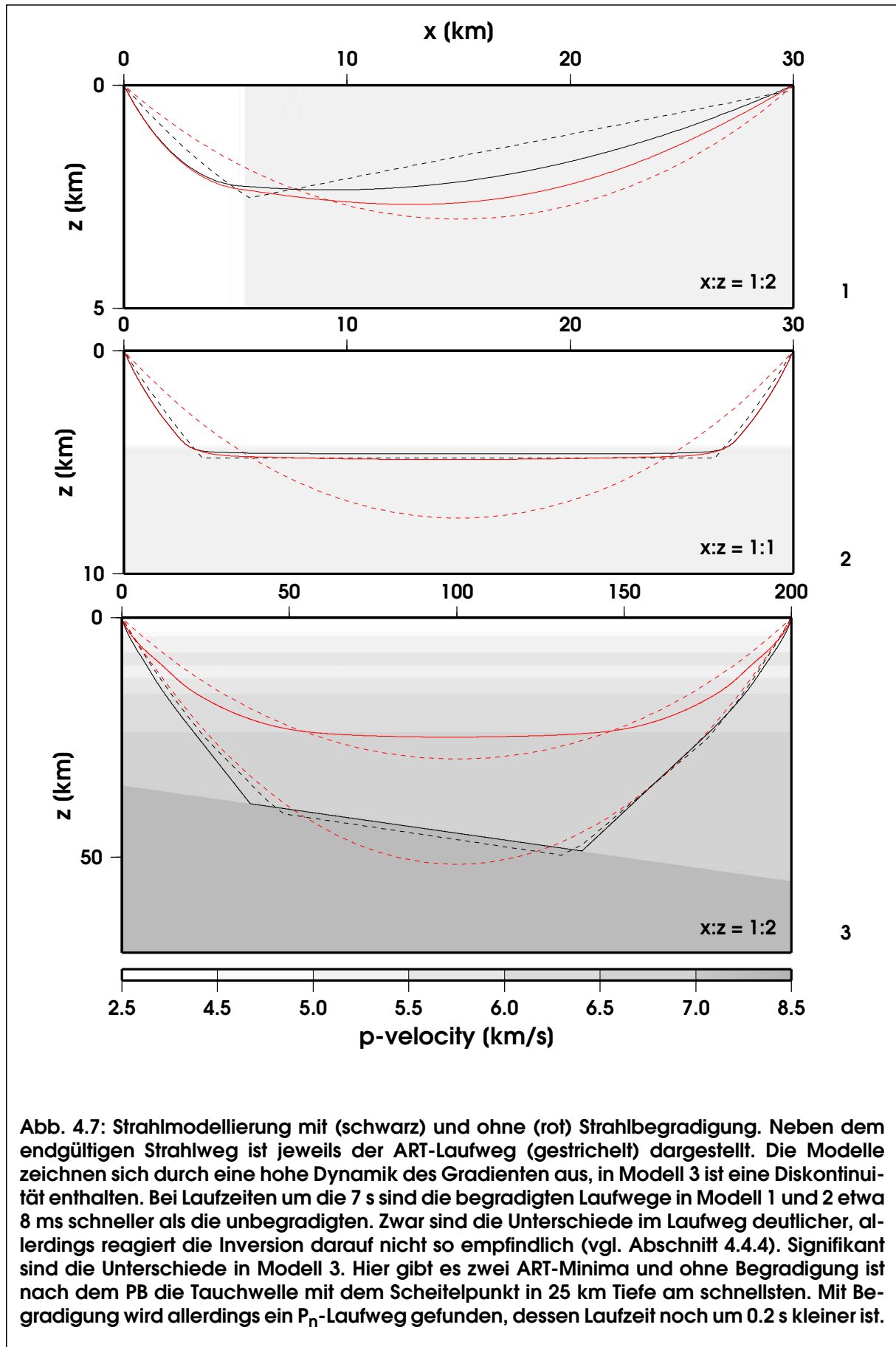
Zwei Parameter steuern im weiteren die Übergabe dieser Extrema an das PB: *plocmin* und *npath*. Ein einem Minimum zugeordneter ART-Weg wird weiter untersucht, wenn seine Laufzeit weniger als *plocmin%* über dem absoluten Minimum liegt. Ist dies der Fall, so werden *npath* ART-Laufwege (das Minimum selber und eventuell weitere Nachbarn) mittels PB optimiert und anschließend verglichen.

## 4.4.2 Begradigung des Strahlwegs

Die Annahme des ART-Algorithmus, der Geschwindigkeitsgradient sei makroskopisch homogen und der Laufweg ein Kreisbogen, ist in jedem inhomogenen Modell natürlich eine grobe Vereinfachung. Deswegen soll das PB dafür sorgen, dass im Laufe der Iterationen der Strahlweg dem lokalen Gradienten angepasst wird. In der Praxis zeigt sich, dass dies um so schwieriger und rechenintensiver ist, je größer die Varianz des Gradienten eines Modells ist. Denn dann weichen auch die Laufwege sehr stark von einer Kurve konstanter Krümmung ab.

Um solche Situationen etwas besser modellieren zu können, wurde ein Algorithmus eingeführt, der den Strahlweg gegebenenfalls abschnittsweise begradigt. Dazu wird der zum Strahl senkrechte Anteil des Geschwindigkeitsgradienten in diskreten Schritten entlang des Laufwegs bestimmt und sein Betrag mit einem vorzugebenden Grenzwert verglichen. Jene Bogensequenzen, in denen er darunter liegt, werden durch eine Sekante ersetzt. Ist die Laufzeit des begradigten Strahls kleiner, so wird der neue Laufweg übernommen, andernfalls wird er verworfen. Das Verfahren wurde zunächst erfolgreich auf ART-Laufwege angewandt, es hat sich aber als günstig erwiesen, eine abschnittsweise Begradigung in gewissen Abständen auch während des PB anzuwenden.

Abbildung 4.7 zeigt die Auswirkung dieser Technik in verschiedenen 2.5D-Simulationen. In diesen Modellen hat die Anwendung des Algorithmus zur Strahlbegradigung zum einen die Genauigkeit erhöht, zum anderen die korrekte Berechnung von an Diskontinuitäten gebrochenen Strahlwegen überhaupt erst ermöglicht. Im Prinzip ist der Algorithmus auch in der Lage, die Rechenzeit zu verkürzen, weil durch eine größere Nähe des ART-Pfads zum wahren Laufweg weniger PB-Iterationen benötigt werden. Dieses Ersparnis gilt allerdings nicht für gebeugte Laufwege (z.B. in Modell 1 und 2), da die durch die Begradigung entstehenden Knicke im Strahlweg durch das PB abgerundet müssen.



### 4.4.3 Iterative Resegmentierung des Strahls

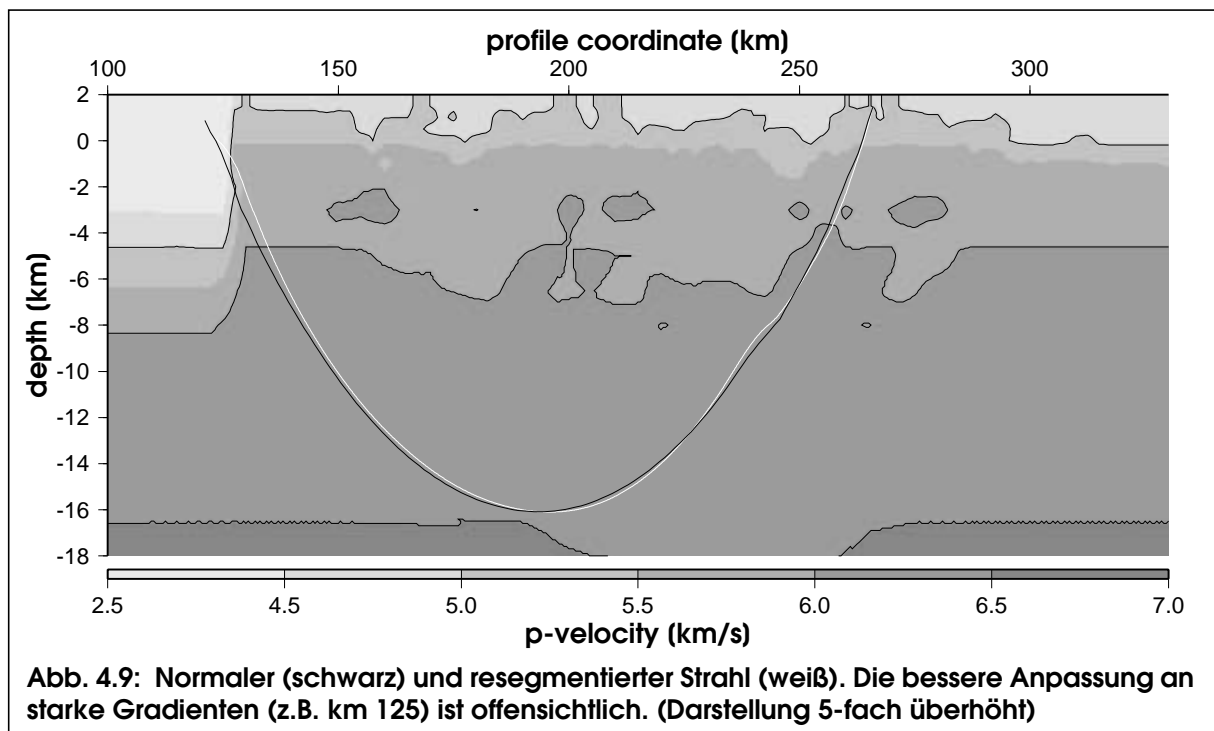
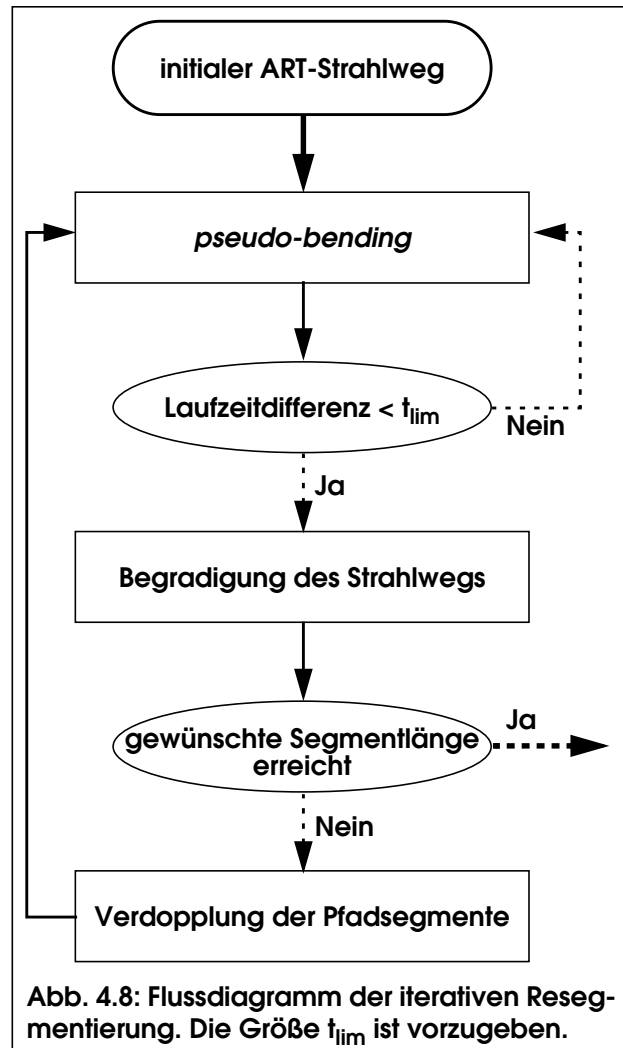
Ein modellierter Strahlweg ist im ART/PB-Verfahren, so wie es in SIMUL implementiert ist, aus maximal 128 linearen Segmenten aufgebaut. Bei Entfernungen um 100km ergeben sich dadurch Segmentlängen im km-Bereich. Damit jedoch die Näherungen des PB zulässig sind, muss die Segmentlänge deutlich unter dem minimalen Gitterabstand liegen, ansonsten würden ganze Geschwindigkeitsbereiche vom Strahl “übersehen”.

Die in der modernen Refraktionsseismik erwünschten Entfernungs-Auflösungsverhältnisse belaufen sich höchstens auf ungefähr 100:1. In der Krustenrefraktionsseismik beispielsweise sind bei Aperturen im Bereich 100-500km für die obersten Schichten je nach Messpunktsdichte Auflösungen von etwa 1-10km horizontal und 0.5-5km vertikal erwünscht. Modellrechnungen unter Verwendung verschiedener Segmentlängen haben ergeben, dass bei Gitterabständen im Bereich von 500m Segmentlängen von 100m nicht überschritten werden sollten. Deswegen wurde die maximal mögliche Anzahl von Strahlsegmenten auf 4096 heraufgesetzt. Damit erfüllen Strahlen im Entfernungsbereich bis zu maximal 400km die gewünschte Bedingung.

Eine so große Anzahl von Strahlsegmenten bereits im ART-Verfahren einzusetzen erwies sich als nicht sinnvoll. In komplexen Modellen kann es nämlich leicht vorkommen, dass sich der ART-Laufweg trotz abschnittsweiser Begradigung immer noch deutlich vom Ergebnis des PB unterscheidet. Deswegen muss das PB-Verfahren im iterativen Prozess in der Lage sein, den Laufweg über weite Distanzen zu verschieben. Da die Auslenkung des Strahlpunkts  $\mathbf{x}_k$  zum neuen Strahlpunkt  $\mathbf{x}'_k$  proportional zum Abstand  $|\mathbf{x}_{k+1} - \mathbf{x}_{k-1}|$  ist (vgl. Abb. 4.4), kann das PB-Verfahren um so größere Punktverschiebungen anbringen, je größer die Segmentlänge, also je kleiner die Segmentzahl ist.

Deswegen wurde ein iteratives Resegmentierungsverfahren während des PB eingeführt (Abb. 4.8). Ein ähnliches Verfahren wurde von Um und Thurber (1987) vorgeschlagen, später jedoch durch Hinzufügung des ART-Algorithmus ersetzt. Um und Thurber hatten ursprünglich die Zahl der Segmente eines Strahls ausgehend von 2 schrittweise verdoppelt und nach jeder Verdopplung ein PB durchgeführt.

Da das ART-Verfahren insgesamt jedoch sehr sinnvoll ist, wurde die Methode der Resegmentierung nur auf ART-Laufwege angewandt, falls sie aus mehr als 128 Segmenten bestehen sollen. (Weitere Unterschiede zum Verfahren von Um und Thurber liegen in den Abbruchkriterien.) Abbildung 4.9 zeigt exemplarisch die qualitativen Auswirkungen der Resegmentierung auf den Strahlweg.



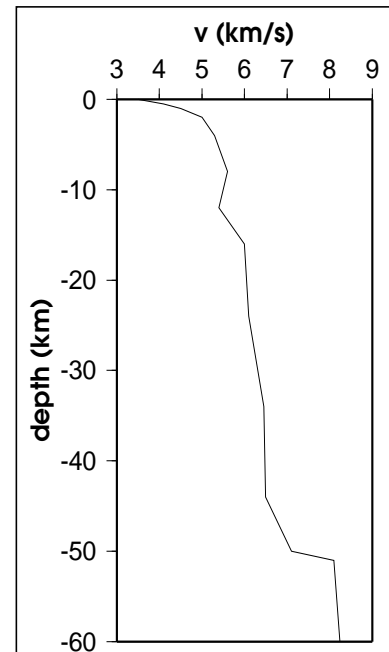
#### 4.4.4 Überprüfung der erreichten Genauigkeit

In diesem Abschnitt soll versucht werden, quantitative und qualitative vergleichende Untersuchungen der ART/PB-Modellierungsmethode sowie der angebrachten Verbesserungen durchzuführen.

Um Fehler oder Ungenauigkeiten zu ermitteln, müssen Vergleiche auf der Basis von Modellen durchgeführt werden, für die genaue Ergebnisse bekannt sind bzw. berechnet werden können. Für die oben beschriebene Modellparameterisierung liegt allerdings kein exakter Algorithmus zur Strahlmodellierung vor. Viele Fragen lassen sich jedoch auch auf der Basis eines 1D-Modells mit abschnittsweise konstanten Gradienten (Abb. 4.10) klären. Solche einfachen Modelle haben den Vorteil, dass sie sowohl analytisch wie auch mit einer Vielzahl numerischer Verfahren mit hoher Präzision lösbar sind. In dieser Arbeit wurde der kinematische *shooting ray tracer* RAYMUC (Gebrande, 1975; Bopp, 1994) für die Ermittlung von Vergleichslösungen verwendet, die im Rahmen dieser Betrachtung als exakt gelten können.

Der wichtigste Parameter einer quantitativen Untersuchung ist die Laufzeit. Fehler in der Laufzeit können sich aufgrund der Näherung gekrümmter Laufwege durch Geradenstücke sowie durch die Mittelung der Geschwindigkeit bei der Summation nach Gleichung (11) akkumulieren. Vergleichende Tests haben jedoch gezeigt, dass diese Fehler von untergeordneter Bedeutung sind, solange die Segmentlängen klein genug sind. Im Normalfall überwiegen Laufzeitfehler, die sich aus einem falschen Laufweg ergeben. Die Sensibilität der Inversion ist gegenüber Laufwegsfehlern zwar relativ gering (Haslinger, 1999), nicht jedoch gegenüber den damit verbundenen Laufzeitfehlern. Die Laufzeit ist gewissermaßen der empfindlichere Faktor und gerade darum ein geeigneter Indikator bei der Fehlerbetrachtung.

Die Abb. 4.11 zeigt den Verlauf der Strahlwege, wie sie von ART/PB ermittelt wurden und die zugehörige Laufzeitkurve im Vergleich mit exakten Laufzeiten. Zunächst fallen qualitative Unterschiede auf: Der hyperbolische Abschnitt der PmP-Laufzeitkurve von 120-250km Entfernung entspricht einer Reflexion von der "Diskontinuität" in 50km Tiefe (vgl. Abb. 4.10), die



**Abb. 4.10: Geschwindigkeits-Tiefen-Funktion des 1D-Testmodells. In 8 km Tiefe zeigt die Geschwindigkeit ein lokales Maximum und darunter befindet sich eine Zone erniedrigter Geschwindigkeit. In 50-51 km Tiefe ist der Gradient so stark, dass er näherungsweise als Diskontinuität gesehen werden kann.**

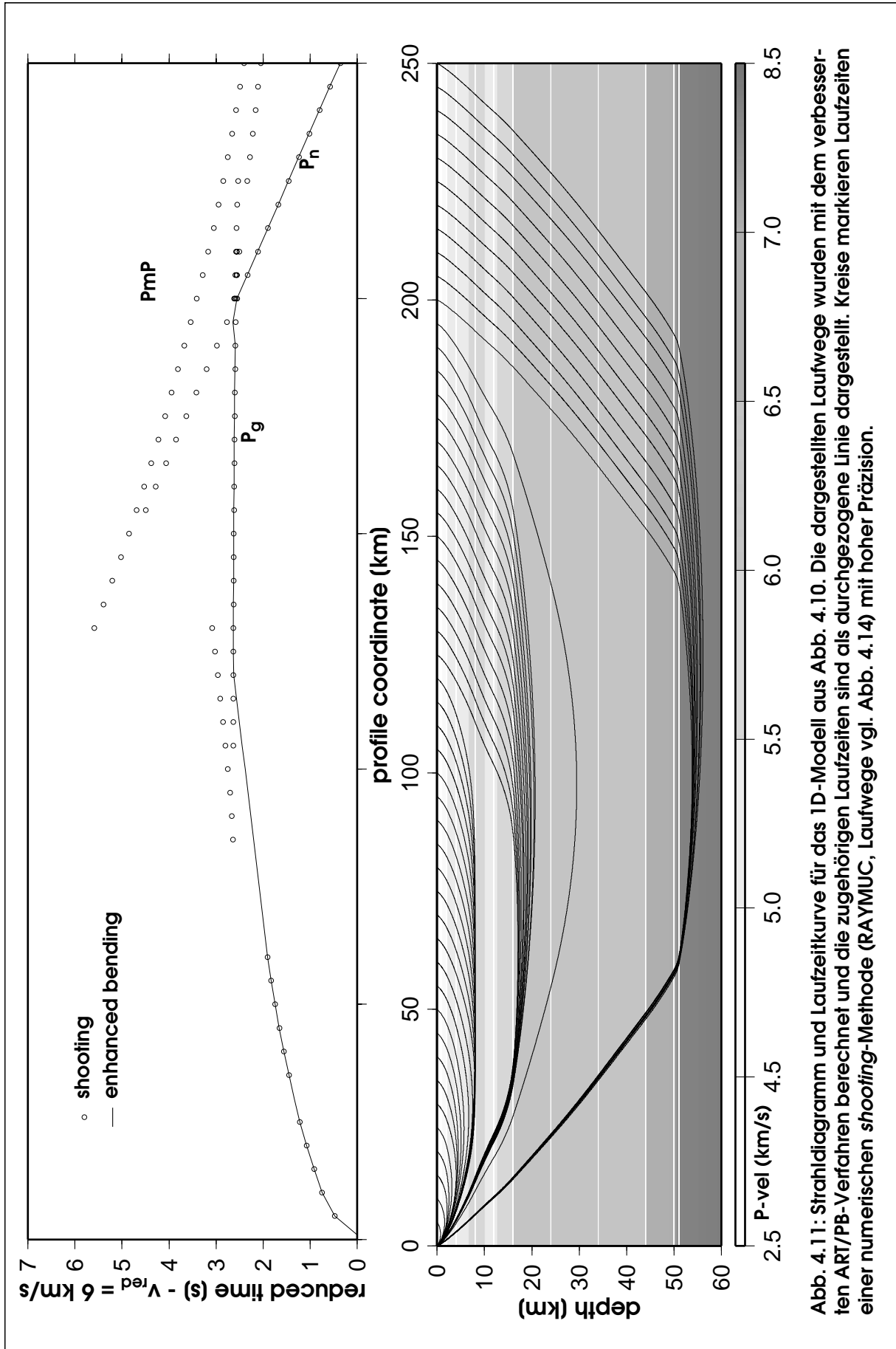


Abb. 4.11: Strahlendiagramm und Laufzeitkurve für das 1D-Modell aus Abb. 4.10. Die dargestellten Laufwege wurden mit dem verbesserten ART/PB-Verfahren berechnet und die zugehörigen Laufzeiten sind als durchgezogene Linie dargestellt. Kreise markieren Laufzeiten einer numerischen shooting-Methode (RAYMUC, Laufwege vgl. Abb. 4.14) mit hoher Präzision.



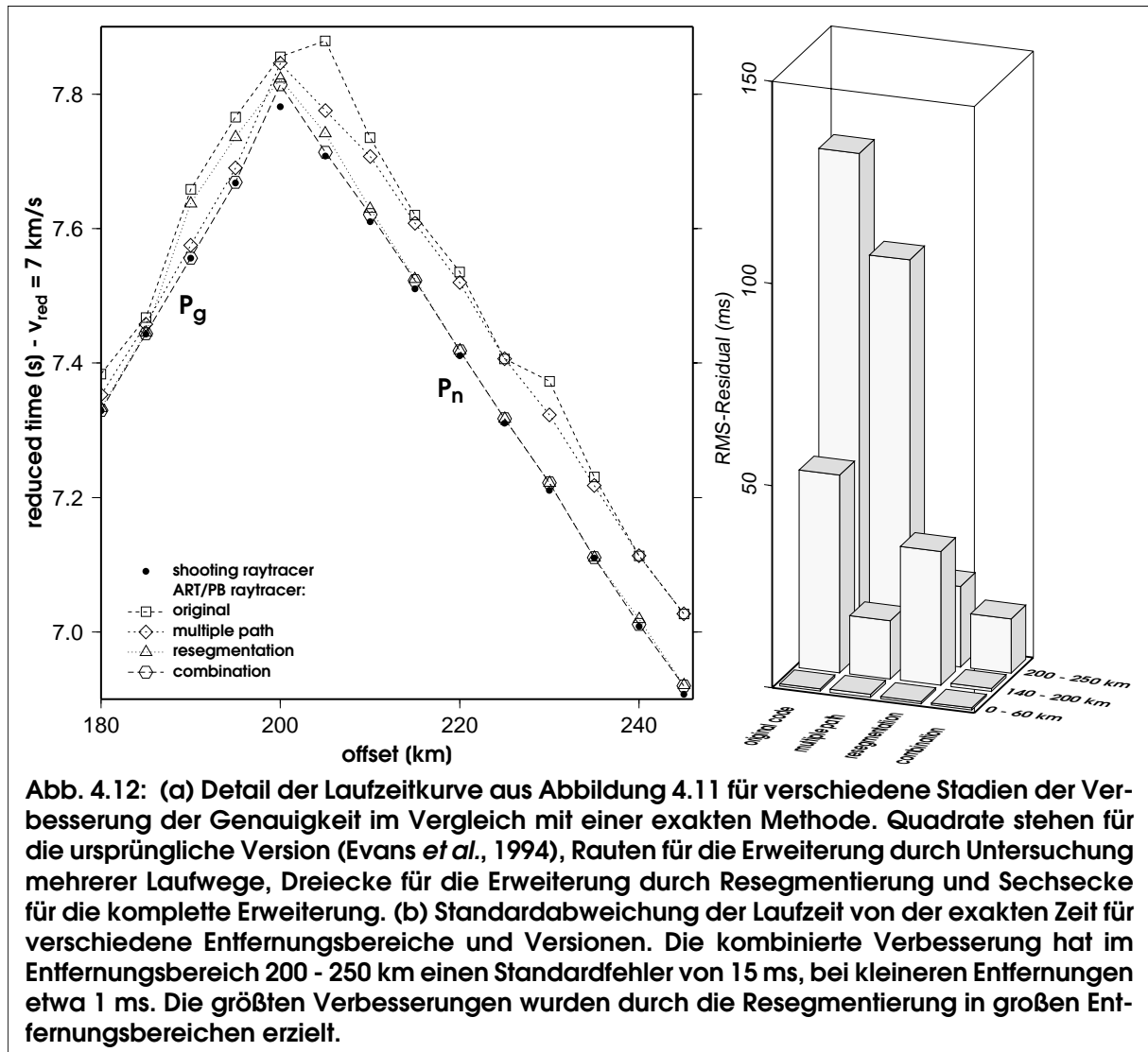


Abb. 4.12: (a) Detail der Laufzeitkurve aus Abbildung 4.11 für verschiedene Stadien der Verbesserung der Genauigkeit im Vergleich mit einer exakten Methode. Quadrate stehen für die ursprüngliche Version (Evans *et al.*, 1994), Rauten für die Erweiterung durch Untersuchung mehrerer Laufwege, Dreiecke für die Erweiterung durch Resegmentierung und Sechsecke für die komplette Erweiterung. (b) Standardabweichung der Laufzeit von der exakten Zeit für verschiedene Entfernungsbereiche und Versionen. Die kombinierte Verbesserung hat im Entfernungsbereich 200 - 250 km einen Standardfehler von 15 ms, bei kleineren Entfernungen etwa 1 ms. Die größten Verbesserungen wurden durch die Resegmentierung in großen Entfernungsbereichen erzielt.

vom ART/PB *ray tracer* natürlich nicht reproduziert wird. Außerdem sind in etwa 200km Entfernung zusätzliche Einsätze des *shooting ray tracers* zu sehen, welche Verlängerungen der Laufzeitäste  $P_g$  und  $P_n$  darstellen. Auch diese werden, da sie keine Ersteinsätze sind, von ART/PB nicht modelliert. Auf die qualitativen Unterschiede im Entfernungsbereich 65-120km soll im nächsten Kapitel eingegangen werden

Die quantitativen Unterschiede zwischen gleichen Phasen sind in einem Ausschnitt aus der Laufzeitkurve für verschiedene Stadien der Verbesserung zusammengefasst (Abb. 4.12). Für die untersuchte Geschwindigkeitsverteilung ergibt sich im Endstadium eine Standardabweichung von 15 ms im Entfernungsbereich über 200km, was einer relativen Genauigkeit von etwa 0.05% entspricht. Verglichen mit der Ablesegenauigkeit von Einsatzzeiten aus seismischen Registrierungen bei diesen Entfernungen (und dem damit verbundenen typischen Frequenzgehalt des Signals), die etwa 50-100ms oder 0.15%-0.3% beträgt, ist ein Fehler von 1-15ms akzeptabel.

Allerdings ist der Fehler der Modellrechnung systematisch (ART/PB-modellierte Laufzeiten sind meist zu groß) und er kann außerdem in 3D-Modellen größer als in 1D-Modellen sein. Insofern bilden solche Vergleiche lediglich einen gewissen Anhaltspunkt für die Größenordnung des Fehlers. Immerhin ist die Genauigkeit des ART/PB *ray tracers* im Entfernungsbereich 200-250km um eine Größenordnung und im Bereich 140-200km fast zwei Größenordnungen verbessert worden. Diese Relation kann auch für komplexe Modelle unterstellt werden.

Für die tomographische Inversion ist allerdings nicht der Laufzeitfehler an sich, sondern seine Auswirkung auf das resultierende Modell von Bedeutung. Das Problem bei einer Untersuchung dieser Auswirkung ist die Nichtlinearität der Inversion, weswegen solche Analysen nur mit statistischen oder beispielhaften Studien möglich sind. Haslinger und Kissling (2001) konnten durch eine vergleichende tomographische Inversion von realen Lokalbeobendaten mit Strahlmodellierungsmethoden verschiedener Genauigkeit zeigen, dass die Verwendung des ART/PB *ray tracers* im Entfernungsbereich bis 80 km nicht zu signifikanten Abweichungen im resultierenden Geschwindigkeitsfeld führt, auch wenn die Laufzeitfehler der modellierten Strahlen teilweise über 30ms (etwa 0.3%) liegen. Lediglich die Diagonalelemente der Auflösungsmatrix zeigten bei ihren Analysen deutliche Verfälschungen. Die Gitterabstände ihres 3D-Modells betrugen 5-10km und werden als typisch für die LET betrachtet. Nur 8% ihrer Beobachtungsdaten waren in Entfernungen über 80km registriert worden.

Die Verbesserung der Genauigkeit um 1-2 Größenordnungen lässt erwarten, dass man in der Anwendung sowohl den Entfernungsbereich der Beobachtungsdaten erweitern als auch die Modellauflösung erhöhen kann. Die Ermittlung der Grenzen des erweiterten Anwendungsbereichs durch vergleichendes exaktes 3D *ray tracing* und ausführliche Testinversionen übersteigt allerdings sowohl die vorhandenen Rechenkapazitäten als auch das Volumen dieser Arbeit.

### 4.4.5 Niedriggeschwindigkeitszonen

In diesem Abschnitt wird auf die Unterschiede im Entfernungsbereich 65-120 km (Abb. 4.11) eingegangen, deren Auftreten damit zusammen hängt, dass die Geschwindigkeit nicht monoton mit der Tiefe zunimmt. Die Geschwindigkeit und ihr vertikaler Gradient im kritischen Teufenbereich sind in Abb. 4.13 dargestellt.

Die Umkehrpunkte der im genannten Entfernungsbereich auftauchenden ART/PB-Strahlwege liegen in 8 km Tiefe, einem Bereich erhöhter Geschwindigkeit (Abb. 4.11). Es scheint sich dort eine Art Kopfwelle heraus zu bilden, allerdings ohne das Vorhandensein einer Diskontinuität. Die Lösung des *shooting ray tracers* zeigt im Entfernungsbereich 65-80km eine Schattenzone (Abb. 4.14). Sie entsteht durch die Niedriggeschwindigkeitszone (LVZ) in 12km Tiefe. Seismische Strahlen können dort keine Umkehrpunkte haben (vgl. Gebrande und Miller, 1985; Shearer, 1999). Die RAYMUC-Strahlen in der Entfernung zwischen 85 und 120km haben im Gegensatz zu den ART/PB-Strahlen Umkehrpunkte in mehr als 14km Tiefe, müssen also die LVZ durchdringen und kommen deshalb in diesem Entfernungsbereich später (Laufzeitkurve s. Abb. 4.11).

Vom kinematischen Standpunkt aus sind sowohl die ART/PB- als auch die RAYMUC-Strahlen korrekt, denn die ihnen zugeordnete Laufzeit ist stationär bezüglich Wegänderungen; sie erfül-

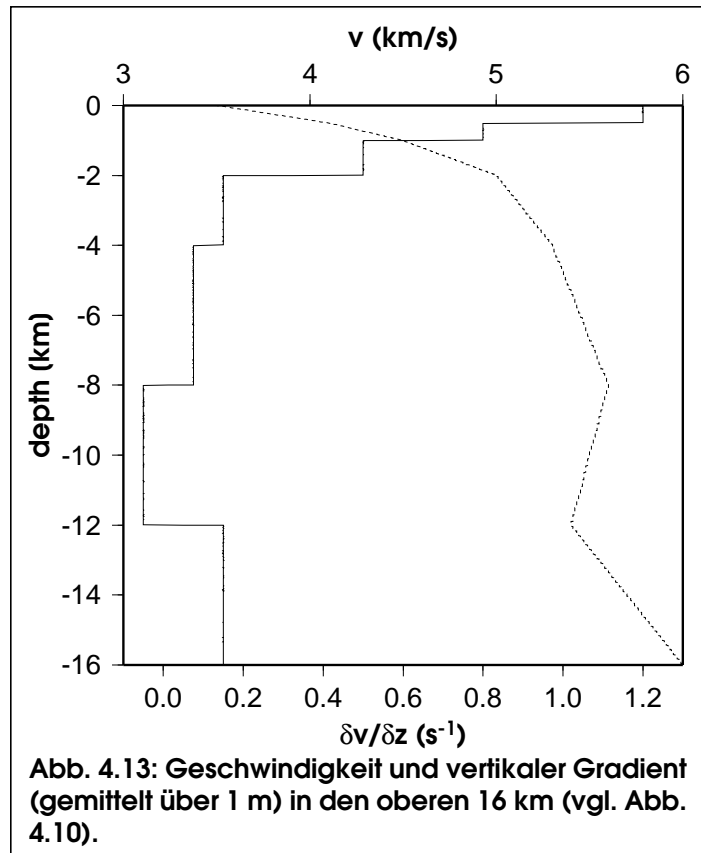


Abb. 4.13: Geschwindigkeit und vertikaler Gradient (gemittelt über 1 m) in den oberen 16 km (vgl. Abb. 4.10).

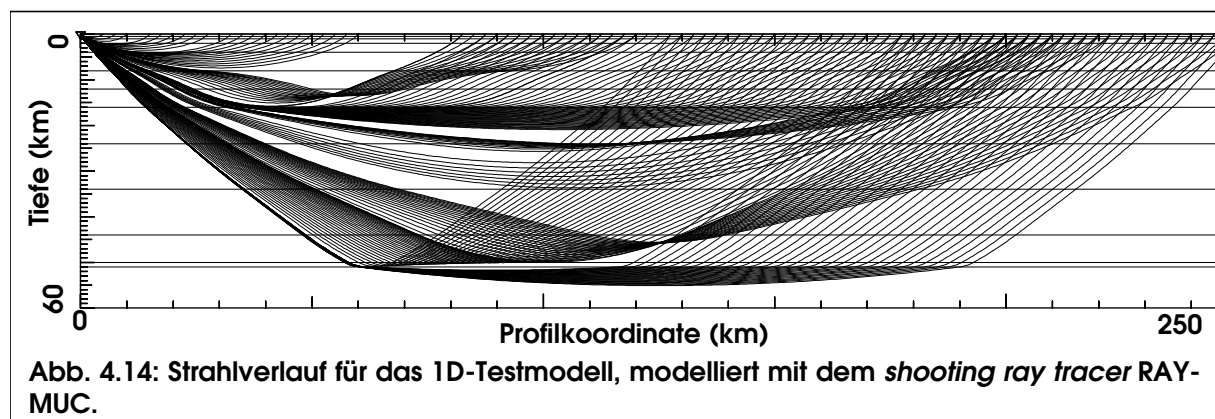


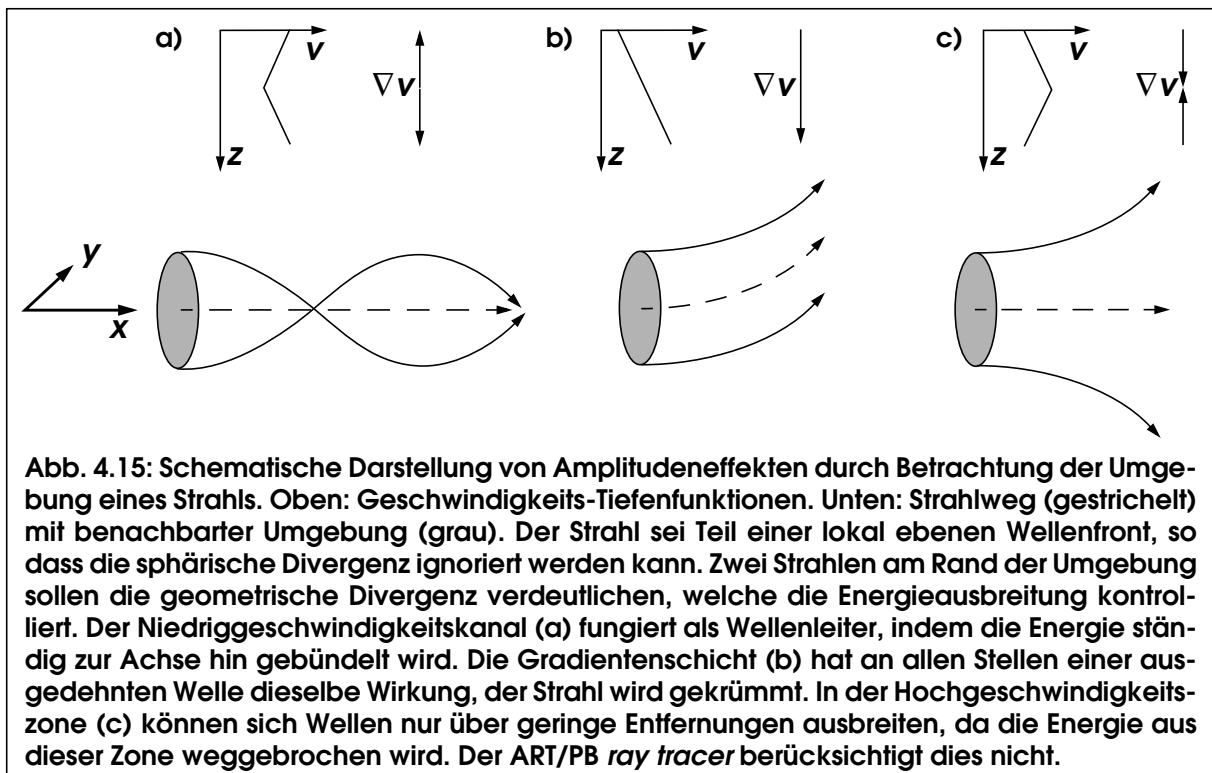
Abb. 4.14: Strahlverlauf für das 1D-Testmodell, modelliert mit dem *shooting ray tracer* RAYMUC.

len das Fermat'sche Prinzip. Zunächst könnte man meinen, die späteren Einsätze entsprängen einem unbedeutenden Nebenmaximum und die früheren seien deswegen als relevant anzusehen. Berücksichtigt man jedoch den Wellenaspekt bzw. die Amplitude eines Strahls, so wird klar, dass eine Wellenausbreitung entlang der ART/PB-Strahlwege in der Realität nicht statt findet (Abb. 4.15c). Nach demselben Prinzip, nach dem ein Niedriggeschwindigkeitskanal als Wellenleiter fungiert (z.B. Glasfaserkabel), stößt ein Hochgeschwindigkeitskanal Wellen ab. Insofern sind die ART/PB-Trajektorien also doch falsch, da sie fast keine Energie übertragen können.

Die *shooting*-Prinzipien, bei denen die Randbedingungen der Modellierung als Abstrahlwinkel am Quellpunkt eingebracht werden, erweisen sich hier als überlegen. Durch die diskrete Winkelabtastung - einseitige Randbedingungen werden schrittweise geändert, bis der Strahl ein Ziel trifft - können Schattenzonen im begrenzten Rahmen der Kinematik näherungsweise nachvollzogen werden: Der axiale Strahl in einer Hochgeschwindigkeitszone kann bei diskreter Abtastung nie genau genug getroffen werden und jeder benachbarte Strahl wird abgelenkt.

Es musste also nach Wegen gesucht werden, Prinzipien der Energieausbreitung in irgendeiner Form auch in den ART/PB *ray tracer* zu übernehmen. Dies gelang ansatzweise mit Hilfe der Einführung eines "Stabilitätskriteriums".

Betrachtet man den Verlauf der betreffenden ART/PB-Strahlwege in 8km Tiefe, so stellt man fest, dass die Anpassung der lokalen Krümmung an den Gradienten unzulänglich sein muss. Denn die Krümmung der Strahlen verschwindet in dieser Tiefe (Abb. 4.11), der Gradient ist jedoch ungleich Null (Abb. 4.13). Es wäre also zu hoffen, dass die betreffenden Strahlen durch



diese unzureichende Anpassung zu erkennen sein könnten.

Deswegen wurde für alle Punktetripel (vgl. Abb. 4.4a) entlang eines Strahls der Hauptnormalenvektor (vgl. Abb. 4.3) mit der Komponente des Geschwindigkeitsgradienten senkrecht zum Strahlweg verglichen. Wenn das Skalarprodukt dieser beiden Vektoren größer Null, die Krümmung also dem Gradienten nicht entgegengesetzt ist, so wird das entsprechende Tripel als instabil qualifiziert. Liegt die Zahl instabiler Segmente über einem spezifizierten Prozentsatz  $q_c$ , so wird der Strahl verworfen. Abb. 4.16 zeigt die Auswirkungen der Stabilitätsprüfung für das bislang verwendete Testmodell.

Mit der Stabilitätsprüfung ist es möglich, die Schattenzone im gegebenen Beispiel korrekt zu reproduzieren. Dies ist nicht selbstverständlich, denn gerade in Bereichen mit sehr kleinen Gradienten kann es bei allen Strahlen gelegentlich vorkommen, dass Krümmung und Gradient in dieselbe Richtung zeigen, insbesondere, wenn zur Ersparnis von Rechenzeit das PB früh abbricht. Deswegen gibt es auch keinen allgemein gültigen Wert für  $q_c$ , sondern er muss in Abhängigkeit anderer Parameter eingestellt werden (Abb. 4.17). Dabei zeigt sich, dass zu große  $q_c$ -Faktoren Strahlen in der Schattenzone zulassen, während zu kleine dazu führen, dass auch außerhalb der Schattenzone Strahlen verworfen werden. Außerdem funktioniert das Verfahren nur, wenn die Laufzeiten und damit die Laufwege relativ genau sind ( $t_{stop}$  klein), da ansonsten beide Effekte zugleich auftreten.

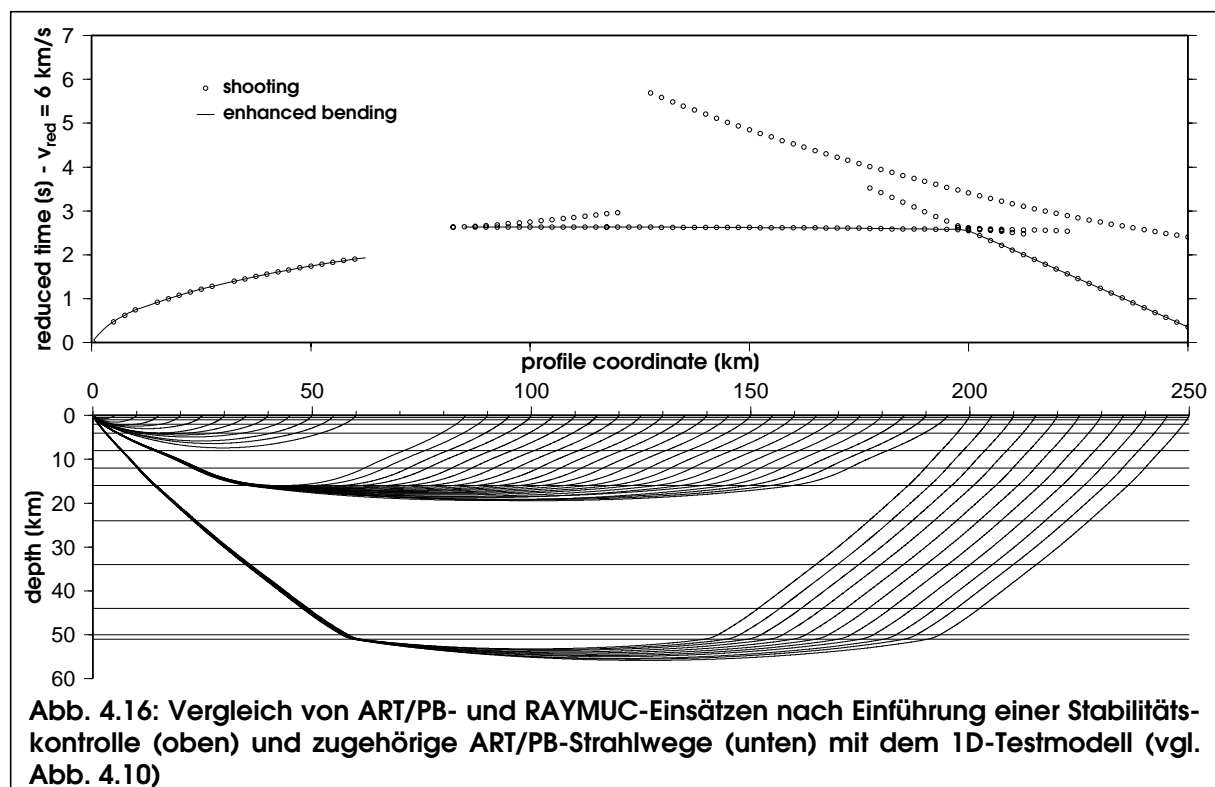


Abb. 4.16: Vergleich von ART/PB- und RAYMUC-Einsätzen nach Einführung einer Stabilitätskontrolle (oben) und zugehörige ART/PB-Strahlwege (unten) mit dem 1D-Testmodell (vgl. Abb. 4.10)

Bei komplexeren Modellen wird die Anpassung der Krümmung an den lokalen Gradienten schlechter und bei gleichem  $qc$ -Faktor werden mehr Strahlen verworfen. Dementsprechend muss die Genauigkeit der Strahlmodellierung erhöht werden, um die Stabilitätsprüfung sinnvoll anwenden zu können. Da dies nur in gewissen Grenzen möglich ist, kann es passieren, dass  $qc$  nur so wählbar ist, dass entweder auch reelle Strahlen verworfen oder auch Strahlen ohne Energie übernommen werden.

Es ist ein relativ großer Nachteil dieses Verfahrens, dass die Stabilitätsprüfung nur in einem begrenzten, von allen anderen die Genauigkeit beeinflussenden Parametern abhängigen Bereich funktioniert, der noch dazu mit zunehmender Modellkomplexität immer kleiner wird. So kann es passieren, dass es in komplexen Modellen nicht möglich ist, dieses Verfahren sinnvoll anzuwenden. Dann empfiehlt es

sich, den  $qc$ -Wert so groß zu machen, dass die Zahl verworfener Strahlen nicht zu groß wird. Bei  $qc=100$  werden gar keine Strahlen verworfen und eine vergleichende Vorwärtsmodellierung mit diesem Wert kann dazu dienen, die Qualität der bei geringeren  $qc$ -Werten verworfenen Strahlen zu beurteilen.

Bessere Erfolge könnten wahrscheinlich mit *ray tracing* Verfahren erzielt werden, die alle Beobachtungen für ein Ereignis gleichzeitig simulieren. Beim *graph* Verfahren, das über einen diskreten Lösungsraum verfügt, könnte man das Kriterium der Ähnlichkeit von Laufwegen hinzuziehen, um die übertragene Energie abzuschätzen. Auch genauere Methoden zur Berücksichtigung der geometrischen Divergenz sollten in Betracht gezogen werden. Die Integration einer 3D-Wellenfeldsimulation könnte das Problem lösen, wenn es gelänge, Diskontinuitäten mit hinreichender Genauigkeit zu modellieren.

Auch wenn sie nur im Ansatz gelungen ist, so ist die Berücksichtigung von Schattenzonen jedoch im Prinzip ein wichtiger Schritt bei der Strahlmodellierung durch Fermat'sche *ray tracer*. Denn nur wenn diese in der Lage sind, unter Umständen auch ein Nebenminimum oder die Nullmenge als Lösung zu ermitteln, kann die korrekte Modellierung von Niedriggeschwindigkeitszonen gewährleistet werden.

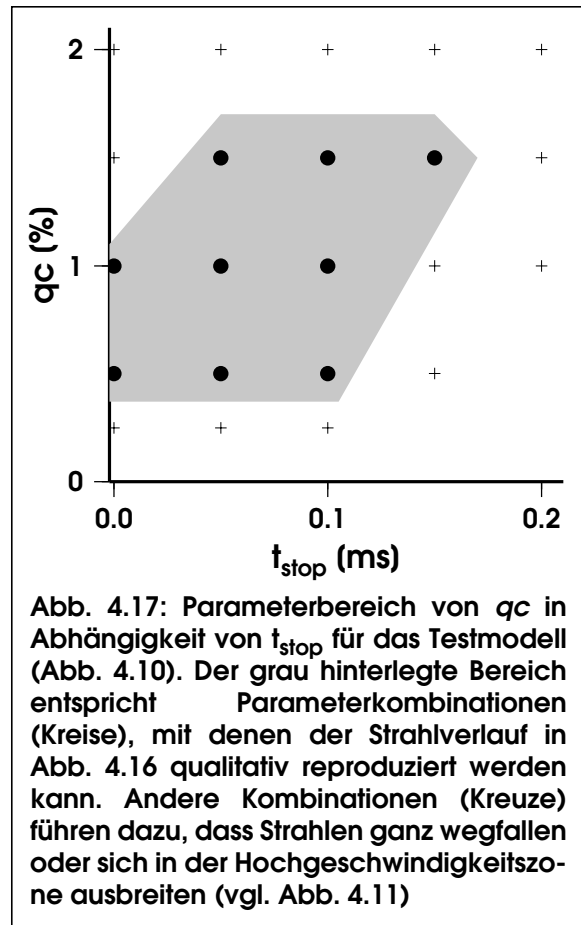


Abb. 4.17: Parameterbereich von  $qc$  in Abhängigkeit von  $t_{\text{stop}}$  für das Testmodell (Abb. 4.10). Der grau hinterlegte Bereich entspricht Parameterkombinationen (Kreise), mit denen der Strahlverlauf in Abb. 4.16 qualitativ reproduziert werden kann. Andere Kombinationen (Kreuze) führen dazu, dass Strahlen ganz wegfallen oder sich in der Hochgeschwindigkeitszone ausbreiten (vgl. Abb. 4.11)

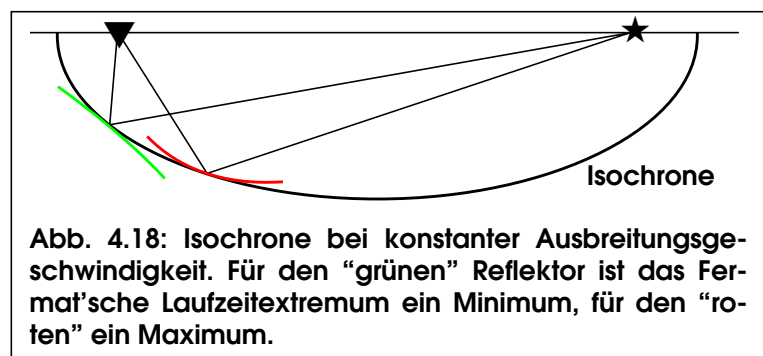
## 4.5 Diskontinuitäten

Die Modellierung von Diskontinuitäten 0. Ordnung war in Kapitel 3 beschrieben worden. In diesem Abschnitt sollen die damit verbundenen Erweiterungen und Verbesserungen der Strahlsimulation diskutiert werden.

### 4.5.1 Modellierung von Reflexionen

Die Modellierung von Reflexionen greift aus Gründen der Einfachheit sowie der Einheitlichkeit auf die vorhandenen ART/PB-Algorithmen zurück. Sie bedient sich also des Fermat'schen Prinzips (5) sowie der daraus abgeleiteten lokalen Anpassung der Krümmung des Laufwegs an den Gradienten (10). Darüber hinaus wurde die Spiegelpunktmethode (vgl. Harjes, 1985) zugrunde gelegt, um für eine reflexionsseismische Beobachtung aufgrund der Akquisitions- und Reflektorometrie einen initialen Reflexionspunkt zu ermitteln, der dann mit einer Gittersuche optimiert wird.

Bei einem solchen Ansatz ist zunächst zu prüfen, inwieweit sich das Fermat'sche Prinzip stationärer Laufzeit wie bei der Modellierung von Ersteinsätzen auf die Suche eines Minimums reduzieren lässt. Tatsächlich ist dies im Allgemeinen nicht der Fall und

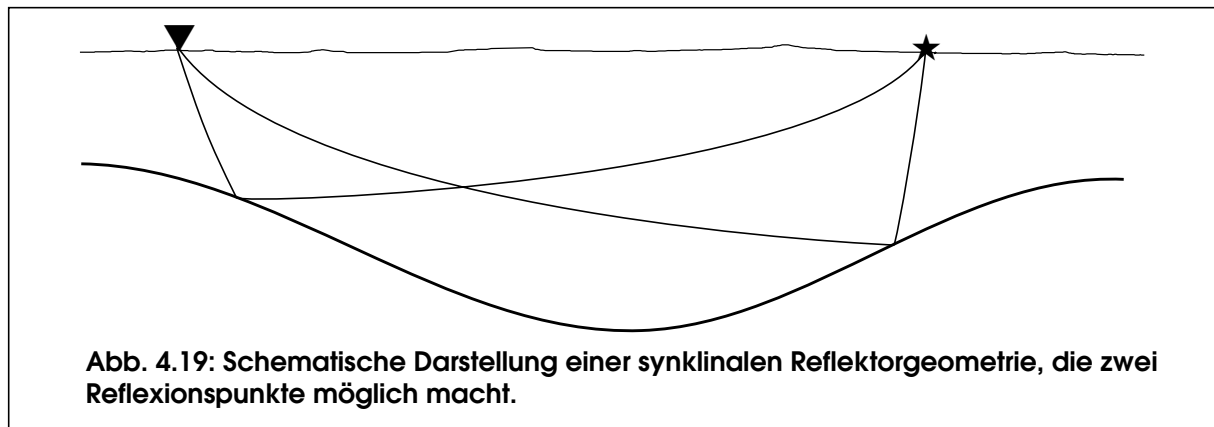


die Art des Extremums hängt bei Reflexionen von der Krümmung des Reflektors im Reflexionspunkt und der konkreten Geschwindigkeitsverteilung ab. Dies lässt sich verdeutlichen unter Hinzuziehung des Prinzips der Diffraktionstomographie bzw. Isochronenmigration. Unter einer Isochrone versteht man in der Reflexionsseismik die Menge hypothetischer Diffraktionspunkte gleicher Laufzeit zu einem gegebenen Schuss-Aufnehmer-Paar (Abb. 4.18). Bei konstanter Ausbreitungsgeschwindigkeit entartet die Isochrone zur Ellipse mit Schuss und Aufnehmer in den Brennpunkten (Simon, 1993), ansonsten spiegelt ihre Form die Geschwindigkeitsverteilung wider. Diffraktionspunkten innerhalb der Isochrone ist eine kleinere, außerhalb eine größere Laufzeit zugeordnet. Hätte ein Reflektor die Form einer Isochrone, dann hätten per Definition alle Laufwege Schuss-Reflektor-Aufnehmer die gleiche Laufzeit, unabhängig von der Gestalt der Isochrone. Denn nach dem Huygen'schen Prinzip kann man einen Reflektor als Folge von Punktdiffraktoren betrachten. Nach dem Fermat'schen Prinzip wären mithin alle Punkte auf diesem Reflektor für das betrachtete Schuss-Aufnehmer-Paar Reflexionspunkte.<sup>4</sup> Ist nun die Krümmung eines Reflektors stärker konkav als die der Isochrone, so erzeugen alle hypothe-

tischen Diffraktionspunkte dieses Reflektors kleinere Laufzeiten als die dem Tangentialpunkt mit der Isochrone zugeordnete<sup>5</sup> und dem Reflexionspunkt entspricht ein Laufzeitmaximum. Analog ergibt sich für schwächer konkave bzw. konvexe Reflektoren ein Laufzeitminimum.<sup>6</sup>

Will man also das auf Laufzeitminima reduzierte Fermat'sche Prinzip auf die Modellierung von Reflexionen anwenden, dann darf die konkave Krümmung eines Reflektors die lokale Isochronenkrümmung nicht erreichen, sonst kann die Strahlmodellierung zu keiner Lösung gelangen. Außerdem gibt es unabhängig von der Modellierungsmethode noch eine weitere Einschränkung für Reflektoren: Ihre Topographie sollte nicht so ausgeprägt sein, dass es für ein Schuss-Aufnehmer-Paar zwei oder mehr Reflexionspunkte gibt, da dann die Lösung nicht mehr eindeutig ist.

Meist fallen diese Einschränkungen zusammen, da eine stark konkav gekrümmte Reflektorgeometrie in der Regel mehrere Reflexionspunkten ermöglicht (Abb. 4.19).

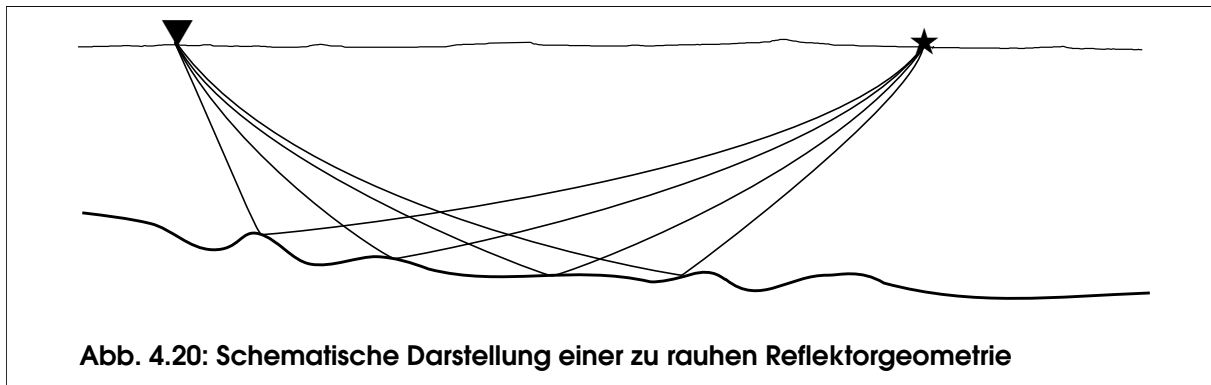


In der Natur kommen solche Situationen nur selten vor, weil die Synklinalstrukturen dazu sehr stark ausgeprägt sein müssen. Ist dies aber der Fall, so müssen die gegenüberliegenden Flanken als getrennte Reflektoren modelliert werden. Das impliziert eine entsprechende Trennung bei der Phasenkorrelation. Nur wenn dies aufgrund der Messdaten auch möglich ist, kann eine solche Synklinalstruktur überhaupt angenommen und modelliert werden. Eine ähnliche Situation stellte sich bei den TRANSALP-Daten in Hinblick auf die PmP-Welle (vgl. Kapitel 8).

Mehrdeutigkeit kann außerdem auftreten, wenn der Reflektor durch Überparameterisierung zu rauh wird. Auch dieses Problem ist kein technisches sondern liegt in der Natur der Sache. Wenn das Verhältnis Rauigkeit zu Tiefe für einen Reflektor so extrem ausfällt, wie in Abb. 4.20 dar-

- 4) Dann würden übrigens auch alle Laufwege vom Schuss über den Reflektor zum Aufnehmer führen, d.h. alle Energie würde dort gebündelt. Für Ellipsen ist dieser Effekt wohlbekannt.
- 5) Voraussetzung dafür ist außerdem die Glattheit des Reflektors, so dass auch die geometrischen Bedingungen für eine Reflexion erfüllt sind.
- 6) Diese Ausführungen beziehen sich auf Laufzeitänderungen bezüglich des Reflexionspunkts. Für die Verbindungen Quelle-Reflexionspunkt und Reflexionspunkt-Station gilt natürlich wieder die Reduktion des Fermat'schen Prinzips auf ein Laufzeitminimum.





gestellt, dann lässt sich die Topographie auch nicht auflösen (da sich die Phasen zu den dargestellten Laufwegen nicht trennen lassen) und es macht keinen Sinn, den Reflektor mit entsprechend vielen Parametern zu beschreiben. Obwohl die Gesamtstruktur keine ausgeprägte Syncline ist, ähnelt dieser Fall übrigens dem oben besprochenen, da viele kleine stark konkave Strukturen auftreten.

Die besprochenen Problemfälle sind in der programmtechnischen Realisierung nicht explizit verboten. Dies wäre auch sehr schwierig, da sie ja nur im Zusammenhang mit einer konkreten Akquisitionsgeometrie und Messdatendichte zum Problem werden. Es ist Sache des Anwenders, darauf zu achten, dass jeder Reflektor glatt genug und nicht zu stark konkav ist.

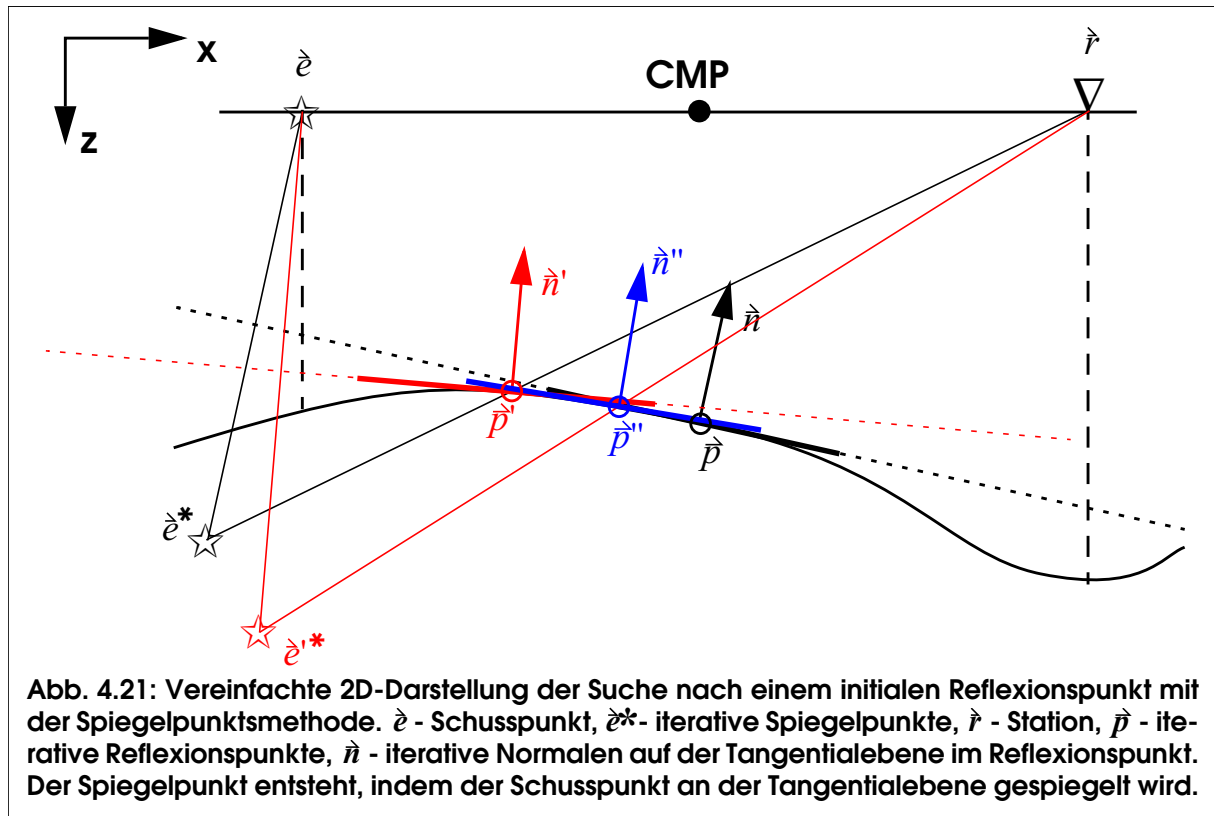
Unter der Annahme eines homogenen Geschwindigkeitsfeldes gibt es dann nur ein Laufzeitextremum. Anders als bei Tauchwellen gilt dies auch für lediglich lateral homogene Felder und söhliche Reflektoren. Deswegen ist die Gefahr bei der Modellierung von Reflexionen mit PB Methoden relativ gering, dass sie in einem Nebenminimum konvergiert.

#### 4.5.1.1 Suchschema für einen initialen Reflexionspunkt

Verglichen mit den direkten sind Laufwege reflektierter Phasen insofern komplizierter als mit dem Reflexionspunkt eine zusätzliche Unbekannte ermittelt werden muss. Dies wurde mit einem diskreten Suchalgorithmus umgesetzt, der ausgehend von einem approximativen Reflexionspunkt dessen Nachbarschaft auf kleinere Laufzeiten testet. Je besser dieser Startpunkt ist, desto schneller und gezielter kann eine nachfolgende Gittersuche durchgeführt werden. Andererseits bedeutet ein schlechter Startpunkt nicht unbedingt größere Ungenauigkeit im Ergebnis, sondern in erster Linie mehr Rechenzeit.

Ein akzeptabler Weg zur Ermittlung eines solchen Punkts führt über die Reduktion des Modells auf die Reflektor- und Akquisitionsgeometrie. Die konkrete Geschwindigkeitsverteilung wird zunächst vernachlässigt und ein homogener Halbraum unterstellt, so dass die Spiegelpunktmethode angewandt werden kann.

Mit dieser Methode lassen sich Reflexionspunkte für plane Reflektoren ermitteln. Da die hier modellierten Reflektoren nicht plan sind, wird das Verfahren iterativ angewandt (Abb. 4.21). Dazu wird ein Startpunkt  $\vec{p}$  auf dem Reflektor lotrecht unter dem CMP konstruiert. Es wird

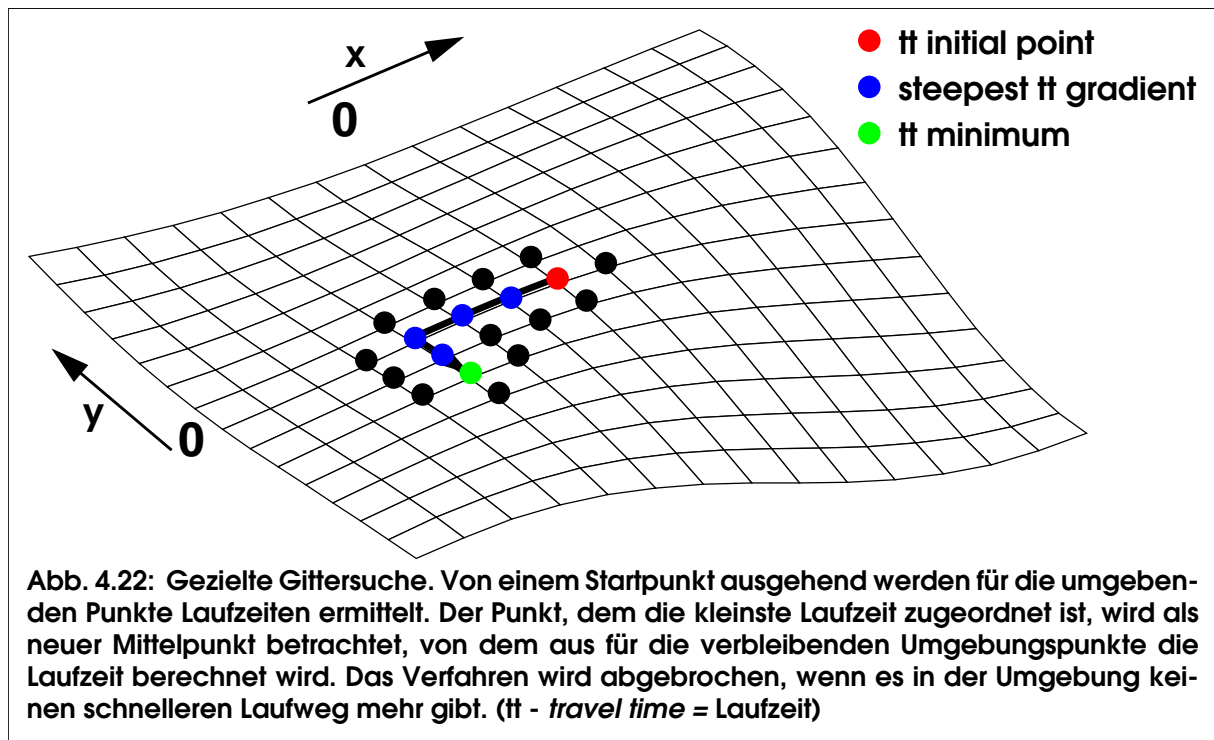


dann die Tangentialebene am Reflektor in diesem Punkt berechnet und der zugehörige Spiegelpunkt  $\hat{e}^*$  des Schusspunkts konstruiert. Der Schnittpunkt der Verbindungslinie Spiegelpunkt-Station mit dem Reflektor ergibt einen neuen Reflexionspunkt  $\hat{p}$ . Dieses Verfahren wird so lange durchgeführt, bis sich die Reflexionspunkte zweier aufeinander folgender Iterationen nicht mehr signifikant unterscheiden. Als Abbruchkriterien dienen die Unterschiede in den Koordinaten zweier aufeinander folgender Normalenvektoren  $\hat{n}$  sowie die Änderung der relativen (auf seine Gesamttiefe bezogenen) Tiefe des Reflexionspunktes. Das Ergebnis ist ein approximierter Reflexionspunkt, der als Initialwert für die nachfolgende Gittersuche verwendet wird.

#### 4.5.1.2 Gittersuche

Ausgehend von diesem initialen Reflexionspunkt wird eine zweistufige gezielte Gittersuche unter Einbeziehung der Geschwindigkeitsverteilung durchgeführt. Die beiden Stufen unterscheiden sich in der Methode, die Laufwege vom Reflexionspunkt zum Schuss und zur Station zu konstruieren. In der ersten Stufe werden diese Laufwege nur mit ART konstruiert, in der zweiten Stufe mit ART/PB. Der in der ersten Stufe optimierte Reflexionspunkt wird als Ausgangspunkt für die zweite Stufe verwendet.

In Abbildung 4.22 ist das Prinzip der gezielten Gittersuche dargestellt. Der Ursprung eines kartesischen Koordinatensystems wird in den initialen Reflexionspunkt gelegt. Die Reflektoroberfläche wird mit einem vorzugebenden Maß diskretisiert und das so entstehende Gitter indiziert.



Auf dem Gitter wird nur die jeweils nächste Umgebung durchsucht und dem steilsten Gradienten zu kleineren Laufzeiten gefolgt, bis ein Minimum erreicht ist.

An verschiedenen Stellen im Modellierungsprozess kann es vorkommen, dass die Konvergenz nicht gewährleistet ist. Ein Problem, das insbesondere bei symmetrischen Verhältnissen auftreten kann, ist ein sprunghaftes Verhalten bei der Suche nach dem initialen Reflexionspunkt. Dies wurde durch die Einführung eines Konvergenzfaktors gelöst, der die erlaubten Änderungen am Reflexionspunkt mit zunehmenden Iterationen verkleinert. Der resultierende Initialwert wird in solchen Fällen in der Regel weiter von der Lösung entfernt sein und somit die Gittersuche verlängern, jedoch wird dieser Umstand im Allgemeinen nicht die Genauigkeit der Lösung beeinflussen. Eine weitere Schwierigkeit kann durch eine begrenzte räumliche Ausdehnung von Reflektoren zustande kommen. Wenn der Reflexionspunkt während der Gittersuche am Rand eines Reflektors angelangt ist, wird die Modellierung abgebrochen, die entsprechende Laufzeitbeobachtung verworfen und eine Warnung ausgegeben. In solchen Fällen wurde entweder die Ausdehnung des Reflektors falsch modelliert oder die Phase falsch korreliert. In der Praxis bietet dies unter anderem die Möglichkeit, Fehlkorrelationen zu erkennen.

## 4.5.2 Modellierung von Refraktionen

Die prinzipielle Eignung des ART/PB-Verfahrens für die Berechnung gebeugter Phasen in Modellen mit stetiger Geschwindigkeitsverteilung ist allgemein anerkannt und seine akzeptable Genauigkeit in Abschnitt 4.4.4 dargelegt worden. Bei der Modellierung von Geschwindigkeits-

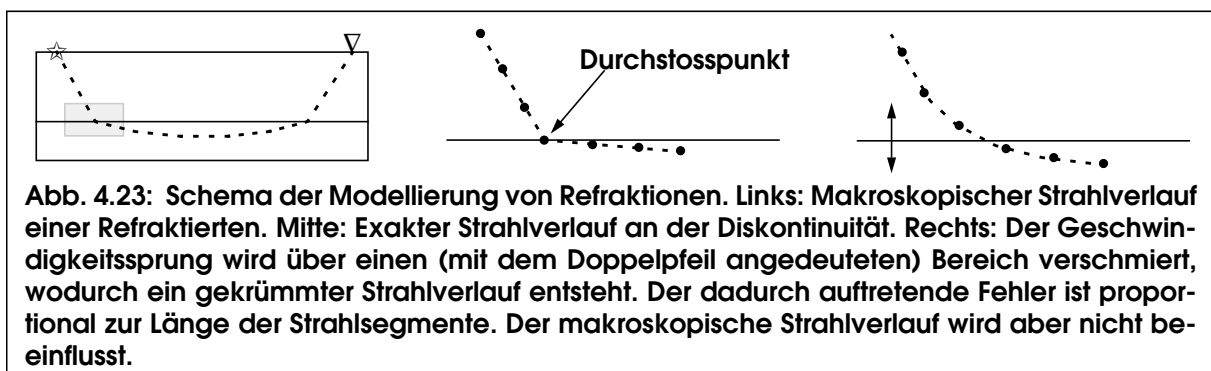
diskontinuitäten stellt sich jedoch das Problem der Bestimmung refraktierter Phasen auf neue Weise. Es ist zunächst unklar, ob und wie das ART/PB-Verfahren zu deren Berechnung in der Lage ist. Denn der Gradient an einer Diskontinuität 0. Ordnung stellt eine Singularität dar (vgl. Abschnitt 3.4) und die Beugung wird zur Brechung.

Der Simulation von Refraktionen an Diskontinuitäten mit *bending*-Methoden liegt meistens die Bestimmung von Durchstoßpunkten zugrunde (Thurber und Kissling, 2000), also ein ähnliches Verfahren wie es in dieser Arbeit für die Modellierung reflektierter Phasen benutzt wurde. Allerdings würde es sich bei einer Diskontinuität in der Regel um zwei Refraktionspunkte halten, bei einer Abfolge von Schichtgrenzen möglicherweise auch um vier, sechs oder noch mehr. Da jedoch die Refraktionspunkte nur in Abhängigkeit voneinander bestimmt werden können, wird die Rechenzeit im iterativen Prozess exponentiell mit der Zahl der Punkte zunehmen. Für 3D-Verfahren ist dies nach wie vor eine ernste Hürde. Neben dem grossen Aufwand, den eine programmtechnische Umsetzung so eines Verfahrens bedeuten würde, war dies ein wichtiger Grund, einen viel einfacheren, weniger exakten Weg zu beschreiten.

Dieser basiert vollständig auf der bereits vorhandenen Modellierung gebeugter Strahlen. Denn diese Verfahren sind in gewissen Grenzen durchaus zur Modellierung gebrochener Strahlen geeignet. Zentrale Elemente für die Modellierung gebrochener Strahlwege sind die abschnittsweise Strahlbegradigung sowie die Verteilung der Singularität des Gradienten auf ein ausgedehntes Gebiet (Abb. 4.23, vgl. Abb. 3.11). Der erste Aspekt dient der Anpassung des gebeugten Strahlwegs an eine Singularität des Gradienten, der zweite der Anpassung der Singularität an den gebeugten Strahlweg. Der erste Aspekt ermöglicht die Modellierung gebrochener Strahlwege, der zweite die Verwendung der Prinzipien des PB.

Denn durch den endlichen Gradienten wird die Brechung wieder zur Beugung. Ist der Bereich, über den der Sprung verteilt wird, nur klein genug, so wird sich aber auf makroskopischer Skala ein gebrochener Laufweg ergeben. Empirische Untersuchungen der Genauigkeit dieser Art der Modellierung haben gezeigt, dass es sinnvoll ist, besagten Bereich während der Modellierung schrittweise zu verkleinern und somit einen gebeugten Strahl einem gebrochenen immer mehr anzunähern.

Ein gewisses Problem bei der Modellierung gebrochener Strahlen ist die Strahlbegradigung, die ja an einen Schwellwert geknüpft ist, der vom Anteil des Geschwindigkeitsgradienten senkrecht



**Abb. 4.23:** Schema der Modellierung von Refraktionen. Links: Makroskopischer Strahlverlauf einer Refraktierten. Mitte: Exakter Strahlverlauf an der Diskontinuität. Rechts: Der Geschwindigkeitssprung wird über einen (mit dem Doppelpfeil angedeuteten) Bereich verschmiert, wodurch ein gekrümmter Strahlverlauf entsteht. Der dadurch auftretende Fehler ist proportional zur Länge der Strahlsegmente. Der makroskopische Strahlverlauf wird aber nicht beeinflusst.

zum Strahl nicht überschritten werden darf. Deswegen sollte dieser Schwellwert so gesetzt werden, dass der Gradient jenseits einer Diskontinuität immer kleiner ist. Da eine Diskontinuität die Interpolationsfunktion (8) unterbricht und diese dadurch partiell zur Extrapolation wird, wird der Gradient in der Nachbarschaft von Diskontinuitäten im allgemeinen nicht sehr groß und die genannte Bedingung leicht zu erfüllen sein. In der praktischen Anwendung empfiehlt sich jedoch eine Kontrolle solcher Laufwege.

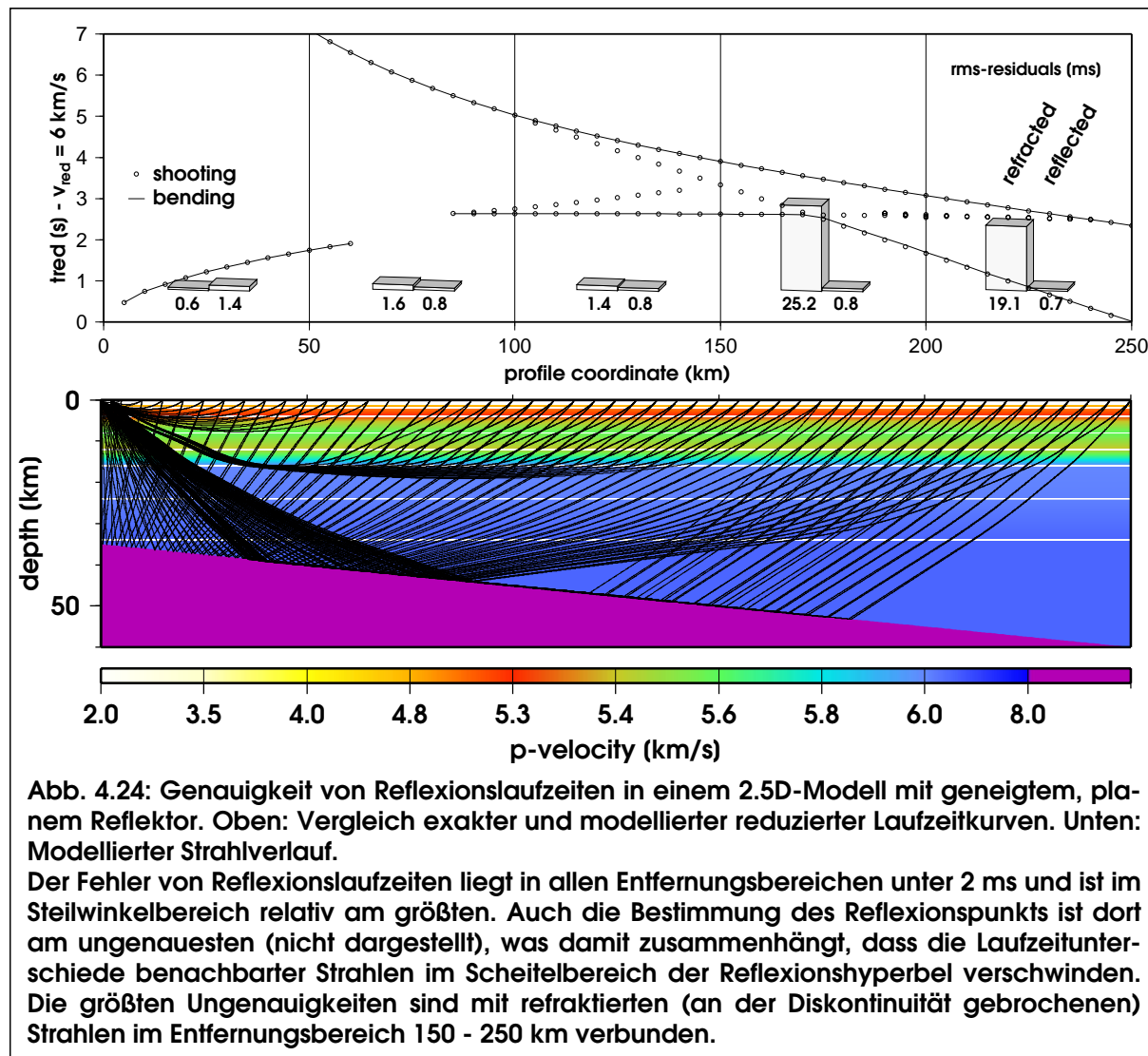
### 4.5.3 Überprüfung der erreichten Genauigkeit

Wie schon bei der Überprüfung der Genauigkeit des ART/PB-Verfahrens für Tauchwellen besteht das wesentliche Problem darin, eine exakte Vergleichslösung zur Verfügung zu haben, weshalb auch hier auf die Überprüfung komplexer 3D-Modelle verzichtet wurde.

Das Testmodell ist in den oberen 24km identisch mit dem bisher verwendeten 1D-Modell (Abb. 4.10), darunter wurde eine geneigte, plane Diskontinuität eingeführt. Gerechnet wurde wieder mit größtmöglicher Genauigkeit. Die Laufzeitfehler der reflektierten Phase sind in allen Entfernungsbereichen äußerst gering (Abb. 4.24). Bis auf den Steilwinkelbereich liegen sie sogar deutlich unter dem Fehler des Ersteinsatzes.

Die an dem Reflektor gebrochene Refraktierte weist einen Fehler von 20-25ms auf. Für gebeugte Phasen in einem vergleichbaren Modell ergab sich im entsprechenden Entfernungsbereich ein Fehler von 15ms (vgl. Abb. 4.11, 4.12). Der etwas größere Fehler resultiert aus der Verteilung der Singularität des Gradienten auf einen endlichen Raumbereich (vgl. Abschnitt 3.4 und Abb. 4.23). Doch auch 25ms sind noch deutlich unter dem typischen Picking-Fehler dieser Phase (etwa 100ms) in so grossen Entfernungen.

Diese Genauigkeiten gelten für einfache Modelle. In welchem Ausmaß der Fehler mit der Komplexität der Modelle zunimmt, geht daraus nicht hervor. Um die quantitativen und qualitativen Grenzen der Strahlmodellierung in komplexen Modellen zu eruieren, würde eine vergleichende Untersuchung verschiedener Methoden nötig sein, die sowohl die Fehler der Vorwärtsmodellierung als auch ihren Einfluss auf die tomographische Inversion betrachtet. Dies würde den Rahmen dieser Arbeit sprengen, insbesondere, da es ein vergleichbares integriertes tomographisches 3D-Verfahren bislang nicht gibt.



## 5 Simultane Inversion

### 5.1 Der *sensitivity kernel*

In Kapitel 2.3 wurde gezeigt, wie sich bei Kenntnis der Jakobimatrix  $s_{lk}$  aus Laufzeitresiduen Modelländerungen bestimmen lassen. Insbesondere wurde in Kapitel 2.3.1 auch darauf hingewiesen, dass die Objektfunktion (das Modell) durchaus mehrere Kategorien von Parametern umfassen kann. Unter Berücksichtigung unbekannter Hypozentralparameter, Geschwindigkeiten, Reflektortiefen sowie Stationsverzögerungen wird das lineare Gleichungssystem (3b) zu

$$\vec{\Delta T} = \mathbf{u}_{lk} \vec{\Delta v} + \mathbf{t}_{lh} \vec{\Delta x} + \mathbf{r}_{lw} \vec{\Delta z} + \mathbf{v}_{lj} \vec{\Delta t} \quad (12)$$

wobei  $\mathbf{u}_{lk}$  eine  $[pq \times n]$ -Matrix,  $\mathbf{t}_{lh}$  eine  $[pq \times 4p]$ -Matrix,  $\mathbf{r}_{lw}$  eine  $[pq \times m]$ -Matrix und  $\mathbf{v}_{lj}$  eine  $[pq \times q]$ -Matrix ist (vgl. Schwarzenböck, 1993).

Die Lösungsvektoren und zugehörigen Jakobisubmatrizen in (12) lassen sich jederzeit wieder in einem Vektor und einer *sensitivity matrix*  $s_{lk}$  zusammenfassen, so dass sich an der LSQR-Bestimmungsgleichung (7) zunächst nichts ändert. Die einzelnen Elemente oder *sensitivity kernels*  $s_{lk}$  lassen sich unter der Voraussetzung bekannter Laufwege aus (3b) bestimmen, da

$$s_{lk} = \frac{\partial T_{i,j}}{\partial f_k},$$

sie unterscheiden sich allerdings qualitativ für die verschiedenen Elemente der Objektfunktion.

#### 5.1.1 Geschwindigkeiten

Für *Geschwindigkeiten* ergibt sich für das Element  $u_{lk}$  der Jakobimatrix  $\mathbf{u}_{lk}$

$$u_{lk} = \frac{\partial}{\partial v_k} \int_{\Gamma_l} \frac{1}{v(x,y,z)} dr = \int_{\Gamma_l} \frac{-1}{v^2(x,y,z)} \frac{\partial v(x,y,z)}{\partial v_k} dr \approx \sum_{\Gamma_l} \frac{-1}{v^2(x,y,z)} \frac{\partial v(x,y,z)}{\partial v_k} \Delta r$$

Die Ableitung der kontinuierlichen Geschwindigkeitsfunktion  $v(x,y,z)$  nach den Parametern der Objektfunktion  $v_k$  ist abhängig von der Modellparameterisierung. Für Blöcke mit konstanten Eigenschaften wäre die Ableitung entweder 0 oder 1. Im Falle trilinearer Interpolation gibt sie die Wichtung an, mit der eine benachbarte Stützstelle zur Geschwindigkeit am Ort  $(x,y,z)$  beiträgt. In der Praxis werden übrigens - wie schon früher erwähnt - statt Geschwindigkeiten meist Langsamkeiten als Modellparameter für die Inversion verwendet. Da Langsamkeiten im Laufzeitintegral im Zähler stehen, vereinfacht sich die Herleitung der Jakobimatrix  $\mathbf{u}_{lk}$  weiter und ihre Bestimmung erfordert weniger Rechenoperationen.

Die so bestimmte Matrix  $\mathbf{u}_{lk}$  basiert völlig auf den kinematischen Näherungen, die die Abhän-

gigkeit einer Laufzeitbeobachtung vom Medium als eindimensionales Integral über den Strahlweg beschreiben:

$$t = \int_{\Gamma} u(\hat{r}) d\hat{r} = \iiint u(\hat{r}) \delta(\Gamma) dx dy dz$$

Husen und Kissling (2001) haben mit einer *fat ray tomography* genannten Methode versucht, die Auswirkungen der räumlichen Ausdehnung von Wellen durch die Substitution dieses eindimensionalen *sensitivity kernels* mit einer konstanten Dichteverteilung innerhalb des Fresnel-Volumens zu untersuchen. Sie fanden jedoch für die in der LET typischen Auflösungsverhältnisse keine signifikanten Unterschiede zwischen dieser und der konventionellen eindimensionalen Methode hinsichtlich der resultierenden Geschwindigkeitsverteilung. Bei einer unzureichend angepassten Modellauflösung führte ihre Methode allerdings aufgrund einer ausgeglicheneren Strahldichte zu einer gewissen Stabilisierung.

Dahlen (2002) konnte allerdings zeigen, dass eine konsequente Berücksichtigung der Wellenaspekte keine gleichverteilte, sondern eine komplexe räumlichen Empfindlichkeitsfunktion erfordert. Für die direkte Phase ist dieser dreidimensionale *sensitivity kernel* Null entlang des Strahlwegs und ungleich Null in einer bestimmten Umgebung des Strahls. Für andere Phasen wird sie sehr viel komplizierter.

Ob der Übergang von der  $\delta$ -Funktion zur räumlichen Dichtefunktion bzw. von der klassischen Strahlen- zur Finite-Frequenzen-Tomographie notwendig ist, hängt nach Dahlen vom Verhältnis von Wellenlänge  $\lambda$  und Beobachtungsentfernung  $d_l$  zu den Stützstellenabständen der Modellparameterisierung  $d_g$  ab. Eine dem Fresnel-Radius reflektierter Strahlen entsprechende Kenngröße

$$a = \frac{1}{2} \sqrt{d_l \lambda}$$

beschreibt die Ausdehnung der Dichtefunktion um den Strahlweg und nur für  $a < d_g$  ist der eindimensionale *sensitivity kernel* eine zulässige Näherung.

Die sehr neue und hinsichtlich der Formulierung der Sensitivitätsdichte auch noch nicht abgeschlossene Entwicklung dreidimensionaler *kernels* aus der globalen Tomographie konnte in dieser Arbeit leider nicht mehr aufgenommen werden. Obwohl ein genäherter dreidimensionaler *sensitivity kernel* in gewissen Grenzen wohl auch auf der Basis des Strahlkonzepts realisierbar wäre, würde seine vollständige Integration auch in der Vorwärtsmodellierung den Übergang von der Kinematik zum Wellenfeld erfordern und damit manche Grundlagen der hier vertretenen Methode umstoßen. Anders als für die LET könnte sich jedoch für die hochauflösende lokale Reflexions- und Refraktionstomographie die Integration der Algorithmen der Finite-Frequenzen-Tomographie als notwendig zur weiteren Verbesserung der Abbildungseigenschaften



erweisen.

## 5.1.2 Hypozentralparameter

Für Hypozentralparameter ergeben sich die Elemente  $t_{lh}$  der Jakobimatrix  $\mathbf{t}_{lh}$  zu:

$$t_{lh} \dots t_{l(h+3)} = \left( \frac{\partial}{\partial t_{0i}}, \frac{\partial}{\partial x_{0i}}, \frac{\partial}{\partial y_{0i}}, \frac{\partial}{\partial z_{0i}} \right) T_l = \left( 1, \frac{e_{xl}}{v_{0i}}, \frac{e_{yl}}{v_{0i}}, \frac{e_{zl}}{v_{0i}} \right)$$

für eine Beobachtung  $l$  des Ereignisses  $i$  und 0 sonst,

wobei  $v_{0i} = v(x_{0i}, y_{0i}, z_{0i})$  die Geschwindigkeit im Herd und  $\vec{e}_{0i}$  der Einheitsvektor entlang des Strahls im Herd ist. Die meisten Matrixelemente  $t_{lh}$  sind Nullelemente, da eine Beobachtung  $l$  natürlich nur von den Quellparametern eines einzigen Ereignisses  $i$  abhängt und nicht von den  $p-1$  anderen.

## 5.1.3 Reflektortiefen

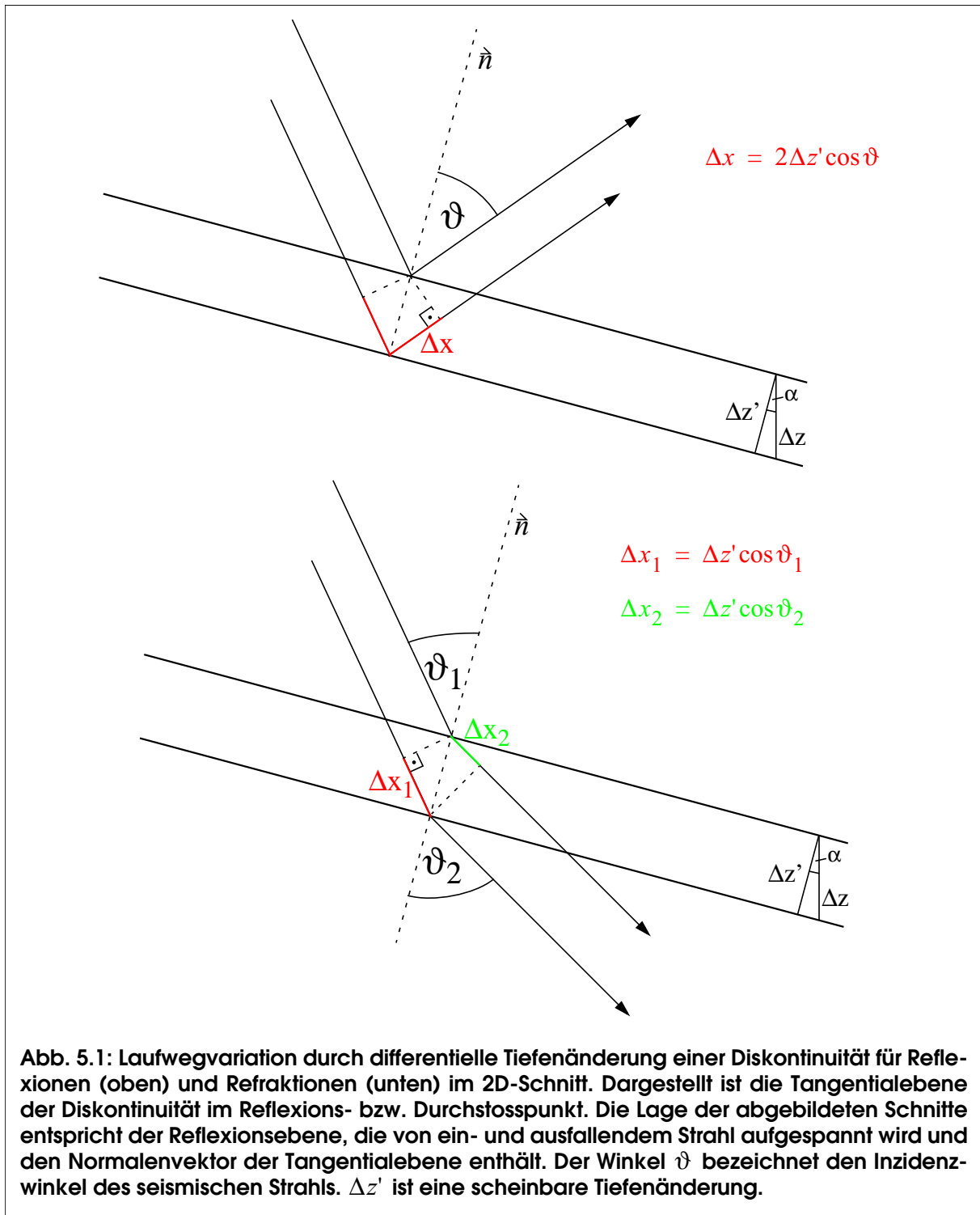
Für *Reflektortiefen* ergibt sich ein Element  $r_{lw}$  der Jakobimatrix  $\mathbf{r}_{lw}$  zu

$$r_{lw} = \frac{\partial}{\partial r_w} T_l = \begin{cases} \frac{\partial z}{\partial z_w} \frac{2}{v} \cos \alpha \cos \vartheta & \text{für Reflektionen} \\ \frac{\partial z}{\partial z_w} \cos \alpha \left( \frac{\cos \vartheta_1}{v_1} - \frac{\cos \vartheta_2}{v_2} \right) & \text{für Refraktionen} \end{cases}$$

wobei  $v$  die Geschwindigkeit oberhalb des Reflektors am Ort des Reflexionspunkts ist,  $v_1$  und  $v_2$  sind die Geschwindigkeit ober- bzw. unterhalb des Refraktors am Ort des Durchstosspunkts, und  $\frac{\partial z}{\partial z_w}$  die Wichtungsfaktoren, die die Abhängigkeit der Reflektortiefe  $z$  von den umgebenden

Stützstellen beschreiben. Der Index  $w$  läuft über alle Stützstellen aller Reflektoren. Zur Definition der Winkel siehe Abbildung 5.1.

Bishop *et al.* (1985) sowie Zelt und Smith (1992) haben diesen Zusammenhang im zweidimensionalen Fall beschrieben. Er unterscheidet sich nicht vom 3D-Fall. Um dies zu verifizieren betrachte man differentielle Laufwegsänderungen für seismische Strahlen in Abhängigkeit der Tiefenlage einer Diskontinuität. Diese lassen sich dann in Laufzeitänderungen umrechnen. Die Abbildung 5.1 zeigt den Zusammenhang zwischen der Laufwegsänderung und einer scheinbaren Tiefenänderung  $\Delta z'$ . Da diese scheinbare Tiefenänderung parallel zum Normalenvektor  $\vec{n}$  der Tangentialebene ist, lässt sich der Zusammenhang zur Tiefenänderung  $\Delta z$  über den Winkel zwischen der Normalen und der Lotrechten, also dem Neigungswinkel der Tangentialebene Reflexions- bzw. Durchstosspunkt  $\alpha$  herstellen:



$$\Delta z' = \cos\alpha \Delta z$$

Für Reflexionen ergibt sich daher:

$$\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{s}{v} \right) = \frac{1}{v} \frac{\partial x}{\partial z} = \frac{2}{v} \frac{\partial z'}{\partial z} \cos\vartheta = \frac{2}{v} \cos\alpha \cos\vartheta$$

und für Refraktionen:

$$\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{s}{v} \right) = \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{x_1}{v_1} - \frac{x_2}{v_2} \right) = \frac{\partial z'}{\partial z} \left( \frac{\cos \vartheta_1}{v_1} - \frac{\cos \vartheta_2}{v_2} \right) = \cos \alpha \left( \frac{\cos \vartheta_1}{v_1} - \frac{\cos \vartheta_2}{v_2} \right)$$

Die Ableitungen werden mit einer bilinearen Wichtung auf die umgebenden vier Tiefenstützstellen verteilt. Dabei wird die durch die bikubische *spline* Interpolation gegebene, nichtlineare Abhängigkeit der Tiefe von allen anderen Stützstellen ignoriert. Diese Näherung ist nur sinnvoll, wenn die Reflektortopographie dicht und gleichmäßig genug abgetastet ist, so dass es nicht zu den für *splines* typischen Überschwingern kommt. Neben den Grenzen, die der Reflektortopographie im Rahmen der Vorwärtsmodellierung gesetzt sind (vgl. Abschnitt 4.5.1), ist dies bei der Parameterisierung zu beachten.

Für die Formulierung der *kernels* für Reflektortiefen ergibt sich übrigens ganz analog zu den Geschwindigkeiten das Problem der Finiten Frequenzen. Deren Lösung würde die Beschreibung einer Fresnel-Zonen ähnlichen Sensitivitätsdichte auf dem Reflektor erfordern. Angesichts der für die Weitwinkelseismik typischen Auflösungsverhältnisse für Reflektoren erscheint dieses Problem jedoch weit weniger kritisch, als bei den Geschwindigkeiten. Studien zu diesem Problem liegen allerdings noch nicht vor.

### 5.1.4 Verzögerungszeiten

Verzögerungszeiten sind stationsseitige statische Korrekturen. Für sie ergibt sich ein Element  $v_{lj}$  der Jakobimatrix  $\mathbf{v}_{lj}$  zu:

$$v_{lj} = \frac{\partial}{\partial t_p} T_l = \begin{cases} 1 & \text{für } j = p \\ 0 & \text{sonst} \end{cases}$$

## 5.2 Parameterseparation

Nachdem auf der Basis der modellierten Strahlwege die Fréchet'sche Ableitungsmatrix bestimmt ist, kann nun im Prinzip die Inversion durchgeführt werden. Im Falle der Inversion für Hypozentralparameter wurde das Verfahren allerdings etwas geändert. Dies sei hier nur der Vollständigkeit halber erwähnt.

Da die Fréchet'sche Ableitungsmatrix bei der simultanen Inversion für Hypozentralparameter sowohl sehr groß als auch größtenteils leer ist, werden diese vor der Lösung von (3b) abgetrennt. So wird nach der Modellierung eines Ereignisses die Jakobisubmatrix für die Hypozentralparameter dieses Ereignisses durch Eigenwertzerlegung getrennt gelöst. Ihre Parameter werden dann unter Berücksichtigung des verbleibenden Residuums von der Fréchet'schen Ableitungsmatrix separiert (Thurber, 1983). Streng genommen ist dadurch die Simultaneität der Inversion verletzt, obwohl alle Laufzeiten berücksichtigt werden, deren Ableitung bezüglich des Ereignisses ungleich Null ist. Denn es wird zwar durch die Parameterseparation die Abhängigkeit aller anderen von den Hypozentralparametern berücksichtigt, aber nicht umgekehrt.

Neben der Reduktion durch Abtrennung der Hypozentralparameter  $\overrightarrow{\Delta x}$  führt die Parameterseparation zu einer Transformation der Matrix  $s_{lk} \rightarrow s'_{l'k}$  mit  $l = i \times j$  und  $l' = i \times (j - 4)$  sowie des Residuenvektors  $\overrightarrow{\Delta T}_l \rightarrow \overrightarrow{\Delta T}'_{l'}$

Das Verfahren ist ausführlich beschrieben bei Schwarzenböck (1993). Es hat keinen weiteren Einfluss auf die Ableitung und Anwendung von (7). Die transformierte Bestimmungsgleichung lautet ganz einfach:

$$\overrightarrow{\Delta f} = (s'_{kl}{}^T s'_{l'k} + \Theta^2 \mathbf{E})^{-1} \times (s'_{kl}{}^T \overrightarrow{\Delta T}'_{l'}) \quad (7')$$

## 5.3 Dämpfung

Eine wichtige Größe in (7) bzw. (7') ist die Dämpfung  $\Theta^2$ . Sie war eingeführt worden, um Änderungen an unterbestimmten Parametern klein zu halten (vgl. Kapitel 2.3.5.3). Zunächst soll das allgemein anerkannte Verfahren zur Dämpfungsbestimmung beschrieben werden, um dann einige Modifikationen im Zusammenhang mit den in dieser Arbeit realisierten Erweiterungen zu diskutieren.

Zu Ermittlung der Dämpfung hat sich eine empirische Methode durchgesetzt, bei der zunächst für verschiedene Dämpfungszahlen nach der ersten Iteration die Daten gegen die Lösungsvarianz aufgetragen wird (Abb 5.2). Unter der Datenvarianz wird hier die Quadratsumme der Laufzeitresiduen normiert mit der Anzahl der Laufzeitbeobachtung minus der Zahl der Modellparameter verstanden:

$$VAR(\text{data}) = \frac{\sum_{n=1}^l w_n (t_n^{\text{obs}} - t_n^{\text{cal}})^2}{\left( \sum_{n=1}^l w_n \right) - m_{\text{inv}}} \quad (13)$$

$w_n$  - Wichtung (zwischen 0 und 1), mit der eine Laufzeitbeobachtung in die Inversion eingeht.

$m_{\text{inv}}$  - Anzahl der invertierbaren Stützstellen

Die Datenvarianz ist im wesentlichen ein Maß des verbleibenden Fehlers der Laufzeitanpassung. Darüber hinaus sorgt die Wichtung dafür, dass Laufzeitbeobachtungen nur zu dem Anteil berücksichtigt werden, mit dem sie zur Inversion beitragen.

Die Datenvarianz ist also nicht ausschließlich durch die Daten bestimmte Varianz. Eine solche würde für entfernungsabhängige Laufzeitdaten auch wenig repräsentativ sein. Sie ist vielmehr vom Modell abhängig und sagt etwas über dessen Qualität aus: Je besser mit einem Modell die Beobachtungsdaten simuliert werden können und je weniger Modellparameter dazu invertiert

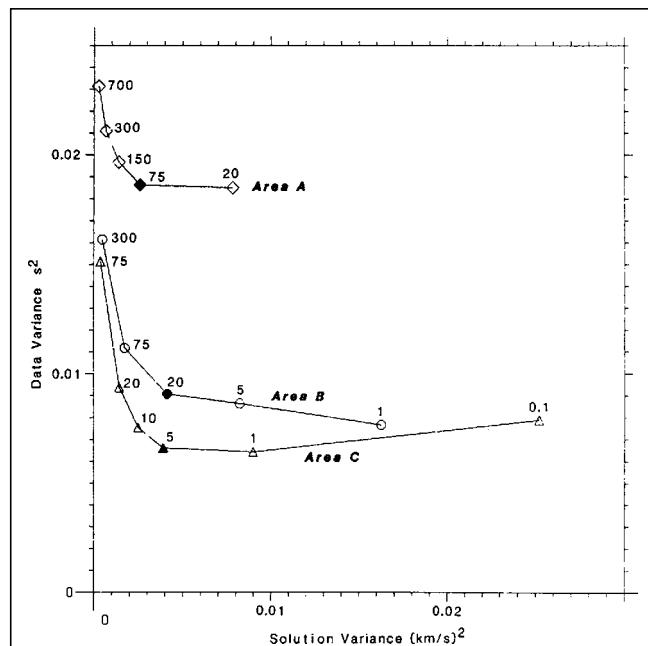


Abb. 5.2: Bestimmung des optimalen Dämpfungsparameters für Geschwindigkeitsänderungen nach Eberhart-Phillips (1986). Den drei Kurven entsprechen verschiedene Messgebiete/Datensätze (Area A, B, C). Für jedes Gebiet ist die Daten- gegen die Modellvarianz für verschiedene Dämpfungsparameter nach der ersten Iteration aufgetragen. Je größer die Dämpfung desto geringer die Modelländerungen, desto größer aber auch die verbleibenden Laufzeitresiduen. Mit abnehmender Dämpfung werden zunächst die Stützstellen mit der höchsten Überdeckung beeinflusst und die Modelländerungen führen zu einer deutlichen Reduktion der Laufzeitresiduen. Für sehr kleine Dämpfungsparameter werden auch unterbestimmte Stützstellen geändert. Die Inversion wird dadurch in der Regel instabil und die Datenvarianz steigt sogar wieder an (Area C). Die optimalen Dämpfungswerte sind schwarz markiert.

werden müssen, desto kleiner wird die Datenvarianz.

Die Lösungs- oder Modellvarianz ist in diesem Zusammenhang eine über alle Schichten gemittelte quadratische Abweichung der Geschwindigkeiten von ihrem jeweiligen tiefenabhängigen Mittelwert:

$$VAR(\text{solution}) = \sum_{z=1}^{n_z} \frac{\sum_{xy=1}^{n_x n_y} \delta_i (v_{z,xy} - \bar{v}_z)^2}{m_{inv,z}}$$

$n_x, n_y, n_z$  - Anzahl der Stützstellen in x-, y- sowie z-Richtung

$\delta_i$  - 1, wenn die entsprechende Stützstelle invertierbar ist, 0 sonst

$m_{inv,z}$  - Anzahl der invertierbaren Stützstellen in der Tiefe  $z$

Die Lösungsvarianz ist also ein Maß der quadratischen Abweichung der Geschwindigkeiten von einem 1D-Modell, eine Art laterale Heterogenität des Modells. Ganz analog wurde für Reflektoren eine Lösungsvarianz definiert, bei der die quadratische Abweichung der Tiefe einer Stützstelle von einer durchschnittlichen Tiefe (also auch von einem 1D-Modell) eingeht.

Eberhart-Phillips (1986) hat vorgeschlagen, aus der Kurve, die sich beim Auftragen dieser Varianzen für verschiedene Dämpfungswerte ergibt (Abb. 5.2), denjenigen zu nehmen, bei dem eine möglichst große Reduktion der Datenvarianz einhergeht mit einer möglichst kleinen Erhöhung der Lösungsvarianz. Dies entspricht Forderung nach der einfachsten Lösung. In der Anwendung hat sich diese Bestimmung der Dämpfung durch Evaluierung verschiedener Werte in einer Inversion mit einem Iterationsschritt durchgesetzt (z.B. Haslinger *et al.*, 1999, Paul *et al.*, 2001). Die optimale Dämpfung ist im "Knie" der Kurve (Thurber *et al.*, 2001), also an der Stelle stärkster Krümmung zu suchen.

Eine Voraussetzung dieser Art der Dämpfungsbestimmung ist allerdings, dass das Startmodell der Inversion mittelwertfrei bezüglich der Laufzeitresiduen ist. Denn dann ist die Norm des Lösungsvektors klein und die Dämpfung wirkt vor allem auf unterbestimmte Parameter. Ist diese Bedingung nicht gegeben, so wird der Lösungsvektor groß und die Dämpfung wirkt in stärkerem Maße auf alle Parameter. Das Knie der Kurve wird dann zu kleineren Dämpfungen verschoben. Wann und in welchem Ausmaß dies eintritt, hängt ausschließlich von konkreten Gegebenheiten (Datensatz, Startmodell, Parameterisierung etc.) ab und lässt sich nicht allgemein quantifizieren.

Übrigens lässt sich in vielen Fällen statt der Daten- gegen die Lösungsvarianz auch das gewichtete rms-Laufzeitresiduum gegen die Modellstandardabweichung auftragen ohne den qualitativen Verlauf der Kurve zu beeinflussen. Dies ist der Fall, wenn sich die Nenner in Lösungs- und Datenvarianz nicht wesentlich ändern. Der Vorteil besteht darin, dass es sich bei dem Laufzeitresiduum und der Modellstandardabweichung um anschaulichere Größen handelt.

Dieser Ansatz behandelt allerdings ein Inversionsproblem, bei dem nur für eine Parameterkate-

gorie (Geschwindigkeit) invertiert wird und es nur einen Dämpfungswert gibt. Bei der erweiterten Inversion setzt sich jedoch der Sensitivitätskernel  $s_{lk}$  aus Transformationsmatrizen mehrerer Parameterkategorien zusammen und enthält dadurch sogar Elemente verschiedener Dimensionen. Dies gilt genauso für  $s_{kl}^T s_{lk}$ , und (7) bzw. (7') kann deshalb nicht mehr aufrecht erhalten werden, denn die Diagonalmatrix  $\Theta^2 \mathbf{E}$  kann nicht verschiedene Einheiten haben. Deswegen ist es nötig, von der Einheitsmatrix zu einer Diagonalmatrix der Dämpfung überzugehen:

$$\Theta^2 \mathbf{E} \rightarrow \mathbf{D}_{\Theta}^2 = \begin{bmatrix} \Theta_v^2 \frac{s^4}{m^2} & 0 & \dots & & \dots & 0 \\ 0 & \cdot & 0 & & & : \\ : & 0 & \Theta_v^2 \frac{s^4}{m^2} & 0 & & \\ & & 0 & \frac{s^2 \Theta_z^2}{m^2 25} & 0 & \\ & & 0 & \cdot & 0 & \\ & & & 0 & \frac{s^2 \Theta_z^2}{m^2 25} & 0 \\ & & & & 0 & \frac{\Theta_j^2}{3} & 0 & : \\ : & & & & 0 & \cdot & 0 & \\ 0 & \dots & & & \dots & 0 & \frac{\Theta_j^2}{3} \end{bmatrix}$$

Die Dämpfungswerte für Geschwindigkeiten, Reflektortiefen und Stationsverzögerungen sind nun dimensionslos und können verschieden sein:  $\Theta_v^2 \neq \Theta_z^2 \neq \Theta_j^2$ . Die Dämpfung für Hypozentralparameter taucht hier aufgrund der Parameterseparation nicht mehr auf.

Die Werte von  $\Theta^2$  für die verschiedenen Parameterkategorien sind aufgrund der verschiedenen Dimensionen ebenso wenig direkt vergleichbar, wie die bedämpften Modelländerungen. Sie sind allerdings hinsichtlich ihrer Wirkung auf die Laufzeit vergleichbar. Ein einfaches Beispiel soll dies veranschaulichen.

Ausgehend von einer *zero offset* Reflexion mit einer Strahlänge von 60 km und einer Laufzeit von 10 s kann man eine Laufzeitänderung von 1 s näherungsweise erreichen durch

- eine Änderung der Durchschnittsgeschwindigkeit um 0.6 km/s
- eine Änderung der Reflektortiefe um 3 km
- eine Änderung der Stationsverzögerung um 1 s

Ausgehend von den auch im Programm verwendeten traditionellen Basiseinheiten der Seismik und der Seismologie, [km] und [s], kann man also sagen: Um dieselbe Laufzeitänderung zu erreichen muss der Zahlenwert einer Modelländerung bei Reflektortiefen größer und bei Geschwindigkeiten kleiner sein als bei Stationsverzögerungen. Betrachtet man nochmal den Ansatz kleinster gedämpfter quadratischer Abweichungen zur Herleitung der Bestimmungsgleichung für Modelländerungen (Kapitel 2.3)

$$\epsilon^2 = |s_{ik}\vec{\Delta f} - \vec{\Delta T}|^2 + \Theta^2 |\vec{\Delta f}|^2,$$

so kann man ersehen, dass die Dämpfung klein sein muss für Änderungen, die groß sein sollen (und umgekehrt), wenn nicht der Modelländerungsvektor zugunsten einer Parameterkategorie verschoben werden soll (vgl. Hawley *et al.*, 1981).

Mit dem angeführten Beispiel lassen sich die Dämpfungszahlen näherungsweise skalieren, denn das Verhältnis 0.6:3:1 = 1:5:1.67 muss durch die Dämpfung ausgeglichen werden. Die Dämpfungszahlen müssen sich also genau umgekehrt verhalten (1:0.2:0.6) und für  $\Theta^2$  ergibt sich dementsprechend 1:0.04:0.36 oder näherungsweise 1:1/25:1/3. Freilich ist dies nur eine grobe Näherung, aber mit dem Skalierungsverhältnis sollen auch lediglich die vom Benutzer anzugebenden Dämpfungszahlen in vergleichbare Größenordnungen gebracht werden. Eine Bestimmung der Dämpfungszahlen ist damit natürlich noch nicht gegeben.

Ein weiterer Aspekt der Modifikationen ist die tendenzielle Verschiebung der Bedeutung der Dämpfung von ihrer primären Aufgabe, die Fluktuation des Modells in unterbestimmten Bereiche zu verhindern, hin zur Möglichkeit einer Balance zwischen den verschiedenen Parameterkategorien. Denn das Problem mit unterbestimmten Bereichen ist durch die Möglichkeit der Anpassung der Modellparameterisierung an das Auflösungsvermögen der Daten weitgehend entschärft.

Ein allgemeines, optimales Schema zur Bestimmung der Dämpfung bei simultaner Inversion für verschiedene Parameterkategorien konnte in dieser Arbeit nicht festgelegt werden. Dies lag vor allem an mangelnden Rechenkapazitäten, da bei einer Dämpfungsbestimmung derselbe Inversionsschritt für viele verschiedene Dämpfungszahlen wiederholt werden muss. Ohne vergleichende praktische Erprobung bleiben aber Aussagen über optimale Verfahren spekulativ. Andererseits lässt sich natürlich mit dem oben beschriebenen Verfahren eine Dämpfungsbestimmung für jede beliebige Parameterkategorie getrennt durchführen. Bei ausreichender Rechenzeit ließen sich diese Dämpfungen dann im Zusammenspiel weiter evaluieren, indem für einen Parameterraum dieser und eng benachbarter Dämpfungszahlen Inversionen gerechnet werden.



## 5.4 Wichtung

Wie bereits im letzten Abschnitt am Rande bemerkt wurde, gibt es im SIMUL-Inversionsverfahren die Möglichkeit der Wichtung einer individuellen Laufzeitbeobachtung. Die Wichtung ist Faktor, der beim Auffüllen der *sensitivity kernels* (Abschnitt 5.1) an das jeweilige Element multipliziert wird. Die Funktionen von Wichtungsfaktoren sind ebenso vielfältig, wie die Möglichkeiten ihrer Bestimmung.

Die **entfernungsabhängige Wichtung** (Abb. 5.3) kann bewirken, dass im Verlauf der Inversion zunächst der Schwerpunkt auf der Minimierung der Residuen naher Beobachtungen und damit auf einer Bestimmung oberflächennaher Geschwindigkeiten liegt. In dem Maß, wie dies während der Inversion gelingt, verringern sich dann die Residuen dieser Beobachtungen und die Residuen entfernterer gewinnen an Einfluss. Ein solches Vorgehen ist unabhängig von der Inversionsmethode bei der Geschwindigkeitsbestimmung allgemein anerkannt. Es

wurde übrigens nicht als sinnvoll erachtet, die entfernungsabhängige Wichtung auch auf Reflexionslaufzeiten anzuwenden, da der Zusammenhang zwischen Entfernung und Eindringtiefe für Reflexionen nicht gegeben ist.

Die **residuenabhängige Wichtung** (Abb. 5.4) wird nach jeder Vorwärtsmodellierung neu bestimmt. Sie dient in erster Linie dazu, die Auswirkungen fehlerbehafteter Messwerte oder falscher Phasenkorrelationen zu begrenzen. Der flache Abfall zwischen dem zweiten und dritten Wert soll verhindern, dass in der Anfangsphase der Inversion Laufzeiten völlig verloren gehen (Evans *et al.*, 1994).

Die **individuelle Wichtung** wird für jede Laufzeitbeobachtung *a priori* festgelegt. Mit ihr können Unsicherheiten bei der Entnahme von Laufzeiten aus den Seismogrammen individuell berücksichtigt werden. Sie kann aber auch dazu die-

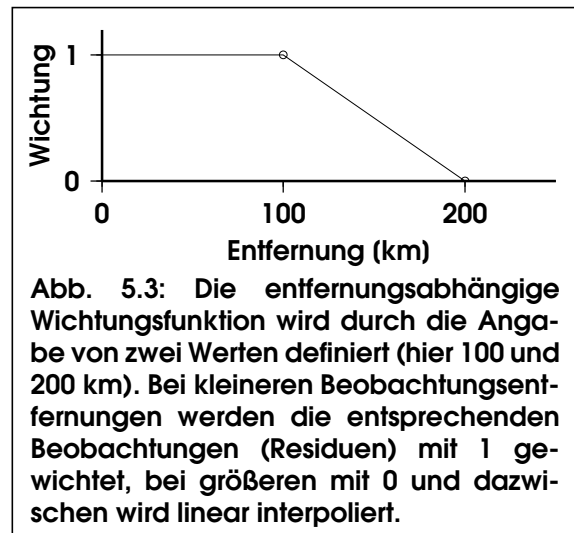


Abb. 5.3: Die entfernungsabhängige Wichtungsfunktion wird durch die Angabe von zwei Werten definiert (hier 100 und 200 km). Bei kleineren Beobachtungsentfernungen werden die entsprechenden Beobachtungen (Residuen) mit 1 gewichtet, bei größeren mit 0 und dazwischen wird linear interpoliert.

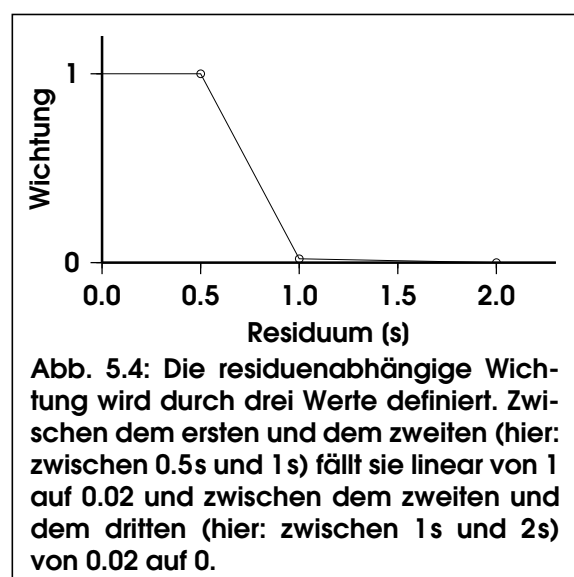


Abb. 5.4: Die residuenabhängige Wichtung wird durch drei Werte definiert. Zwischen dem ersten und dem zweiten (hier: zwischen 0.5s und 1s) fällt sie linear von 1 auf 0.02 und zwischen dem zweiten und dem dritten (hier: zwischen 1s und 2s) von 0.02 auf 0.

nen, Ungleichmäßigkeiten in der Überdeckung auszugleichen oder beliebige Phasen herabzuwichten, die dann - analog zur entfernungsabhängigen Wichtung - erst nach einigen Iterationen zur Inversion beitragen.

## 5.5 Abbruchkriterien

Im Prinzip könnte man den Inversionszyklus (vgl. Abschnitt 2.3.3) *ad infinitum* laufen lassen. In Abhängigkeit von der Dämpfung wird das Modell im Laufe der Inversion früher oder später in immer kleiner werdenden Schritten auf ein Minimum zusteuern oder auch um es herum oszillieren. Da jedoch die Rechenzeit eine elementare Rolle spielt, muss dieser Prozess anhand bestimmter Kriterien irgendwann kontrolliert beendet werden. Die bedeutendsten Abbruchkriterien der Inversion beziehen sich auf

- (a) die Norm des Lösungsvektors  $|\overrightarrow{\Delta f}|$ ,
- (b) die Norm des Residuenvektors  $|\overrightarrow{\Delta T}|$ ,
- (c) das Verhältnis der Datenvarianzen (13) zweier aufeinander folgender Iterationen zu einem per F-Test ermittelten Signifikanzniveau,
- (d) die Zahl der Iterationen.

Laut Eberhart-Phillips (1986) geht die Einführung des F-Tests als Abbruchkriterium der Inversion auf Thurber zurück. Es werden dabei die sogenannten Datenvarianzen zweier aufeinanderfolgender Iterationen auf signifikante Unterschiede getestet. Für den in der Statistik auch als Freiheitsgrad bezeichneten Umfang der Messreihen wird die Differenz zwischen der gewichteten Zahl der Beobachtungen und der Zahl der zu invertierenden Parameter eingesetzt, *i.e.* der Nenner in (13). Problematisch an der Verwendung des F-Tests ist allerdings der Umstand, dass das Laufzeitresiduum, anders als vom F-Test vorausgesetzt, eigentlich keine normalverteilte Größe ist.

Sicherlich sorgt die nivellierende Wirkung des LSQR-Algorithmus dafür, dass die Residuenverteilung im Lauf der Inversion tendenziell ein stochastisches Erscheinungsbild annimmt. Im Idealfall könnte außerdem das Modell am Ende der Inversion eine perfekte Nachbildung der Wirklichkeit sein. Wäre der Ablesefehler der Laufzeitbeobachtungen zudem noch entfernungsunabhängig, dann wäre das Residuum ausschließlich von Messfehlern verursacht, mithin normalverteilt, und der F-Test somit legitim.

Im Realfall kann aber das Modell auch nach beliebig vielen Inversionen von der Wirklichkeit abweichen, und die Residuen könnten von dieser Diskrepanz dominiert sein. Messfehler würden also eine völlig untergeordnete Rolle spielen. Der Grund dafür wäre in der Regel der, dass die Wirklichkeit mit einer gegebenen Parameterisierung eben nur unzureichend beschreibbar ist. Bei gleicher Parameterisierung würde in einem ohnehin schon überbestimmten System die Erhöhung der Messwerte kaum eine Verbesserung der Signifikanz bringen. Dann wäre die absolute Zahl der Messwerte irrelevant und es wäre vielmehr das Verhältnis von Beobachtungen zur Zahl der zu invertierenden Parameter, das etwas über die Signifikanz aussagt.

Das Auftreten dieser Problematik hat mit Umständen zu tun, die erst in dieser Arbeit besondere

Bedeutung erlangten. Zum einen wurden ausgiebig unverrauschte synthetische Daten getestet, für die der F-Test keinerlei Berechtigung hat. Zum anderen verschiebt die angepasste Parameterisierung die Gewichte in dieser Frage. Denn bei einem kartesischen Gitter gibt es immer große Bereiche unterbeleuchteter Stützstellen, die es zwar theoretisch ermöglichen, dass das Modell die Wirklichkeit gut nachbilden kann, die in der Praxis jedoch unterbestimmt sind. Unter der Bedingung einer unveränderten Parameterisierung würde eine Vergrößerung der Datenbasis dann eine verbesserte Auflösung dieser Bereiche ermöglichen. Das Residuum wäre dann weniger von Fluktuationen in diesen Bereich sowie Dämpfungseffekten dominiert und entsprechend mehr von Mess- und Ablesefehlern.

Bei einer angepassten Parameterisierung sind jedoch bereits alle Bereiche gut ausgeleuchtet und das Modell hat kaum Freiheitsgrade i.e.S. Allerdings wäre die Parameterisierung in weiten Modellbereichen unzulänglich in Hinblick auf die Fähigkeit, die Wirklichkeit nachzubilden, und mehr Messdaten könnten daran bei gleichbleibender Parameterisierung nichts ändern. Das Residuum wäre nach wie vor von der Unzulänglichkeit des Modells dominiert und die Signifikanz würde nicht erhöht werden.

Auch die Unterschiede zwischen der LET und der Refraktionsseismik spielen hier eine Rolle, da durch die Geschwindigkeits-Hypozentralparameter-Ambivalenz ein Ausmaß an Unterbestimmtheit in der Modellierung auftritt, das in der Refraktionsseismik so nicht vorhanden ist. Zugleich bedeutet in der LET eine Vergrößerung der Datenbasis immer auch eine Vergrößerung der Objektfunktion.

Ein Beispiel unter dem Gesichtspunkt der Refraktionsseismik soll die Problematik verdeutlichen: Mit 100 Laufzeitbeobachtungen werde für ein Modell mit 5 Parametern invertiert. Die Parameterisierung sei dem Auflösungsvermögen angepasst. Die Wichtungen seien konstant 1, so dass die Zahl der Freiheitsgrade konstant 95 bleibt. Dies entspricht einem Wert der  $F_{0,05}$ -Verteilung von 1.40. Als signifikant wird ein Inversionsschritt also nur betrachtet, wenn er eine Verbesserung der Datenvarianz mindestens um diesen Faktor erbringt. Tatsächlich würde man aber bei diesem Verhältnis von Beobachtungen zu invertierten Koeffizienten auch sehr viel geringere Verbesserungen als signifikant akzeptieren wollen.

Hätte man nun 1000 Beobachtungen für das gegebene Modell, so läge die Signifikanzgrenze bei 1.05. Dies ist ein immenser Unterschied, obwohl die 900 zusätzlichen Beobachtungen außer einer Verlängerung der Rechenzeit nicht viel bringen werden. Tatsächlich wäre dieser Unterschied nur dann sinnvoll, wenn die Residuen von einem Messfehler dominiert würden, so dass die Aussagekraft der Datenvarianz über ein gegebenes Modell mit zunehmender Beobachtungszahl verbessert würde. Werden die Residuen hingegen in erster Linie von der Abweichung des Modells von der Wirklichkeit verursacht, so spielt die absolute Zahl der Laufzeitmessungen eigentlich gar keine Rolle.

Würde man nun mit 10000 Laufzeitbeobachtungen für ein Modell mit 9500 Parametern inver-

tieren, also ein miserables Verhältnis von Beobachtungen zu Lösungsparametern, so würde jede Verbesserung der Laufzeit um mindestens den Faktor 1.10 als signifikant anerkannt. Andererseits ist bei dieser Relation unter der Bedingung einer realistischen Messgeometrie *a priori* klar, dass unabhängig von der Datenvarianz keine der möglichen Lösungen jemals signifikant sein wird.

Insbesondere bei der Inversion von kleinen Datensätzen ist diese Art von Signifikanztest hinderlich, da die  $F_{0,05}$ -Funktion für kleine Freiheitsgrade sehr groß und dadurch nahezu jeder Inversionsschritt abgelehnt wird. Deswegen wurden dem Signifikanztest zwei weitere Abbruchkriterien zur Seite gestellt, die ebenfalls Funktionale der Zahl der invertierten und beobachteten Parameter sind. Die Inversion kann nun beendet werden, wenn das Verhältnis zweier aufeinander folgender Datenvarianzen

(c1) unter das Niveau  $\min(2, F_{0.05|k_{i+1}, k_i})$  fällt, wobei  $i$  die Iteration und  $k = \left( \sum_{n=1}^l w_n \right) - m_{inv}$

(c2) unter das Niveau  $f = \frac{0.4}{k_i - 1} + 1$  fällt, wobei  $k = \frac{n-1}{m_{inv}}$

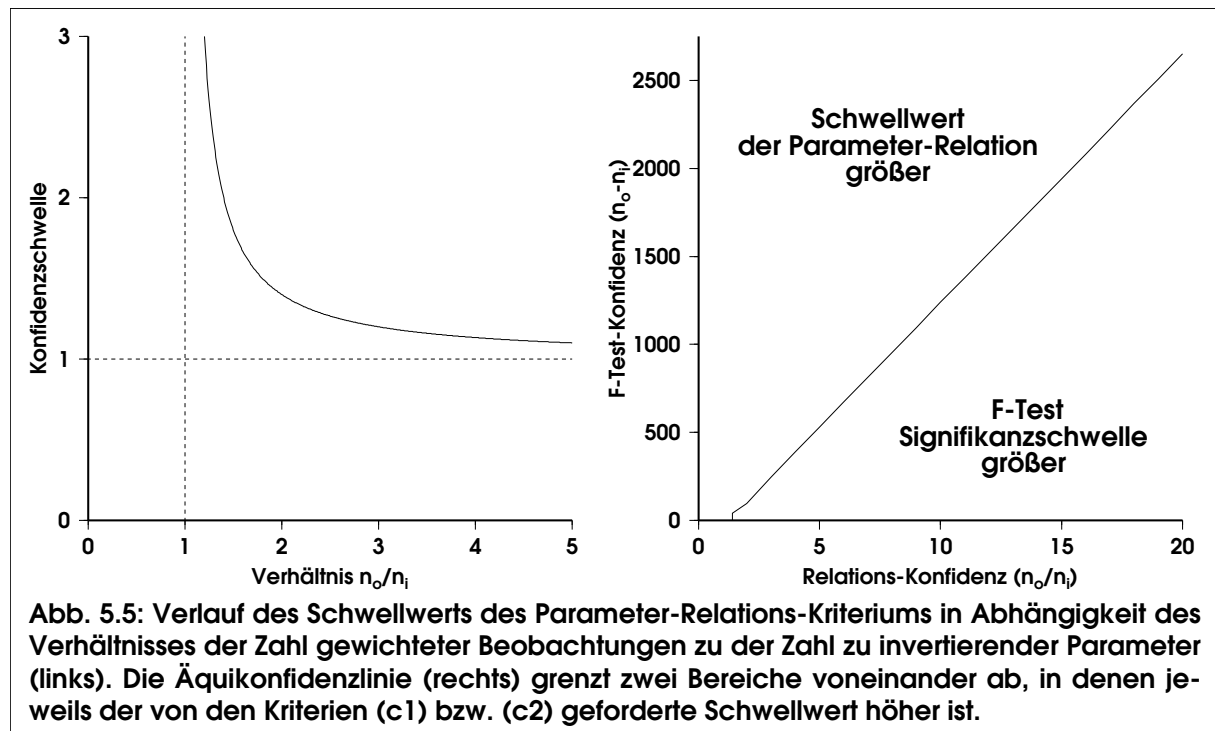
(c3) unter 1.0 fällt.

Der F-Test nach Thurber (c1) wurde unverändert übernommen. Alternativ dazu wurde ein Parameter-Relations-Kriterium (c2) entworfen, das einen Schwellwert für das Verhältnis zweier aufeinander folgender Datenvarianzen aus dem aktuellen Verhältnis der Zahl gewichteter Beobachtungen zu der Zahl zu invertierender Parameter bestimmt (Abb. 5.5). Die in (c2) verwendeten Parameter +1 und -1 regeln den Verlauf der Kurve so, dass auch für beliebig große Beobachtungs/Inversionskoeffizienten-Verhältnisse die Schwelle nie unter 1 abrutscht (siehe c3) und Inversionen mit weniger Beobachtungen als zu invertierender Koeffizienten grundsätzlich abgelehnt werden. Der Faktor 0.4 wurde empirisch durch synthetische Tests ermittelt.

Die Option (c3) besagt bei konstanter Differenz gewichteter Beobachtungen und invertierter Parameter, dass die Inversion laufen soll, solange das Residuum abnimmt.

Es hängt vom konkreten Datensatz und den konkreten Einstellungen ab, welches Kriterium sinnvoll ist. Insbesondere bei der Inversion von kleinen Datenmengen ist (c2) zu bevorzugen. Bei der Inversion für Modelle mit Schattenzonen (Die Zahl der Beobachtungen fluktuiert und damit auch die Datenvarianz) kann (c3) angebracht sein oder sogar die Deaktivierung dieses Kriteriums. Für unverrauschte synthetische Daten ist (c1) grundsätzlich nicht sinnvoll.

Ein Nachteil des Parameter-Relations-Kriteriums (c2) ist seine Willkürlichkeit. Streng genom-



**Abb. 5.5:** Verlauf des Schwellwerts des Parameter-Relations-Kriteriums in Abhängigkeit des Verhältnisses der Zahl gewichteter Beobachtungen zu der Zahl zu invertierender Parameter (links). Die Äquikonfidenzlinie (rechts) grenzt zwei Bereiche voneinander ab, in denen jeweils der von den Kriterien (c1) bzw. (c2) geforderte Schwellwert höher ist.

men fehlt ihm im Gegensatz zum F-Test die physikalische Begründung. Der Nutzen eines Abbruchkriteriums liegt jedoch vor allem darin, die Inversion in einem Stadium kontrolliert zu beenden, in dem die Rechenzeit für weitere Iterationsschritte in keinem Verhältnis mehr zu den erzielten Verbesserungen steht und nicht in der Beurteilung der Aussagekraft einer Lösung. Diese kann nur durch die Auswertung der Strahlüberdeckung, der Auflösungsmatrix, der Kovarianz und/oder anderer vieldimensionaler Größen erfolgen.

## 5.6 Beurteilung von Lösungen

Der unvermittelteste Indikator für die Qualität einer Lösung ist die gewichtete Überdeckungsmatrix (*derivative weight sum*). Es handelt sich dabei um eine Art modellierter Strahldichte, allerdings nicht pro Volumen, sondern pro Gitterstützstelle. Außerdem berücksichtigt sie, mit welchem Gewicht ein Strahl zur Inversion eines Geschwindigkeitsparameters beiträgt, was wiederum von der Länge eines Strahlabschnitts in der Umgebung einer Gitterstützstelle, seiner Entfernung von derselben und von der Wichtung der entsprechenden Beobachtung abhängt. Für die Länge eines Strahlabschnitts wird der Einfachheit halber die Anzahl der Strahlsegmente verwendet. Dadurch kann die dimensionslose *derivative weight sum* relativ große Zahlenwerte annehmen, die nicht mehr absolut, sondern nur noch relativ vergleichbar sind. Auch ist eine näherungsweise Interpretation als Anzahl von Strahlen durch die Vielzahl von Wichtungsfaktoren nicht mehr möglich. Die *derivative weight sum* ist übrigens auch definiert für Stützstellen des Reflektorgitters unter Berücksichtigung der Entfernung eines Reflexionspunktes von denselben und des Einfallswinkel eines Strahls, sowie für statische Korrekturen, bei denen die absolute Laufzeit einer Beobachtung berücksichtigt wird.

Diese Überdeckungsmatrix der Inversionsparameter hat jedoch den großen Nachteil, dass sie die linearen Abhängigkeiten verschiedener Beobachtungen nicht berücksichtigt. Würde man eine gegebene Datenbasis verdoppeln, ohne neue Messungen durchzuführen, also identische Daten hinzufügen, so würden sich auch die Werte der Überdeckungsmatrix verdoppeln, obwohl das Inversionsergebnis dadurch nicht besser bestimmt wäre.

Eine Matrix, die solche Abhängigkeiten berücksichtigt, ist die sogenannte Auflösungsmatrix  $\mathbf{R}$ . Sie ist das Produkt der generalisierten Inversen, also jenes Operators, der in der gedämpften Bestimmungsgleichung (7) Laufzeitresiduen mit Modelländerungen verknüpft, und der Fréchet'schen Ableitungsmatrix (Gleichung 3a). Für eine gegebene Parameterisierung verknüpft sie das reale mit dem idealen Modell. Die Zeilen der quadratischen Matrix  $\mathbf{R}$  repräsentieren die Abhängigkeit eines Modellparameter von allen anderen und ihre Diagonalelemente

$$\frac{\lambda_k^2}{\lambda_k^2 + \Theta^2} \quad (\text{vgl. Abschnitt 2.3.5.3})$$

die Abhängigkeit der Modellparameter von sich selbst, mithin ihre Unabhängigkeit (Crosson, 1976; Thurber, 1993).

Zur Vermeidung von Missverständnissen sei angemerkt, dass diese Definition einer Auflösungsmatrix dem allgemeinen Verständnis von Auflösung widerspricht. In digitalen Anwendungen bezeichnet Auflösung üblicherweise die Punktmenge oder -dichte, mit der eine Funktion abgetastet ist. Die Diagonalelemente der Auflösungsmatrix verhalten sich in Abhängigkeit

der Punktdichte jedoch umgekehrt zur Auflösung: Gäbe es nur einen einzigen Bildpunkt, so wäre der "Diagonal"wert der Auflösungsmatrix (unter Vernachlässigung der Dämpfung) 1, da dessen Wert von keinem anderen Bildpunkt abhängig wäre. Gäbe es hingegen unendlich viele Bildpunkte, so gingen alle Diagonalelemente gegen 0, da kein einziger Funktionswert mehr bestimmbar wäre.

Die Auflösungsmatrix beschreibt also nicht die Auflösung eines Modells im Sinne der Dichte der Stützstellen der Inversion, sondern sie beschreibt die Verlässlichkeit der Lösung, also die Übereinstimmung der Werte der Bildpunkte mit denen des Originals (vgl. Toomey und Foulger, 1989).

Die Auflösungsmatrix ist auch nur im Rahmen einer gegebenen Parameterisierung aussagekräftig. Inwiefern diese überhaupt geeignet ist, eine untersuchte Struktur abzubilden, muss mit anderen Methoden evaluiert werden.

Gewichtete Überdeckungsmatrix und Diagonalelemente der Auflösungsmatrix sind dort kongruent, wo die Beobachtungen linear unabhängig sind. Parallel verlaufende Strahlen können die Auflösung demgegenüber deutlich erniedrigen. Im Gegensatz zur Überdeckungsmatrix sind die Werte der Auflösungsmatrix global vergleichbar. Sie liegen immer zwischen 0 und 1 und für die Diagonalelemente von  $\mathbf{R}$  wird oft ein Minimalwert von 0.2 angestrebt (z.B. Haslinger *et al.*, 1999), wenngleich streng genommen eine allgemeingültige minimale Auflösungsanzahl so nicht existiert. Denn zum einen hängt sie von der Dämpfung ab und zum anderen muss für Zonen erniedrigter Geschwindigkeit, die in der Regel von weniger Strahlen durchlaufen werden, tendenziell eine höhere Nullmengenenergie bzw. kleinere Auflösungsanzahl in Kauf genommen werden, um diese Zonen nicht über das nötige Maß hinaus zu verschmieren.<sup>7</sup>

Viele Autoren weisen außerdem darauf hin, dass eine gründliche Untersuchung der Auflösungsmatrix es erfordert, über die Betrachtung der Diagonalelemente hinaus zu gehen. So ist es ein Zeichen der Verlässlichkeit eines Modells, wenn die Elemente eines Vektors von  $\mathbf{R}$  ungleich Null sind nur in der Umgebung der betreffenden Stützstelle. Eine detaillierte Untersuchung der einzelnen Vektoren der Auflösungsmatrix ist aufgrund ihrer Größe im Allgemeinen jedoch nicht praktikabel. Toomey und Foulger (1989) verwendeten daher eine sogenannte *spread*-Funktion, um ein statistisches Maß der Verlässlichkeit eines Modellparameters zu erhalten. Dabei handelt es sich um eine Summe der einzelnen, mit der Entfernung von der entsprechenden Stützstelle gewichteten Elemente eines Vektors von  $\mathbf{R}$ . Mit der entsprechenden Normierung versehen kann diese Funktion auch als eine Art Auflösungsbreite gesehen werden (Michellini und MacEvelly, 1991), was dem klassischen Verständnis von Auflösung sehr viel näher kommt.

---

7) Übrigens versuchen Böhm *et al.* (2000) dieses Problem zu lösen, indem sie die Parameterisierung nicht nur an die Nullmengenenergie, sondern auch an den Geschwindigkeitsgradienten anpassen, in der Erwartung, dass so vor allem die Konturen einer Anomalie parameterisiert werden.



Neben der Auflösungsmatrix und daraus abgeleiteten Größen spielen auch sogenannte *checker board* und ähnliche Tests eine Rolle. Sie dienen dazu, das Auflösungsvermögen eines Datensatzes in Bezug auf eine konkrete Modellparameterisierung zu untersuchen. Dazu werden zunächst in synthetischen Modellen mit einer willkürlichen Verteilung von Anomalien Laufzeiten berechnet, die der realen Messgeometrie entsprechen. Diese Laufzeiten werden dann invertiert. Die Qualität der erhaltenen Rekonstruktion der synthetischen Anomalien kann als Maß für die Qualität der Rekonstruktion auf der Basis der echten Daten angesehen werden.

## 6 Inversion synthetischer Daten

Vor der Anwendung auf reale Daten wurden die Modifikationen auf ihre prinzipielle Funktionalität geprüft. Schwerpunkt der Tests waren die simultane Inversion von Reflexions- und Refraktionslaufzeiten für Reflektortiefen sowie das Verhalten der Inversion bezüglich Niedriggeschwindigkeitszonen.

Um die Interpretation der Ergebnisse überschaubar zu halten, wurden möglichst einfache Modelle gewählt, die mit zehn bis maximal zwanzig Parametern beschrieben werden können. Mit dem ART/PB *ray tracer* wurden in jedem Modell etwa zwei- bis viermal so viel Beobachtungen synthetisiert. Da es sich um unverrauschte Daten handelt, sollte dieses Verhältnis ausreichend sein. Bei realen Daten ist je nach Qualität eine Relation von mindestens 1:10 anstrebenwert.

Ein Problem weitergehender Tests mit komplexeren Modellen waren die Rechenzeiten. Um ein realistisches 3D-Modell mit gekrümmten Reflektoren zu beschreiben, benötigt man schnell 100 und mehr Parameter. Je größer jedoch die Parameterzahl, desto höher sind in der Regel die linearen Abhängigkeiten der Beobachtungen, und desto größer muss das Verhältnis von Beobachtungen zu Parametern sein. Auf der schnellsten verfügbaren SUN-Workstation (360MHz) rechnet eine Vorwärtsmodellierung bei akzeptabler Genauigkeit für 10000 Beobachtungen in einem  $200 \times 200 \text{ km}^2$  3D-Modell mit einer mit  $4 \times 4$  Stützstellen modellierten Diskontinuität in 32-27km Tiefe deutlich über 10h. Eine Optimierung der zur Reflektormodellierung verwendeten *spline* Routinen (Press *et al.*, 1989) oder mindestens die zehnfache Rechnerleistung wären notwendig, um einen solchen synthetischen Datensatz zu invertieren. Dies insbesondere, da vor jeder erfolgreichen Inversion ein vieldimensionaler Parameterraum justiert, also eine große Zahl von Testinversionen durchgeführt werden muss. Diese Rechenzeit wurde jedoch für die Inversion der realen Daten gebraucht.

Während der Erstellung dieser Arbeit wurde gelegentlich die Frage nach der Mehrdeutigkeit der Inversion reflexionsseismischer Beobachtungen bezüglich Reflektortiefen und Geschwindigkeiten aufgeworfen. Es ist allgemein anerkannt, dass sich aufgrund dieser Ambivalenz reflexionsseismische Daten nicht ausgesprochen gut zur Geschwindigkeitsbestimmung eignen. Dies gilt insbesondere für den Steilwinkelbereich. Im Weitwinkelbereich verringert sich allerdings die Empfindlichkeit der Laufzeit gegenüber der Reflektorposition und Weitwinkelreflexionen sind deshalb (auf Kosten ihrer Fähigkeit zur Strukturauflösung) besser zur Geschwindigkeitsanalyse geeignet. Vor dem Hintergrund reflexionsseismischer Anwendungen haben u.a. Bickel (1990), Lines (1993) und Tiemann (1994) grundlegende Arbeiten zu diesem Problem durchgeführt.

Im übrigen besteht das Problem der Mehrdeutigkeit im Prinzip bereits bei direkten Phasen. Die LET muss darüber hinaus die starke Kopplung von Geschwindigkeiten und Hypozentralpara-

metern berücksichtigen. Die Methoden der seismischen Laufzeit-tomographie sind deshalb prinzipiell darauf ausgelegt, mit solchen Mehrdeutigkeiten umzugehen. Bei der in dieser Arbeit verwendeten DLSQR-Matrixinversion geschieht dies vor allem durch die Anpassung der Modellparameterisierung an das Auflösungsvermögen der Daten.

In Hinblick auf die Kopplung mit den Geschwindigkeiten gibt es übrigens eine gewisse Ähnlichkeit zwischen den räumlichen Hypozentral- und den Reflektorparametern: Je geringer die Winkelüberdeckung von Reflexionspunkt bzw. Hypozentrum zu den Stationen, desto größer die Mehrdeutigkeit bezüglich dessen Lage und den Geschwindigkeiten. Im Gegensatz zu den Hypozentralparametern lässt sich jedoch die Zahl der Reflektorparameter genau wie die der Geschwindigkeitsparameter begrenzen und anpassen. Insofern ist die Kopplung partiell linear abhängiger Geschwindigkeits- und Tiefenstützstellen sogar besser kontrollierbar als die Kopplung von Geschwindigkeiten und Hypozentralparametern.

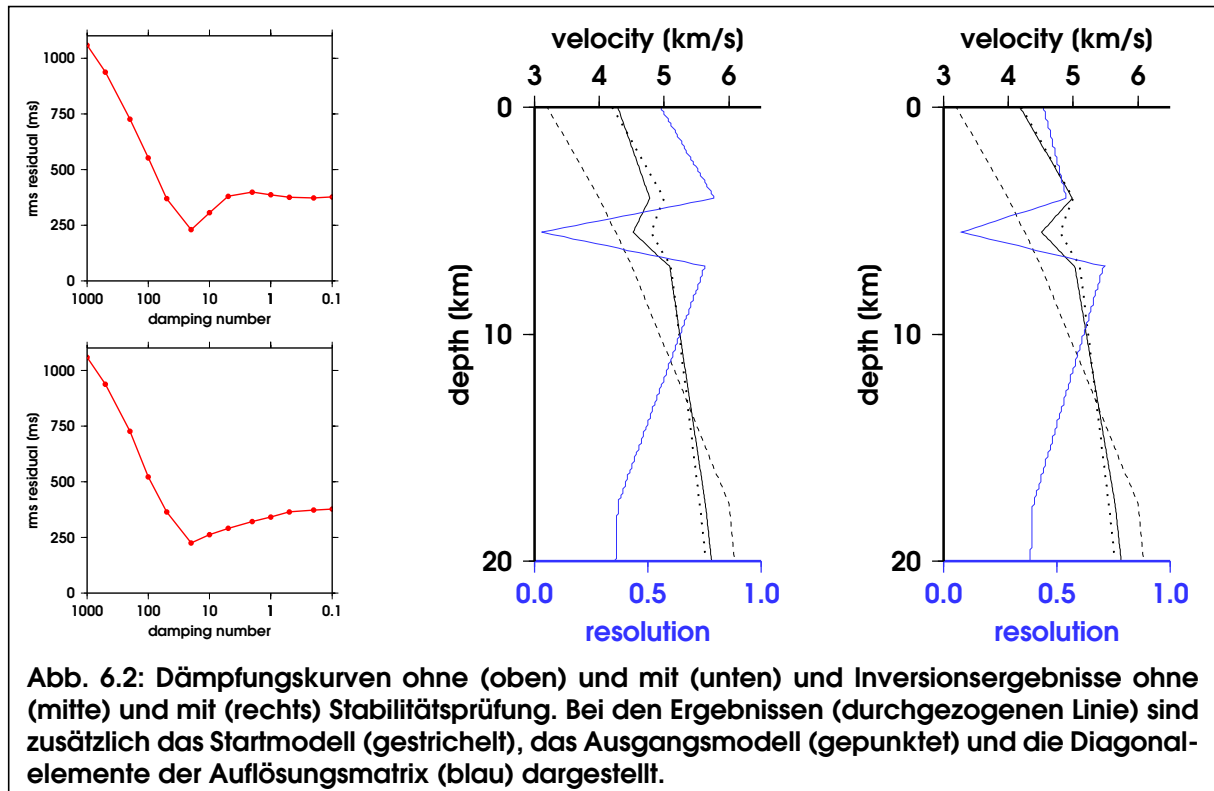
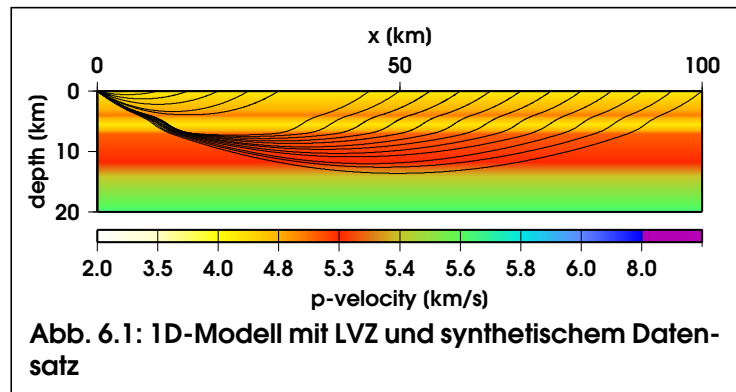
Wie so eine Kontrolle aussehen kann, wird bei der Tomographie synthetischer Daten für 2D- und 3D-Diskontinuitäten gezeigt. Dort werden neben gemischt refraktions- und reflexionsseismischen Datensätzen auch reflexionsseismische Teildatensätze invertiert und die Inversion durch eine geeignete Modellparameterisierung stabilisiert. Zunächst soll jedoch an einem 1D-Modell der Effekt von LVZ untersucht werden.

## 6.1 Inversion der direkten Phase für eine LVZ

Die Inversion von Laufzeitdaten unter Anwesenheit einer ausgeprägten Niedriggeschwindigkeitszone ist relativ problematisch. Denn Refraktierte haben die Tendenz, Gebieten niedriger Geschwindigkeit auszuweichen. Das geht aus dem Fermat'schen Prinzip hervor. Besonders schwierig ist die Situation in der Refraktionsseismik, da Strahlen aufgrund dessen keine Umkehrpunkte in einer LVZ haben. Dadurch ist es in der Regel so, dass die Unterbestimmtheit tendenziell größer ist für Zonen niedrigerer Geschwindigkeit, die daher schwieriger zu reproduzieren sind.

Bei diesem Test ging es jedoch auch weniger um die Frage, mit welcher Genauigkeit eine LVZ wieder hergestellt werden kann, sondern, ob sie unter den Bedingungen einer einfachen refraktionsseismischen Geometrie überhaupt mittels Laufzeit tomographie reproduzierbar ist.

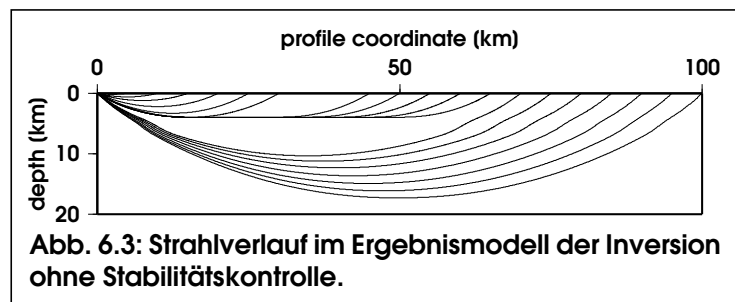
Das 1D-Ausgangsmodell (Abb. 6.1) ist mit fünf Stützstellen parameterisiert und es wurden 19 synthetische Laufzeiten damit berechnet. Im Startmodell der Inversion ist die Position der Stützstellen identisch, und nur die Geschwindigkeiten wurden verändert. Die tomographi-



sche Inversion wurde sowohl mit als auch ohne die Stabilitätskontrolle durchgeführt, die für LVZ entwickelt wurde (Abschnitt 4.4.5). Die optimale Dämpfung (Abb. 6.2) ist in beiden Fällen 20.<sup>8</sup>

Ohne (mit) Stabilitätskontrolle bricht die Inversion nach 6 (5) Iterationen bei einem Laufzeitresiduum vom 58 (20) ms ab, weil die Verbesserungen gemäß dem Parameter-Relations-Kriterium (vgl. Kap. 5.5) insignifikant werden. Die LVZ ist in jedem Fall qualitativ wieder hergestellt und wird sogar deutlich überschätzt. Das Diagonalelement der Auflösungsmatrix für die entsprechende Stützstelle ist in beiden Ergebnissen allerdings gering und der Wert würde ohne Stabilitätskontrolle als nicht verlässlich qualifiziert werden.

Der Strahlverlauf im Ergebnis mit Stabilitätskontrolle entspricht qualitativ dem Ausgangsdatensatz (Abb. 6.1). Ohne Stabilitätskontrolle breiten sich die Strahlen jedoch oberhalb der Niedriggeschwindigkeitszone aus (Abb. 6.3).

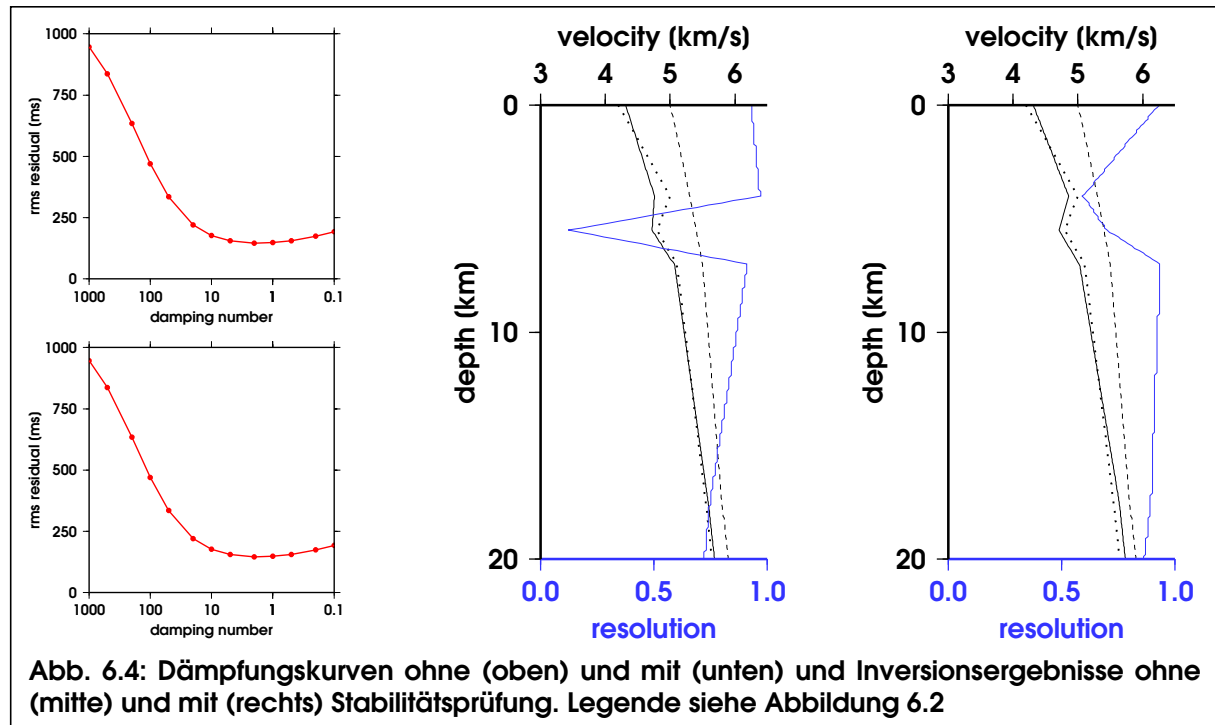


**Abb. 6.3: Strahlverlauf im Ergebnismodell der Inversion ohne Stabilitätskontrolle.**

Es ist bemerkenswert, dass auch in diesem Fall die LVZ qualitativ reproduziert wurde, wenngleich die Geschwindigkeiten dafür in den anderen Tiefenbereichen, insbesondere direkt über der LVZ nicht so gut angepasst sind.

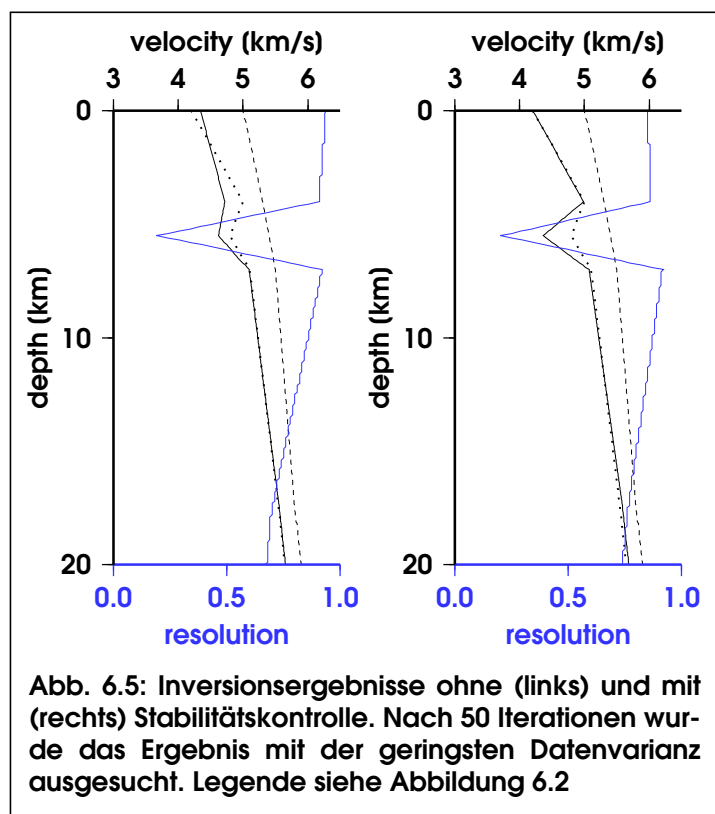
Ein Vorteil dieser Inversion könnten die niedrigen Geschwindigkeiten im Startmodell im Bereich der LVZ gewesen sein, die gegenüber dem Ergebnis nur wenig erhöht werden mussten. Deshalb wurde der Test mit einem anderen Startmodell wiederholt (Abb. 6.4), in dem die Geschwindigkeiten deutlich über denen im Ausgangsmodell liegen. Die Dämpfungskurven haben diesmal kein ausgeprägtes Minimum und es wurden deshalb mehrere Inversionen mit Dämpfungszahlen zwischen 1 und 100 gerechnet. Das kleinste Residuum bis zum Abbruch durch den Signifikanztest wurde bei beiden Inversionen mit der Dämpfungszahl 2 erreicht. Ohne (mit) Stabilitätskontrolle bricht die Tomographie nach 4 (2) Iterationen bei einem Laufzeitresiduum vom 47 (38) ms ab. Bei Verwendung der Stabilitätskontrolle konnte die LVZ qualitativ und quantitativ sehr gut reproduziert werden, wenngleich einer der synthetischen Strahlen (in 45 km Entfernung) im Ergebnismodell verworfen wird. Ansonsten entspricht der Strahlverlauf qualitativ dem in Abbildung 6.1 dargestellten. Die Inversion ohne Stabilitätskontrolle liefert mit dem schnellen Startmodell insgesamt eine etwas bessere Anpassung als mit dem langsamen, allerdings ist die LVZ nun so schwach ausgeprägt, dass man sie bei einer Interpretation wohl nicht berücksichtigen würde. Der Strahlverlauf entspricht qualitativ in etwa Abbildung 6.3.

8) Die Residuenkurve zur Dämpfungsermittlung konnte in diesem Fall nicht über der Modellvarianz aufgetragen werden, weil diese als horizontale Varianz definiert und daher in einem 1D-Modell immer 0 ist. Diese Definition ist auf 2D- und 3D-Inversionen von 1D-Startmodellen optimiert und ist für 1D-Inversionen nicht sinnvoll.



Da der zur Beendigung der Tomographie verwendete Parameter-Relations-Signifikanztest etwas willkürlich ist, wurden dieselben Inversionen nochmal ohne Abbruchkriterien 50 Iterationen lang gerechnet, und die Ergebnisse mit der jeweils geringsten Datenvarianz (Abb. 6.5) ausgewählt.<sup>9</sup> Ohne (mit) Stabilitätskontrolle erreicht die Inversion in diesem Fall nach 17 (11) Iterationen ihr kleinstes Laufzeitresiduum von 44 (7) ms.

Bei der Inversion ohne Stabilitätskontrolle unterscheidet sich das Ergebnis kaum. Es scheint dem globalen Minimum sehr nahe, und weitere Verbesserungen sind aufgrund der fehlerhaften Strahlwege ausgeschlossen. Die Inversion mit



9) Bei Verwendung der Stabilitätskontrolle wurde zusätzlich die Zahl der verworfenen Strahlen berücksichtigt. Denn in machen Iterationsschritten wurden sehr geringe Residuen erzielt, weil bis zu 30% der Strahlen verworfen wurden. Solche Ergebnisse wurden hier ignoriert.

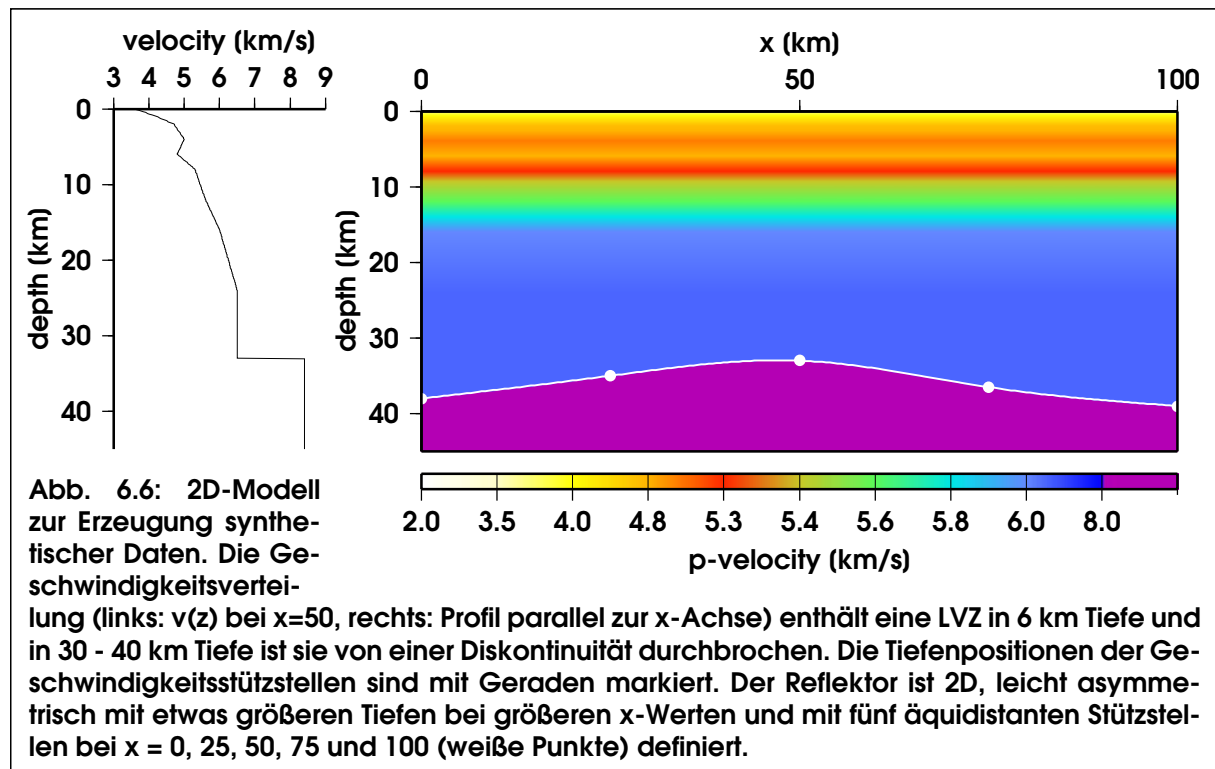
Stabilitätskontrolle reproduziert die Geschwindigkeiten außerhalb der LVZ nun hervorragend. In der LVZ wird die Geschwindigkeit dagegen stark unterschätzt. Abweichung wie Übereinstimmung der Geschwindigkeiten mit dem Ausgangsmodell spiegeln die Diagonalelemente der Auflösung gut wider.

In allen Ergebnissen weisen die kleinen Diagonalelemente der Auflösungsmatrix in der LVZ auf die für Zonen erniedrigter Geschwindigkeit typische große Unbestimmtheit hin: Strahlwege in dieser Region sind so kurz wie möglich, die entsprechenden Elemente der Fréchet'schen Ableitungsmatrix und der zugehörige Eigenwert deshalb sehr klein. Dies steht völlig im Einklang mit den allgemein bekannten Problemen der Mehrdeutigkeit bei der Inversion für Zonen erniedrigter Geschwindigkeiten (Gebrande und Miller, 1985). Lediglich bei der Inversion des schnellen Startmodells mit Stabilitätskontrolle und Abbruch durch Signifikanztest (Abb. 6.4, rechts) ist das entsprechende Diagonalelement relativ groß. Dieses Ergebnis kommt allerdings auch hinsichtlich der Geschwindigkeiten sowie des Strahlverlaufs dem Ausgangsmodell (Abb. 6.1) am nächsten.

In allen Inversionen ohne Stabilitätskontrolle sind die Diagonalelemente der Auflösung oberhalb der LVZ sehr groß, obwohl die Geschwindigkeiten dort nicht gut angepasst sind. Die fehlerhaften Laufwege verfälschen also nicht nur die Geschwindigkeiten sondern auch die Auflösungsmatrix.

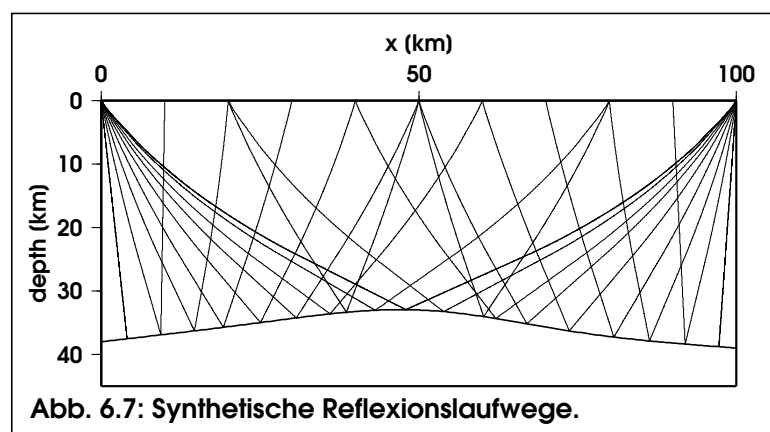
## 6.2 Inversion von Reflexionslaufzeiten

Die Geschwindigkeitsverteilung des Testmodells zur Erzeugung synthetischer Reflexionen ist eindimensional bis auf den Tiefenbereich 30-40km, wo sie von einer Diskontinuität durchbrochen wird. Deren Struktur ist konstant in y-Richtung, das Modell ist also 2D (Abb. 6.6).



### 6.2.1 Reflexionstomographie für Struktur

Für drei SPe im Abständen von 50 km wurden zwanzig reflexionsseismische Beobachtungen modelliert (Abb. 6.7). Dann wurde ein Startmodell für die Inversion konstruiert, das sich vom Ausgangsmodell nur durch Struktur und Tiefe des Reflektors unterscheidet. Die Geschwindigkeiten wurden fixiert



und in diesem Modell aufgrund der Laufzeitdaten die Dämpfung für Reflektortiefen bestimmt (Abb. 6.8). Aufgrund der einseitigen Verschiebung des Reflektors gegenüber dem Ausgangsmodell (alle Stützpunkte liegen tiefer, alle Laufzeiten sind daher zu groß) ist dieses Modell üb-



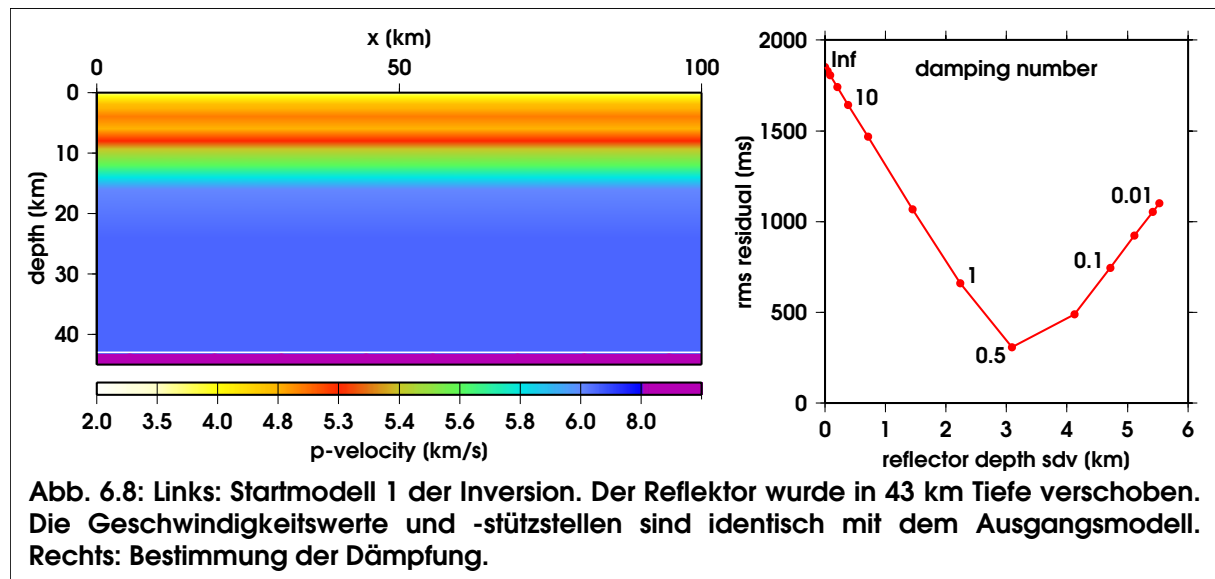


Abb. 6.8: Links: Startmodell 1 der Inversion. Der Reflektor wurde in 43 km Tiefe verschoben. Die Geschwindigkeitswerte und -stützstellen sind identisch mit dem Ausgangsmodell. Rechts: Bestimmung der Dämpfung.

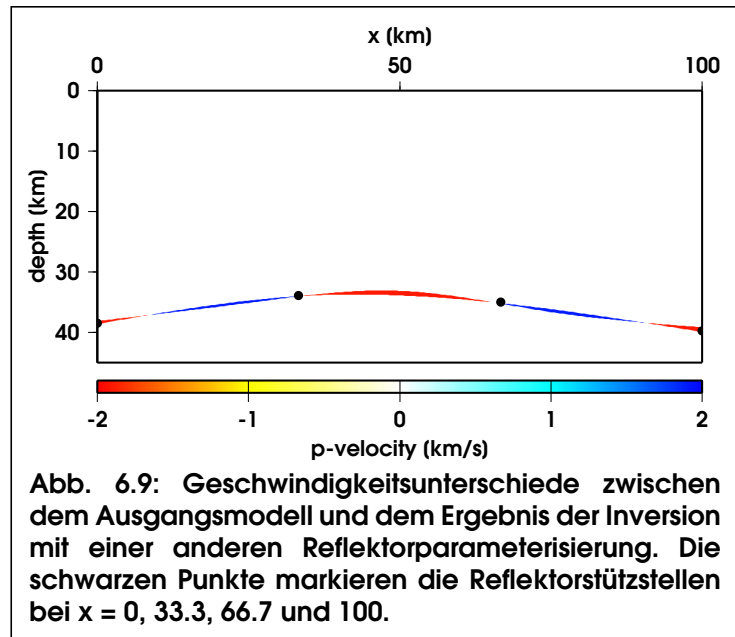
rigens relativ weit von einem optimalen Startmodell entfernt.

Für die Tomographie wurden 100 Iterationen ohne Abbruchkriterium gerechnet und das Ergebnis aufgrund der geringsten Datenvarianz ausgewählt. So kann eine möglichst hohe Genauigkeit erreicht werden. Die Geschwindigkeiten wurden während der Inversion konstant gehalten. Es wurde also nur für Reflektortiefen invertiert. Unter den gegebenen Bedingungen (identische Stützstellenpositionen, identische Geschwindigkeitswerte) wird das Ausgangsmodell nach 15 Iterationen mit einer Genauigkeit von 1 ms Laufzeitresiduum bzw. 3 m Reflektortiefe wieder hergestellt. Diese nahezu perfekte Rekonstruktion war im Prinzip zu erwarten, da die Geschwindigkeits-Tiefen-Ambivalenz reflexionsseismischer Beobachtungen keine Rolle spielen kann, solange nicht simultan für Geschwindigkeiten und Tiefen invertiert wird. Immerhin belegt das Ergebnis neben der korrekten Umsetzung der Algorithmen, dass zumindest bei dieser moderaten Reflektorkrümmung die lineare Näherung bei der Bestimmung der Elemente der Fréchet'schen Ableitungsmatrix (s. Abschnitt 5.1.3) nicht von Nachteil ist.

Die Anpassung wird schlechter, wenn man die Positionen der Reflektortiefenstützstellen verschiebt oder ausdünn, so dass die Reflektortopographie auch unter optimalen Bedingungen nicht mehr reproduziert werden kann. Abbildung 6.9 zeigt das Ergebnis einer Inversion für die Reflektortiefe basierend auf Startmodell 1, wobei der Reflektor mit nur vier (statt fünf) Stützstellen parameterisiert wurde. Schon nach fünf Iterationen werden keine nennenswerten Verbesserungen mehr erreicht und die Inversion endet mit 85 ms Laufzeitfehler und 408 m Tiefenfehler<sup>10</sup>. Dennoch ist der Reflektor unter den gegebenen Bedingungen qualitativ zufriedenstellend reproduziert.

<sup>10</sup>Mit Tiefenfehler wird hier die Standardabweichung der Reflektortiefe entlang des gesamten Reflektors im dargestellten Bereich bezeichnet. Dieser Fehler ist im allgemeinen größer als ein tiefenkonvertierter Laufzeitfehler, da nicht überdeckte Bereiche des Reflektors ebenfalls eingehen.

Der im Vergleich zur allgemein angestrebten Anpassung refraktionsseismischer Krustendaten auf 50ms Residuum relativ große Laufzeitfehler (zumal die synthetischen Laufzeiten fehlerfrei sind) verdeutlicht die hohe Empfindlichkeit reflexionsseismischer Daten gegenüber der Reflektortiefe. Bei der simultanen Inversion von refraktions- und reflexionsseismischen Daten wird durch geeignete Wichtung und ausreichende Parameterisierung des Reflektors darauf geachtet werden müssen, so einen Tiefenfehler nicht in die Geschwindigkeiten zu projizieren.

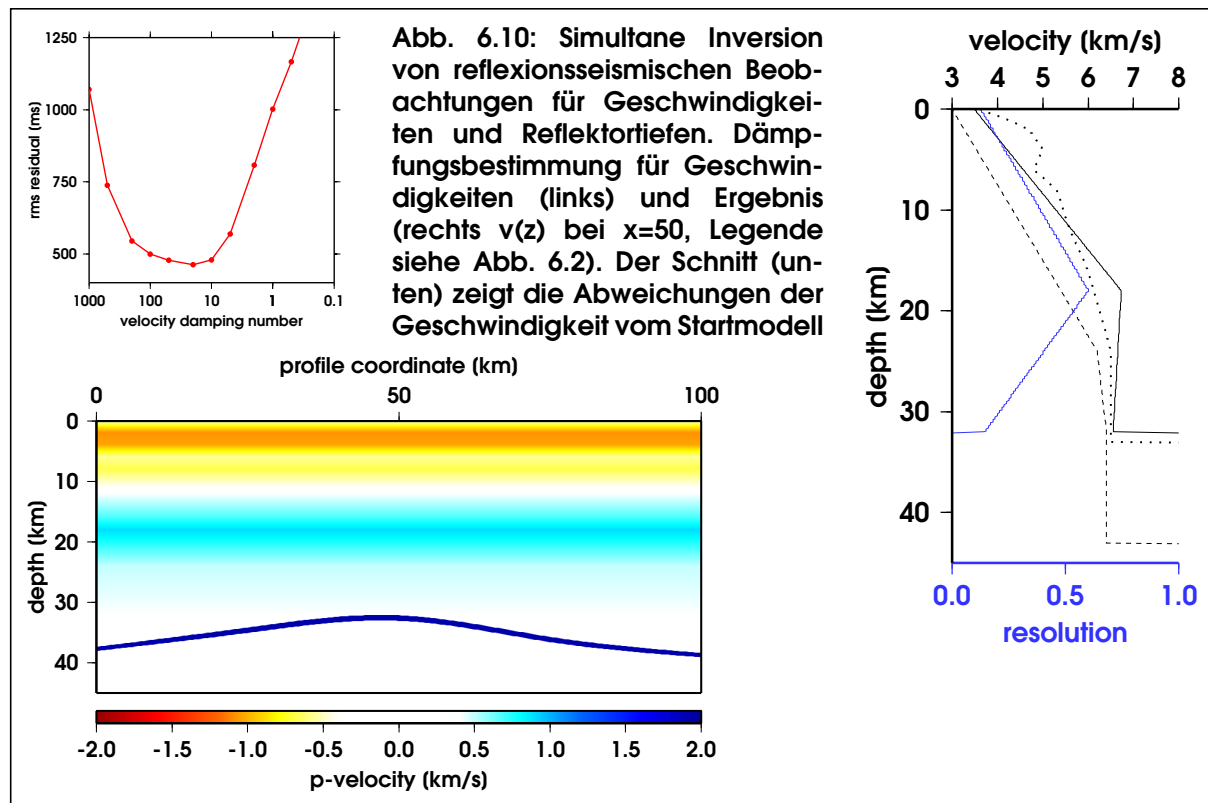


**Abb. 6.9:** Geschwindigkeitsunterschiede zwischen dem Ausgangsmodell und dem Ergebnis der Inversion mit einer anderen Reflektorparameterisierung. Die schwarzen Punkte markieren die Reflektorstützstellen bei  $x = 0, 33.3, 66.7$  und  $100$ .

## 6.2.2 Reflexionstomographie für Struktur und Geschwindigkeit

Zunächst soll die simultane Inversion jedoch nur mit den zwanzig reflexionsseismischen Beobachtungen getestet werden. Aufgrund der Geschwindigkeits-Tiefen-Ambivalenz reflexionsseismischer Daten kann man keine besonders gute Auflösung der Geschwindigkeiten erwarten. Deren Parameterisierung wurde deshalb für die Tomographie auf drei Stützstellen reduziert und ihre Position wurde iterativ so eingestellt, dass die Diagonalelemente der Auflösungsmatrix im Ergebnismodell einigermaßen gleich groß sind. Der Reflektor wurde wieder mit fünf Parametern beschrieben. Für die Inversion wurde Startmodell 1 verwendet. Abbildung 6.10 zeigt das Ergebnis nach 71 Iterationen (ohne Signifikanzabbruch) bei Dämpfungszahlen von 50 (Geschwindigkeiten) und 0.5 (Reflektortiefen). Das Laufzeitresiduum beträgt 11 ms bei 821 m Reflektortiefen- und 0.4 km/s Geschwindigkeitsabweichung (oberhalb des Reflektors), die Diagonalelemente der Auflösungsmatrix für Reflektorstützstellen 0.2 bis 0.5.

Obwohl der quantitative Fehler groß ist, wird die Antiklinalstruktur gut reproduziert. Offensichtlich wurden die Durchschnittsgeschwindigkeiten unterschätzt, da sich der Reflektor in zu geringen Tiefen befindet. Ein Grund dafür mag darin liegen, dass die Anpassung der Parameterisierung der Geschwindigkeiten aufgrund der Nichtlinearität des Problems nur unzureichend gelang. Zudem sind die verwendeten Stützstellenpositionen auch nicht besonders geeignet, die Verhältnisse im Ausgangsmodell zu beschreiben. Da man dieses im allgemeinen aber nicht kennt, ist eine bessere Geschwindigkeitsbestimmung mit reflexionsseismischen Daten nur begrenzt möglich.



### 6.2.3 Reflexions-/Refraktionstomographie für Struktur und Geschwindigkeit

Für eine weitergehende Wiederherstellung der Geschwindigkeiten sind daher zusätzliche refraktionsseismische Beobachtungen notwendig. Deswegen wurde der synthetische Datensatz um die direkte Phase erweitert (Abb. 6.11). Sie ermöglicht eine Bestimmung der Geschwindigkeiten der oberen Kruste und verringert dadurch die Zweideutigkeit der Reflexionslaufzeiten.

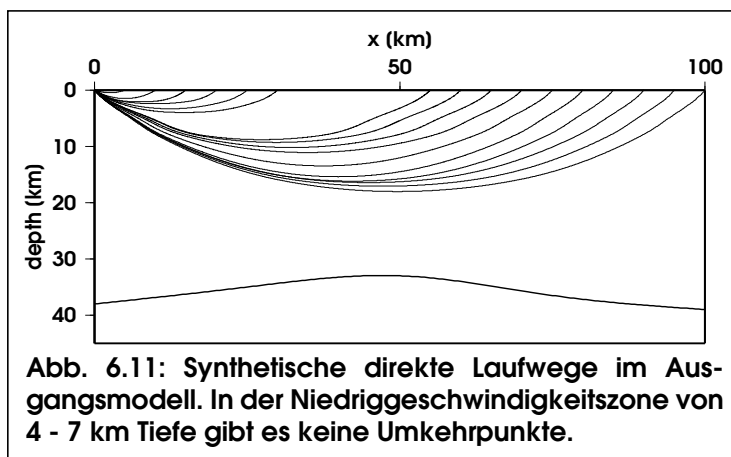


Abbildung 6.12 zeigt das Startmodell 2 der simultanen Inversion. Der Reflektor ist wieder mit vier Stützstellen modelliert, die Verteilung der Geschwindigkeitsstützstellen jedoch identisch mit dem Ausgangsmodell. Die Geschwindigkeiten wurden gegenüber Startmodell 1 bzw. dem Ausgangsmodell deutlich erhöht. Trotzdem sind die Residuen der Reflexionslaufzeiten relativ klein, da der zu tiefe Reflektor durch die zu hohen Geschwindigkeiten weitgehend kompensiert

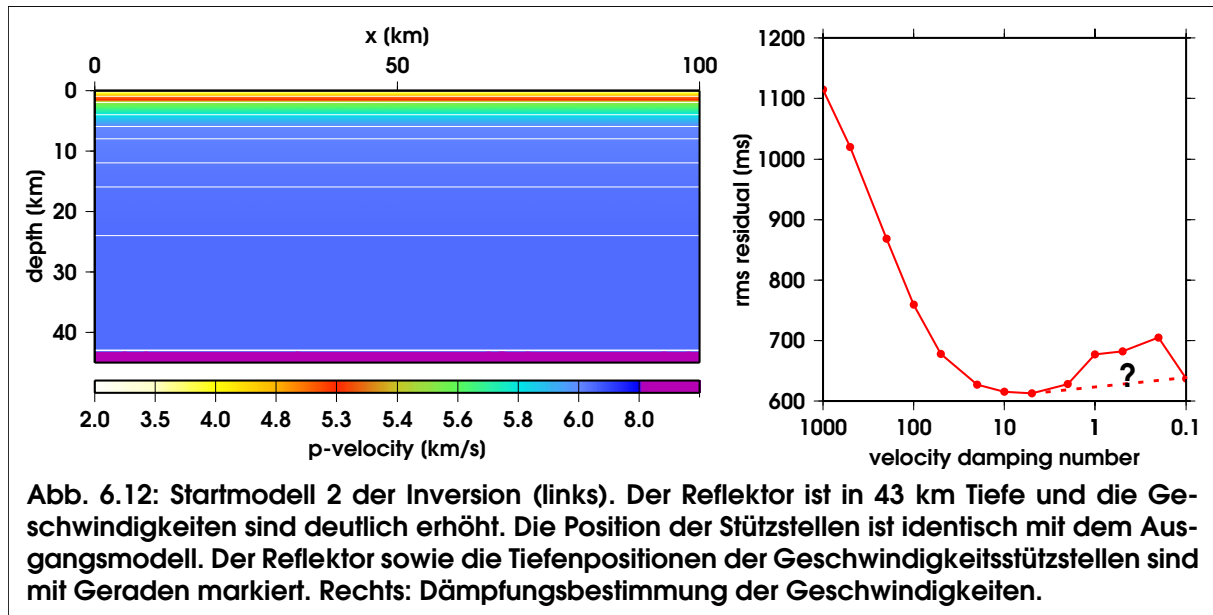


Abb. 6.12: Startmodell 2 der Inversion (links). Der Reflektor ist in 43 km Tiefe und die Geschwindigkeiten sind deutlich erhöht. Die Position der Stützstellen ist identisch mit dem Ausgangsmodell. Der Reflektor sowie die Tiefenpositionen der Geschwindigkeitsstützstellen sind mit Geraden markiert. Rechts: Dämpfungsbestimmung der Geschwindigkeiten.

wird. Dagegen liefert Startmodell 2 viel zu frühe Einsatzzeiten für die direkte Phase und ist somit wieder weit von einem optimalen Startmodell entfernt.

Um den 17 Refraktierten mehr Gewicht bei der Geschwindigkeitsbestimmung zukommen zu lassen, wurden die reflexionsseismischen Beobachtungen um den Faktor 0.5 herabgewichtet. Es wird also mit 37 (gewichtet 27) Beobachtungen für 13 Parameter (4 Reflektortiefen, 9 Geschwindigkeiten) invertiert werden.

Die Neubestimmung der Dämpfung für Reflektortiefen für Startmodell 2 ergibt qualitativ dieselbe Kurve wie für Startmodell 1 (vgl. Abb. 6.8) mit einem ausgeprägten Minimum, das wieder bei 0.5 liegt. Die Dämpfungsbestimmung für Geschwindigkeiten (Abb. 6.12) ist in diesem Fall allerdings etwas problematisch, da es für Dämpfungszahlen  $2 \leq \Theta \leq 0.2$  zur Ausbildung von Niedriggeschwindigkeits- und damit zu Schattenzonen kommt, so dass ein Teil der Laufzeitbeobachtungen temporär verworfen wird. Dies wiederum führt zu einer Verzerrung des gemittelten Laufzeitresiduums. Andererseits lässt sich der Verlauf der Kurve annähernd interpolieren.

Mit der Dämpfungszahl 10 für Geschwindigkeiten und 0.5 für Reflektortiefen wurden 75 Iterationen gerechnet und das Ergebnismodell anhand seiner geringsten Datenvarianz ausgesucht (Abb. 6.13). Das resultierende gewichtete Laufzeitresiduum beträgt 51 ms, wovon 3 ms auf die Refraktierten und 72 ms auf die Reflektierten entfallen. Der Fehler der Reflektortiefen beträgt 621 m, der Geschwindigkeiten oberhalb 30 km Tiefe 0.06 km/s. Zum Vergleich: Bei korrekten und fixierten Geschwindigkeiten war mit identischer Reflektorparameterisierung eine Anpassung von 408 m bei 84 ms Residuum erreicht worden. Dies bedeutet, dass bei der simultanen reflexions- und refraktionsseismischen Tomographie die bessere Laufzeitanpassung der Reflektierten auf Kosten fehlerhafter Geschwindigkeiten erreicht wurde. Da die Geschwindigkeitsver-

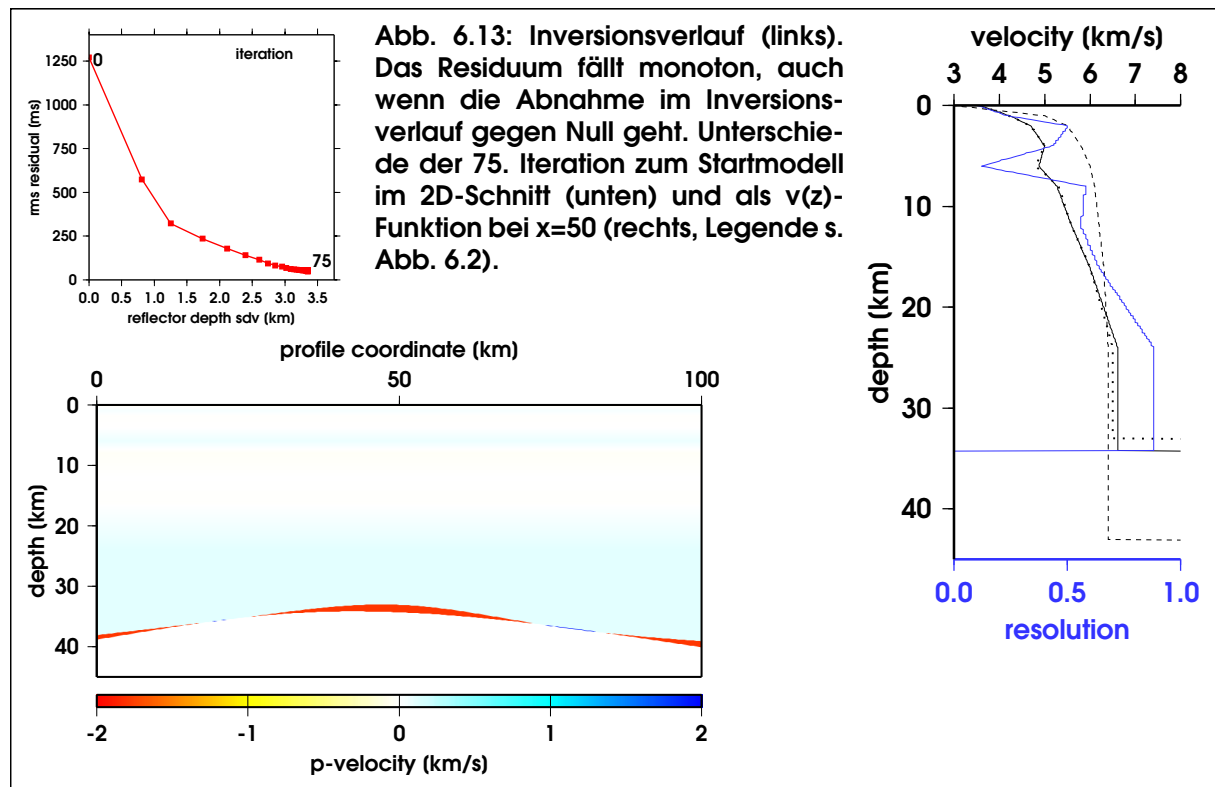


Abb. 6.13: Inversionsverlauf (links). Das Residuum fällt monoton, auch wenn die Abnahme im Inversionsverlauf gegen Null geht. Unterschiede der 75. Iteration zum Startmodell im 2D-Schnitt (unten) und als  $v(z)$ -Funktion bei  $x=50$  (rechts, Legende s. Abb. 6.2).

teilung in den oberen 20 km gut durch die Refraktierte bestimmt ist, wird der Fehler vor allem in die Tiefenregion zwischen 20 und 30 km projiziert. Die Geschwindigkeits-Tiefenfunktion in Abbildung 6.13 bestätigt dies. Dieser Fehler kann dennoch als klein angesehen werden, insbesondere in Anbetracht des Umstands, dass die Geschwindigkeit in diesem Bereich ausschließlich durch Reflexionen bestimmt ist.

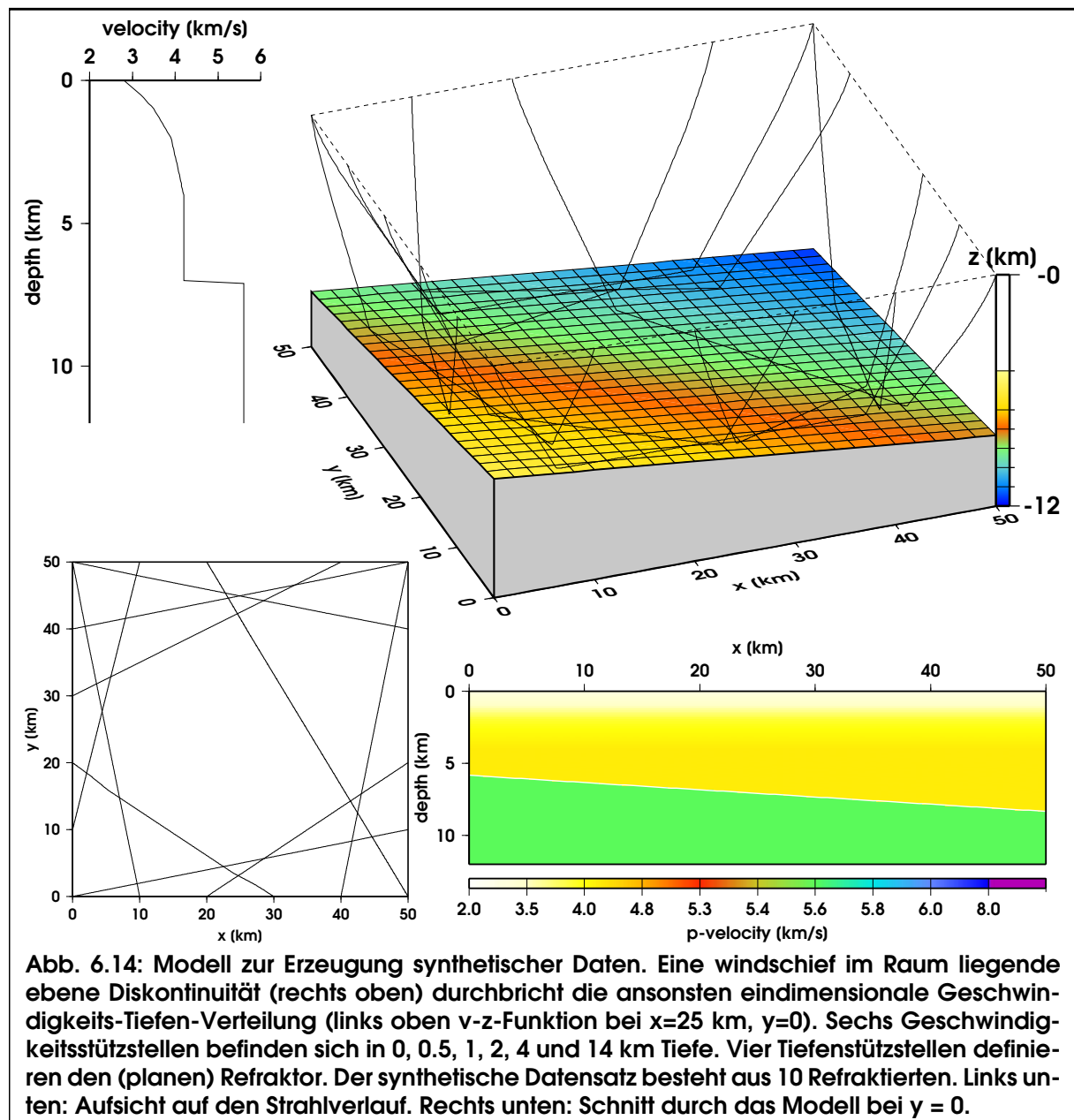
In einem letzten Test wurde mit demselben kombiniert refraktions-/reflexionsseismischen Datensatz das Startmodell 2 (Abb. 6.12) mit der Parameterisierung des Ausgangsmodells invertiert, so dass theoretisch eine perfekte Rekonstruktion möglich wäre. Mit derselben Dämpfung wurden wieder 75 Iterationen gerechnet, von denen wieder die 75. das kleinste Residuum aufweist. Es beträgt 2 ms bei einer Tiefenabweichung von 17 m und einem Geschwindigkeitsfehler unter 0.03 km/s in den oberen 30 km.

Diese Inversion belegt zum einen die hohe numerische Präzision der reflexionsseismischen Algorithmen. Darüber hinaus zeigt sie im Vergleich zur vorhergehenden Inversion, dass deren schlechtere Anpassung von 72 ms für Reflexionen weniger auf die Geschwindigkeits-Tiefen-Ambivalenz reflexionsseismischer Beobachtungen, sondern in erster Linie wieder auf die unzureichende Reflektorparameterisierung zurückzuführen ist.

Neben diesen durchaus relevanten Details ist hervorzuheben, dass die simultane Inversion ein konsistentes integriertes Geschwindigkeits- und Strukturmodell erbracht hat, indem der Informationsgehalt der reflexionsseismischen Daten die Geschwindigkeitsbestimmung vor allem dort unterstützt, wo die refraktionsseismischen Daten wenig beitragen können.

### 6.3 Inversion von Refraktionslaufzeiten

Refraktionen sind hier als gebrochene Strahlwege i.e.S. zu verstehen. In diesem Abschnitt soll ihre Fähigkeit zur Inversion für Refraktortiefen<sup>11</sup> getestet werden. Das Modell für diesen Test besteht aus einer eindimensionalen Geschwindigkeitsverteilung, die durch eine mit vier Gitterpunkten definierte, ebene, windschief zu den Achsen einfallende Diskontinuität durchbrochen ist (Abb. 6.14). Für den synthetischen Datensatz wurden im Modellraum  $x, y \in [0, 50]$  Refraktationen erzeugt, indem am Rand im Abstand von 10km Stationen und SPe verteilt und aus den

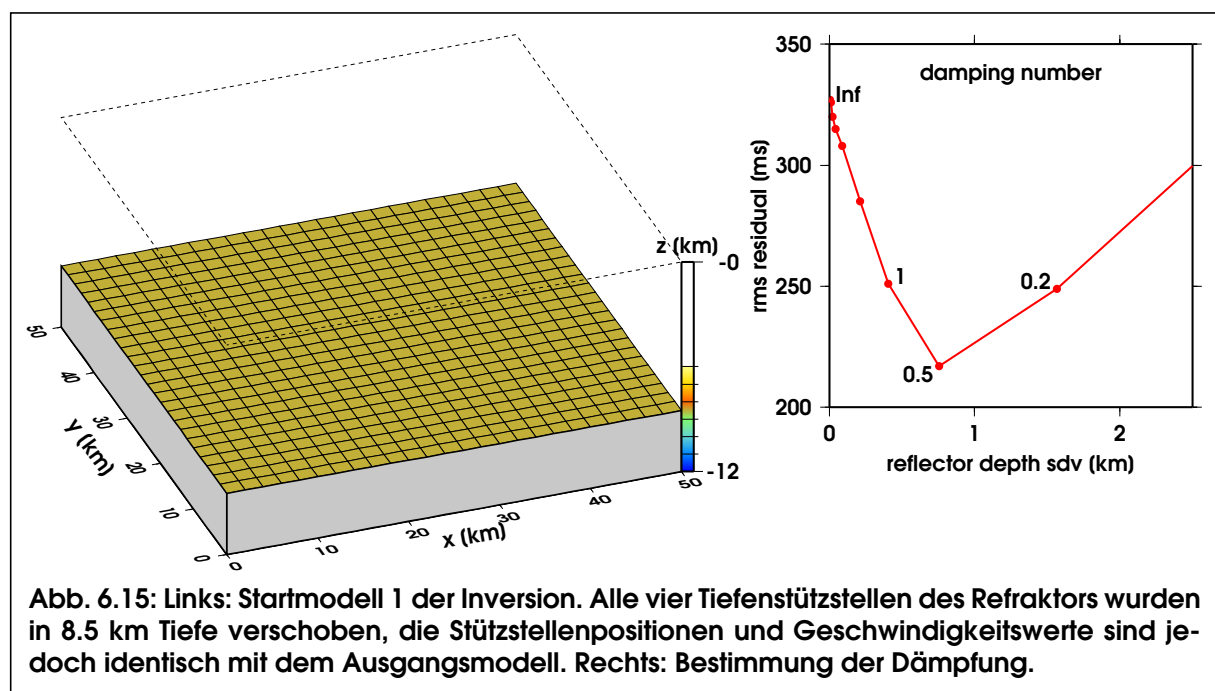


11) Der Begriff Refraktor wird hier ausschließlich verwendet, um darauf hinzuweisen, dass keine reflektierten Phasen zur Inversion benutzt werden. In der Modellparameterisierung gibt es jedoch keinen Unterschied zwischen einem Refraktor und einem diskontinuierlichen Refraktor.

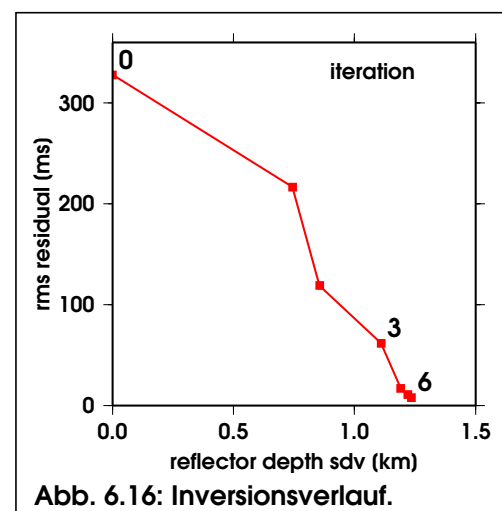
möglichen Kombinationen willkürlich zehn Beobachtungen berechnet wurden. Die so entstandene Strahlverteilung ist relativ gleichmäßig und die Überdeckung ist hoch genug, um eine Rekonstruktion des Refraktors zu ermöglichen.

### 6.3.1 Refraktionstomographie für Struktur

Wieder wurden zunächst die Geschwindigkeiten festgehalten und nur die Tiefenstützstellen bestimmt. Zunächst wurde ein Startmodell der Inversion konstruiert, das sich vom Ausgangsmodell nur durch Lage des Refraktors unterscheidet und in diesem Modell aufgrund der Laufzeitdaten die Dämpfung bestimmt (Abb. 6.15).



Nach sechs Iterationen mit einer Dämpfungszahl von 0.5 ist der Refraktor bei einer Standardabweichung von 54m im dargestellten Modellbereich und einem Laufzeitresiduum von 8ms nahezu vollständig reproduziert. Alle vier Stützstellen liegen nahezu in einer Ebene. Der Verlauf der Inversion ist in Abbildung 6.16 dargestellt. Durch das Verschieben der Diskontinuität um große Beträge während der ersten Iterationen verstärkt sich das nicht-lineare Verhalten der Inversion, was sich daran zeigt, dass das Gefälle der Inversionskurve nicht monoton abnimmt. Dies erschwert die Inversion zusätzlich.

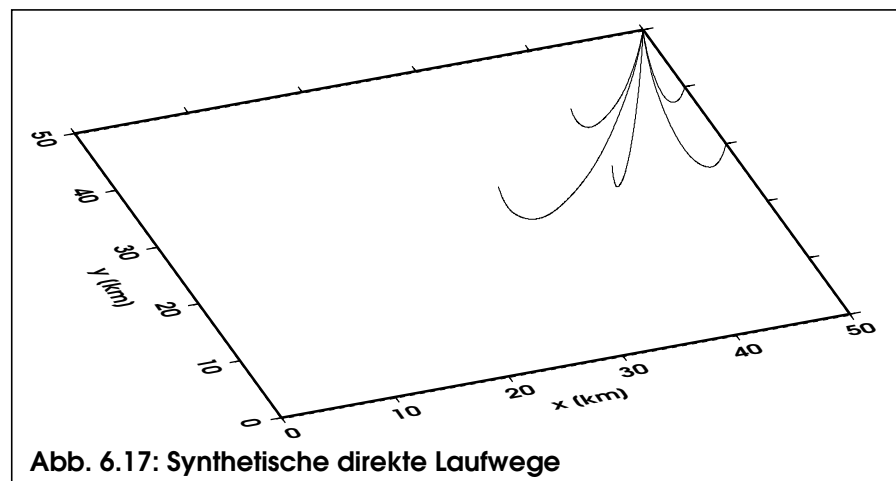




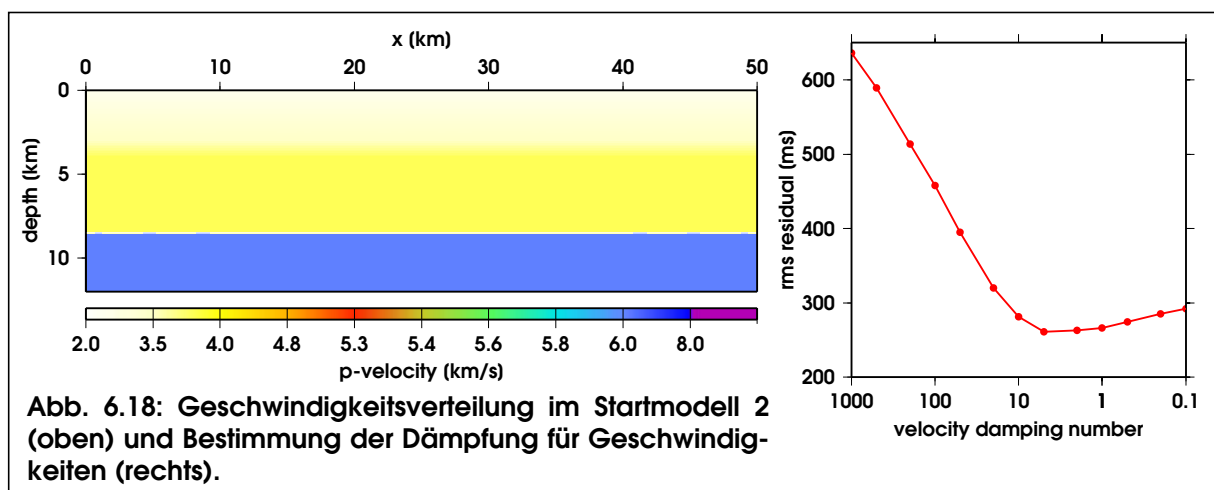
In diesem Fall wurde deshalb gar nicht erst versucht, mit den vorhandenen zehn Beobachtungen neben der Refraktortiefe auch für Geschwindigkeiten zu invertieren, da die Lösung höchstwahrscheinlich in einem Nebenminimum konvergieren würde. Denn selbst wenn das Geschwindigkeitsfeld mit nur drei Parametern beschrieben würde, wäre das Verhältnis von Beobachtungen zu invertierten Parametern mit 10:7 sehr ungünstig.

### 6.3.2 Refraktionstomographie für Struktur und Geschwindigkeit

Deswegen wurden weitere fünf Beobachtungen modelliert, die komplett oberhalb des Refraktors verlaufen (Abb. 6.17) Mit einer entfernungsabhängigen Wichtung wurde sicher gestellt, dass diese Tauchwellen einen relativ großen Einfluss auf die oberflächennahen Geschwindigkeiten haben.



Die Position des Refraktors im Startmodell für die simultane Inversion für Geschwindigkeiten und Refraktortiefen wurde aus Startmodell 1 übernommen. Zusätzlich wurden die Geschwindigkeiten gegenüber dem Ausgangsmodell geändert und einige oberflächennahe Stützstellen ausgelassen, deren Auflösung mit den gegebenen Daten nicht möglich ist. Den 8 Modellparametern (je vier für Geschwindigkeiten und Refraktortiefen) stehen insgesamt 15 Beobachtungen gegenüber. In diesem Modell wurde dann zusätzlich zur Dämpfung für Refraktortiefen (Abb. 6.15) die optimale Dämpfung für Geschwindigkeiten bestimmt (Abb. 6.18).





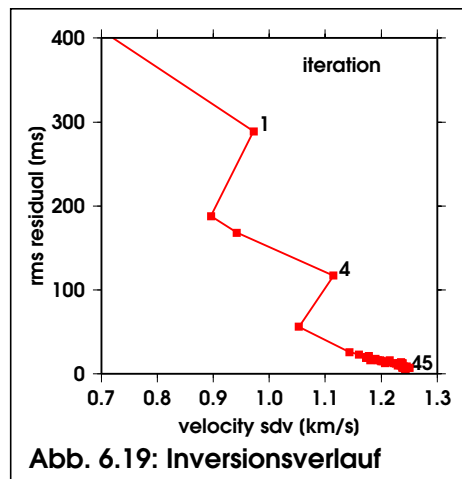


Abb. 6.19: Inversionsverlauf

Der Verlauf dieser Inversion (Abb. 6.19) zeigt deutlich stärkere Nichtlinearitäten als im vorangehenden Beispiel. Das liegt daran, dass beim Verschieben der Diskontinuität einzelne Beobachtungen ihren Verlauf sprunghaft von echten Refraktierten zu gebeug-

ten Tauchwellen oberhalb des Refraktors ändern (und umgekehrt). Deswegen bricht die Inversion sehr früh ab, wenn die Ergebnisse der einzelnen Iterationsschritte einem Signifikanztest unterworfen werden. Darum wurden auch für diese Inversion die entsprechenden Abbruchkriterien deaktiviert und nach 50 Iterationen das Ergebnis mit der geringsten Datenvarianz übernommen. Dies ist nach 45 Iterationen der Fall, wo der Refraktor bis auf 31 m und die Geschwindigkeiten (Abb. 6.20) über (unter) dem Refraktor bis auf 0.03 km/s (0.01 km/s) bei einem rms-Residuum von 5 ms reproduziert sind. In Anbetracht der Relation 15:8 von beobachteten zu invertierten Parametern ist dies eine sehr gute Rekonstruktion. Eine noch weitergehende Wiederherstellung der Geschwindigkeiten ist aufgrund der gegenüber dem Ausgangsmodell ausgedünnten Parameterisierung des Startmodells in den oberen Kilometern nicht möglich.

Die Diagonalelemente der Auflösung, die die lineare Unabhängigkeit der Lösungskoeffizienten quantifizieren, sind sehr verschieden, aber bis auf eine Refraktorstützstelle größer als 0.2 (Abb. 6.21). Da die Refraktorparameterisierung dem Ausgangsmodell entspricht, kann dessen Lage dennoch sehr gut bestimmt werden.

Diese synthetischen Inversionen haben gezeigt, dass die in Abschnitt 5.1.3 abgeleitete Strukturbestimmung mit Refraktionen auch praktikabel ist. Zwar wurde ein relativ großer Geschwindigkeitssprung von etwa 1.5 km/s an der Diskontinuität gewählt, um die Strukturempfindlichkeit der synthetischen Beobachtungen zu erhöhen. Allerdings ist dies in der Krustenseismik an der Basis von Sedimentbecken oder an der Kruste-Mantel-Grenze nicht ungewöhnlich.

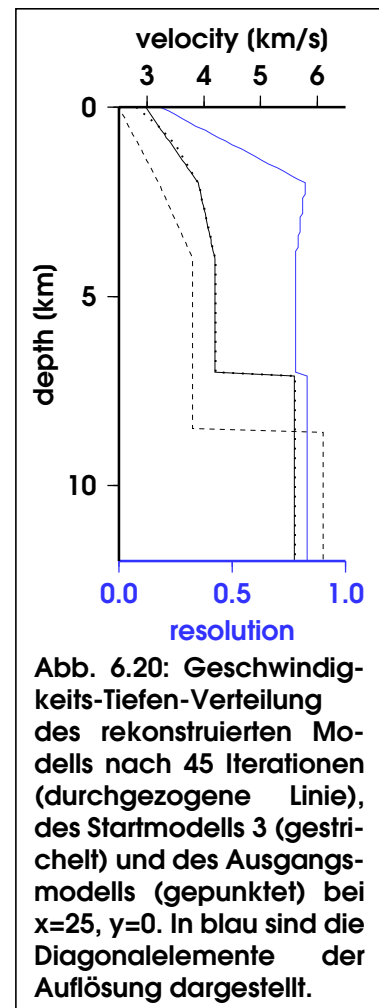
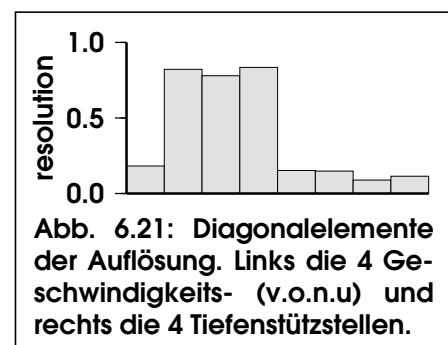
Abb. 6.20: Geschwindigkeits-Tiefen-Verteilung des rekonstruierten Modells nach 45 Iterationen (durchgezogene Linie), des Startmodells 3 (gestrichelt) und des Ausgangsmodells (gepunktet) bei  $x=25$ ,  $y=0$ . In blau sind die Diagonalelemente der Auflösung dargestellt.

Abb. 6.21: Diagonalelemente der Auflösung. Links die 4 Geschwindigkeits- (v.o.n.u.) und rechts die 4 Tiefenstützstellen.

## 6.4 Ergebnisse

Die Inversion für eine 1D-Geschwindigkeitsverteilung mit LVZ wies auf eine grundsätzliche Problematik Fermat'scher *ray tracer* in der Tomographie hin. Es zeigte sich, dass es - wie in Kapitel 4 behauptet - für bestimmte Laufzeitbeobachtungen notwendig war, statt dem absoluten Laufzeitminimum ein Nebenminimum oder die Nullmenge als Lösung zu präsentieren. Dadurch konnte es gelingen, Niedriggeschwindigkeitszonen im Rahmen der allgemein bekannten Schwierigkeiten mit akzeptabler Genauigkeit zu rekonstruieren. Andernfalls wurden diese Schwierigkeiten durch fehlerhafte Laufwege zusätzlich vergrößert und das Ergebnis deutlich verfälscht.

Die Inversion für ein 2D-Modell mit einem antiklinalen Reflektor belegt zunächst in aller Allgemeinheit die korrekte Ableitung und Umsetzung der *sensitivity kernels* für reflektierte Phasen (Abschnitt 5.1.3). Verdeutlicht wurden außerdem das unterschiedliche Auflösungsvermögen qualitativ verschiedener Teildatensätze und die Vorteile einer entsprechenden Anpassung der Modellparameterisierung. Es zeigte sich, dass Reflexionsbeobachtungen im Prinzip geeignet sind, sowohl Struktur als auch Geschwindigkeit zu bestimmen. Ihr Auflösungsvermögen für Geschwindigkeiten ist relativ gering, aber in Ergänzung mit refraktionsseismischen Daten konnten die Startmodelle mit hoher Genauigkeit reproduziert werden. An den Inversionen mit unterschiedlicher Reflektorparameterisierung wurde ersichtlich, wie bereits kleine Tiefenunterschiede zu großen Laufzeitfehlern führen können. Dies unterstreicht die Notwendigkeit, eine mögliche Projektion dieser Fehler in die Geschwindigkeiten durch simultane Inversion refraktionsseismischer Daten zu verhindern. Aus demselben Grund wurden auch die reflexionsseismischen Beobachtungen gegenüber Ersteinsätzen geringer gewichtet. So konnte im Laufe der Inversion zunächst das Schwergewicht auf die Bestimmung von oberflächennahen Geschwindigkeiten durch Refraktionen gelegt und im weiteren Verlauf auf die Bestimmung der restlichen Parameter verschoben werden. Diese Erfahrungen sind auch in die Modellierung der realen Daten eingeflossen.

Bemerkenswert sind auch die Erfahrungen mit der Inversion von Refraktionen für Struktur. Mit diesem Beispiel wurde auch erstmals eine dreidimensionale Geometrie getestet. In erster Linie ging es jedoch um das Auflösungsvermögen refraktierter Phasen und die numerische Stabilität der Inversion. Obwohl für einzelne refraktierte Beobachtungen die Nichtlinearität der Laufzeit durch das Verschieben der Diskontinuität zum bestimmenden Faktor wurde, konnte die Mehrheit der Beobachtungen die Inversion stabilisieren. Es mussten jedoch alle Signifikanzkriterien deaktiviert werden, um die Inversion nicht frühzeitig abubrechen.<sup>12</sup> Schließlich ermöglichte die simultane Inversion von Ersteinsätzen aus kleinen Offsetbereichen eine sehr weitgehende Rekonstruktion. Diese Ergebnisse sind vielversprechend insbesondere hinsichtlich der Inver-

sion von Phasen aus dem oberen Mantel, blieben jedoch mangels entsprechender Beobachtungen in den TRANSALP-Daten bislang ungenutzt.

Zweifellos blieben in diesen Beispielen viele Effekte unberücksichtigt und müssen weiterer Untersuchung harren. Insbesondere Strategien zur Anpassung der Modellparameterisierung wurden wenig diskutiert. In den Arbeiten von Böhm *et al.* (1997-2000), Kissling *et al.* (2001) und Thurber und Eberhart-Phillips (1999) wird diese komplexe Thematik näher behandelt.

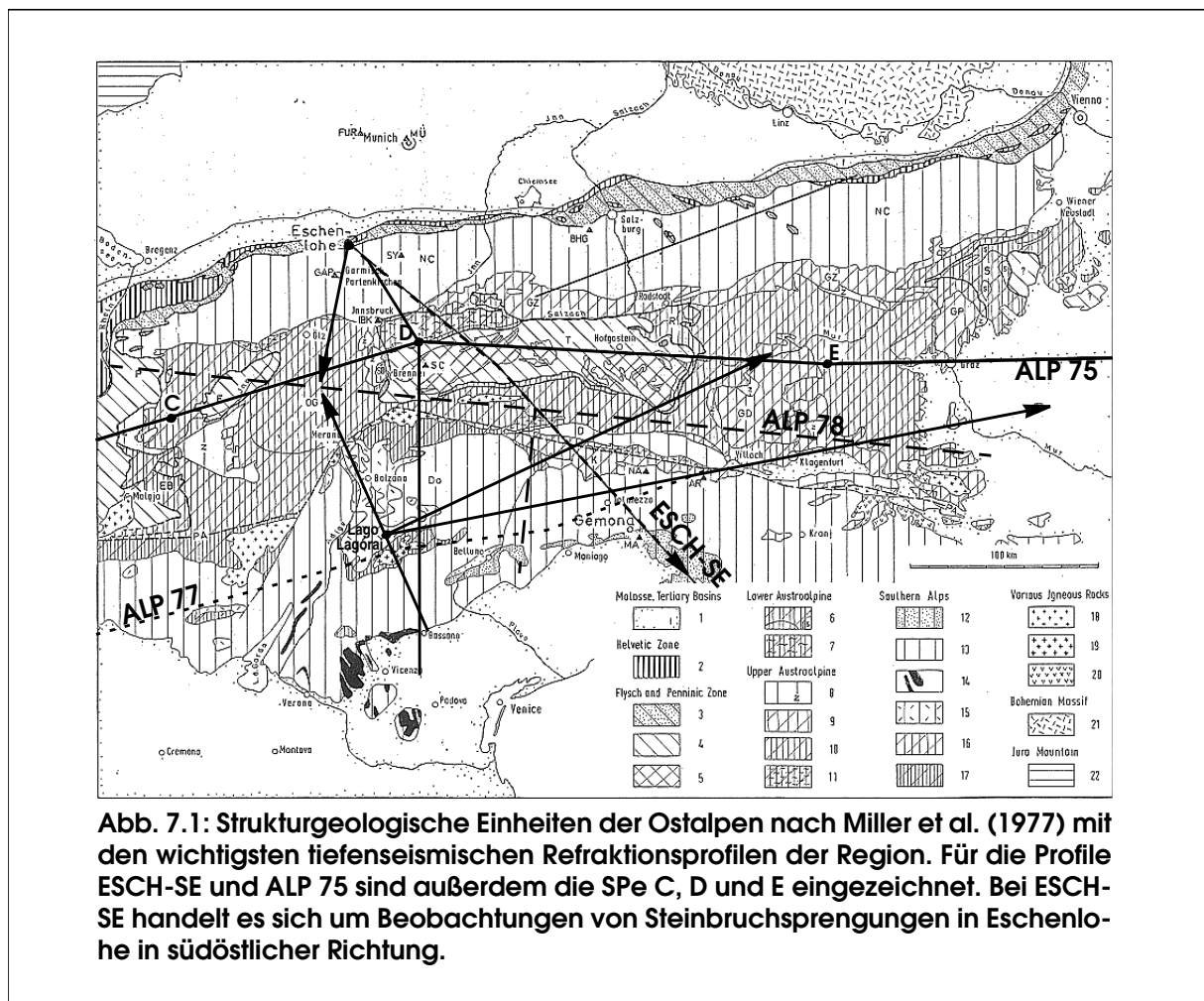
Untersuchungsreihen verschiedener steil- und weitwinkelseismischer Reflexionsdaten unter Berücksichtigung von Messfehlern wären sinnvoll, um die Fähigkeiten der simultanen Inversion weiter auszutesten. Das war im Rahmen dieser Arbeit jedoch nicht mehr möglich, zumal die Redundanz bei fehlerbehafteten Beobachtungen sehr viel größer sein muss, die Rechenzeit jedoch für die Inversion der TRANSALP-Daten gebraucht wurde. Weitere Erfahrungen sollen deshalb gleich mit der Anwendung der Methodik auf reale Daten gesammelt werden.

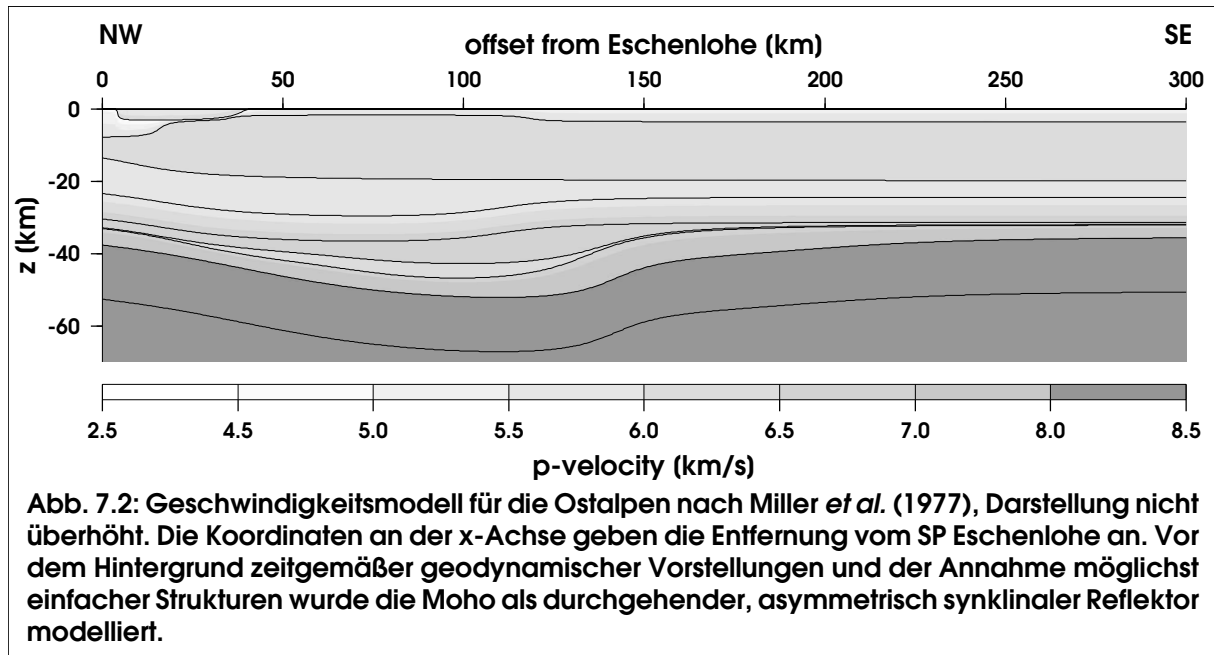
---

12) In nichtlinearen Systemen ist das akzeptabel, und globale Minimierungsstrategien wie das *simulated annealing* basieren sogar darauf, eine Vergrößerung der Residuen unter bestimmten Umständen zu akzeptieren, um nicht in einem lokalen Minimum zu enden.

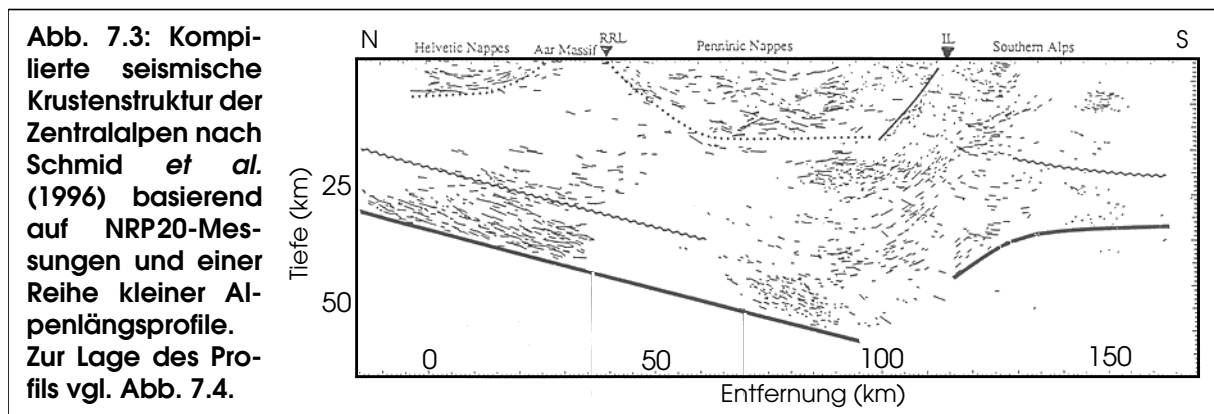
## 7 Tiefenseismische Struktur der Ostalpen

Die tiefenseismische Erkundung der Ostalpen begann in den 60'er Jahren mit der Beobachtung der großen Steinbruchsprengungen in Eschenlohe auf Profilen quer durch die Alpen und der seismischen Sprengungen in Lago Lagorai und Lago Bianco (Zentralalpen) auf Quer- und Längsprofilen. In den 70'er Jahren wurden diese Untersuchungen mit der Vermessung der Alpenlängsprofile ALP75, ALP77 und ALP78 fortgesetzt (Angenheister *et al.*, 1972; Alpine Explosion Seismology Group, 1976; Italian Explosion Seismology Group und Institute of Geophysics, ETH Zürich, 1981; Miller *et al.*, 1982). Diese frühen refraktionsseismischen Messungen sind durch große SP-Ladungen und SP-Abstände charakterisiert (Abb. 7.1) und die darauf basierenden Modelle sind entsprechend gering auflösend, umfassen aber die gesamte Kruste (Abb. 7.2).





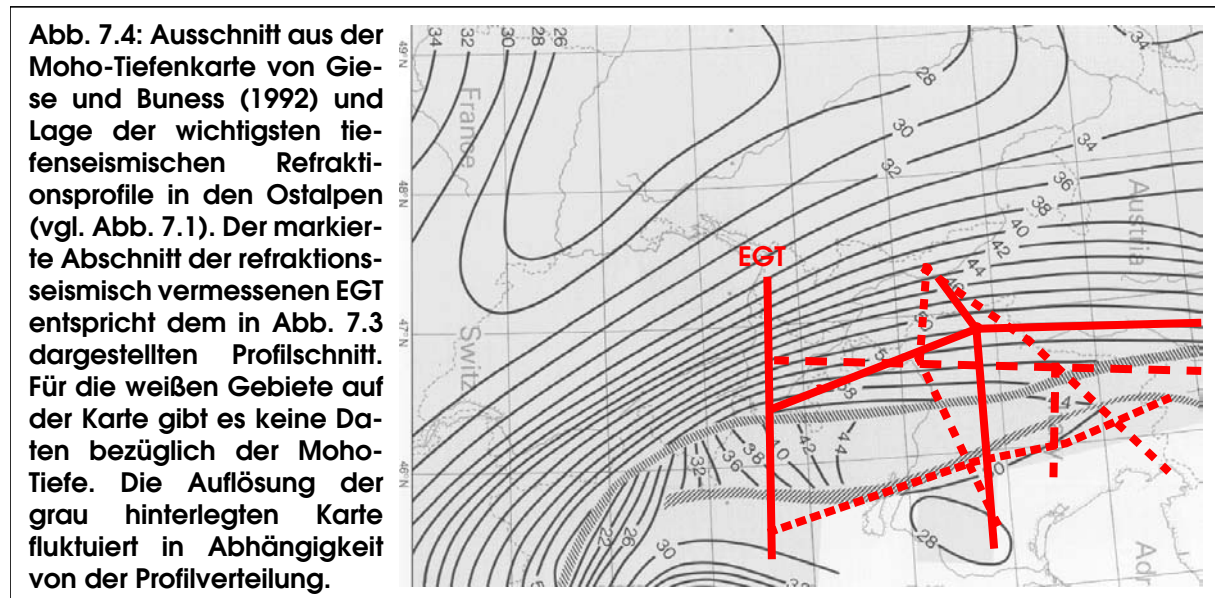
In den 80' er Jahren erbrachten dann reflexionsseismische Untersuchungen in den Zentralalpen (CROP, NRP 20) neue Erkenntnisse (Pfiffner *et al.*, 1988; Pfiffner *et al.*, 1991; Valasek *et al.*, 1991; Schmid *et al.*, 1996; Pfiffner *et al.*, 1997). Die teilweise kombiniert spreng- und vibroseismisch vermessenen Reflexionsprofile lieferten hochauflösende Bilder der Krustenstruktur, in denen die deutlich asymmetrische Moho südlich des Alpenhauptkamms eine Unterbrechung aufweist (Abb. 7.3)



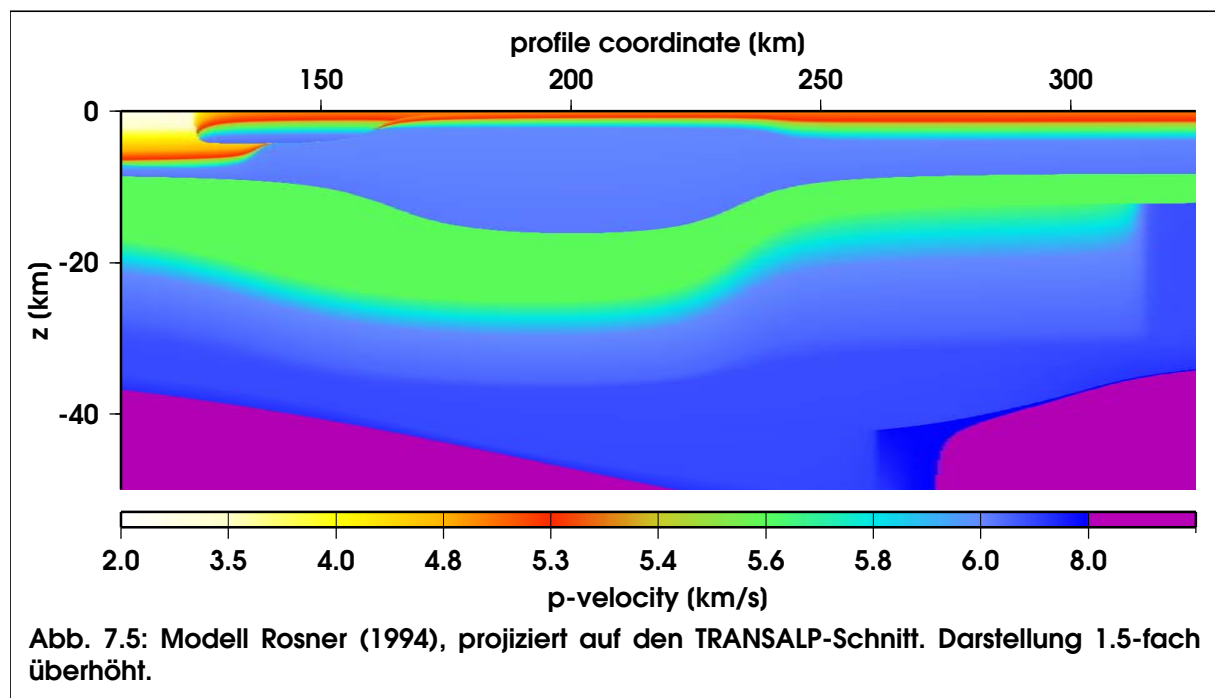
Nach Pfiffner *et al.* (1988) und Schmid *et al.* (1996) ist diese Mohostruktur das Abbild einer frühalpinen Subduktion der europäischen Kruste unter die adriatische, die über 30Ma konserviert wurde. Modernen dynamischen Vorstellungen entsprechend führte die fortschreitende tektonische Deformation während der anschließenden Kollision zum Eindringen der adriatischen Kruste nach Norden in die europäische (Indentationsmodell).

Inwieweit dieses Konzept zu verallgemeinern ist und auch für die Ostalpen trägt, war eine offene Frage. Für Giese und Bunes (1992) scheint zumindest eine ähnliche Struktur der Kruste-Mantel-Grenze gesichert (vgl. Abb. 7.4), allerdings basieren ihre Daten in den Ostalpen im we-

sentlichen auch nur auf den dargestellten Refraktionsprofilen und werden von anderen Autoren (Ansorge *et al.*, 1992) skeptisch betrachtet.

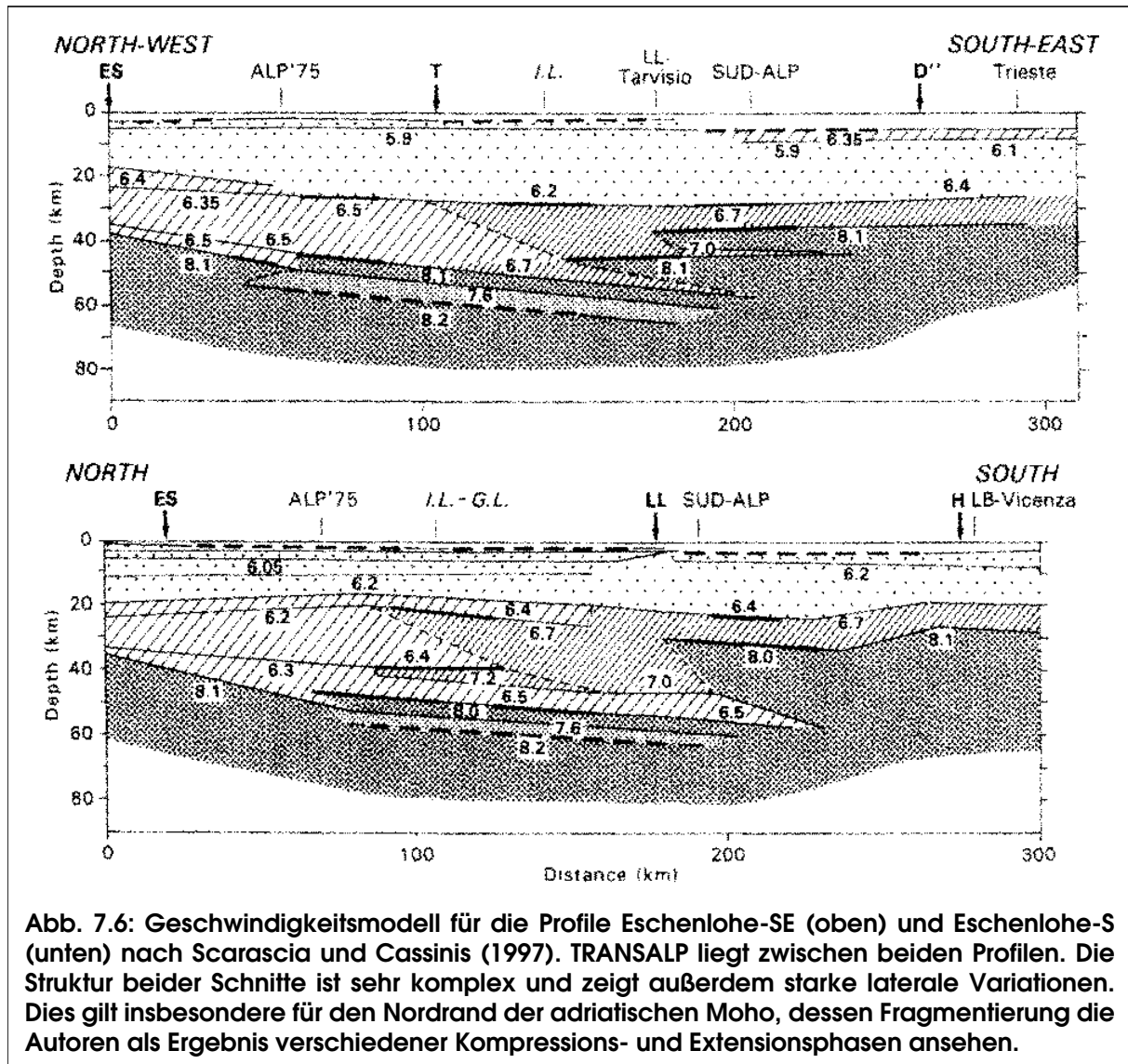


Auf der Basis einiger der in Abbildung 7.1 dargestellten Profile und unter dem Eindruck der Schweizer Indentationskonzepte hat Rosner (1994) mittels strahlenseismischer 3D-Vorwärtsmodellierung ein neues Modell für die Ostalpen erstellt (Abb. 7.5). Es kann die refraktionsseismischen Daten ebenso gut erklären wie die älteren Modelle (z.B. Abb. 7.2), von denen es sich im wesentlichen hinsichtlich der Struktur der Unterkruste und der Moho unterscheidet.



Eine weitere Modellierung und Interpretation derselben Daten wurde von Scarascia und Cassi-

nis (1997) durchgeführt. Wenngleich die Komplexität ihrer 2D-Modelle (Abb. 7.6) im Verhältnis zur Datenbasis unangemessen erscheinen mag, so verdeutlichen sie doch die Bandbreite möglicher Lösungen.



Zu den zentralen Aufgaben des TRANSALP-Projekts gehört die Überprüfung bestehender Modelle der Krustenstruktur und ihrer Entwicklung. Insbesondere soll die Frage beantwortet werden, ob und inwiefern sich die Schweizer Ergebnisse auf die Ostalpen übertragen lassen.

## 8 TRANSALP - Refraktionsseismik

In erster Näherung ist die tektonische Situation in den Ostalpen der der Zentralalpen sehr ähnlich: deformiertes Alpenvorland im Norden, penninische Einheiten im Zentrum und im Süden die Dolomiten (Abb. 8.1). Darüber hinaus gibt es jedoch weitgehende Differenzen. So ist in den Ostalpen im Gegensatz zu den West- und Zentralalpen ein großer Teil des Penninikums und möglicherweise auch der Vorlandsedimente von Austroalpinen Einheiten (Nördliche Kalkalpen, Grauwackenzone, Quarzphyllitzone) überschoben, welche von der adriatischen Mikroplatte stammen. Auch ist die Einengung in den Ostalpen insgesamt geringer. Außerdem ist die kretazische Phase der Orogenese in den Ostalpen eine völlig andere als in den Zentralalpen (Pfiffner, 1992). Geringere tektonische Verformung des Alpenvorlands und die Dominanz steilstehender Störungen weisen darüber hinaus laut Ratschbacher *et al.* (1991) auf bedeutende Ausgleichsbewegungen (*escape tectonics*) in den Ostalpen hin, bei der vor allem die Gesteine des Tauernfensters durch die NS-Kompression nach Osten in Richtung Pannonisches Becken ausgepresst wurden. Weiter ist fraglich, ob die herausragende Stellung der Insubrischen Linie als Suture zwischen der europäischen und der adriatischen Platte auch ihrer nach Norden versetzten Verlängerung in den Ostalpen, der Periadriatischen Linie, zukommt.

Das TRANSALP-Projekt hat sich die Beantwortung dieser Fragen durch die Untersuchung der Ostalpen mit seismischen Methoden zum Ziel gesetzt. Im Zentrum stehen dabei die steilwinkelseismischen Messungen auf einem kontinuierlichen Profil (Abb. 8.1) zwischen München und Venedig (TRANSALP Working Group, 2001). Passivregistrierungen auf insgesamt sieben Querlinien (Abb. 8.2) ermöglichen eine begrenzte 3D-Neigungskontrolle. Ergänzt wird die Reflexionsseismik durch Weitwinkelmessungen mit seismologischen Einzelstationen. Zur Erfassung der Krustenmächtigkeit wurde im südlichen Teil des Profils in der ersten Phase der Akquisition der Versuch einer Mohokartierung mit einem engabständigen Array aus Einzelstationen gemacht. Zusätzliche passive seismologische Beobachtungen, die auf die Registrierung teleseismischer Ereignisse zielen, sollen ein tief in den oberen Mantel reichendes Strukturabbild liefern.



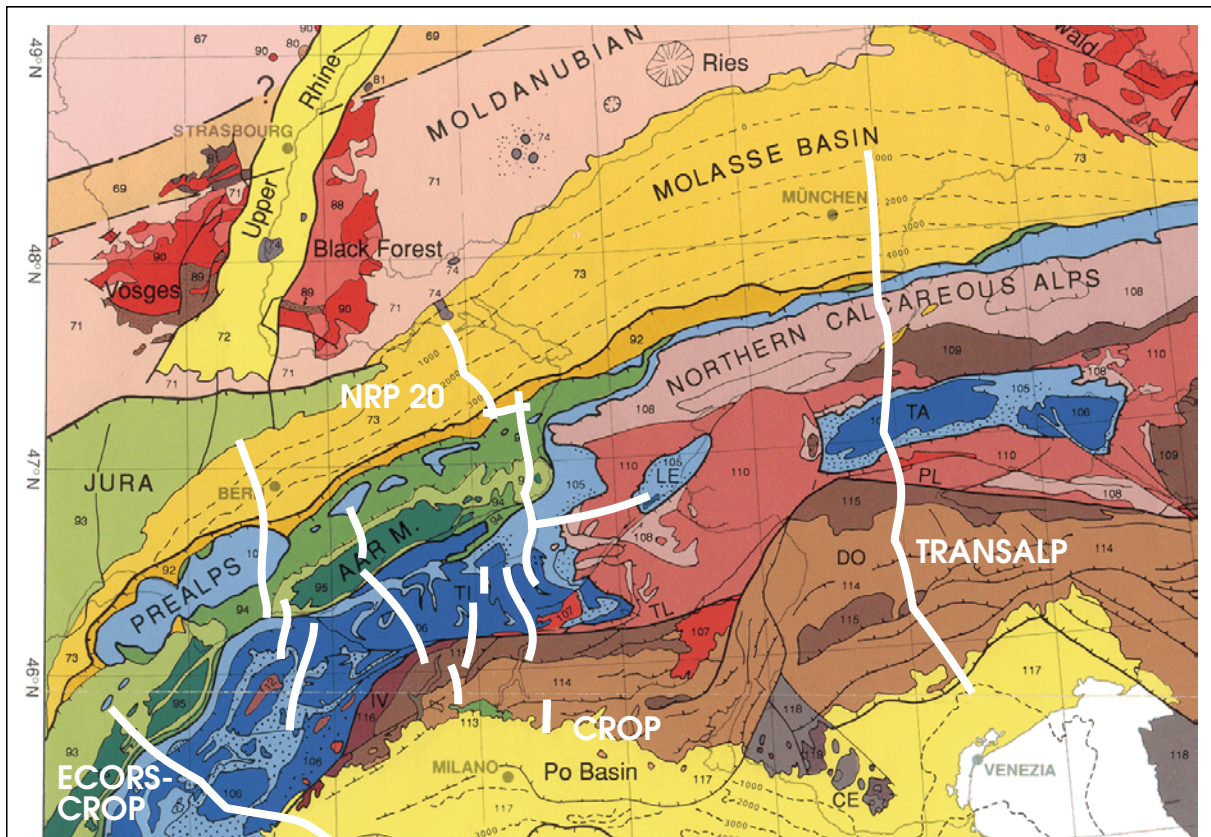


Abb. 8.1: Ausschnitt aus der geologisch-tektonischen Karte "The European Geotraverse (EGT)" (Berthelsen *et al.*, 1992) mit den wichtigsten tiefenseismischen Reflexionsprofilen in den Alpen NRP 20, CROP und ECORS-CROP (nach E. Lüschen, pers. Mitteilung). 1998-2001 wurde das TRANSALP-Profil vermessen. Es kreuzt die Ostalpen fast senkrecht zur Hauptstreichrichtung, weshalb die erfassten Strukturen in erster Näherung 2D sein dürften. Außerdem ist die adriatische Kruste dort relativ weit nach Norden vorgedrungen und daher sind im Profilschnitt besonders ausgeprägte Spuren der Orogenese zu erwarten. Die wichtigsten Einheiten entlang des Profils sind von Norden nach Süden: die Bayerische Molasse, die Austroalpinen Einheiten (Nördlichen Kalkalpen und Quarzphyllitzone), das Tauernfenster, die Dolomiten und das Po-Becken.

Legende für die Alpen: gelb - Alpenvorland, grün - deformiertes Alpenvorland, blau - Penninikum, braun - Südalpin (Dolomiten), rosa - Austroalpin (abgescherte Deckenstapel), rosarot - Austroalpin (hochgradig metamorphes Grundgebirge), rot - periadriatische Intrusionen. Störungen: PL - periadriatische Linie, TL - tonale (insubrische) Linie

## 8.1 Akquisition

Die Erfassung der Messdaten wurde in mehreren Phasen durchgeführt. 1998 fand die Vermessung des südlichen sowie des nördlichen Alpenrandbereichs und 1999 des zentralen Profilbereichs statt. Angeregt wurde mit Spreng- und Vibroseismik in Abständen von etwa 5 km bzw. 100 m entlang des Hauptprofils sowie dreifach wiederholten Sprengungen an den Enden der Querlinien. Die Quellsignale wurden mit bis zu 1000 Kanälen im Steilwinkelbereich und 40-110 seismologischen Einzelstationen im Bereich des gesamten Profils registriert.

Die Registrierungen der Einzelstationen bilden die Grundlage der tomographischen Geschwindigkeitsbestimmung. Abbildung 8.3 zeigt die Verteilung der Stationen und Quellen, die zur Auswertung benutzt wurden. Technische und logistische Einzelheiten der Datenerfassung sowie eine Karte im Maßstab 1:500000 finden sich in Anhang.

Aufgrund des vergleichsweise schwachen vibroseismischen Signals sowie des großen Bearbeitungsaufwands wird die Messung und Auswertung dieser Anregungen in der Refraktionsseismik normalerweise nicht praktiziert. Andererseits sind die Vorteile engabständiger Quellen in der Refraktionsseismik unübersehbar: Phasen können leichter erkannt und korreliert sowie fehlerhafte Ablesungen vermieden werden.

Im Rahmen des TRANSALP-Projekts wurde nun erstmals im größeren Stil der Versuch gemacht, vibroseismische Signale mit Einzelstationen bei großen Aperturen zu registrieren.

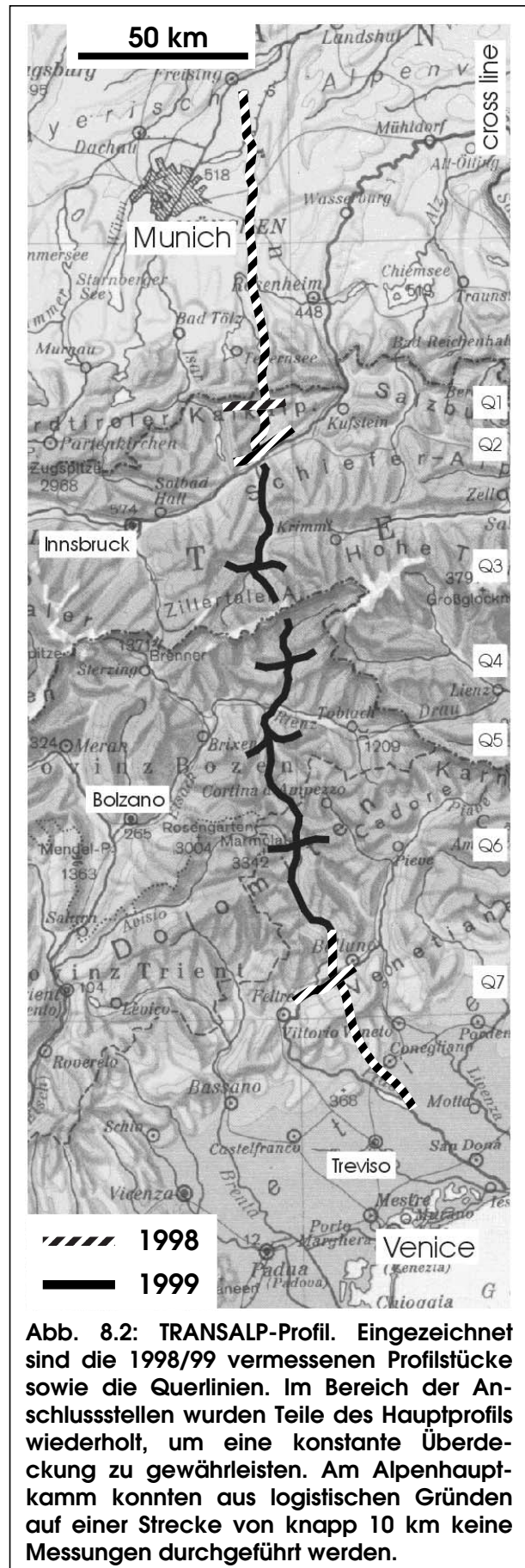
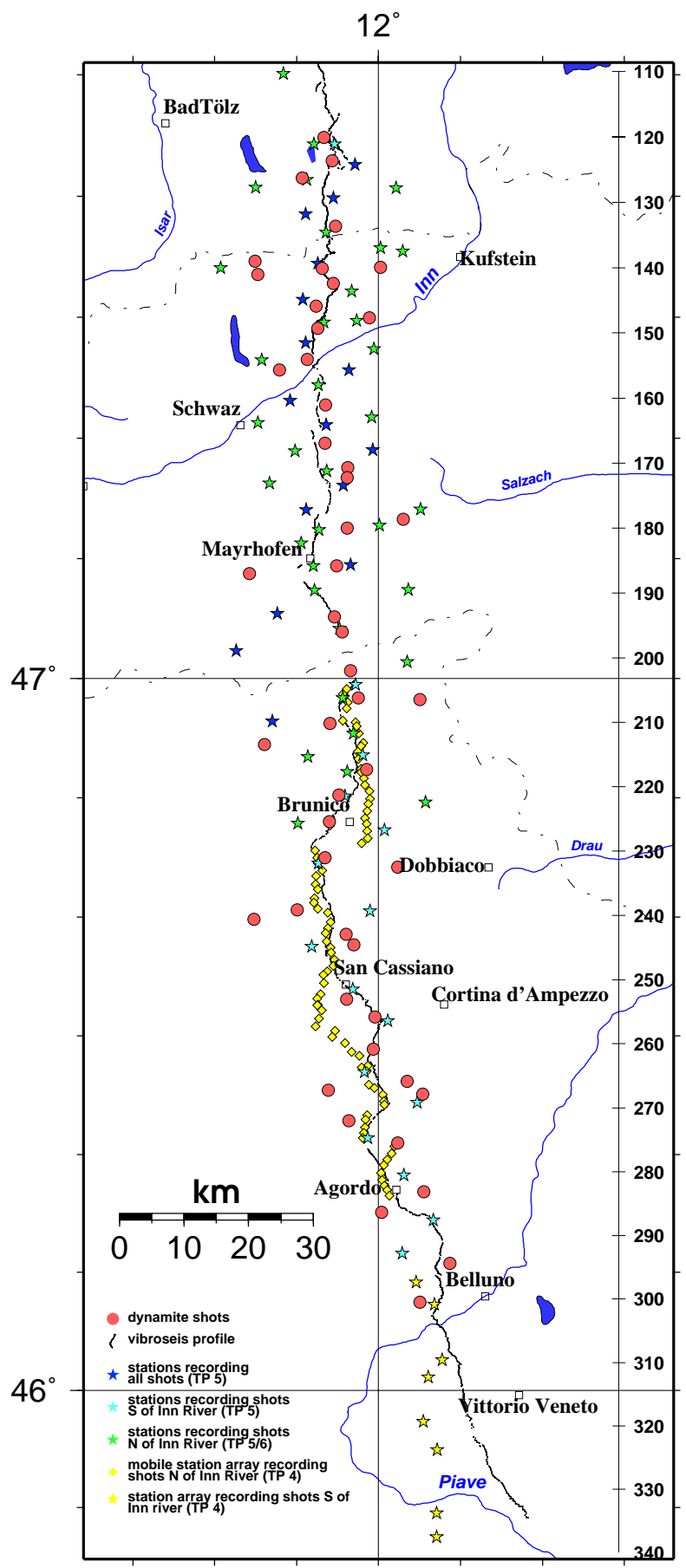


Abb. 8.2: TRANSALP-Profil. Eingezeichnet sind die 1998/99 vermessenen Profilstücke sowie die Querlinien. Im Bereich der Anschlussstellen wurden Teile des Hauptprofils wiederholt, um eine konstante Überdeckung zu gewährleisten. Am Alpenhauptkamm konnten aus logistischen Gründen auf einer Strecke von knapp 10 km keine Messungen durchgeführt werden.

Abb. 8.3: Karte der seismologischen 3K-Stationen, die während der verschiedenen Akquisitionsphasen von TRANSALP entlang des Profils verteilt waren und deren Daten zumindest teilweise in dieser Arbeit verwendet werden konnten. (Weitere Stationen, die von Kollegen des GeoForschungsZentrums Potsdam sowie der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich aufgebaut wurden, sind hier aus Gründen der Übersichtlichkeit weggelassen.) Gelbe Symbole bezeichnen Stationen der Moho-Kartierung, blaue der aktiven und grüne der passiven Tomographie. Schüsse (rote Kreise für Sprengungen, durchgezogene Linie für Vibroseis) nördlich des Inntals und südlich von Belluno wurden 1998 abgetan, alle anderen 1999 (vgl. Abb. 8.2). Vibroseisdaten aus der Region südlich von Belluno konnten aus logistischen Gründen nicht mit Einzelstationen registriert werden. Die Kilometrierung am rechten Rand ist definiert als  $x = 5410000 \text{ m} - \text{HW}$  (Hochwert in Gauss-Krüger-Koordinaten, Bessel-Ellipsoid) und wird im weiteren als Profilkordinate verwendet. Sie stimmt im nördlichen Profilabschnitt bis etwa *San Cassiano* im Rahmen der Auflösung des Geschwindigkeitsmodells mit der Profilkordinate der CMP-Linie der Steilwinkelseismik überein. Im Süden streicht die CMP-Linie etwa  $160 \text{ N}^\circ\text{E}$  und weicht dadurch von der N-S-orientierten Profilkordinate bis zu 10 km (am Profilende) ab.

Eine detailliertere Karte mit den Namen der Stationen und den SP-Nummern findet sich in Anhang B.





## 8.2 Processing

Knapp 25000 Einzelsweeps und 87 Einzelschüsse wurden aus den kontinuierlichen Registrierungen von 32 (1999) bis 110 (1998) Stationen ausgeschnitten. Die Genauigkeit der Zeitbasis wurde dabei überprüft und gegebenenfalls korrigiert (Gebrande *et al.*, 1999). Dann wurden die digitalen Registrierungen vier verschiedener Akquisitionssysteme (vgl. Anhang A) zusammengeführt und unter Berücksichtigung der Gerätekonstanten vereinheitlicht. Über die Auswertung von GPS-Messungen und Messtischblättern wurden die Koordinaten der Stationen ermittelt und die der Quellen überprüft (Anhang B).

Bei den sprengseismischen Daten wurden zunächst, falls nötig, Spikes entfernt und stark veräuschte Spuren aussortiert. Nach einem zeitabhängigen minimalphasigen Bandpass (6/8-30\40Hz bei 0s bis 4/6-16\20Hz bei 20s und mehr) wurden die Amplituden für sphärische Divergenz korrigiert und die Seismogramme individuell gefiltert. Seismogramme von Schüssen, die mehrfach fielen, wurden gestapelt. Zum Stapeln wurde ein Verfahren aus der Vibroseismik namens *diversity stack* verwendet, das (in laufenden Zeitfenstern) hohe Amplituden unterdrückt, wenn sie nur bei einer Minderheit der zu stapelnden Spuren auftreten (Anhang C).

Auf eine statische Korrektur der Topographie wurde generell verzichtet, da es bei der Modellierung mit SIMUL möglich ist, von den wahren Höhen aus zu rechnen. Hinsichtlich der Genauigkeit ist letzteres vorzuziehen, da die Statik bekanntlich eine fixe Größe ist, während sich die notwendige Korrektur mit dem Emergenzwinkel ändert. Außerdem liegt für die Stationspunkte auch keine oberflächennahe Geschwindigkeitsinformation vor, mit der statische Höhenkorrekturen überhaupt bestimmt werden könnten.

Die Einzelsweeps der Vibroseismik wurden zunächst *diversity* gestapelt und korreliert, sodann mit einem stations-, teilweise auch spurindividuellen, nullphasigen Bandpass gefiltert und schließlich zur weiteren Signalverstärkung, aber auch zur Datenreduktion, auf einen durchschnittlichen Abstand von 250m gebinnt. Dies erfolgte ebenfalls unter Verwendung des *diversity* Algorithmus zur Rauschunterdrückung und nach der Anbringung einer schusseitigen Statik und differentieller *moveout* Korrekturen. Dabei wurden differentielle LMO- und NMO-Korrekturen alternativ verwendet, so dass je nach zu betrachtender Phase die geeignetere Sektion herangezogen werden konnte (Anhang D). Bei der Schussstatik handelt es sich lediglich um eine Korrektur zur Erfassung der Verwitterungsschicht. Ermittelt wurde sie nach den Prinzipien der oberflächenkonsistenten Residualstatik (vgl. Simon, 1993), wobei das als Filter wirkende gleitende Mittel so eingestellt wurde, dass Anteile unterdrückt werden, die langwelliger als 250m sind. So kann innerhalb eines Bins ein optimales Stapelergebnis erzielt werden.

Für die meisten der in den nächsten Abschnitten präsentierten Darstellungen wurden die Seismogramme noch mit einem AGC von 6s verstärkt.

## 8.3 Datenqualität

### 8.3.1 Stationspunkte

Ein Vorteil der Aufteilung der Messungen auf zwei Kampagnen und der Vermessung der Alpenrandbereiche im ersten Jahr bestand darin, dass für die Vermessung des zentralen Abschnitts wichtige Erfahrungen hinsichtlich der Stationslokationen gesammelt werden konnten. So wurden nach Abschluss der 1998'er Messungen ausführliche Analysen der Bodenunruhe durchgeführt (Abb. 8.4). Besonders unruhige Lokationen waren in TP5 bereits während der Messungen verbessert worden, und die endgültigen Standorte zeichnen sich daher alle durch besonders geringe Bodenunruhe aus. Ein Teil dieser Punkte konnte 1999 wiederbesetzt werden, außerdem wurden in Italien neue Stationspunkte erkundet.

Die hohe Qualität der Messpunkte geht deutlich aus den Registrierungen von Querlinienschüssen hervor. Während die Phasenkorrelation und damit auch die Differenzierung von Signal und Rauschen aufgrund der großen Stationsabstände bei einer einzelnen Sprengung nur sehr eingeschränkt möglich ist, lassen die mehrfach wiederholten Querlinienschüsse eine klare Unterscheidung zu. Die Abbildung 8.5 zeigt Ausschnitte aus den einzelnen Seismogrammen des Schusspunkts Q4E, der viermal wiederholt wurde. Man erkennt an der Signalkohärenz in den Einzelregistrierungen deutlich den hohen Signal-Rauschabstand bei bis zu 12 s reduzierter Zeit. Sogar nach 15 s ist noch sehr klar Signal zu erkennen. Die gestapelte Registrierung (Abb. 8.6) zeigt allerdings, dass viele der Phasen aufgrund des großen Stationsabstandes nicht korreliert werden können und sich somit auch nicht auswerten lassen.

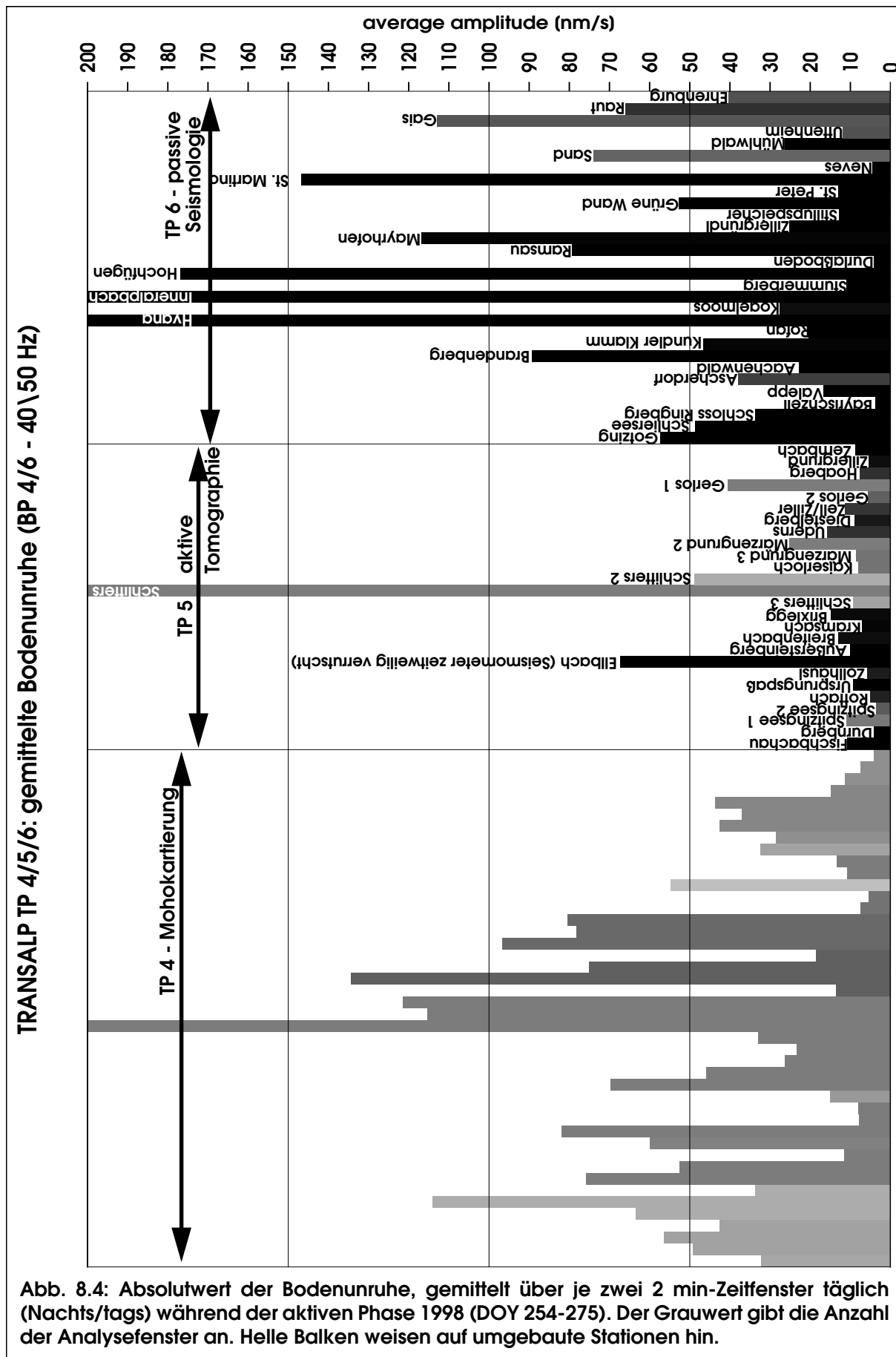
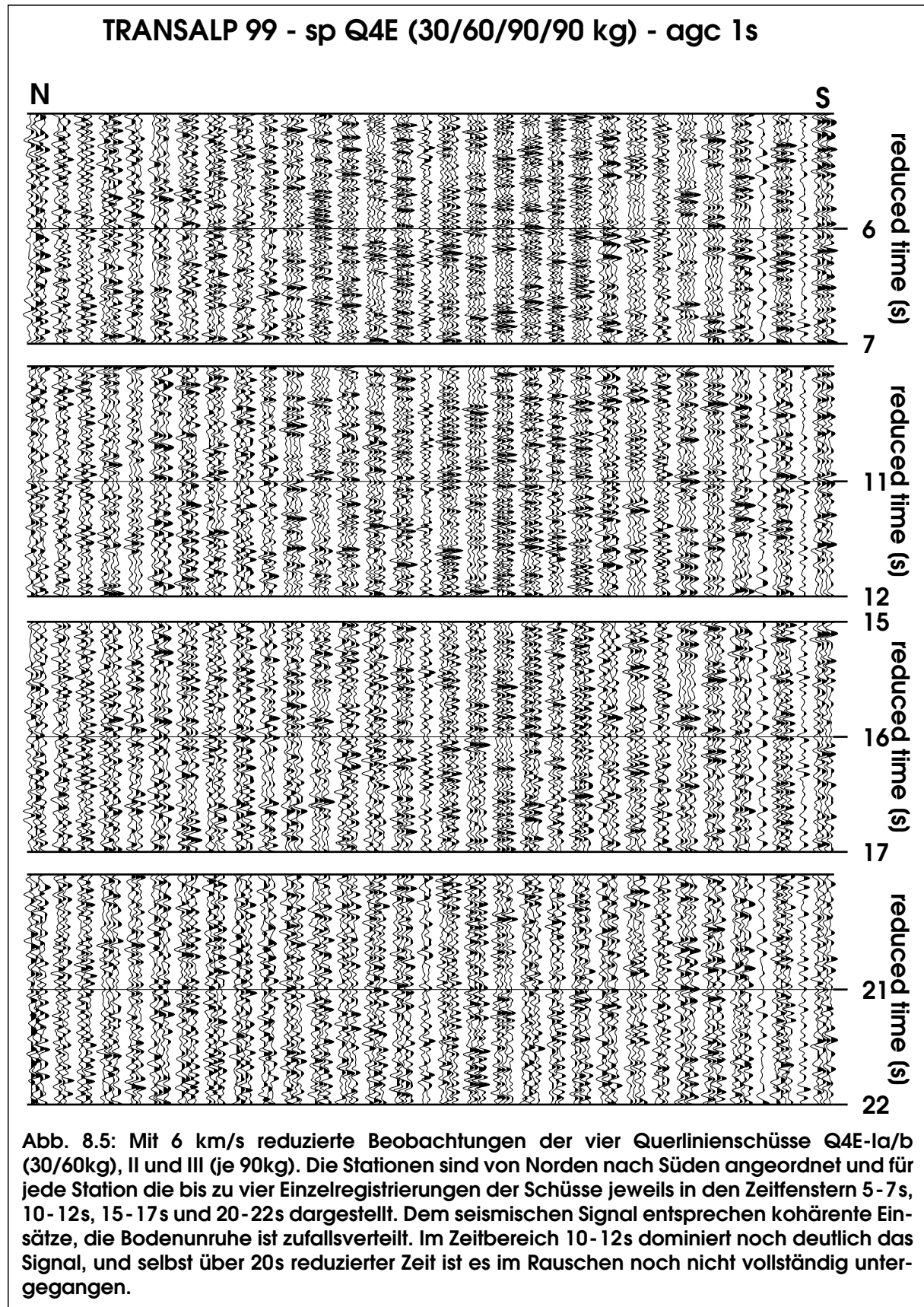
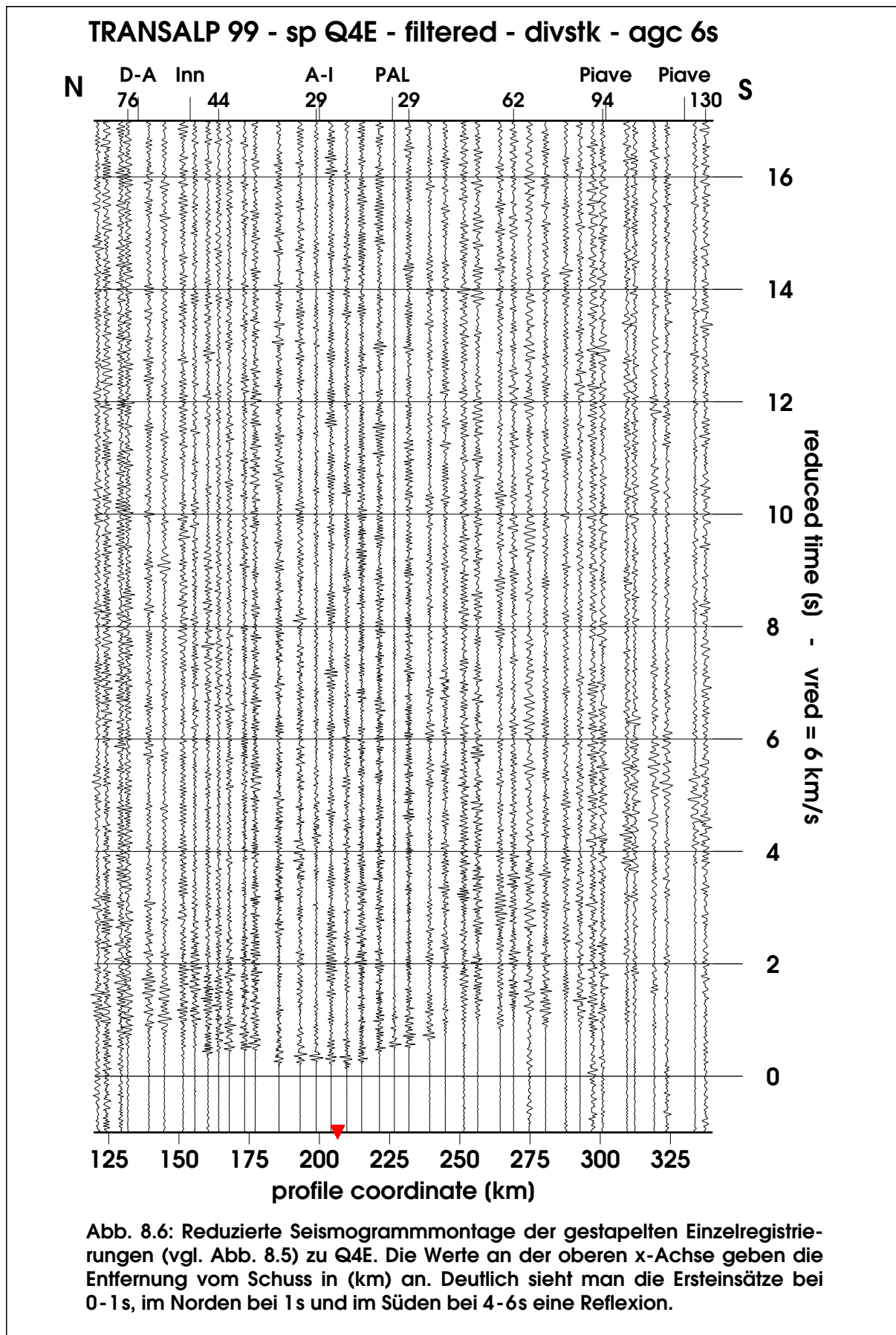


Abb. 8.4: Absolutwert der Bodenunruhe, gemittelt über je zwei 2 min-Zeiffenster täglich (Nachts/tags) während der aktiven Phase 1998 (DOY 254-275). Der Grauwert gibt die Anzahl der Analysefenster an. Helle Balken weisen auf umgebaute Stationen hin.







### 8.3.2 Sprengseismik

Die Qualität der Sprengseismik fiel aufgrund verschiedener Ladungsmengen von 5-120kg sowie den immer vorhandenen Variationen in der Ankopplung sehr unterschiedlich aus. Bei 14 von 37 Hauptlinien- sowie 8 von 12 Querlinien-SPen konnten Einsätze bis in über 100km Entfernung korreliert werden. Zwei besonders gute Schusspunkte aus den Jahren '98 und '99 sind in Abb. 8.7 dargestellt.

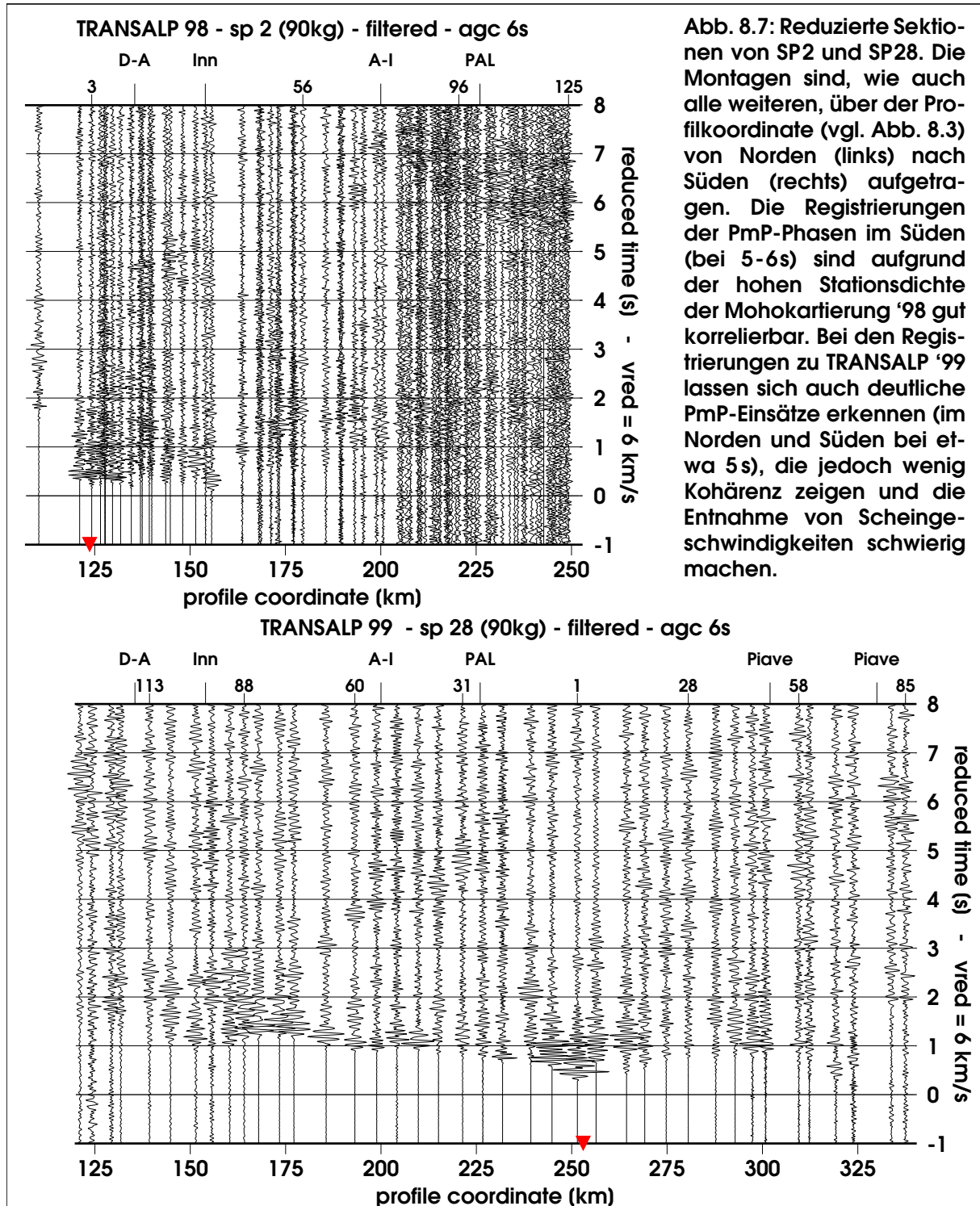
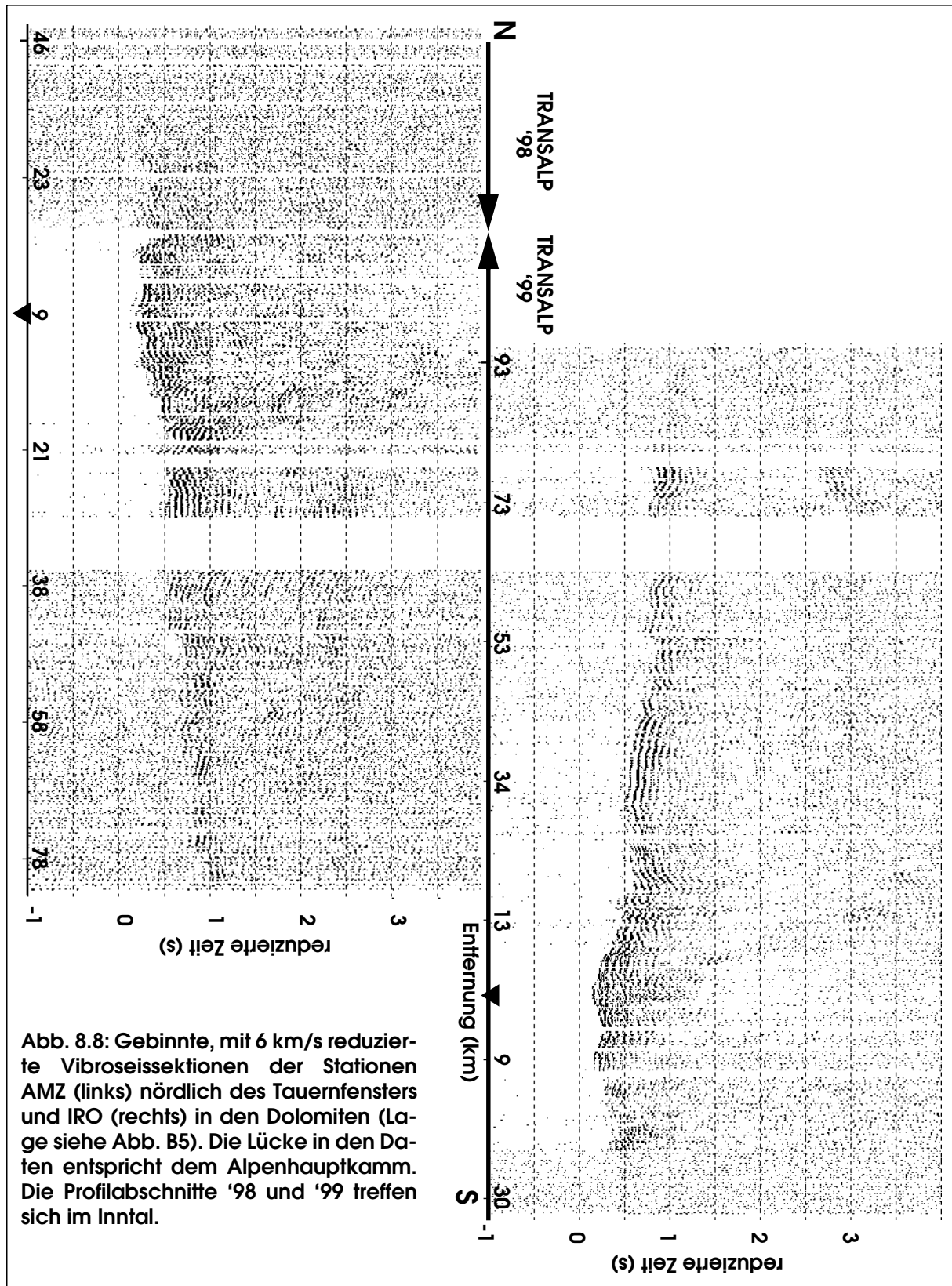


Abb. 8.7: Reduzierte Sektionen von SP2 und SP28. Die Montagen sind, wie auch alle weiteren, über der Profilkoordinate (vgl. Abb. 8.3) von Norden (links) nach Süden (rechts) aufgetragen. Die Registrierungen der PmP-Phasen im Süden (bei 5-6s) sind aufgrund der hohen Stationsdichte der Mohokartierung '98 gut korrelierbar. Bei den Registrierungen zu TRANSALP '99 lassen sich auch deutliche PmP-Einsätze erkennen (im Norden und Süden bei etwa 5s), die jedoch wenig Kohärenz zeigen und die Entnahme von Scheingeschwindigkeiten schwierig machen.

### 8.3.3 Vibroseismik

Wenngleich auch die Vibroseis-Registrierungen an den 3-Komponenten-Stationen stark in ihrer Qualität schwanken, so können sie doch insgesamt als Erfolg angesehen werden. Die schwächeren vibroseismischen Anregungen '98 konnten bis maximal 20km, die stärkeren '99 jedoch teilweise bis in 80km Entfernung registriert werden. Die Registrierungen der Station AMZ in der Nähe des Inntals zeigen den Unterschied in der Anregung deutlich (Abb. 8.8, unten). Die von fast 30 Stationen im Entfernungsbereich bis zu 40km beobachteten kontinuierlichen Ersteinsätze ermöglichen eine sichere Phasenkorrelation und damit eine hochauflösende Modellierung im oberflächennahen Bereich, wie man sie sonst nur von Airgun-Anregungen der marinen Refraktionsseismik kennt.



## 8.4 Vergleich mit älteren Modellen

Stellvertretend für die beiden geodynamischen Konzepte ‘reequibrierte Kruste’ und ‘Indentation’ wurden die Modelle von Miller *et al.* (1977, vgl. Abb. 7.2) und von Rosner (1994, vgl. Abb. 7.5) strahlenseismisch auf Übereinstimmung mit den neuen Daten getestet. Für drei SPe (am Alpennordrand, -hauptkamm und -südrand) wurden die synthetischen Laufzeiten mit den Beobachtungen verglichen (Abb. 8.9). Die Phasenkorrelationen gehen aus dem Strahlverlauf hervor (Abb. 8.10). Es zeigen sich bereits in den Ersteinsätzen deutliche Diskrepanzen südlich des Inntals; die Geschwindigkeiten der Oberkruste sind anscheinend in beiden Modellen für die TRANSALP-Daten zu hoch. Aussagen über die Übereinstimmung späterer Einsätze sind dadurch schwierig zu bewerten, da sich die Geschwindigkeit in der Oberkruste, wenngleich in geringerem Ausmaß, auch auf diese auswirkt. Die Laufzeitunterschiede in den Mohoreflexionen zum Modell ‘Rosner’ sind mit bis zu 1 s jedoch bemerkenswert groß.

Für diese Diskrepanzen kann es mehrere Ursachen geben. So können regionale Geschwindigkeitsvariationen eine Rolle spielen, da sich die Modelle ‘Miller’ und ‘Rosner’ anders als das N-S verlaufende TRANSALP-Profil primär an dem NW-SE verlaufenden Eschenlohe-Profil orientieren, welches im südlichen Profilbereich über 100km weiter östlich liegt.

Eine weitere Ursache könnte in Anisotropieeffekten zu suchen sein. Denn an älteren Daten lagen neben Eschenlohe-SE die E-W verlaufenden Alpenlängsprofile vor, die insbesondere im Bereich des Alpenhauptkamms die Modelle bestimmten. Die Abbildung 8.11 zeigt eine Seismogrammmontage des Alpenlängsprofils 1975 (Alpine Explosion Seismology Group, 1976), die den Alpenhauptkamm in E-W Richtung kreuzt. Bereits die schusspunktnahen Ersteinsätze kommen mit einer konstanten Schein- und Durchschnittsgeschwindigkeit von ungefähr 6km/s an, was im Rahmen der Auflösung auf eine konstante Geschwindigkeit der Oberkruste von ebenfalls 6km/s hinweist. Vergleicht man dies mit den TRANSALP-Registrierungen zu SP17 nach Norden (Abb. 8.9), so sieht man, dass sich diese von S nach N ausbreitenden Wellen mit langsameren Schein- und Durchschnittsgeschwindigkeiten fortpflanzen und erst in 30km Entfernung bei einer reduzierten Zeit von 500ms die Scheingeschwindigkeit von 6km/s erreichen. Dies ist immer noch kein zwingender Beweis für Anisotropie, sondern könnte auch durch lokale, wenngleich relativ komplizierte Geschwindigkeitsanomalien verursacht sein. Deswegen wurde die Möglichkeit einer Richtungsabhängigkeit der Geschwindigkeiten näher untersucht.

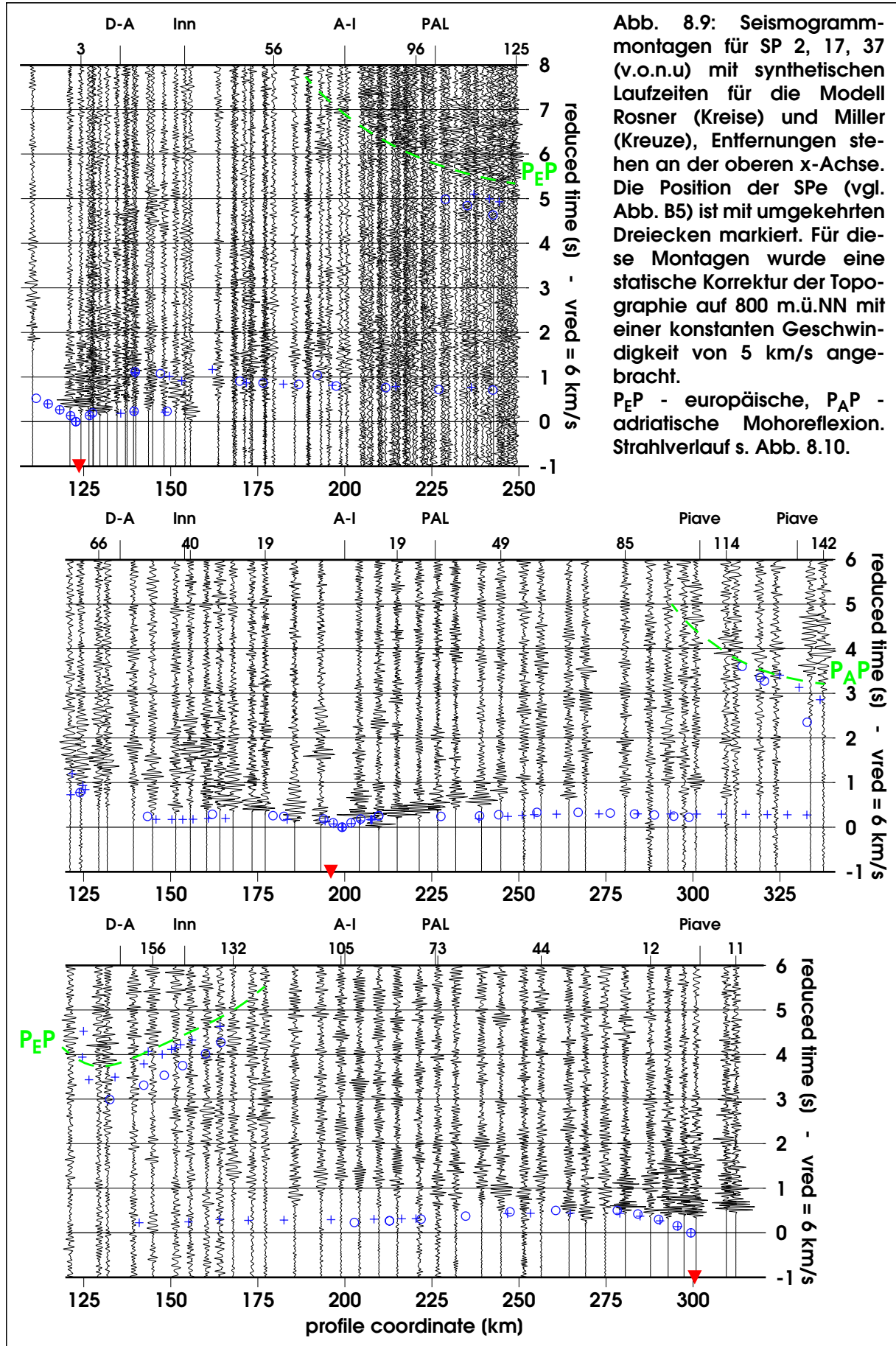
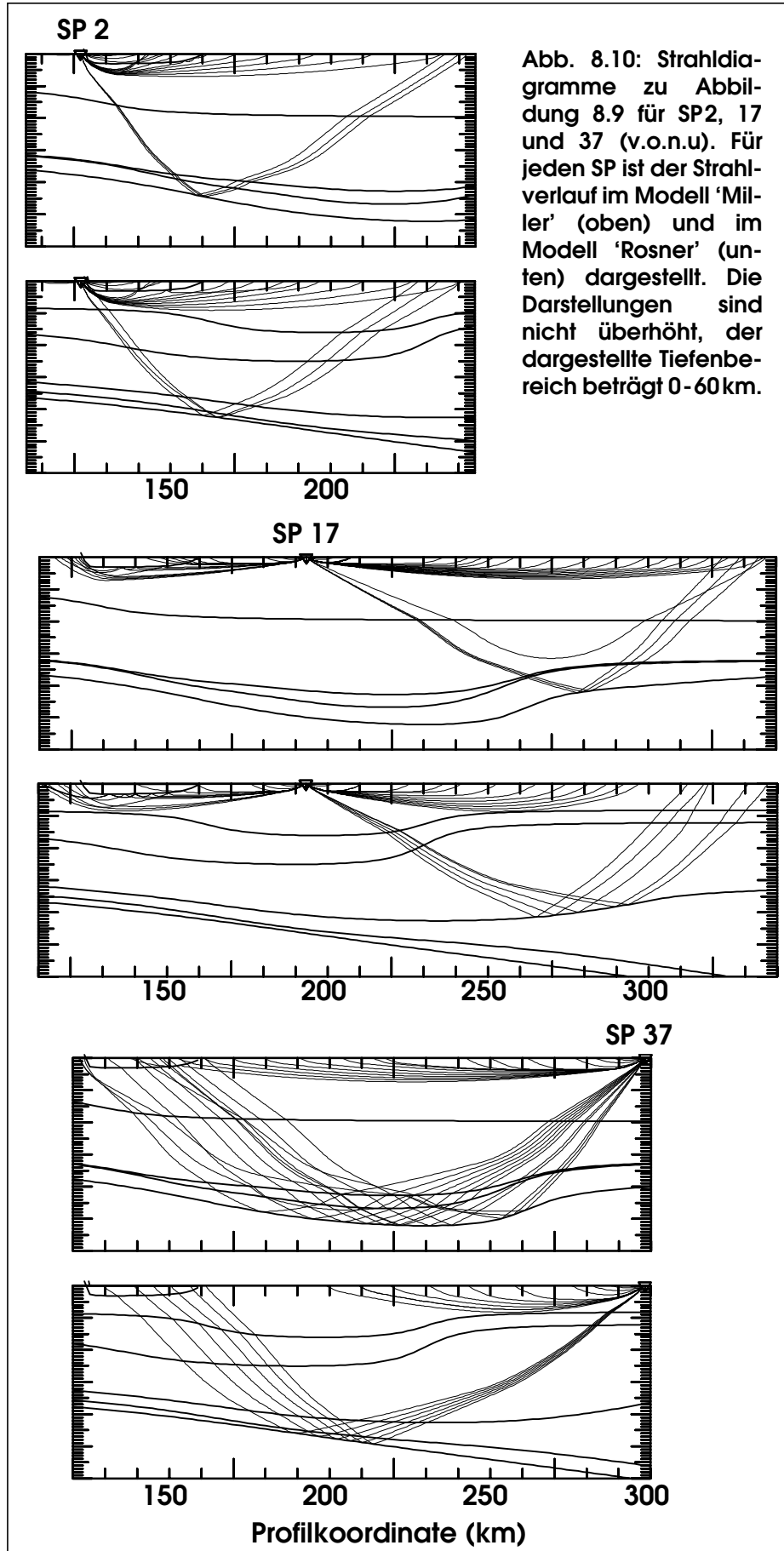
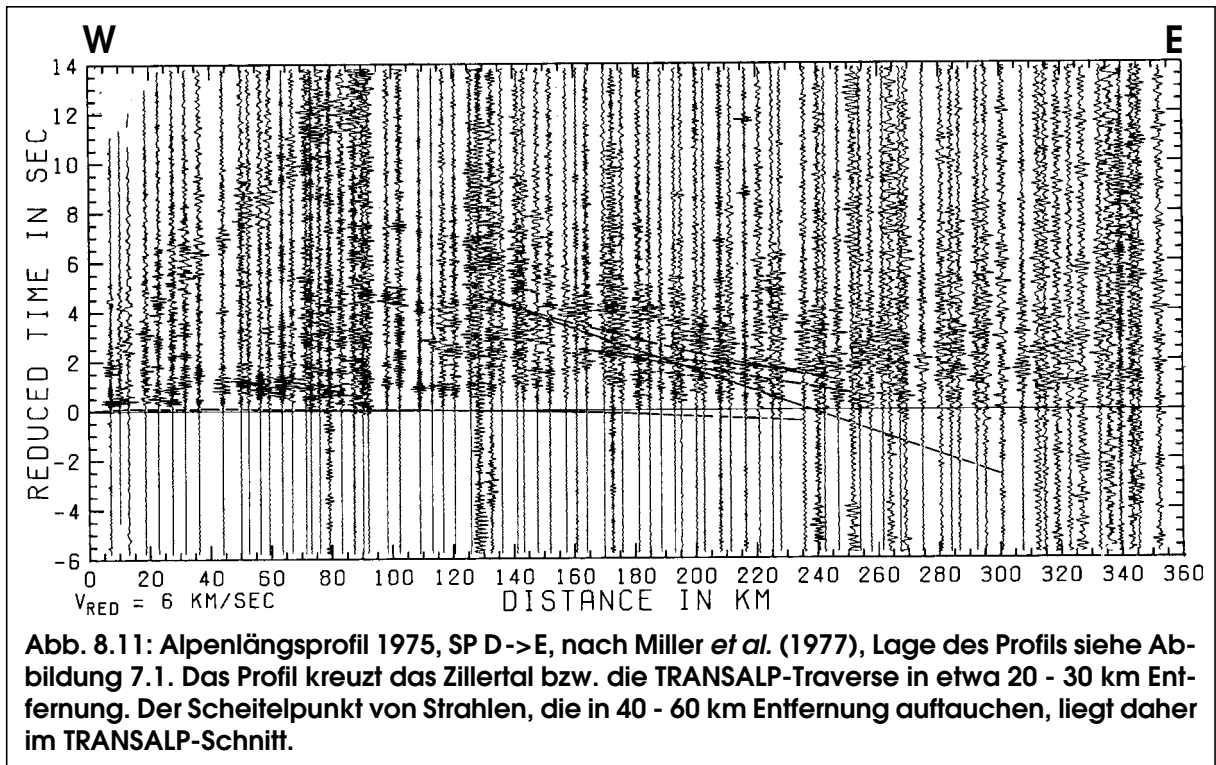


Abb. 8.9: Seismogramm-montagen für SP 2, 17, 37 (v.o.n.u) mit synthetischen Laufzeiten für die Modell Rosner (Kreise) und Miller (Kreuze), Entfernungen stehen an der oberen x-Achse. Die Position der SPe (vgl. Abb. B5) ist mit umgekehrten Dreiecken markiert. Für diese Montagen wurde eine statische Korrektur der Topographie auf 800 m.ü.NN mit einer konstanten Geschwindigkeit von 5 km/s angebracht.  
 P<sub>E</sub>P - europäische, P<sub>A</sub>P - adriatische Mohoreflexion. Strahlverlauf s. Abb. 8.10.







## 8.5 Anisotropie

Ein klarer Hinweis für anisotrope Verhältnisse wurde von den Querlinienregistrierungen Q3 von SPQ3W erbracht (Abb. 8.12). Dort zeigt die S-Welle eine geradezu exemplarische Aufspaltung in zwei Phasen, das sogenannte *shear-wave splitting*. Daraus lässt sich ein Anisotropiekoeffizient von etwa 10% abschätzen. Die Scheingeschwindigkeit der P-Welle in dieser Registrierung beträgt bereits in 3 km Entfernung fast 6 km/s und befindet sich somit in guter Übereinstimmung mit dem ebenfalls E-W gerichteten Alpenlängsprofil (Abb. 8.11). Auf dem Hauptprofil, d.h. für hauptsächlich N-S orientierte Ausbreitungsrichtungen, gibt es hingegen keine Anzeichen für *shear-wave splitting*.

Q3 befindet sich am Nordrand des Tauernfensters in der nach N einfallenden Schieferhülle. In Abbildung 8.13 (a) ist eine auf Foliation basierende Anisotropie schematisch dargestellt, welche die Beobachtung erklären kann.

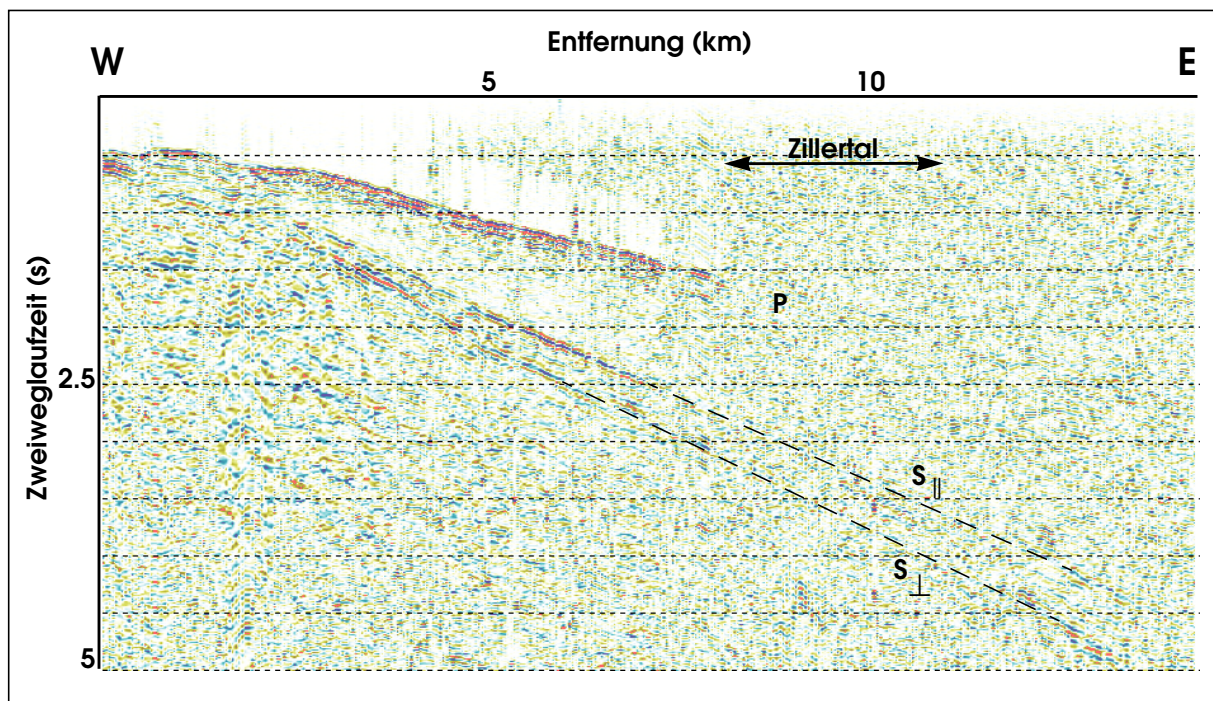
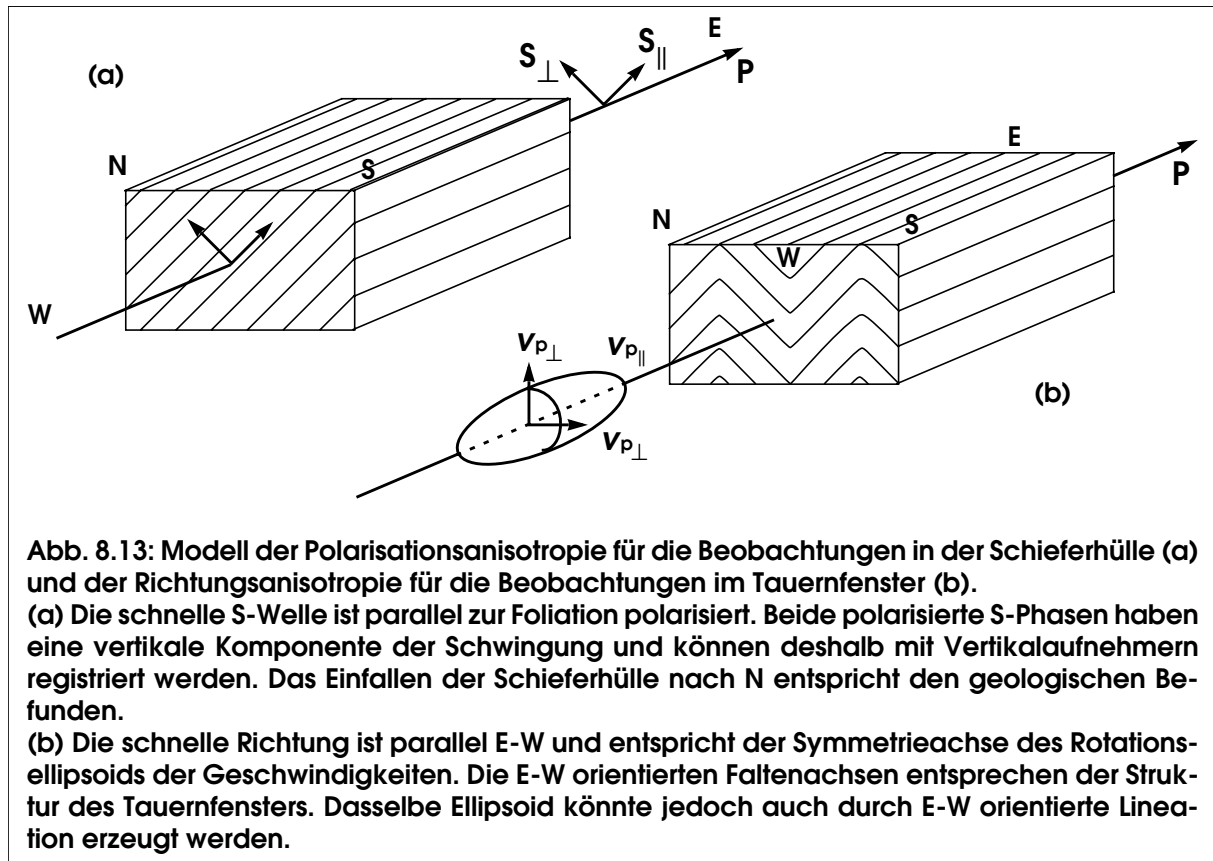


Abb. 8.12: Registrierung von SP Q3W auf der Querlinie Q3 im nördlichen Tauernfenster. Die Darstellung ist spuräquidistant und somit nur näherungsweise entfernungsgetreu und mit einem AGC von 1 s versehen. Der SP befindet sich etwa 3 km südlich des westlichen Profilenendes, weswegen Beobachtungsentfernungen und Einsatzzeiten nicht gegen Null gehen. Trotz geringer Durchschnittsgeschwindigkeiten der P-Phase von 4-5 km/s beträgt deren Scheingeschwindigkeit bereits ab 3 km Entfernung konstant etwa 5.8-6 km/s.

Die S-Welle ist in zwei Phasen aufgespalten, deren Laufzeitdifferenz linear bis in 14 km Entfernung zunimmt. Eine Interpretation als konvertierte S-Phase scheidet daher aus. Vielmehr ist es naheliegend, dass es sich um S-Phasen unterschiedlicher Polarisationsrichtung handelt, obwohl ein direkter Nachweis dafür aus den Vertikalregistrierungen nicht abgeleitet werden kann. Die Indizes beziehen sich auf das Verhältnis der Schwingungsrichtung zur Foliationsrichtung. Aus den Laufzeitverhältnissen (bei 14 km Entfernung 4.5 s : 5 s) lässt sich der Anisotropiekoeffizient mit 10% abschätzen. Aufgrund des geringen Geschwindigkeitsgradienten beträgt die Eindringtiefe der Wellen in der größten Beobachtungsentfernung maximal 2 km.





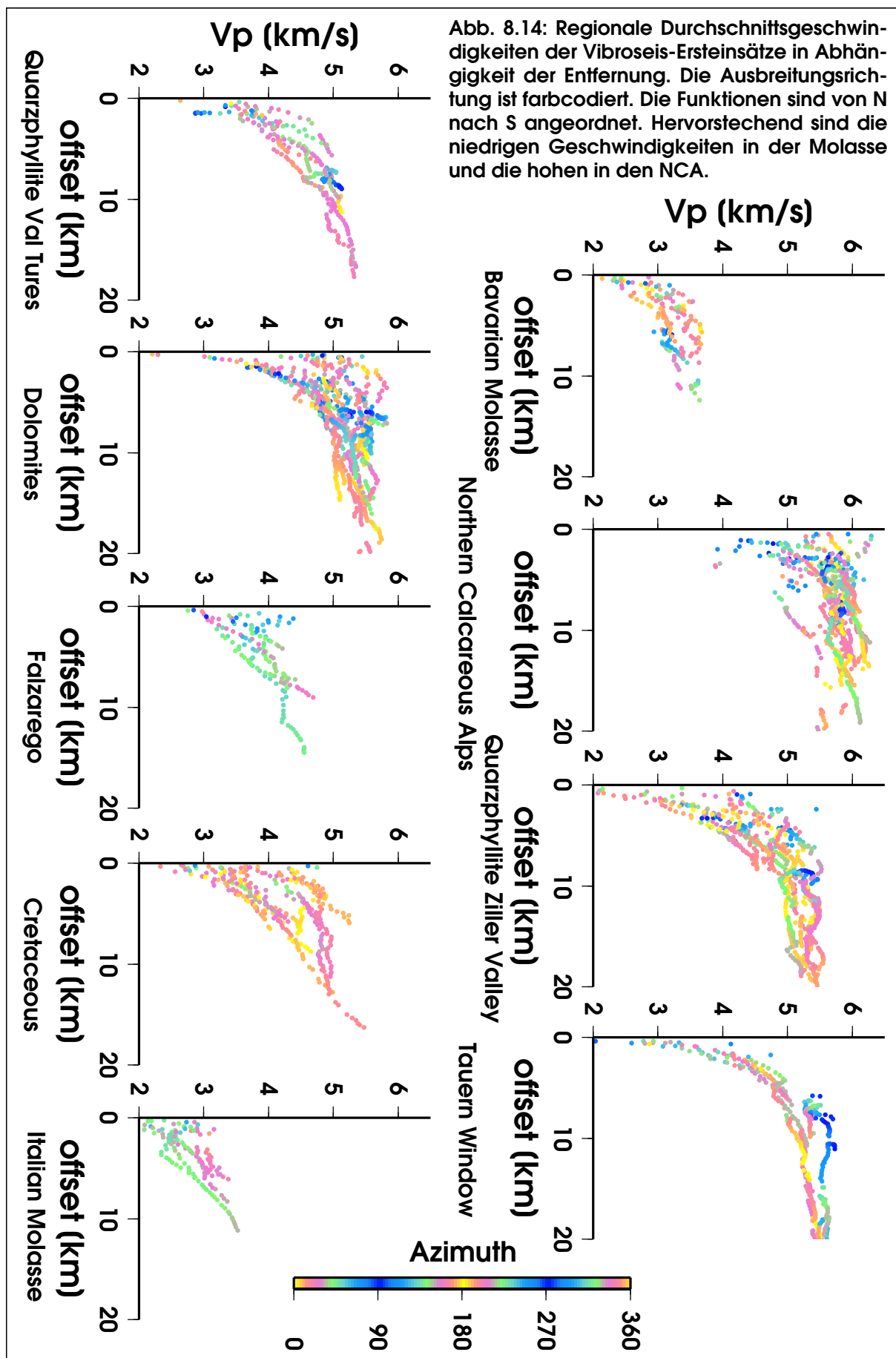
**Abb. 8.13: Modell der Polarisationsanisotropie für die Beobachtungen in der Schieferhülle (a) und der Richtungsanisotropie für die Beobachtungen im Tauernfenster (b).**  
 (a) Die schnelle S-Welle ist parallel zur Foliation polarisiert. Beide polarisierte S-Phasen haben eine vertikale Komponente der Schwingung und können deshalb mit Vertikalaufnehmern registriert werden. Das Einfallen der Schieferhülle nach N entspricht den geologischen Befunden.  
 (b) Die schnelle Richtung ist parallel E-W und entspricht der Symmetrieachse des Rotationsellipsoids der Geschwindigkeiten. Die E-W orientierten Faltenachsen entsprechen der Struktur des Tauernfensters. Dasselbe Ellipsoid könnte jedoch auch durch E-W orientierte Lineation erzeugt werden.

Anisotropie lässt sich nicht nur über die Aufspaltung der S-Welle in polarisierte Phasen nachweisen, sondern auch durch den Vergleich von Geschwindigkeiten oder Laufzeiten von Beobachtungen mit unterschiedlichen Ausbreitungsrichtungen. Die Abbildungen 8.14 und 8.15 zeigen regionale Durchschnittsgeschwindigkeiten der Ersteinsätze für  $V_{Pe}$  und  $S_{Pe}$  in Abhängigkeit der Entfernung. Für  $V_{Pe}$  existieren sehr viele Messwerte, allerdings gibt es nur selten E-W orientierte Beobachtungen in Entfernungen über 10km, was die Aussagekraft bezüglich Anisotropie einschränkt. Umgekehrt verhält es sich bei den  $S_{Pe}$ , die weniger Messwerte, jedoch eine gleichmäßigere Azimutverteilung im dargestellten Entfernungsbereich zeigen.

Unter isotropen Verhältnissen müsste die Farbverteilung einer gegebenen Funktion stochastisch sein. Dies ist eindeutig nicht der Fall im Tauernfenster, wo die E-W gerichteten Beobachtungen etwa 10% schneller sind<sup>13</sup>. In den angrenzenden Austroalpinen Einheiten deutet sich eine leichte Anisotropie an, wenngleich die Datenbasis bezüglich E-W gerichteter Beobachtungen schlechter ist. In allen anderen Gebieten gibt es in den Ersteinsätzen gar keine Hinweise auf Anisotropie. Eine mögliche Erklärung für die beobachtete Richtungsanisotropie ist in Abbildung 8.13 (b) schematisch dargestellt.

Diese Aussagen beziehen sich je nach Region und Datenbasis auf Eindringtiefen von etwa 2-3km. Eine genauere Quantifizierung der Anisotropie sowie Aussagen über größere Tiefen

<sup>13</sup>)Die schnellen Einsätze im Tauernfenster stammen von der Station ASP im Schlegeis-Speicher (Lage vgl. Abb. B5)



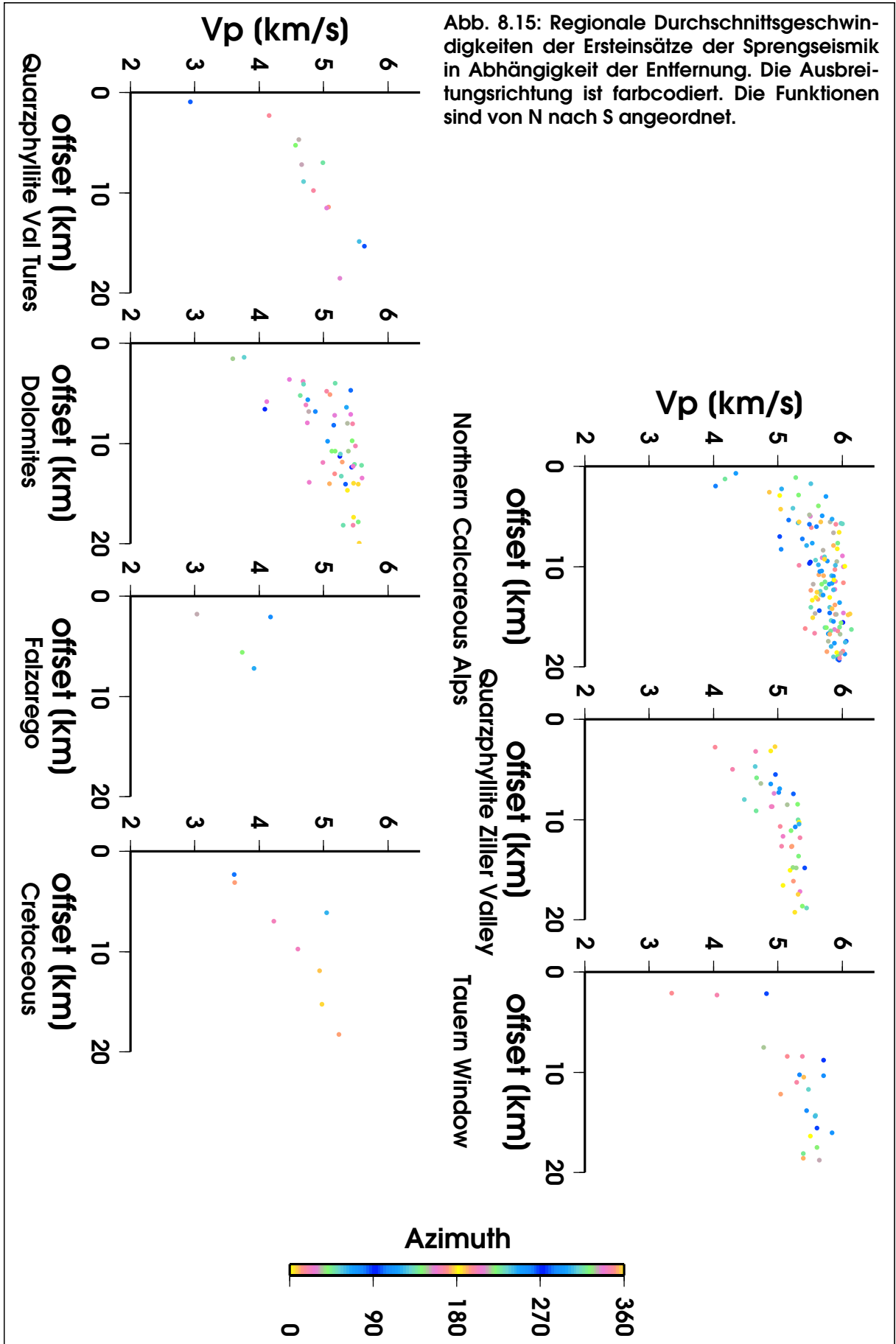


Abb. 8.15: Regionale Durchschnittsgeschwindigkeiten der Ersteinsätze der Sprengseismik in Abhängigkeit der Entfernung. Die Ausbreitungsrichtung ist farbcodiert. Die Funktionen sind von N nach S angeordnet.

werden erschwert durch die räumliche Variation derselben und durch die Akquisitionsgeometrie. Die Überdeckung mit E-W orientierten Beobachtungen ist einfach zu gering und im Entfernungsbereich über 25 km sogar Null. Dazu kommt die starke Heterogenität der Alpen, die die Unterscheidung zwischen lokalen Variationen der isotropen Geschwindigkeit und Anisotropieeffekten weiter erschwert. Eine Voraussetzung, um trotz dieser Probleme weitergehende Aussagen treffen zu können, wäre die Auswertung der Horizontalkomponenten.

## 9 TRANSALP - Tomographie

### 9.1 Laufzeiten

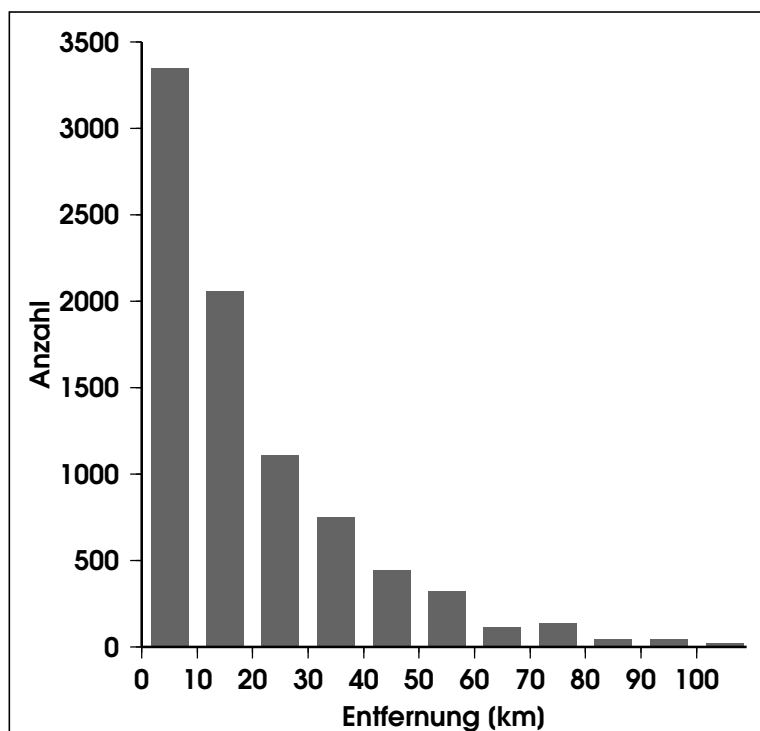
Die Laufzeiten inklusive ihrer Zuordnung zu seismischen Phasen stellen die eigentliche Datenbasis der tomographischen Inversion dar. Sie wurden unter Berücksichtigung der unterschiedlichen Phasigkeit aus den sprengseismischen und aus den gebintten Vibroseis-Sektionen entnommen. Dazu wurde ein von Winkelmann (1996) entwickeltes Programm zur halbautomatischen interaktiven Ersteinsatzerkennung verwendet.

Für die Auswertungen wurden punktuell Hauptlinienbeobachtungen dazugenommen, um Lücken in der Überdeckung der oberflächennahen Schichten zu schließen. Solche Lücken treten vor allem dann auf, wenn die Stationen weiter vom Profil entfernt sind und demzufolge keine nahgelegenen Quellen Oberflächeninformationen liefern können.

Dadurch verstärkt sich zwar in der Verteilung der Einsätze auf Entfernungsintervalle (Abb. 9.1) das Übergewicht geringer Beobachtungsentfernungen, die auf diese Weise aufgefüllten Laufzeitbeobachtungen ergeben jedoch eine dichte kontinuierliche Überdeckung des Profils in NS-Richtung durch refraktierte Einsätze (Abb. 9.2). Pn-Einsätze konnten aufgrund zu geringer Beobachtungsentfernungen und Ladungsmengen überhaupt nicht beobachtet werden.

Reflektierte Phasen wurden nur verwendet, wenn sie an mehreren Stationen registriert wurden und einem Reflektor zugeordnet werden konnten, was nur bei drei

Phasen gelang: bei einem intrakrustalen Reflektor im Bereich des Zillertals (Quarzphyllitzone) und bei der europäischen sowie der adriatischen Moho (Abb. 9.2).



**Abb. 9.1:** Häufigkeit refraktionsseismischer Beobachtungen in Entfernungsintervallen. Der hohe Anteil von Beobachtungen unter 60 km Entfernung kommt durch die Vibroseis. Der leichte Einbruch im Bereich 60 -70 km könnte ein Hinweis auf eine regionale Schattenzone sein (vgl. Abb. 4.16).

Im Gegensatz zu den Refraktionseinsätzen ist die Überdeckung durch Reflexionen allerdings gering und insbesondere die Moho betreffend sehr unregelmäßig.

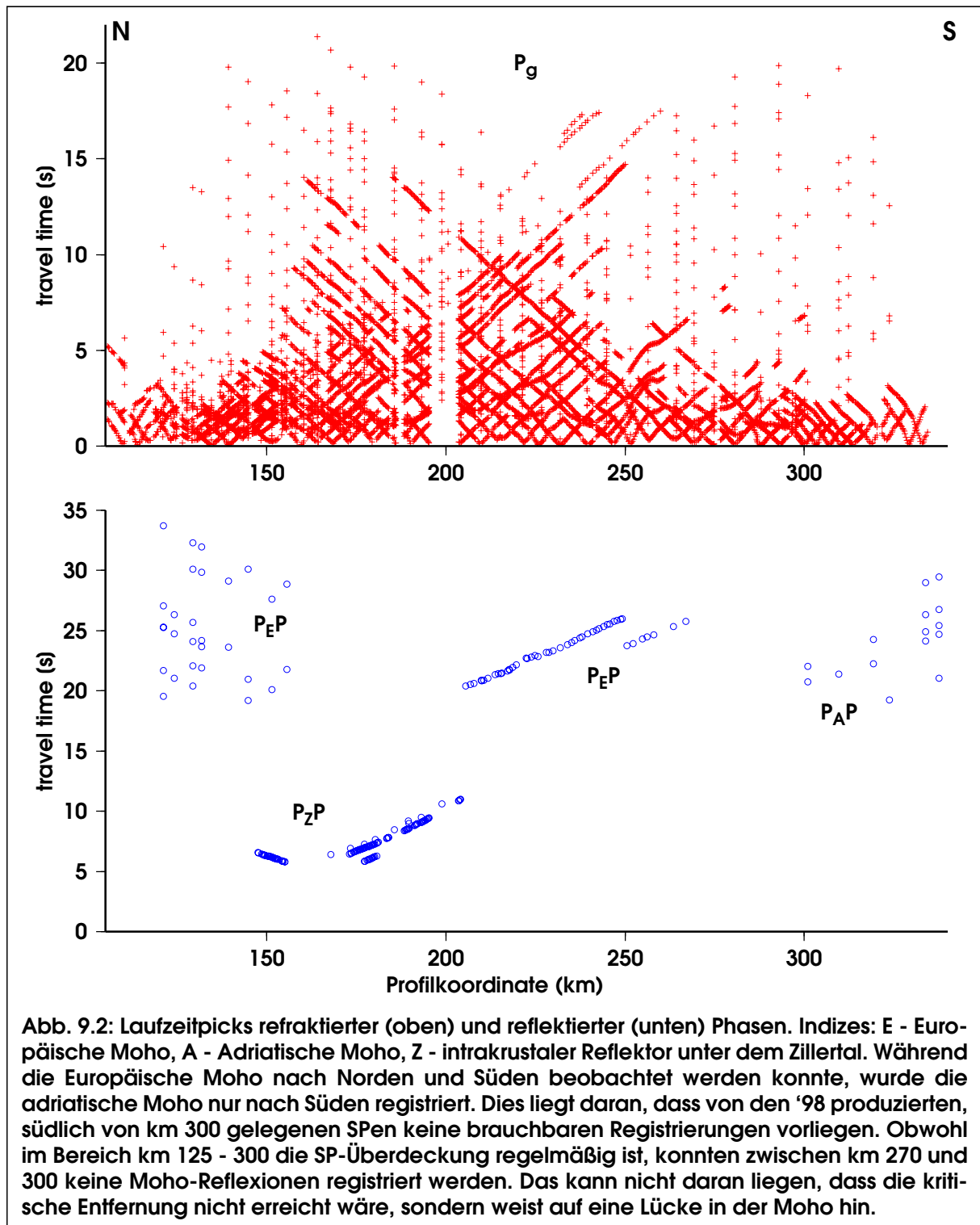


Abb. 9.2: Laufzeitpicks refrakterter (oben) und reflektierter (unten) Phasen. Indizes: E - Europäische Moho, A - Adriatische Moho, Z - intrakrustaler Reflektor unter dem Zillertal. Während die Europäische Moho nach Norden und Süden beobachtet werden konnte, wurde die adriatische Moho nur nach Süden registriert. Dies liegt daran, dass von den '98 produzierten, südlich von km 300 gelegenen SPen keine brauchbaren Registrierungen vorliegen. Obwohl im Bereich km 125 - 300 die SP-Überdeckung regelmäßig ist, konnten zwischen km 270 und 300 keine Moho-Reflexionen registriert werden. Das kann nicht daran liegen, dass die kritische Entfernung nicht erreicht wäre, sondern weist auf eine Lücke in der Moho hin.

## 9.2 Startmodell

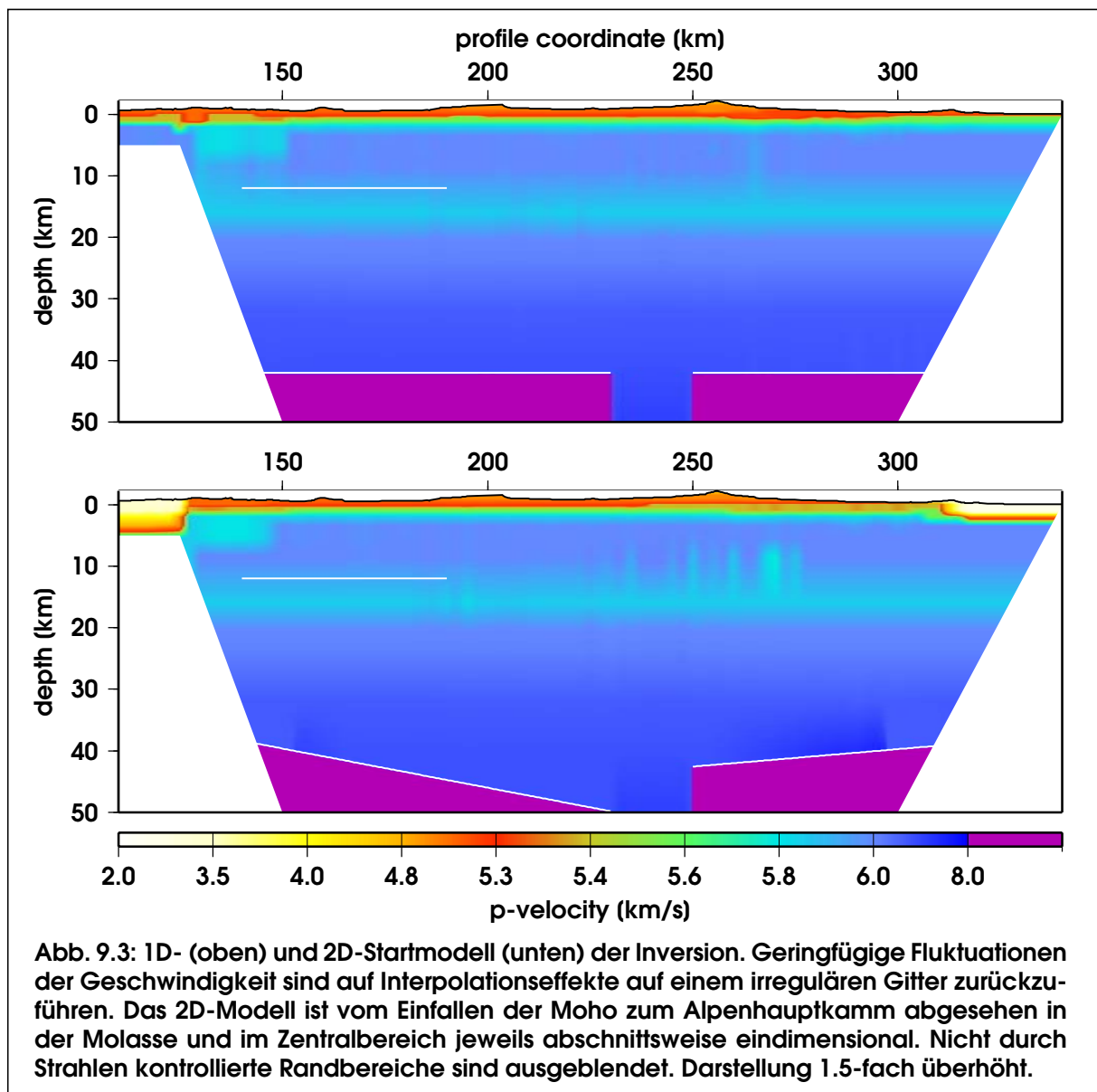
In der LET können Startmodelle herausragenden Einfluss auf die Ergebnisse der Inversion haben (Kissling *et al.*, 1994). Dies gilt um so mehr, wenn die Datenbasis gering und unregelmäßig ist oder ein großer Teil der Daten Laufzeiten mit unbekanntem Quellparametern oder Reflexionspunkten sind. Zwar lässt sich eine stabile Konvergenz der Inversion von einem nahezu beliebigen Startmodell ausgehend immer durch deutliche Herabsetzung der Stützstellendichte erzwingen. Allerdings kann man eine höhere Auflösung erzielen, wenn das Startmodell bestimmten Anforderungen entspricht. Diese Anforderung sollten derart sein, dass die Inversion in der "richtigen" Lösung konvergiert. Dann gibt es jedoch hinsichtlich verschiedener Startmodelle, die diese Anforderung nicht erfüllen, keine eindeutige Lösung mehr, und man spricht von *ill-posed problems*. Unter solchen Umständen haben Kissling *et al.* ein Verfahren zur Ermittlung eines geeigneten Startmodells vorgeschlagen, das auf einer 1D-Inversion der Daten beruht. Die so erhaltenen Geschwindigkeiten sind als Initialwerte gut geeignet, da sie mittlere Geschwindigkeiten darstellen, von denen aus es der Inversion besser möglich ist, den gesamten Lösungsraum zu explorieren. Extreme Startwerte bergen die Gefahr, dass ein Teil des Lösungsraums nie "gesehen" wird und alle Lösungen in einem Nebenminimum konvergieren. In jedem Fall ist es von Bedeutung, dass das Startmodell möglichst homogen ist und möglichst wenig Strukturen im Ergebnis impliziert. Auch das ist bei einem 1D-Startmodell natürlich gegeben.

In der Refraktionsseismik ist das Startmodell von etwas geringerer Bedeutung. Denn da die Quellparameter bekannt sind, wird die Lösung stärker durch die Daten selber, als durch das Startmodell kontrolliert. Insofern ist eine eigene 1D-Inversion zur Bestimmung von Initialwerten nicht immer notwendig. Stattdessen können Startmodelle auch aus existierenden Geschwindigkeitsmodellen abgeleitet werden. Außerdem gibt es in der Refraktionsseismik öfter als in der LET die Möglichkeit, einen Teil der Geschwindigkeiten als feste Randbedingungen in das Startmodell einzubringen. Während beispielsweise in der LET bei typischen Gitterabständen von 5 km Informationen aus Bohrungen überhaupt keine Rolle spielen, kann die hochauflösende Refraktionsseismik mit Stützstellenabständen von etwa 0.5 km solche Information im Prinzip erfolgreich integrieren.

Für die Entwicklung eines Startmodells der Inversion der TRANSALP-Daten wurde daher keine 1D-Inversion durchgeführt, sondern auf das Modell von Rosner (1994) zurückgegriffen. Es wurde aus den bestehenden Modellen ausgewählt, da es den allgemeinen geodynamischen Vorstellungen nahe kommt, die aus Messungen in den Zentral- und Westalpen gewonnen worden waren. Neben der Präferenz eines solchen, mit dem Indentationskonzept kompatiblen Modells weisen auch die TRANSALP-Daten selber in diese Richtung. So zeigen die Ergebnisse der Steilwinkelseismik und der *receiver functions* (TRANSALP Working Group, 2002; vgl. Ab-

schnitt 9.8) einen deutlichen Sprung in der Moho-Tiefe südlich des Alpenhauptkammes. Auch zeichnet sich dieser Sprung als Unterbrechung in den Weitwinkelreflexionen selber ab (vgl. Abb. 9.2).

Um aus dem Modell 'Rosner' nun ein Startmodell für die Inversion zu erhalten, das den Anforderungen gerecht wird, einerseits möglichst wenig Strukturen zu implizieren und andererseits aber die starken Effekte der Molasse und der geneigten Moho nicht an andere Stelle zu projizieren, wurden die Geschwindigkeiten im Modell Rosner abschnittsweise geglättet und die abtauchende Moho als ebene, von den Alpenrändern zur -wurzel geneigte, asymmetrische 2D-Struktur angelegt (Abb. 9.3). Die Breite der Lücke in der Moho wurde dabei möglichst groß gewählt, mit der Einschränkung, dass keine der beobachteten Weitwinkelreflexionen während des Modellierungsprozesses aufgrund zu geringer Ausdehnung des jeweiligen Reflektors verworfen wird.





Nur wenige weitere Informationen konnten zur Erstellung des Startmodells benutzt werden. Relevante Bohrungen gibt es nur am nördlichen und südlichen Ende der Weitwinkelaufstellung, in der bayrischen Molasse und im Belluno-Becken. Die dem Profil am Alpennordrand nächstgelegene Bohrung Vorderriß ist jedoch über 30km lateral entfernt und wurde deshalb nicht verwendet. Die Bohrung Miesbach in der Faltenmolasse ist knapp 10km nördlich der Weitwinkelaufstellung und dadurch ebenfalls zu weit entfernt. Im Belluno-Becken gibt es im Bereich der Weitwinkelaufstellung nur die Bohrung Sedico 1 mit 2km Endteufe (vgl. Fantoni *et al.*, 2003) und die Region ist zudem so komplex, so dass bereits kleine Entfernungen bedeutend sind. Deshalb wurde darauf verzichtet, Informationen aus Bohrungen als unveränderliche Randbedingung einzubringen. Stattdessen wurden in der bayerischen Molasse und dem Belluno-Becken Ortsgeschwindigkeiten aus Stapel- und Migrationsgeschwindigkeitsmodellen abgeleitet und im Rahmen der Modellauflösung als Initialwerte in das Startmodell eingebracht. Da sie jedoch relativ ungenau sind und der vorliegende Datensatz sehr viele Nahbeobachtungen enthält, die im allgemeinen eine bessere Bestimmung der oberflächennahen Geschwindigkeiten erwarten lassen, wurden sie mit invertiert.

Alternativ dazu wurden auch Inversionen mit einem 1D-Startmodell durchgeführt, um sie mit Inversionsergebnissen auf der Basis des 2D-Startmodells zu vergleichen. Streng genommen wird die Eindimensionalität in diesem Modell durch zwei Faktoren verletzt: Die Modellierung der Moho in zwei separaten Reflektoren sowie das durch Interpolation und Anbindung definierte irreguläre Gitter. Die Lücke in der Moho dient jedoch nur der Entkoppelung der beiden Flanken und ist im Hinblick auf die Eindimensionalität irrelevant, da dort keine Strahlen verlaufen, und die durch die Irregularität des Gitters erzeugten Effekte sind marginal.

## 9.3 Wichtungsfaktoren

Zur erfolgreichen Durchführung einer Inversion ist es notwendig, eine ganze Reihe von Parametern zu optimieren. Die entfernungs- und residuenabhängigen Wichtungsfaktoren wurden so eingestellt, wie in den exemplarischen Abbildungen 5.3 und 5.4 gezeigt; also ein linearer Verlauf der Entfernungswichtung von 1 auf 0 für den Bereich 100-200km und der Residuenwichtung von 1 auf 0.02 für den Bereich 500-1000ms und von 0.02 auf 0 für den Bereich 1000-2000ms. Die Entfernungswichtung hat demnach so gut wie keine Wirkung, denn lediglich 22 refraktionsseismische Laufzeitbeobachtungen wurden in über 100km Entfernung gemacht. Das ist insofern sinnvoll, als die entfernten Beobachtungen deutlich in der Minderheit sind (Abb. 9.2) und bereits dadurch nur wenig zur Inversion beitragen. Auch die gewählte Residuenwichtung hat keinen großen Einfluss auf die Inversion, denn falsche Phasenkorrelationen konnten im Lauf der Modellierung weitgehend erkannt und aus der Datenbasis herausgenommen werden. So liegt nur während der ersten Iteration der tomographischen Inversion das Residuum eines Teils der Beobachtungen über 500ms und gegen Ende der Inversion sind alle Laufzeitdifferenzen deutlich kleiner.

Für die Inversionen mit dem 1D-Startmodell wurde der Einfluss der Wichtung zu größeren Residuen verschoben (1000, 2000, 5000ms für die Wichtungsfunktion 1, 0.02, 0), da sich in diesem Modell für viele Reflexionslaufzeiten zunächst Residuen über 1000ms ergeben.

Eine bedeutendere Rolle spielen die individuellen Wichtungsfaktoren, die benutzt wurden, um verschiedene Phasen unterschiedlich zu wichten. Ihre Einstellung erfolgte empirisch aufgrund einer Serie von Testinversionen. Dabei hat sich gezeigt, dass eine Wichtung der reflexionsseismischen Beobachtungen um den Faktor 0.5 das Inversionsergebnis hinsichtlich der Laufzeitanpassung verbessert, was darauf zurückgeführt werden kann, dass so in den ersten ein bis zwei Iterationen des Inversionszyklus der Schwerpunkt auf der Bestimmung oberflächennaher Geschwindigkeiten durch Refraktierte liegt (vgl. Abschnitt 5.4 und 6.2). Außerdem wurden die PzP-Beobachtungen sowie die dichten PmP-Beobachtungen zu SP2 gegenüber den anderen reflexionsseismischen Beobachtungen nochmal um Faktor 0.5 herabgewichtet, um ihre Überzahl auszugleichen.

## 9.4 Modellparameterisierung

### 9.4.1 Anpassung der Modellparameterisierung

Zunächst wurde ein kartesisches Gitter definiert, dessen Dimensionen durch die aufgrund der Messgeometrie zu erwartende Auflösung bestimmt sind. Die kleinsten Quellabstände betragen nach dem Binning 250m in N-S-Richtung, was einen Stützstellenabstand von 2.5km ermöglichen sollte. Dadurch wären auch kleinräumige Strukturen wie Talfüllungen aufzulösen. Es ist zwar nicht das Ziel einer tiefenseismischen Erkundung, solche oberflächennahen Details abzubilden, aber ihre Erfassung verbessert die Auflösung in der tiefen Kruste, indem verhindert wird, dass die Laufzeiteffekte solcher Anomalien an andere Stelle projiziert werden.

Die Abbildung 9.4 zeigt die Achsen dieses in der Horizontalen sogar regulären Gitters in der Aufsicht. An jedem Kreuzungspunkt befindet sich zunächst eine Geschwindigkeitsstützstelle, so dass eine Schicht des Gitters aus  $3 \times 90 = 270$  Parametern besteht. Dazu kommt noch der weiter draußen liegende Modellrand mit 186 Parametern, die alle nach innen angebunden sind, so dass das Modell konstant extrapoliert wird. Da der Modellrand rein technisch bedingt ist und nicht invertiert wird, wird er im weiteren auch nicht mehr erwähnt.

14 derartige Schichten wurden definiert mit einem vertikalen Abstand, der von 0.5km an der Oberfläche bis 8km in der tiefen Kruste zunimmt. Das gesamte Gitter besteht demzufolge aus  $14 \times 270 = 3780$  Stützstellen.

Von diesem Gitter ausgehend soll durch Interpolation und Anbindung einzelner Stützstellen ein irreguläres Gitter geschaffen werden, in dem die Modell-

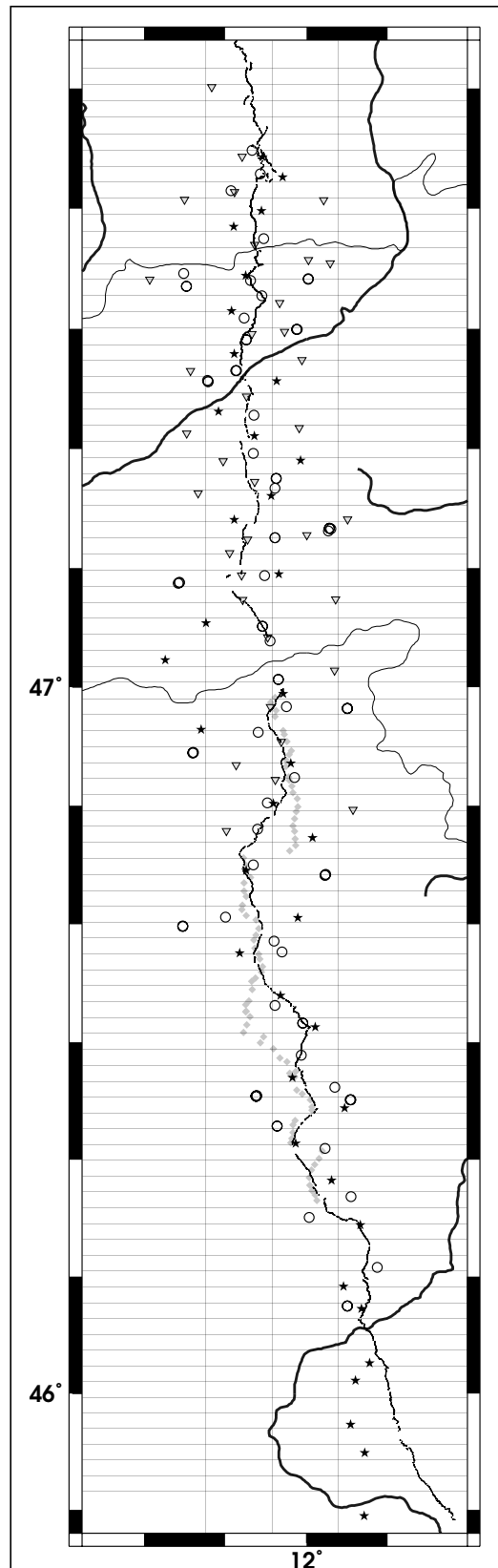
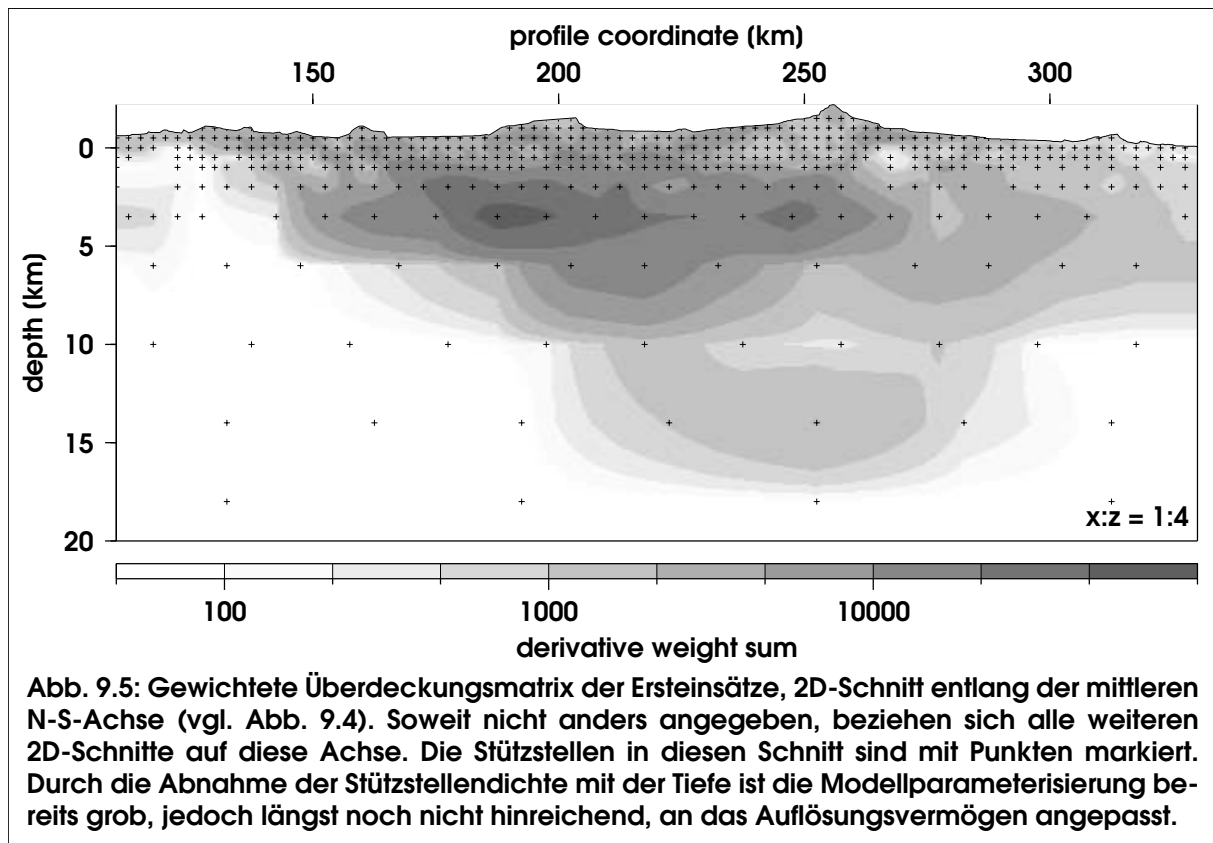
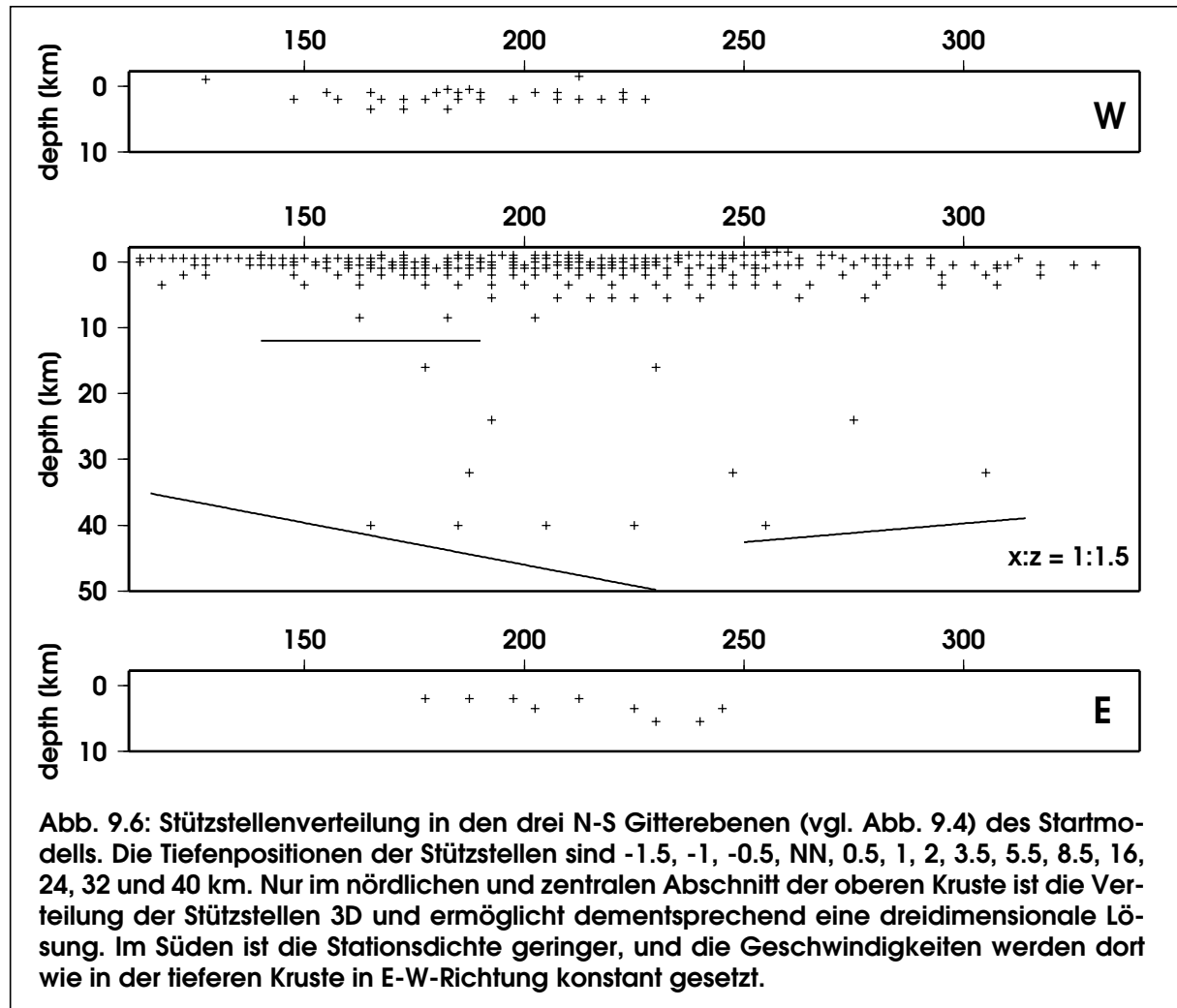


Abb. 9.4: Aufsicht auf das kartesische Modellgitter. Die Achsenabstände betragen 10 km (E-W) und 2.5 km (N-S). Die Modellränder liegen außerhalb des dargestellten Bereichs



parameterisierung an das Auflösungsvermögen angepasst ist (vgl. Abschnitt 3.2). Dazu wurde als erstes die horizontale Stützstellenverteilung mit zunehmender Tiefe bis auf 2% ausgedünnt und Testinversionen mit den refraktionsseismischen Daten auf diesem Gitter gerechnet. Die Auswertung der gewichteten Überdeckungsmatrix (Abb. 9.5) ermöglichte eine weitere Anpassung der Modellparameterverteilung, mit dem Ziel, eine möglichst homogene Überdeckung zu erreichen. Dabei wurde aber auch darauf geachtet, Zonen mit starken Geschwindigkeitsgradienten, soweit deren Lage bekannt war, dicht genug zu parameterisieren. Beispielsweise wurde die Grenze zwischen der Molasse und den NCA dichter parameterisiert als die jeweiligen Gebiete.

Die weitere Optimierung der Objektfunktion wurde auf der Basis der Auswertung der Diagonalelemente der Auflösungsmatrix unter Einbeziehung des kompletten Datensatzes für beide Startmodelle getrennt vorgenommen. Da diese Elemente die linearen Abhängigkeiten der Beobachtungen erfassen, sind sie ein besseres Maß für das Auflösungsvermögen der Daten als die Überdeckung. Knapp zwanzig weitere Modellanpassungen und entsprechend viele komplette Inversionszyklen waren notwendig, um eine befriedigende Parameterisierung (Abb. 9.6) zu finden. Diese besteht aus 295 (266) Geschwindigkeitsparametern, 99 (94) statischen Korrekturen und 8 (8) Reflektorstützstellen für das 2D- (1D-)Startmodell.



## 9.4.2 Frequenzabhängigkeit des Auflösungsvermögens

Es ist nun zu prüfen, inwiefern diese Parameterisierung bezüglich des Spektralgehalts der Beobachtungen und der damit verbundenen Fresnel-Volumina der Strahlen gerechtfertigt ist. Der Einfachheit halber soll hier lediglich für die dominanten Frequenzen die Beziehung der Gitterabstände zum Fresnel-Radius untersucht werden.

Die folgende Tabelle gibt einen Überblick über die grob abgeschätzten Fresnel-Radien (vgl. Abs. 5.1.1) der Pg in verschiedenen Beobachtungsentfernungen sowie der PmP. Die dominierende Wellenlänge wurde aus der Frequenz unter Annahme einer Krustengeschwindigkeit von 6km/s berechnet. Der kleinste effektive Gitterabstand ergibt sich aus dem Strahlweg und unterscheidet sich daher für die verschiedenen Entfernungen und Phasen. Für Beobachtungen in geringen Entfernungen entspricht er etwa dem vertikalen Abstand zwischen den Stützstellen bei der maximalen Eindringtiefe, wo die Strahlen horizontal verlaufen. Bei größeren Entfernungen und bei der PmP ist der horizontale Abstand der Stützstellen der kleinste effektive Abstand.

| Phase                              | Pg       | Pg         | Pg           | PmP      |
|------------------------------------|----------|------------|--------------|----------|
| Beobachtungsentfernung             | < 10 km  | 10 - 40 km | 40 - 80 km   | > 100 km |
| dominierende Frequenz              | 24 Hz    | 24 Hz      | 10 Hz        | 8 Hz     |
| dominierende Wellenlänge           | 0.25 km  | 0.25 km    | 0.6 km       | 0.75 km  |
| Eindringtiefe                      | < 2 km   | 2 - 4 km   | 4 - 8 km     |          |
| kleinster effektiver Gitterabstand | 0.5 km   | 1 - 2 km   | 2.5 km       | 2.5 km   |
| Fresnel-Radius                     | < 0.8 km | 1.5 km     | 2.4 - 3.5 km | > 4.3 km |

Offensichtlich liegen die Fresnel-Radien im selben Bereich wie die effektiven Gitterabstände, teilweise auch deutlich darüber. Es sind also Verfälschungen durch die Hochfrequenzapproximation zu erwarten, allerdings nicht in extremem Ausmaß. Denn es ist zu berücksichtigen, dass der angegebene Fresnel-Radius nur in der Mitte des Strahls gilt und zum Schuss sowie der Station hin abnimmt (Abb.9.7, links). Für die globale Tomographie konnte Dahlen (2002) zeigen, dass solche Verfälschungen in erster Linie aus einer Unterschätzung der Amplituden von Geschwindigkeitsanomalien bestehen. Der Kontrast konventioneller Bilder ist schlechter. Ähnliches ist in geringem Ausmaß für die Inversion der TRANSALP-Daten auch zu erwarten.

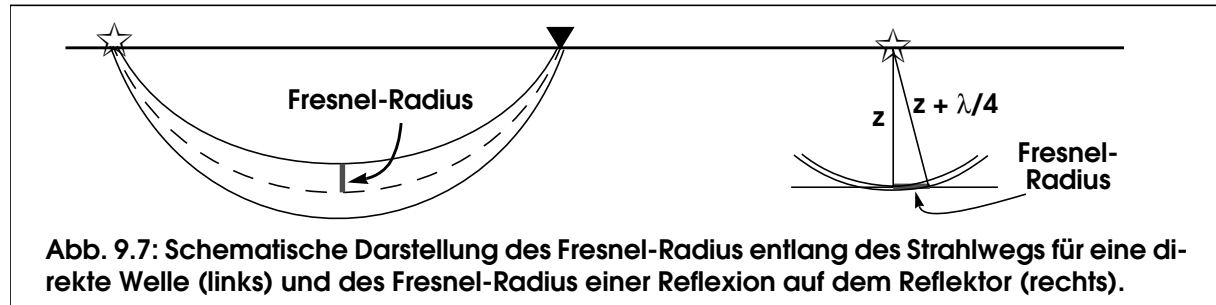


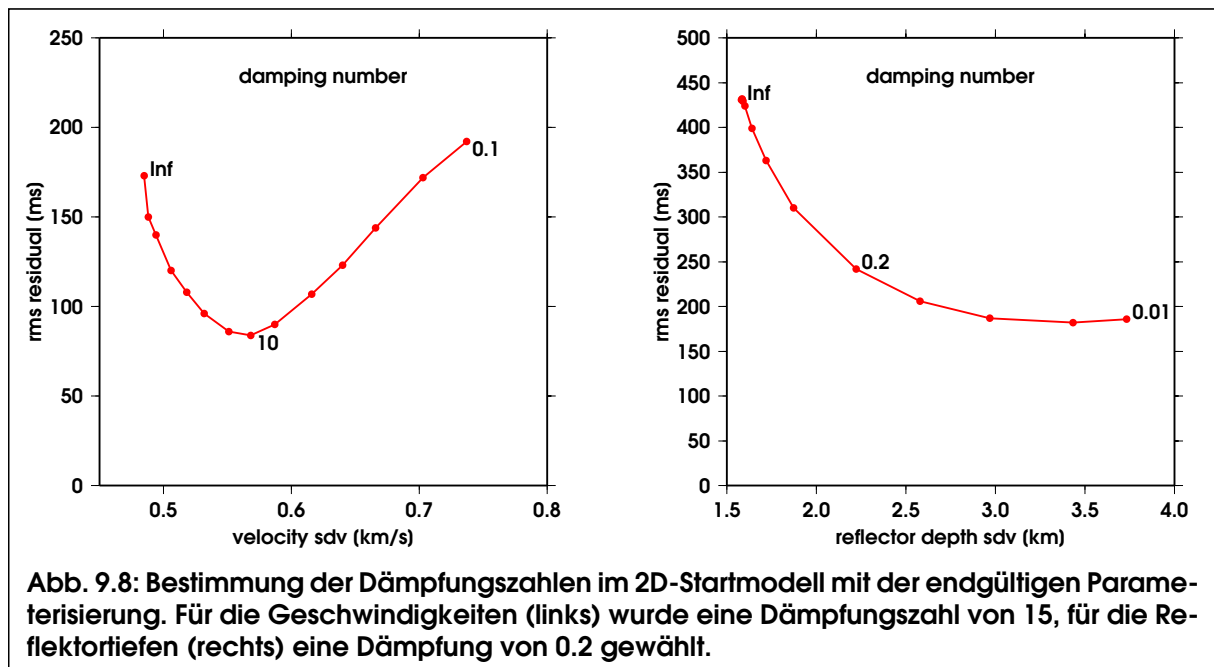
Abb. 9.7: Schematische Darstellung des Fresnel-Radius entlang des Strahlwegs für eine direkte Welle (links) und des Fresnel-Radius einer Reflexion auf dem Reflektor (rechts).

Die effektiven Stützstellenabstände der Reflektorgitter sind mit 20-50km sehr viel größer als die Fresnel-Radien der PmP (Abb. 9.7, rechts) und daher unkritisch bezüglich der kinematischen Approximation.

## 9.5 Dämpfung

Abbildung 9.8 zeigt die Dämpfungskurven im endgültigen 2D-Startmodell. Um Rechenzeit zu sparen, wurde die Dämpfung der Stationsverzögerung nicht durch eine Testserie festgelegt, sondern so eingestellt, dass nach der Inversion physikalisch vertretbare Beträge herauskommen. Da eine Höhenkorrektur nicht anfällt, entspricht der Stationsverzögerung die statische Korrektur für den stationsnahen Untergrund, welche sinnvollerweise 0.1 - 0.2s nicht überschreiten sollte.

Für das 1D-Startmodell wurden ebenfalls aus Gründen der Rechenzeiterparnis keine Dämpfungskurven gerechnet, zumal die Parameterisierung ähnlich ist und keine großen Unterschiede zu erwarten sind.



## 9.6 Inversionsverlauf

Die Abbildung 9.9 stellt den Verlauf der Inversion für beide Startmodelle (Abb. 9.3) dar. Die Standardabweichung der Geschwindigkeiten im 1D-Startmodell verschwindet aus den in Abschnitt 9.2 genannten Gründen nicht vollständig. Beide Modelle treffen sich bei derselben Heterogenität mit demselben Residuum. Dies ist nicht selbstverständlich, sondern ein Hinweis für die Stabilität der Inversion. Obwohl die resultierenden Modelle nicht identisch sind, so benötigen sie doch dasselbe Maß an lateraler Heterogenität (Maßzahl dafür ist die horizontale Standardabweichung der Geschwindigkeit), um eine Lösung zu produzieren. Wäre eines der Modelle überparameterisiert und somit unterbestimmt, dann wären extremale Artefakte zu erwarten, die die Standardabweichung der Geschwindigkeit künstlich erhöhen würden.

Wären die Modelle unterparameterisiert, so gelänge wiederum keine Reduktion der Residuen auf 50ms.

Eine weitergehende Reduktion des Residuums ist kaum mehr möglich. Die Kurven in Abbildung 9.9 werden mit weiteren Iterationen sehr schnell sehr flach, bewegen sich aber nicht nennenswert von der Stelle. Lösungen höherer Iterationen neigen allerdings dazu, lokal extreme Geschwindigkeiten zu produzieren (vereinzelt bis zu 7km/s in der Oberkruste), die aus geophysikalischer Sicht eher unwahrscheinlich sind. Eine bessere Anpassung als 50ms ist auch nicht erstrebenswert, da man sich damit im Rahmen der Ablesegenauigkeit bewegt.

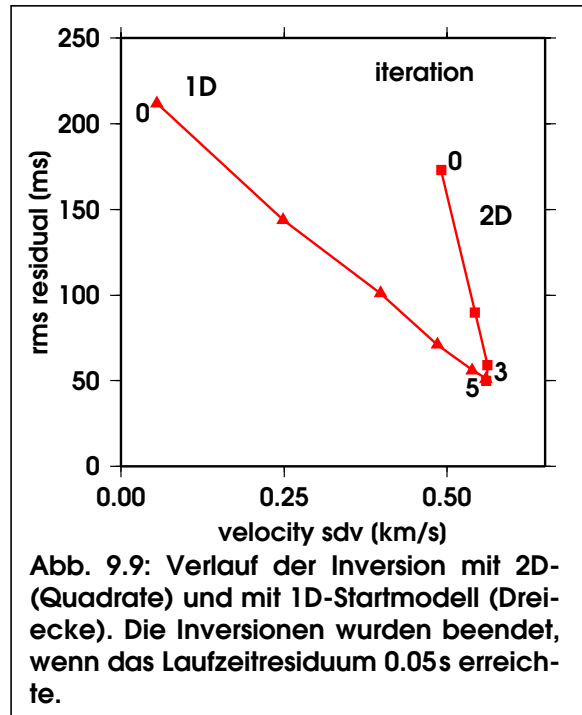


Abb. 9.9: Verlauf der Inversion mit 2D- (Quadrate) und mit 1D-Startmodell (Dreiecke). Die Inversionen wurden beendet, wenn das Laufzeitresiduum 0.05s erreichte.



## 9.7 Ergebnismodelle

Die Ergebnisse beider Inversionen sind in Abbildung 9.10 dargestellt. Bevor sie interpretiert werden können, ist es allerdings notwendig, die Signifikanz bzw. den Fehler abzuschätzen. Da

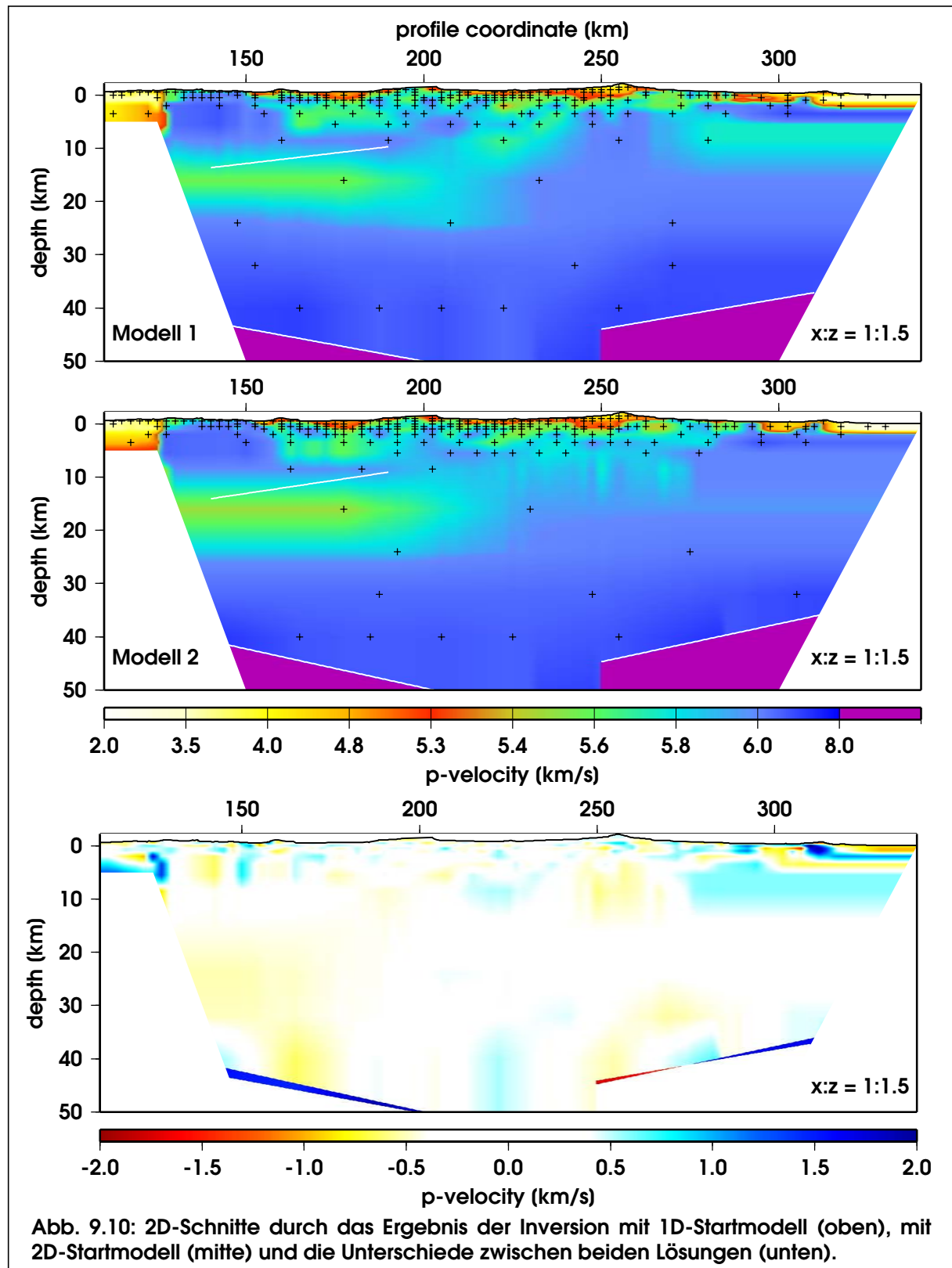


Abb. 9.10: 2D-Schnitte durch das Ergebnis der Inversion mit 1D-Startmodell (oben), mit 2D-Startmodell (mitte) und die Unterschiede zwischen beiden Lösungen (unten).

die Ergebnisse in einem hochgradig nichtlinearen Prozess gewonnen wurden, gibt es jedoch kein eindeutiges Maß zur Evaluierung dieser Größen. Stattdessen müssen über die Residuen hinaus die Überdeckung, der Strahlverlauf, die Auflösungsmatrix und andere Kriterien der Qualitätsbetrachtung zugrunde gelegt werden. In diesem Zusammenhang ist es zunächst sinnvoll, die Unterschiede zwischen den beiden Modellen zu betrachten.

Deutliche Differenzen sind in der Oberkruste besonders im südlichen Vorland zu sehen. Strahlüberdeckung und Eindringtiefe sind dort gering, da die Vibroseismik im Süden (TRANSALP 98-S) nicht von seismologischen Einzelstationen beobachtet wurde. Deshalb ist dieser Bereich am schlechtesten bestimmt. Dem entspricht eine geringe Stützstellendichte, also ein geringes Auflösungsvermögen in beiden Modellen. Verstärkt werden die Differenzen außerdem durch die sehr unterschiedlichen Modellparameterisierungen gerade in dieser Region. Die Unterbestimmtheit im Bereich der italienischen Molasse wird offensichtlich auch in größere Tiefen projiziert: Während Modell 1 in den oberen 10 km eine deutliche Geschwindigkeitsinversion von über 6 km/s auf 5.7 km/s zeigt, ist diese in Modell 2 in größere Tiefen verlagerte LVZ kaum signifikant.

Viele der besonders großen, aber kleinräumigen Unterschiede in der Oberkruste sind auf unterschiedliche Parameterisierungen in Regionen mit starken Gradienten (bayerische Molasse/NCA, Inntal, italienische Molasse/Grundgebirge) zurück zu führen.

Die Standardabweichung zwischen beiden Ergebnissen beträgt in den obersten 10 km 0.26 km/s bzw. 0.13 km/s im Bereich km 130-250.

Die geringsten Differenzen treten in der mittleren Kruste auf: Im Tiefenbereich 10-30 km beträgt die Standardabweichung lediglich 0.08 km/s. Etwas größere Unterschiede finden sich in der Unterkruste und bezüglich der Position der Moho. Sie scheinen sich bei der europäischen Moho auf die PmP-Laufzeiten bezogen aufzuheben: in Modell 1 liegt die Moho tiefer, aber die Geschwindigkeiten darüber sind größer. Obwohl der Bereich der mittleren und tiefen Kruste ausschließlich von PmP-Phasen bestimmt ist, sind gerade hier die Ergebnisse relativ ähnlich. Dies ist bemerkenswert, zumal die Differenz zwischen den Startmodellen aufgrund der unterschiedlichen Mohoneigungen als groß angesehen werden kann. Abweichungen der Mohotiefe von 1-2 km sind angesichts dieser Umstände gering und belegen qualitativ wie quantitativ die Sicherheit der Ergebnisse bezüglich der Mohogeometrie im Rahmen der erzielten Auflösung.

Die absoluten Geschwindigkeitsunterschiede zwischen den beiden Modellen betragen teilweise über 0.5 km/s. Würde man diesen Wert als Fehler der Geschwindigkeitsbestimmung betrachten, so wäre er erstaunlich groß. Die strukturelle Ähnlichkeit beider Ergebnisse zeigt allerdings, dass der Fehler in vielen Regionen wohl deutlich kleiner ist. Es ist zu berücksichtigen, dass alle Geschwindigkeitsunterschiede zugleich Geometrieunterschiede repräsentieren. So ist beispiels-

weise trotz der Differenz zwischen beiden Modellen von fast 2 km/s bei km 125 in 2-5 km Tiefe der entsprechende Übergang von der Molasse zu den NCA mit einem Geschwindigkeitssprung von 5.3 auf 6.1 km/s verbunden, er ist nur an etwas verschiedenen Stellen abgebildet. Für eine tektonische Interpretation oder die Ableitung von Durchschnittsgeschwindigkeiten ist dieser Fehler deshalb kaum relevant, für eine Spezialuntersuchung des entsprechenden Bereiches hingegen schon.

### 9.7.1 Überdeckung

Einen weiteren Eindruck über die Qualität der Ergebnisse kann die gewichtete Stützstellenüberdeckungsmatrix vermitteln (Abb. 9.11). Sie gibt die gewichtete Zahl der Strahlen pro invertierter Stützstelle an. In die Wichtung gehen dabei die in Abschnitt 5.4 genannten Faktoren ein, sowie die Länge der Laufwegabschnitte in der Umgebung der betreffenden Stützstelle. Diese gewichtete Überdeckung variiert etwa um den Faktor 1000 mit deutlichen Minima in den Randbereichen. Die Unterschiede zwischen beiden Modellen sind gering. Die hohe Überdeckung in

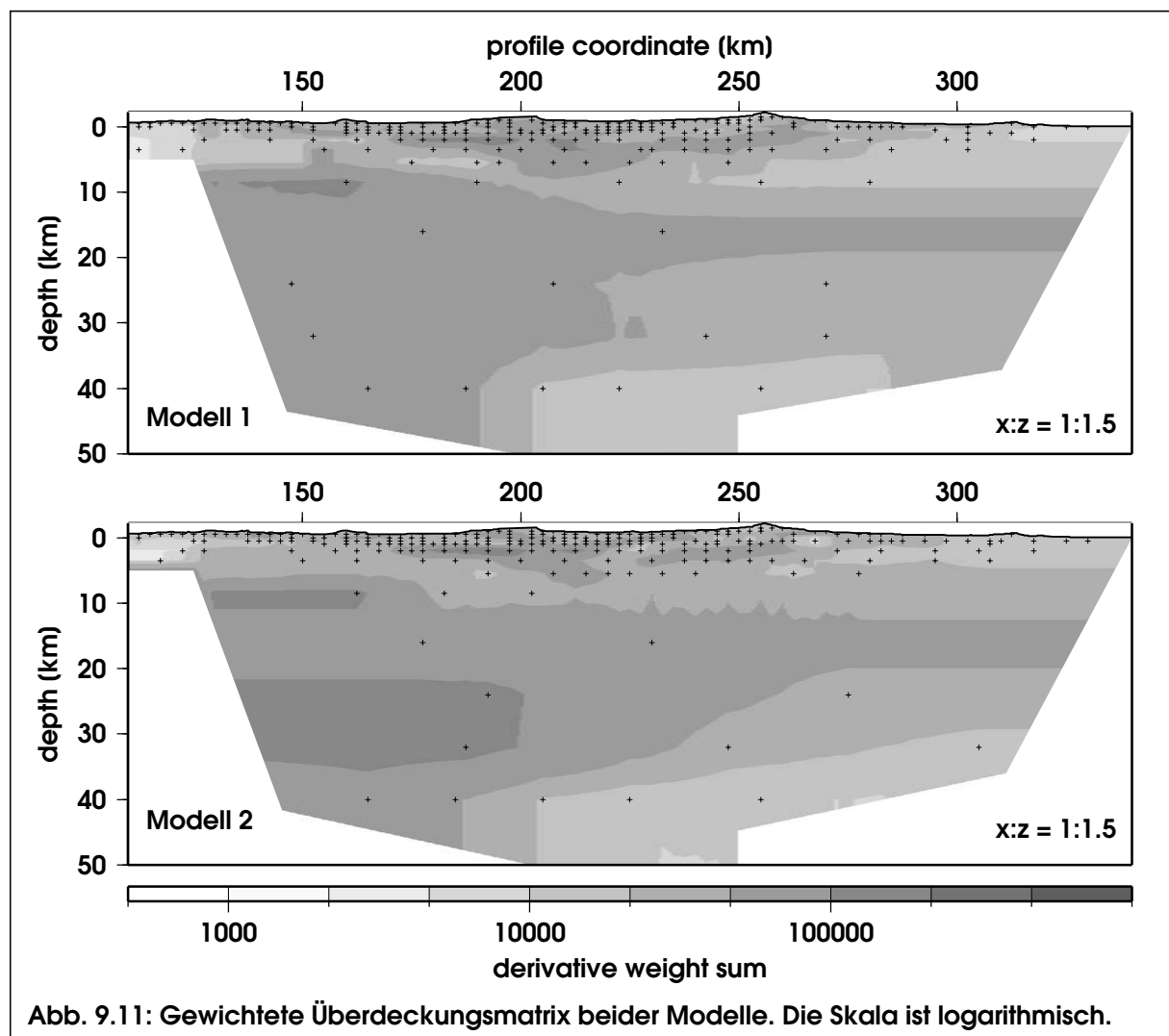


Abb. 9.11: Gewichtete Überdeckungsmatrix beider Modelle. Die Skala ist logarithmisch.

der mittleren Kruste, die in erster Linie durch die geringe Stützstellendichte verursacht wird, korreliert mit geringen Geschwindigkeitsdifferenzen (Abb. 9.10). Die geringe Überdeckung in der Molasse erklärt die hohen Differenzen in diesem Bereich. Darüber hinaus ist die Überdeckungsmatrix jedoch nur sehr beschränkt aussagekräftig.

### 9.7.2 Auflösung

Eine bessere Beurteilung der Qualität bieten die Diagonalelemente der Auflösungsmatrix (Abb. 9.12). Allerdings ist auch deren Aussagekraft durch die Nichtlinearität des Inversionsprozesses prinzipiell beschränkt.

Die Unabhängigkeit der Bestimmung der Geschwindigkeiten ist in Modell 2 besser, insofern ist es vertrauenswürdiger, wenngleich die Unterschiede gering sind. In beiden Modellen sind die Diagonalelemente in der Oberkruste teilweise sehr groß, weshalb die Parameterisierung dort im Prinzip noch weiter verdichtet werden könnte. Dies ist allerdings nicht möglich, ohne die räumlich Ausdehnung der Wellen zu berücksichtigen.

Sehr kleine Diagonalelemente finden sich für die mittlere Kruste im nördlichen Profilbereich. Eine weitere Ausdünnung der Stützstellen würde jedoch dazu führen, dass sich die Niedriggeschwindigkeitszone nicht mehr auflösen lässt oder auf einen sehr großen Bereich verschmiert wird. Da sie aber in beiden Lösungen deutlich herauskommt (die Unterschiede sind gerade in diesem Bereich von 10-30km Tiefe sogar ausgesprochen klein, vgl. Abb. 9.10), wurde die Parameterisierung dort nicht mehr weiter verändert.

Im südlichen Bereich der oberen/mittleren Kruste betragen die Diagonalelemente in beiden Modellen über 0.2, dennoch unterscheiden sich die Ergebnisse hinsichtlich der LVZ, deren Position und Amplitude offensichtlich nicht bestimmt werden kann.

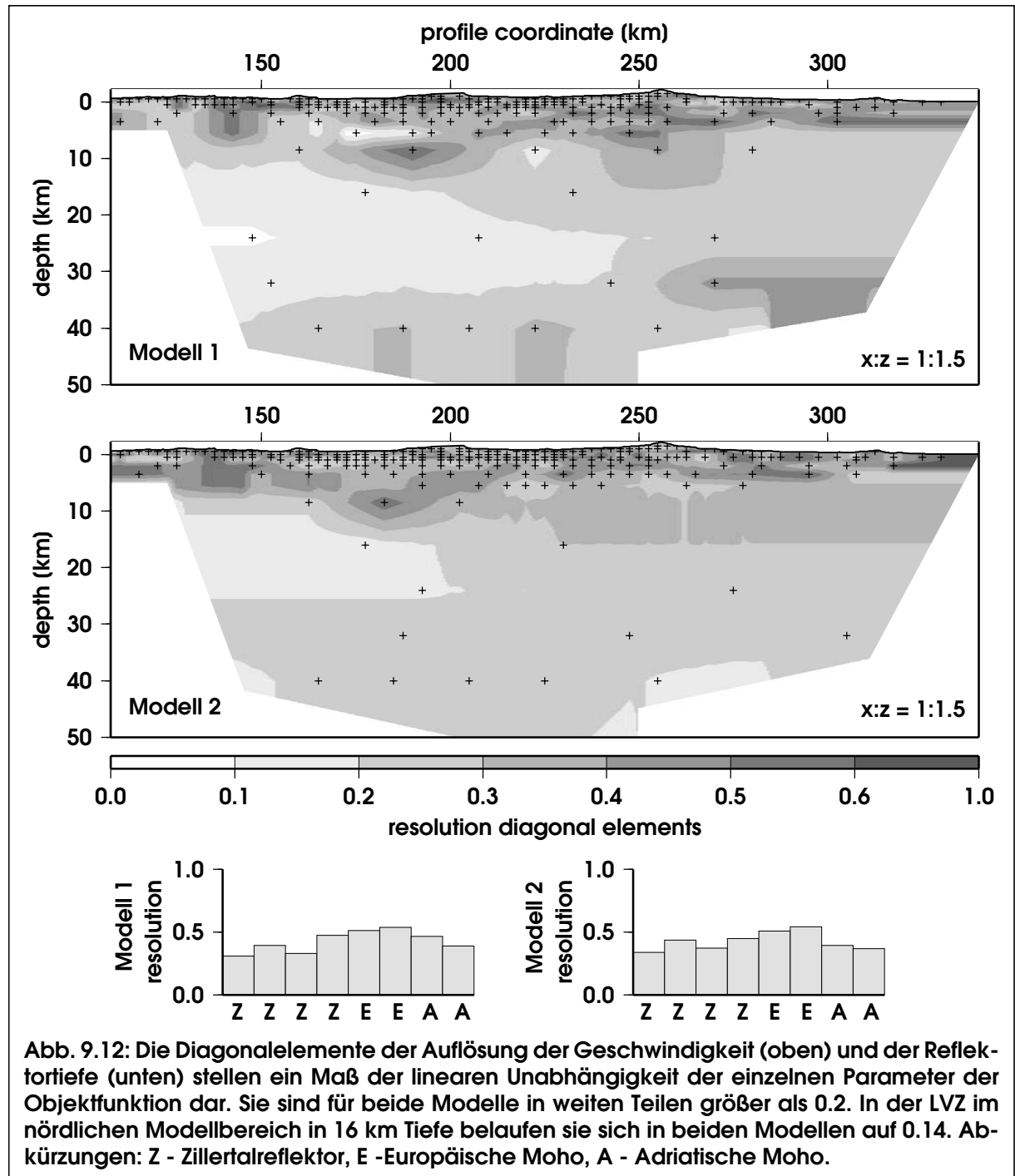


Abb. 9.12: Die Diagonalelemente der Auflösung der Geschwindigkeit (oben) und der Reflektortiefe (unten) stellen ein Maß der linearen Unabhängigkeit der einzelnen Parameter der Objektfunktion dar. Sie sind für beide Modelle in weiten Teilen größer als 0.2. In der LVZ im nördlichen Modellbereich in 16 km Tiefe belaufen sie sich in beiden Modellen auf 0.14. Abkürzungen: Z - Zillertalreflektor, E -Europäische Moho, A - Adriatische Moho.

### 9.7.3 Strahlverlauf

Die Darstellung des modellierten Strahlverlaufs und der zugehörigen Seismogrammsectionen und Laufzeiten ist die klassische refraktionsseismische Methode, die Qualität der modellierten Phasen, der Laufzeitanpassung und letztlich die Auflösung eines Modells einzuschätzen. Eine vollständige Übersicht würde jedoch zuviel Raum einnehmen, deshalb soll dies lediglich exemplarisch für die Stationen AAS (Abb. 9.13) und IRO (Abb. 9.14) sowie für die in Kapitel 8 bereits präsentierten SPe 2 und 17 (Abb. 9.15) geschehen.

Abbildung 9.16 zeigt außerdem den Verlauf aller modellierter Strahlen. Ergänzend zu den interpolierten Überdeckungs- und Auflösungsmatrizen kann dieses Diagramm herangezogen werden, um nicht überdeckte Bereiche zu identifizieren. Insbesondere lässt sich die Überde-

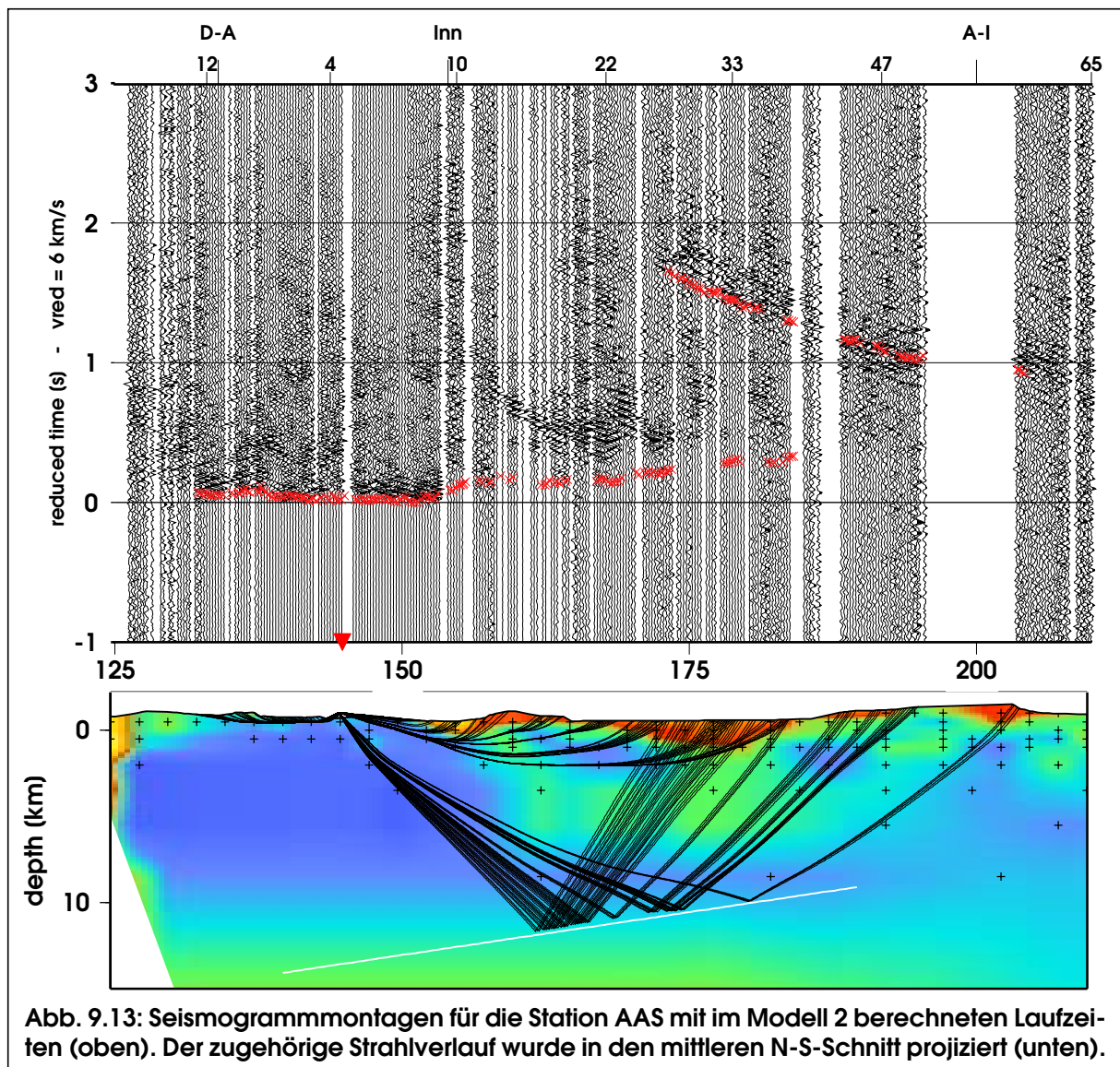


Abb. 9.13: Seismogrammontagen für die Station AAS mit im Modell 2 berechneten Laufzeiten (oben). Der zugehörige Strahlverlauf wurde in den mittleren N-S-Schnitt projiziert (unten).



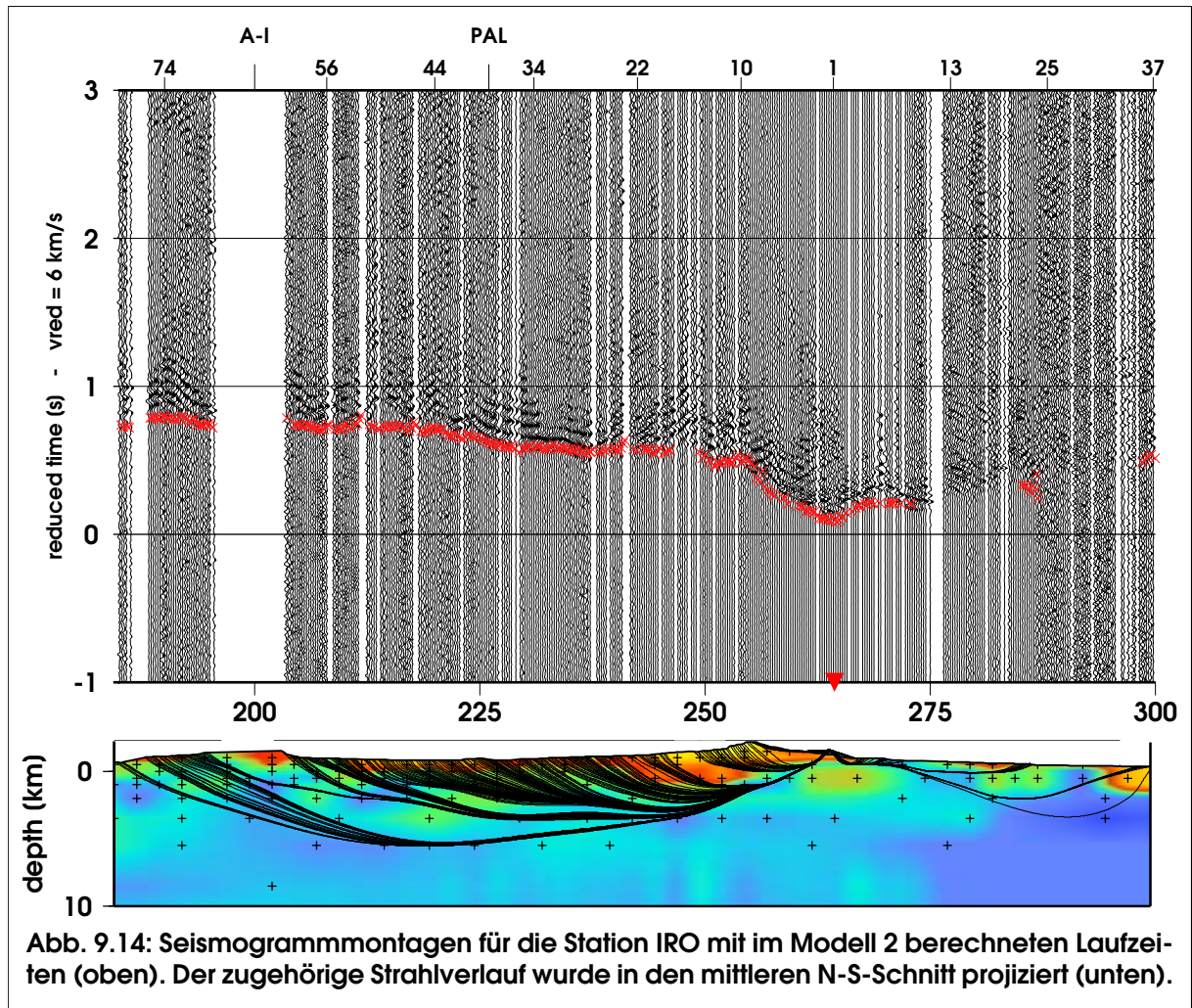


Abb. 9.14: Seismogrammmontagen für die Station IRO mit im Modell 2 berechneten Laufzeiten (oben). Der zugehörige Strahlverlauf wurde in den mittleren N-S-Schnitt projiziert (unten).

ckung der Reflektoren aus diesen Abbildungen entnehmen: Die europäische Moho ist im gesamten dargestellten Bereich belegt, die adriatische Moho allerdings nicht in den nördlichsten 10km. Der intrakrustale Weitwinkelreflektor im Zillertal ist nur von km 160-180 belegt, wo er sich in einer Tiefe von 10-12km befindet.

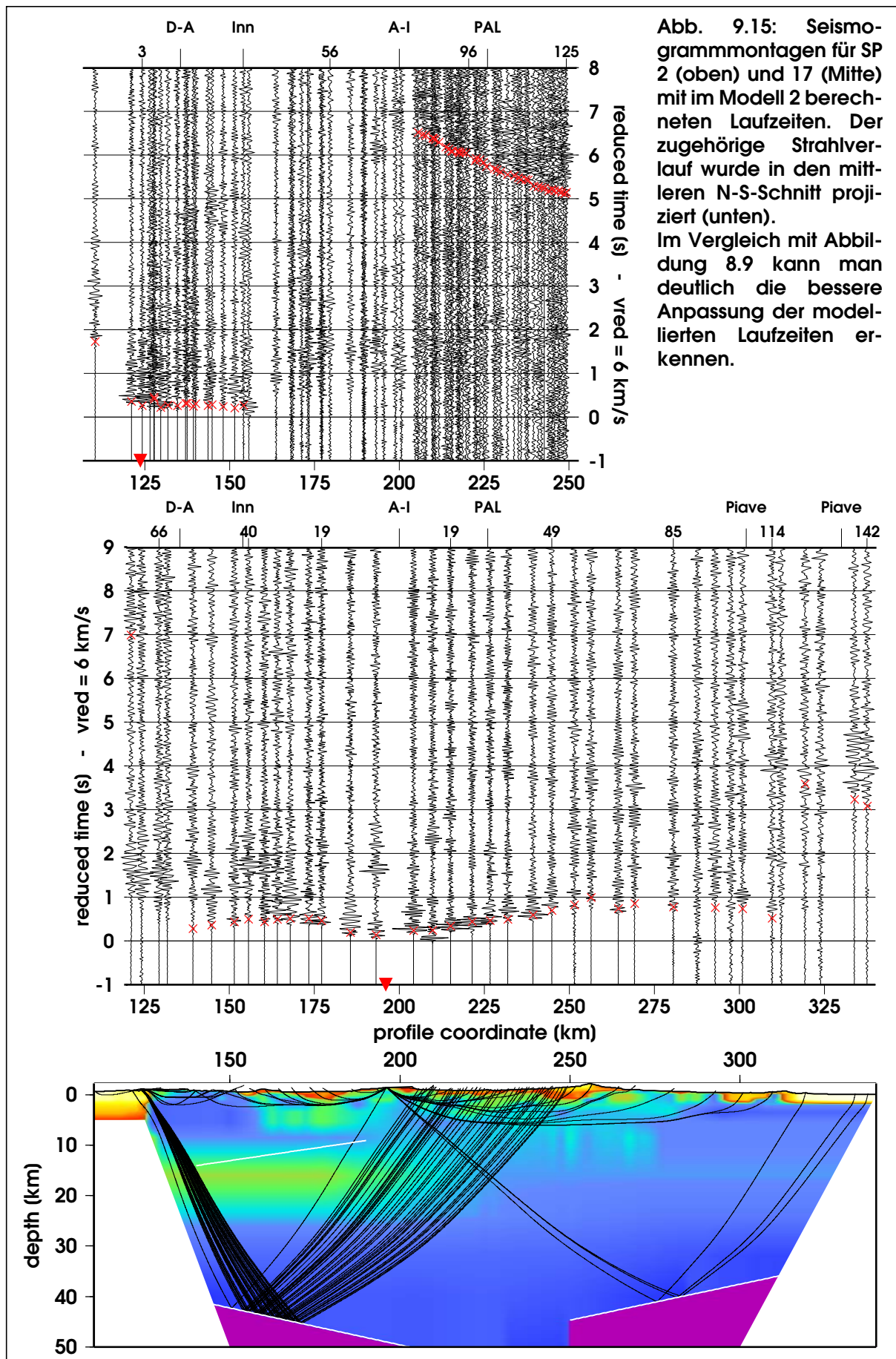
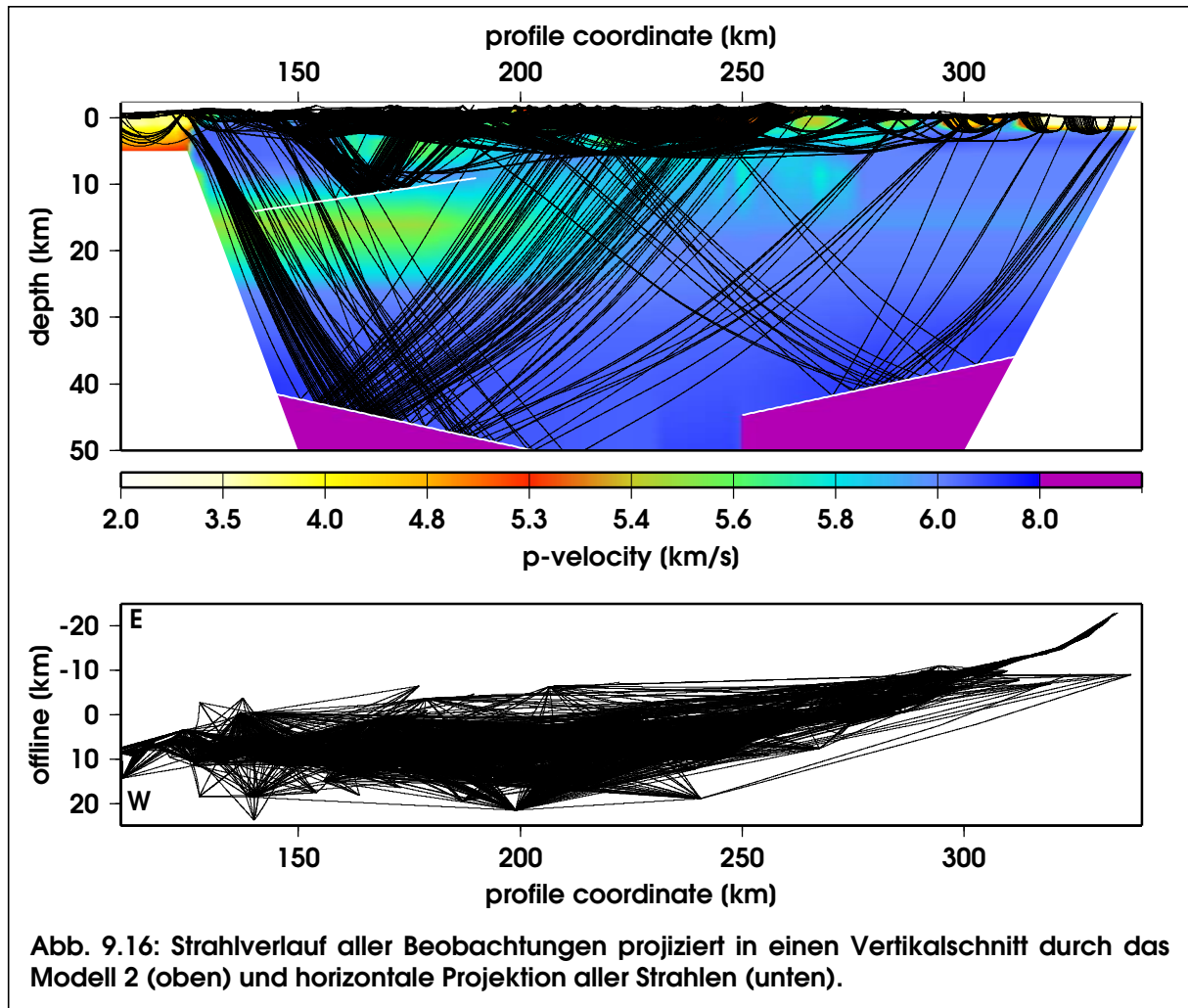


Abb. 9.15: Seismogrammontagen für SP 2 (oben) und 17 (Mitte) mit im Modell 2 berechneten Laufzeiten. Der zugehörige Strahlverlauf wurde in den mittleren N-S-Schnitt projiziert (unten). Im Vergleich mit Abbildung 8.9 kann man deutlich die bessere Anpassung der modellierten Laufzeiten erkennen.





### 9.7.4 Auflösungstest durch Inversion synthetischer Daten

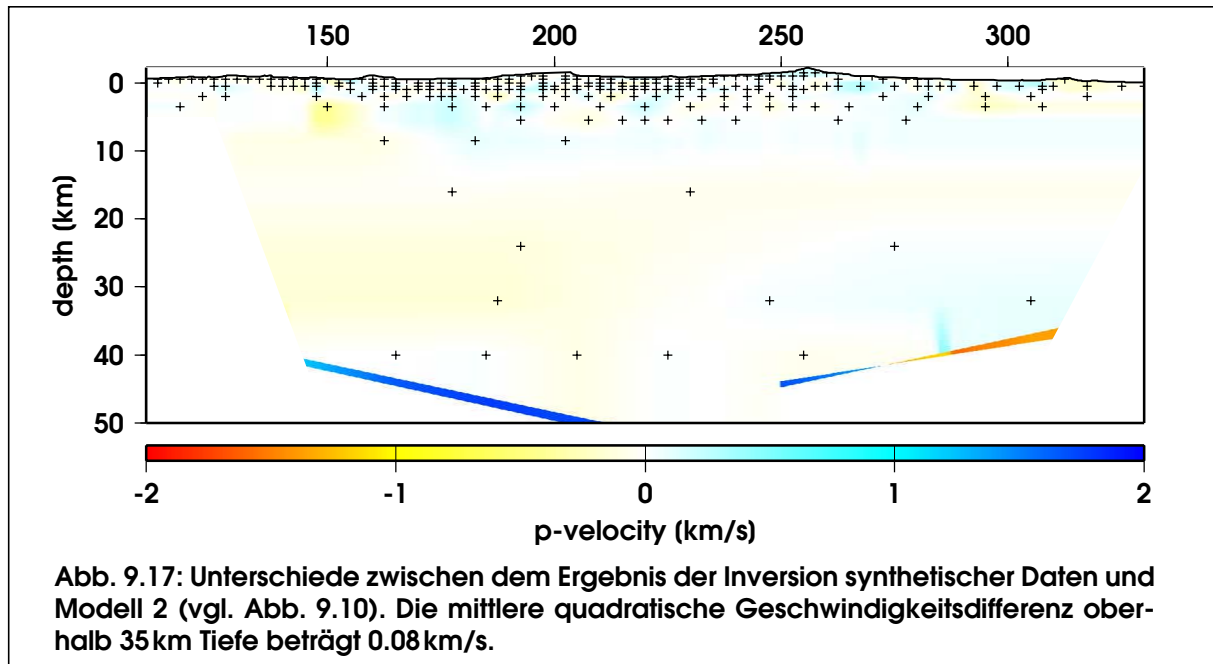
Eine weitere Methode zur Untersuchung der Auflösungsfähigkeit eines Datensatzes und der Stabilität einer Lösung basiert auf Inversionen von synthetischen Daten derselben Akquisitionsgeometrie. Wenn das Modell, das zur Erzeugung solcher Daten benutzt wurde, durch die Inversion rekonstruiert werden kann, dann belegt dies das hinreichende Auflösungsvermögen des Datensatzes in Bezug auf die Modellparameterisierung. In der LET werden häufig Modelle mit alternierenden Zonen hoher und niedriger Geschwindigkeit (*checker board tests*) oder Zufallsmodelle verwendet. Dies ist in der Refraktionsseismik nur begrenzt möglich, da es keine Quellen in der Tiefe gibt und deshalb das untersuchte Medium eine durchschnittliche Geschwindigkeitszunahme mit der Tiefe aufweisen muss.<sup>14</sup> Eine andere Möglichkeit besteht darin, das Ergebnis der Inversion als Modell für den Test zu verwenden. Dazu wurde ein synthetischer, d.h. fehlerfreier Datensatz für das Ergebnismodell 2 (Abb. 9.10) berechnet, der in Umfang und geometrischer Anordnung den tatsächlich verwendeten Messdaten entspricht. Dieser Datensatz wurde dann ausgehend von Startmodell 2 (Abb. 9.3) mit denselben Inversionsparametern und derselben Modellparameterisierung invertiert. Nach drei Iterationen wurde sie bei einem Residuum von 22ms abgebrochen. Die Abbildung 9.17 stellt die Unterschiede zwischen dem Ergebnis dieser Inversion und dem Ergebnismodell 2 dar. In den Mohotiefen ergeben sich kleine Differenzen von 1.2 bzw. 0.8km rms bei der europäischen bzw. adriatischen Moho. Vergleichbare Unterschiede bestehen auch zwischen den Inversionsergebnissen Modell 1 und 2. Die Geschwindigkeitsdifferenzen sind marginal.

Die geringen Unterschiede weisen darauf hin, dass die Modellparameterisierung hinsichtlich der Auflösungskraft der Daten gut angepasst ist. Denn wäre das Modell überparameterisiert und die Lösung mithin vieldeutig, so wäre keine so gute Reproduktion des Ausgangsmodells zu erwarten gewesen. Wäre das Modell dagegen ideal parameterisiert, so müsste die Inversion der fehlerfreien synthetischen Daten exakt zum Ausgangsmodell 2 zurück führen.

Die bestehenden Unterschiede könnten auf eine geringfügige Überparameterisierung hindeuten. Sie stellen zugleich die untere Grenze des Fehlers dar. Geringere Geschwindigkeiten im Nordteil verdeutlichen in Verbindung mit der flacheren Moho die Geschwindigkeits-Tiefen-Ambivalenz der reflexionsseismischen Daten.

---

14) Wäre dies nicht im allgemeinen der Fall, so würde die Refraktionsseismik versagen, da die seismischen Strahlen nicht mehr zur Oberfläche zurückgebeugt würden (vgl. Abschnitt 4.4.5).



### 9.7.5 Unterschiede zum Modell ‘Rosner’

An dieser Stelle soll kurz auf die Unterschiede zum Modell ‘Rosner’ (Abb. 7.5) eingegangen werden. Diese sind zum einen von Interesse, da aus diesem Modell die Startmodelle für die Inversion abgeleitet worden waren. Unterschiede der Inversionsergebnisse zum Modell ‘Rosner’ müssen - soweit vorhanden - aufgezeigt und geklärt werden. Zum anderen ist es wichtig zu prüfen, ob sich daraus Implikationen bezüglich der bisherigen geotektonischen Vorstellungen ableiten lassen. In der Abbildung 9.18 sind die Differenzen quantitativ dargestellt.

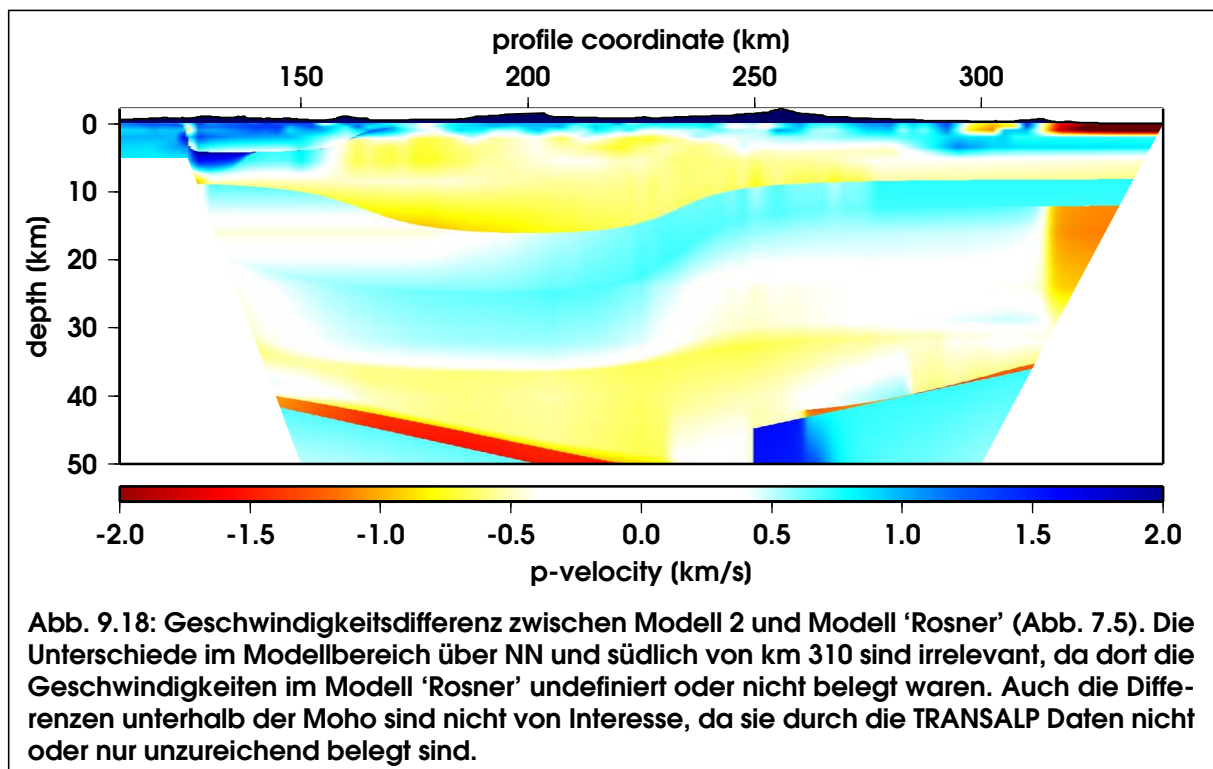
Es ist zunächst bemerkenswert, dass die Struktur der Alpenwurzel, wie sie im Modell ‘Rosner’ bereits enthalten ist, durch die Ergebnisse dieser Inversion weitgehend bestätigt wird. Die Position der adriatischen Moho ist nahezu identisch, nur die europäische Moho scheint etwas tiefer und stärker geneigt als bisher angenommen. Auch die dem Modell ‘Rosner’ zugrunde liegenden und in Kapitel 7 erläuterten tektonischen Konzepte sind damit im wesentlichen bestätigt.

Die Geschwindigkeiten in der oberen Kruste sind im zentralen Bereich (km 150-250) für N-S-gerichtete Wellenausbreitung insgesamt sehr viel niedriger. Die ALP75-Beobachtungen D->E (Abb. 8.11), die dem Modell ‘Rosner’ in dieser Region zugrunde lagen, sind allerdings auch E-W orientiert und verlaufen im Tauernfenster, so dass sie von Anisotropieeffekten beeinflusst sind. Das kann zumindest teilweise den Unterschied erklären. Sollte ausschließlich dieser Effekt dafür verantwortlich sein, so müsste man unter Berücksichtigung der Eindringtiefe der Strahlen im Modell ‘Rosner’ (Rosner, 1994) eine Anisotropie in den obersten 10 km annehmen, was durch die vorliegenden Daten jedoch weder bestätigt noch ausgeschlossen werden kann.

(vgl. Abschnitt 8.5).

Nördlich von km 150 sind die Geschwindigkeiten der Oberkruste deutlich schneller als im Modell 'Rosner'. Was die Molasse, insbesondere die Faltenmolasse betrifft, so können diese Unterschiede durchaus regional sein. Die NCA wurden jedoch offensichtlich bezüglich ihrer Geschwindigkeit deutlich unterschätzt. Dies trifft übrigens auch auf ihre Mächtigkeit zu, die etwa 10km beträgt (TRANSALP Working Group, 2002). Ob sich unter den nördlichen NCA noch Molasse befindet, kann aufgrund der TRANSALP-Daten nicht entschieden werden, da in diesem Bereich (südlich von Profilkilometer 125 in etwa 5 bis 10km Tiefe) keine Refraktierten verlaufen und das Ergebnis ausschließlich auf PmP-Beobachtungen beruht (vgl. Abb. 9.16), die eine solche Auflösung nicht liefern können.

In der mittleren Kruste gibt es bedeutende Änderungen bezüglich der LVZ, die im Modell 'Rosner' in synklinaler Form im gesamten Alpenbereich vorhanden ist. Sie ist mit nahezu identischen Geschwindigkeiten (5.5km/s) auch im nördlichen Bereich der TRANSALP-Ergebnisse enthalten, jedoch nicht südlich des Hauptkamms. Erst im Bereich des italienischen Alpenvorlands ist eine Inversion zu beobachten (vgl. Abb. 9.10), allerdings ist diese in Modell 2 sehr gering und in Modell 1 wesentlich flacher und auch dort mit Geschwindigkeiten von 5.7-5.8km/s schwächer ausgeprägt. Eine den gesamten Bereich der Ostalpen querende, synklinale LVZ erscheint deshalb aufgrund der vorliegenden Ergebnisse sehr unwahrscheinlich.



## 9.8 Interpretation

Ein Vergleich mit den Sektionen der Reflexionsseismik (Abb. 9.19) bildet eine gute Basis für die Interpretation der Ergebnisse. Allerdings lassen sich oberflächennahe Details oft besser in den überhöhten Darstellungen (Abb. 9.10) erkennen.

**Oberkruste:** Im nördlichen Alpenvorland markiert der Sprung von 4.8 km/s auf 5.5 km/s die Basis der Molasse, die von etwa 5 km in der ungefalteten auf 9 km in der gefalteten Molasse abtaucht. Aufgrund der Modellparameterisierung kann dieser Versatz allerings nicht aufgelöst werden. Die Grenze zwischen der Molasse und den nördlichen Kalkalpen (NCA) ist in den Geschwindigkeiten nur bis in 2-3 km Tiefe scharf aufgelöst. Ob sich in größerer Tiefe die Molasse unter den NCA fortsetzt, kann aufgrund fehlender Auflösung nicht entschieden werden. Die NCA selber sind durch Geschwindigkeiten um 6 km/s und mehr charakterisiert. Die S-fallenden Reflektoren in den NCA spiegeln sich in den Geschwindigkeiten nicht wider, weil sie keine verschiedenen Gesteinseinheiten begrenzen, sondern interne Verwerfungen darstellen. Im Süden werden die NCA von einer nach S einfallenden Zone erniedrigter Geschwindigkeiten begrenzt, an deren Basis offensichtlich starke Reflexionen erzeugt werden. Es handelt sich wahrscheinlich um metamorphe Einheiten (Phyllite, Grauwacken), die auf den NCA liegen. Diese Grenze wird von der TRANSALP Working Group (2002) als Teil einer bedeutenden Störungszone interpretiert, die sogenannte *Sub-Tauern Ramp*. Deutlich zu erkennen sind auch die sedimentären Talfüllungen des Inntals (km 155) und des Zillertals (km 170-185). Die Quarzphyllitzone erstreckt sich vom Inn bis zu den Tauern (km 155-185) und ist durch Geschwindigkeiten um 5.5 km/s gekennzeichnet. Die Tauern weisen nur geringfügig höhere Geschwindigkeiten auf, allerdings handelt es sich hier um eine von N-S-gerichteten Beobachtungen dominierte Geschwindigkeit, die eher der langsamen Anisotropieachse entspricht (vgl. Abschnitt 8.5). Sie sind umschlossen von austroalpinen metamorphen Einheiten, die sich im Süden allerdings in den Geschwindigkeiten überhaupt nicht von den Tauern absetzen.

Das Austroalpin erstreckt sich nach Süden bis zur Periadriatischen Linie (PL). Die Geschwindigkeitsunterschiede an dieser Störung sind offensichtlich minimal. Dies ist verständlich, da die PL metamorphe Grundgebirgseinheiten mit sehr ähnlichen Geschwindigkeiten trennt. Trotz ihrer struktureologischen Signifikanz (vgl. Abb. 8.1) kann man daher nicht erwarten ein Abbild der Störung selber in der Geschwindigkeitsverteilung wieder zu finden. Zwar sind in einer Störungszone geringere Geschwindigkeiten zu erwarten, diese können jedoch mit der klassischen Refraktionsseismik nicht aufgelöst werden. Deshalb kann auch die hochauflösende Refraktionsseismik keine Antwort auf die umstrittene Frage nach ihrer Bedeutung geben.

Von der PL bis zum Alpenrand erstreckt sich das Südalpin. Neben einigen Grundgebirgseinhei-

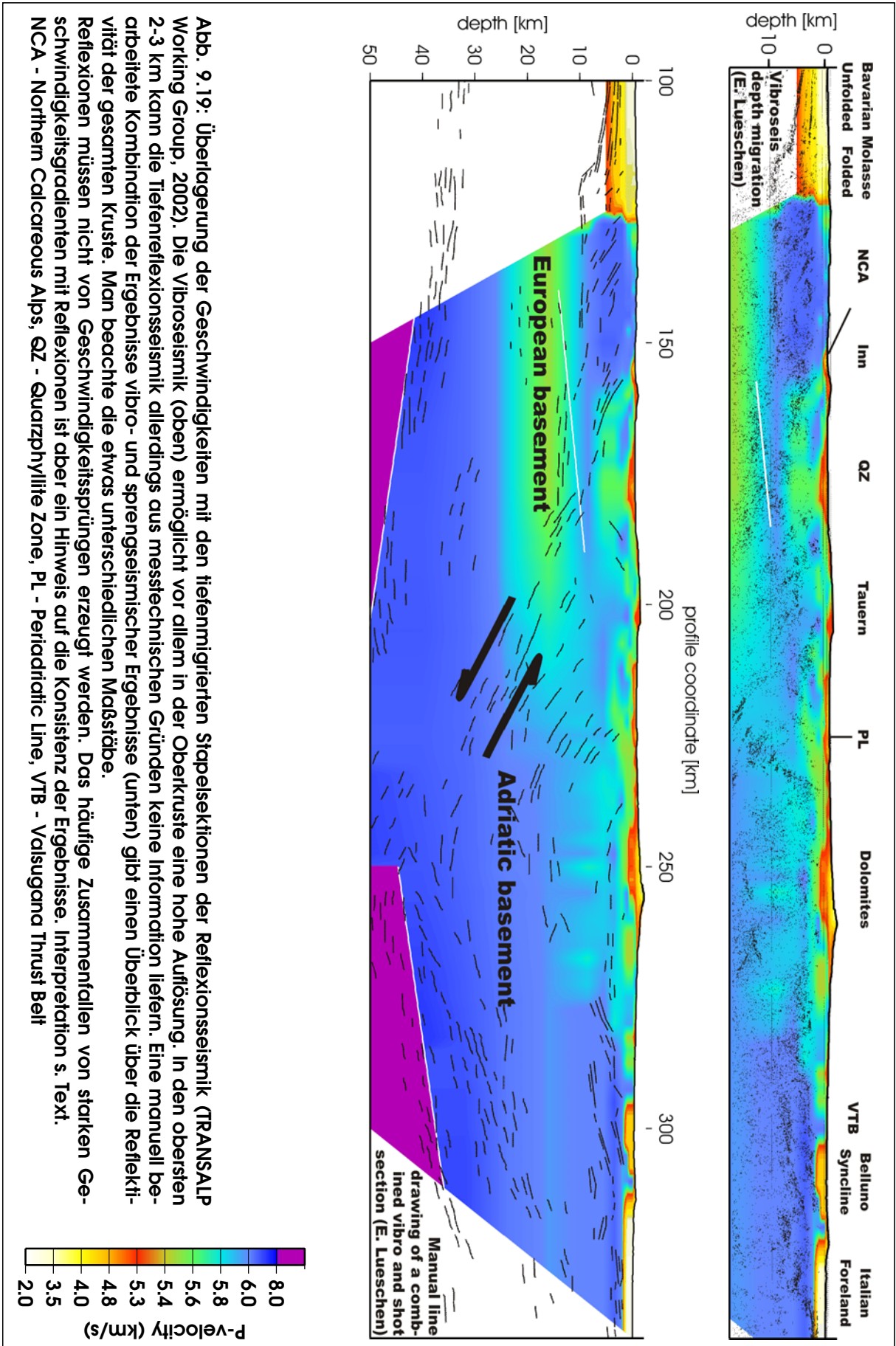


Abb. 9.19: Überlagerung der Geschwindigkeiten mit den tiefenmigrierten Stapelsektionen der Reflexionsseismik (TRANSALP Working Group, 2002). Die Vibroseis (oben) ermöglicht vor allem in der Oberkruste eine hohe Auflösung. In den obersten 2-3 km kann die Tiefenreflexionsseismik allerdings aus messtechnischen Gründen keine Information liefern. Eine manuell bearbeitete Kombination der Ergebnisse vibro- und sprengseismischer Ergebnisse (unten) gibt einen Überblick über die Reflexivität der gesamten Kruste. Man beachte die etwas unterschiedlichen Maßstäbe. Reflexionen müssen nicht von Geschwindigkeitssprüngen erzeugt werden. Das häufige Zusammenfallen von starken Geschwindigkeitsgradienten mit Reflexionen ist aber ein Hinweis auf die Konsistenz der Ergebnisse. Interpretation s. Text. NCA - Northern Calcareous Alps, QZ - Quarzphyllite Zone, PL - Periadriatic Line, VTB - Valsugana Thrust Belt

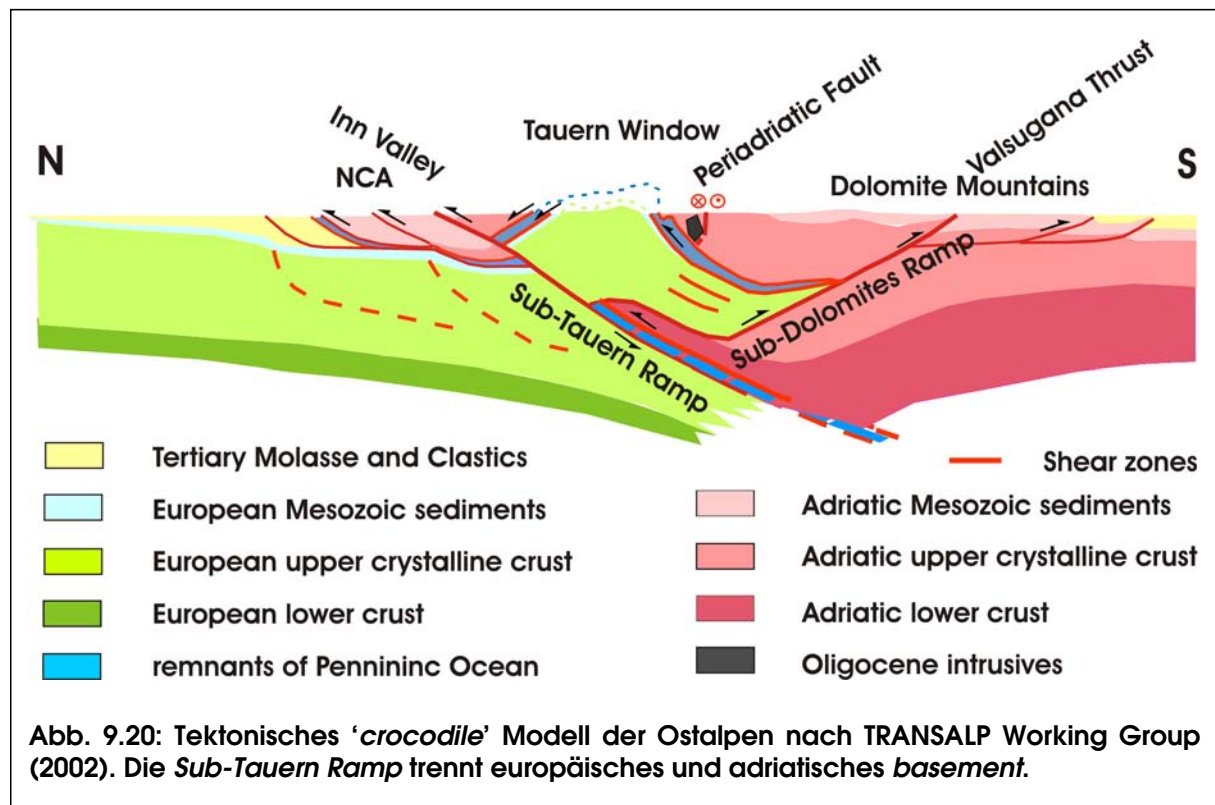


ten direkt südlich der PL besteht es im wesentlichen aus sedimentären (Dolomit) und vulkanischen Einheiten. Der Dolomit selber ist allerdings oft nur geringmächtig und spiegelt sich in den Geschwindigkeiten nicht wider.

Die niedrigen Geschwindigkeiten zwischen 3 und 5 km/s um den *Passo Falzarego* (km255) könnten durch Salzdiapirismus verursacht werden (Lammerer, mündliche Mitteilung).

Die tertiären Sedimente der Belluno-Syncline und des gefalteten italienischen Alpenvorlands sind relativ geringmächtig. Sie liegen auf triassischen Kalken und Vulkaniten (Fantoni et al., 2001; Bertelli et al., 2003), die offensichtlich durch sehr hohe Geschwindigkeiten ausgezeichnet sind. Im Süden des Valsugana Überschiebungsgürtels und am *Passo Di San Boldo* (km310) kommen diese Einheiten an Rücküberschiebungen fast an die Oberfläche.

**Mittlere und Unterkruste:** Im nördlichen Profilbereich gibt es in der mittleren Kruste eine ausgeprägte Niedriggeschwindigkeitszone. Es handelt sich wahrscheinlich um europäisches *basement*, das vom Austroalpin überschoben wurde. Der unter dem Inn und dem Zillertal modellierte Weitwinkelreflektor wurde zwar als gleitender Reflektor modelliert, aber ist auch denkbar, dass er eine Diskontinuität darstellt, die die Quarzphyllit-/Grauwackenzone vom europäischen Grundgebirge abgrenzt. Die LVZ erstreckt sich in etwa bis zu einer Reihe S-fallender Reflektoren bei km200, die ebenfalls zur *Sub-Tauern Ramp* gehören. In den tektonischen Modellen der TRANSALP Working Group (Abb. 9.20) markiert diese Reflektivität eine Tiefensutur, an der die ozeanische penninische Lithosphäre nach Süden subduziert wurde. Wie schon in früheren Modellen (z.B. Rosner, 1994) zeichnet sich der europäische Bereich der mittleren und tiefen

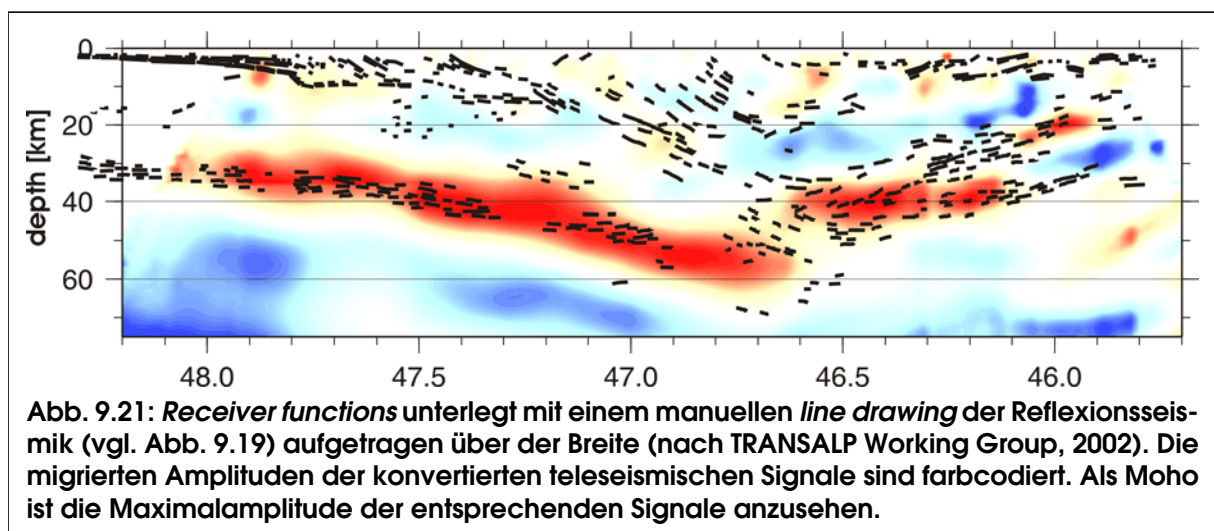


Kruste im Vergleich zum adriatischen durch geringere Durchschnittsgeschwindigkeiten aus.

Die aus weitwinkelseismischen Reflexionen abgeleitete europäische Moho befindet sich unter dem Kalkalpin (km 140) in 40km Tiefe und fällt bis zum Hauptkamm (km210) auf 50km ab. In diesem Bereich stimmt sie völlig mit der steilwinkelseismischen Moho überein, welche als unteres Ende der Steilwinkelreflexionen der Unterkruste angesehen wird. Südlich davon ist sie in der Weitwinkelseismik nicht mehr zu verfolgen. Dies mag daran liegen, dass die entsprechenden Weitwinkelreflexionen aus geometrischen Gründen an der adriatischen Moho gestreut oder reflektiert werden. Es ist aber auch möglich, dass die Moho in diesem Bereich in eine Gradientenzone übergeht, die nicht mehr reflektiv ist.

Die adriatische Weitwinkel-Moho fällt im durch Reflexionspunkte belegten Bereich (vgl. Abb. 9.16) von 37km (km305) auf 42km (km260) Tiefe nach Norden ein. Hier ist die Frage der Konsistenz mit der Reflexionsseismik schwieriger zu klären, da die Steilwinkelreflexionen dort mehrere Neigungen zeigen und über einen großen Tiefenbereich verstreut sind. Die Lage der reflexionsseismischen Moho ist daher schwer anzugeben. Mit der unteren Begrenzung der Steilwinkelreflexionen, die von 40km (km310) auf 50km (km260) nach Norden einfällt, stimmt die weitwinkelseismische Moho jedenfalls nicht überein.

Deutlich erkennbar ist die adriatische Moho dagegen in den *receiver functions* (Abb. 9.21) und ihre Position (ungefähr 38km bei km 310 und 42km bei km250) fällt im Rahmen der Auflösung mit der refraktionsseismischen Moho zusammen.



Aufgrund der Diskrepanzen zwischen Steilwinkelseismik einerseits und *receiver functions* und Weitwinkelseismik andererseits sind Struktur und Position der adriatischen Moho nach wie vor umstritten. Die scheinbare Unvereinbarkeit der Ergebnisse ist jedoch weniger auf methodische oder Bearbeitungsfehler, sondern vielmehr auf die besonderen Eigenschaften der verschiedenen Ansätze zurückzuführen. So ist die Steilwinkel- im Gegensatz zur Weitwinkelseismik und den *receiver functions* vor allem wegen des Spektralgehalts der Signale sehr viel stärker für klein-



räumige Anomalien empfindlich. Das komplexe Muster der Reflektoren kann daher als Hinweis gewertet werden, dass die geotektonische Situation in den Ergebnissen der tieffrequenten *receiver functions* zu stark vereinfacht erscheint. Dies kann auch für die Ergebnisse der TRANSALP-Refraktionsseismik gelten, deren Datenbasis in dieser Region relativ gering ist. Außerdem gibt es Hinweise auf starke laterale Variationen der adriatischen Moho in den ALP77-Daten (Scarascia und Cassinis, 1997; Cassinis und Scarascia, 2003; zur Lage vgl. Abb. 7.1). Laut Ansorge et al. (2003) deuten die Ergebnisse einer hochauflösenden teleseismischen Tomographie (Lippitsch, 2002) sogar auf einen Vergenzwechsel der Subduktion in der Region des TRANSALP-Profiles hin.

Um diese Fragen mit den Mitteln der tiefenseismischen Erkundung weiter zu erforschen, wäre eine integrierte Auswertung aller vorhandenen Datensätze mit modernen Methoden, etwa der in dieser Arbeit entwickelten reflexions- und refraktionsseismischen 3D-Tomographie, erforderlich. Aus den TRANSALP-Daten alleine ergeben sich jedenfalls keine Hinweise auf jene hohe Komplexität der Unterkruste, wie sie bei einem Vergenzwechsel der Subduktion im Bereich des Profils zu erwarten wäre. Vielmehr stützen die Geschwindigkeitsverteilung in der mittleren und tiefen Kruste sowie die Struktur der Moho im resultierenden Modell das geodynamische Konzept der Subduktion des penninischen Ozeans nach Süden und anschließender Indentation adriatischer Kruste nach Norden, ähnlich wie es für die Schweizer Alpen abgeleitet wurde (Pfiffner *et al.*, 1997). Allerdings kann aus der Geschwindigkeitsverteilung kein zwingendes Argument zugunsten des einen oder anderen der beiden tektonischen Modelle abgeleitet werden, welche von der TRANSALP Working Group (2002) zur Diskussion gestellt wurden.

## 10 Zusammenfassung

Die Ziele dieser Arbeit waren die Entwicklung einer integrierten dreidimensionalen tomographischen Laufzeitinversion für reflektierte und refraktierte Phasen und ihre Anwendung auf tiefenseismische Daten, die im Rahmen des TRANSALP-Projekts in den Ostalpen gemessen werden sollten.

Tomographische Methoden ermöglichen die Suche nach einem realistischen Modell der Verteilung von seismischen Geschwindigkeiten und anderer Parameter des Untergrunds durch Minimierung der Unterschiede zwischen beobachteten und simulierten Laufzeiten in einem weitgehend automatischen Prozess. Die Vorteile der seismischen Tomographie gegenüber klassischen Methoden der Refraktionsseismik bestehen vor allem in der Verringerung des Arbeitsaufwands und dadurch der Möglichkeit zur Bearbeitung großer Datensätze sowie in der Objektivierung der Inversion und der Fehlerabschätzung.

Um der Nichtlinearität der Inversion gerecht zu werden, welche durch die Abhängigkeit des Strahlwegs vom Medium entsteht, versucht man, die Lösung in einem iterativen Approximationsprozess zu finden. Das erfordert allerdings eine besonders effektive sowie numerisch und methodisch genaue Simulation kinematischer Parameter. Damit sind viele Probleme verbunden, die eine universelle seismische 3D-Tomographie erschweren.

Als Ausgangspunkt zur Realisierung des Vorhabens wurde eine iterative Methode der 3D-Laufzeitinversion ('SIMUL') gewählt, welche in der Lokalbebtomographie erfolgreich erprobt und weit verbreitet ist. Sie basiert auf einer Matrixinversion, die durch Dämpfung der Änderungen der Objektfunktion stabilisiert wird. Gegenüber Methoden, die das Modell selber bedämpfen, werden diesem Ansatz bessere Abbildungseigenschaften zugeschrieben. Sein wesentlicher Nachteil ist die Beschränktheit auf die Inversion von direkten Phasen. Im Laufe dieser Arbeit wurde eine dem Verfahren angemessene Methode zur Modellierung und Inversion von Reflektoren und Reflexionen entwickelt, integriert und angewandt. Die Anpassung der Modellparameterisierung an das Auflösungsvermögen eines Datensatzes war eine weitere Neuerung zur Verbesserung der tomographischen Ergebnisse, die in dieser Arbeit umgesetzt wurde.

Die in der Refraktionsseismik gewünschte Auflösung und die Verwendung großer Beobachtungsentfernungen erforderten jedoch zunächst eine Erhöhung der Genauigkeit der Vorwärtsmodellierung um eine Größenordnung. Das wurde durch die Anpassung des *approximate ray tracing* (ART)-Laufwegs an Regionen mit kleinen Geschwindigkeitsgradienten und die Resegmentierung von Strahlen großer Entfernung im *pseudo bending* (PB)-Prozess unter Inkaufnahme erhöhter Rechenzeit erreicht. Auch das oft kritisierte Versagen der ART-Technik beim Auffinden des globalen Minimums konnte durch die Evaluierung mehrerer lokaler Minima deutlich reduziert werden. Im Mittelpunkt der methodischen Untersuchungen zur Strahlmodellierung

standen Fehler, die durch die Hochfrequenzapproximation und den Fermat'schen Ansatz der Laufzeitminimierung verursacht werden. Dabei stellte sich heraus, dass diese Ansätze die allgemeinen Schwierigkeiten bei der Rekonstruktion von Geschwindigkeitsinversionen durch fehlerhafte Modellierung refraktierter Phasen verschlimmern. Für einfache Modelle konnte dieses Problem zwar weitgehend gelöst werden, jedoch zeigte sich, dass die Behandlung komplizierterer Fälle eine energetische Betrachtung (etwa durch die Einbeziehung der geometrischen Divergenz) erfordert, die im Rahmen der ART/PB-Methode allerdings kaum möglich ist.

Zur Beschreibung seismischer Reflektoren wurde eine relativ flexible Methode entwickelt, bei der die Stützstellen der Reflektorgitter von denen der Geschwindigkeit getrennt sind. So können nahezu beliebige Neigungen und Topographien beschrieben werden. Reflektoren können, müssen aber keine Diskontinuität der Geschwindigkeitsverteilung repräsentieren. Diskontinuitäten können außerdem als Blöcke oder Trennflächen definiert werden, und es ist auch möglich, sie auf einen Teil des Modellraums zu beschränken. Dies erlaubt die Simulation einer Vielzahl geologischer Strukturflächen und Einheiten mit wenig Parametern.

Die Modellierung reflektierter Phasen wurde in zwei Stufen realisiert. In der ersten Phase wird ein initialer Reflexionspunkt aufgrund der Geometrie unter Vernachlässigung des Geschwindigkeitsfeldes bestimmt. In einer zweiten Phase wird dieser Punkt mit einem Suchalgorithmus auf einem diskretisierten Gitter verfeinert. Um die Laufwege von Quelle und Aufnehmer zum Reflexionspunkt zu finden, werden die verbesserten ART/PB-Methoden verwendet. Diese Modellierung reflektierter Phasen stellt zwar hohe Anforderungen an die Rechenleistung, zumal eine Reihe von Algorithmen nicht optimiert sind, sie übertrifft jedoch die Modellierung von Ersteinsätzen an Genauigkeit. Außerdem kann man davon ausgehen, dass das Problem der Rechenzeit mit zunehmender Computerkapazität in den Hintergrund treten wird.

Die Modellierung gebrochener Strahlwege wurde ohne nennenswerte Sonderbehandlungen aus der Modellierung gebeugter Laufwege abgeleitet, und ihre Genauigkeit steht jener kaum nach. Im Gegensatz zu den meisten kinematischen *Zweipunkt-ray tracing*, bei denen die Simulation gebrochener Strahlen mittels Variation von Durchstoßpunkten durchgeführt wird, ist dieses Verfahren besonders einfach und schnell.

Die *sensitivity kernels* der Inversion für Reflektortiefen wurden aus einfachen geometrischen Überlegungen abgeleitet. Für ihre Integration in die Tomographie war es notwendig, eine eigene Dämpfung für Tiefenvariationen einzuführen.

Die Leistungsfähigkeit der Erweiterungen und Verbesserungen wurde zunächst an synthetischen Beispielen getestet. Dabei ging es im wesentlichen um Stabilität und Genauigkeit der Inversion in Hinblick auf Niedriggeschwindigkeitszonen, reflektierte Phasen und ihr Auflösungsvermögen sowie gebrochene Strahlen. Vor allem aus Gründen der Rechenzeit wurde mit feh-

lerfreien, dafür jedoch nur geringfügig redundanten Datensätzen gearbeitet. In allen Beispielen konnten simulierte Strukturen mit hoher Präzision reproduziert werden. Dabei trat die Relevanz einer geeigneten Modellparameterisierung deutlich hervor. Trotz der geringen Empfindlichkeit reflexionsseismischer Beobachtungen für Ortsgeschwindigkeiten gelang es, zugleich akzeptable Geschwindigkeiten sowie Position und Topographie eines antiklinalen Reflektors abzuleiten. Dieses Beispiel gab auch Einblicke hinsichtlich der Wichtung verschiedener Phasen bei einer simultanen Inversion, die bei der Inversion der TRANSALP-Daten genutzt werden konnten.

Die simultane 3D-Tomographie reflexions- und refraktionsseismischer Laufzeiten ist für die Weitwinkelseismik wie auch für die Lokalbebentomographie ein wichtiger Fortschritt. Indem ein resultierendes Modell auf allen verfügbaren Laufzeitdaten basiert, kann es natürlich auch alle diese Daten gemeinsam reproduzieren. Es gewinnt dadurch gegenüber der Ersteinsatztomographie an Verlässlichkeit und Auflösungsvermögen. Insbesondere bei der Modellierung der Kruste-Mantel-Grenze spielt die Integration bislang ignoriertes späterer Einsätze eine entscheidende Rolle. Aber auch allein die Möglichkeit der Inversion für Diskontinuitäten kann in Gebieten mit entsprechenden Störungzonen (z.B. San Andreas) die Abbildungseigenschaften signifikant verbessern.

Gegenüber dem sequentiellen Ansatz der refraktions- und reflexionsseismischen Tomographie ist die simultane Inversion weniger aufwendig und erleichtert die Kontrolle über die Verteilung der Varianzreduktion. Zudem wird durch die Verfügbarkeit einer das gesamte Modell umfassenden Auflösungsmatrix ein hohes Maß an Objektivität in den Inversionsprozess eingebracht, was eine bessere Beurteilung von Ergebnissen ermöglicht. Dies gilt insbesondere gegenüber der in 3D-Fällen oft noch praktizierten Vorwärtsmodellierung.

Die Dreidimensionalität des Verfahrens und der Ansatz der gemeinsamen Auswertung aktiver und passiver, refraktierter und reflektierter Beobachtungen stellen einen weiteren Schritt auf dem Weg zur Integration verschiedener geophysikalischer Ansätze dar.

Auch bei der Akquisition der TRANSALP-Daten wurden Fortschritte gemacht. So wurden erstmals bei weitwinkelseismischen Begleitmessungen im größeren Maßstab vibroseismische Signale mitregistriert, die eine hohe Auflösung in der oberen Kruste ermöglichen.

Bei der tomographischen Inversion der Weitwinkeldaten zu TRANSALP war die Anpassung der Modellparameterisierung an das Auflösungsvermögen der Daten ganz wesentlich zur Verringerung der Vieldeutigkeit. Ohne die hohe Auflösung in der Oberkruste zu verlieren, konnte durch geeignete Parameterisierung der Unterkruste eine gemeinsame Inversion der vibroseismischen Daten mit den wenigen sprengseismischen Moho-Weitwinkelreflexionen sinnvoll durchgeführt werden. Dadurch konnte ein Geschwindigkeitsmodell für die gesamte Kruste erstellt werden, das nun für die Migration der Reflexions- und Teleseismik oder die Modellierung der Dichteverteilung verwendet werden kann. Eine frühere Version des Modells ist bereits in

die Tiefenmigration der Steilwinkelseismik (TRANSALP Working Group, 2002) eingeflossen.

Das auf den TRANSALP-Daten beruhende Modell korreliert an der Oberfläche mit geologisch bekannten Einheiten und vermag diese in die Tiefe zu verfolgen. Die Oberkruste zeigt im Bereich des Orogens signifikant geringere Geschwindigkeiten als frühere Modelle für die Ostalpen. Dieser Unterschied kann zum Teil auf Richtungsanisotropie zurück geführt werden, denn die Geschwindigkeiten der Oberkruste in diesen früheren Modellen beruhen weitgehend auf E-W-verlaufenden Refraktionsprofilen. Auch die synklinalen Strukturen jener refraktionsseismischen Modelle sind in den neuen Ergebnissen nicht vorhanden.

In der mittleren und tiefen Kruste setzen niedrigere Durchschnittsgeschwindigkeiten im nördlichen Profilbereich europäisches von adriatischem Grundgebirge ab. Position und Einfallen der Moho lassen sich im Rahmen der Subduktion der penninischen Kruste nach Süden und der anschließenden Indentation adriatischer Kruste erklären. Ein Vergenzwechsel der Subduktion gegenüber den West- und Zentralalpen zeichnet sich im Bereich von TRANSALP nicht ab, wenn gleich die Datenbasis für die tiefere Kruste insbesondere im Süden des Profils gering ist. Die Ergebnisse stützen die tektonischen Modelle, die von der TRANSALP Working Group (2002) vorgeschlagen worden sind, lassen jedoch keine Unterscheidung zu.

## 11 Literaturverzeichnis

- Aki, K., Lee, W.H.K., 1976. *Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first p arrival times from local earthquakes. 1. A homogenous initial model.* J. Geophys. Res. 81 (23), 4381-4399
- Aki, K., Christoffersson, A., Husebye, E.S., 1977. *Determination of three-dimensional seismic structure of the lithosphere.* J. Geophys. Res. 82 (2), 277-296
- Alpine Explosion Seismology Group, 1976. Reporter: H. Miller. *A Lithospheric Seismic Profile along the Axis of the Alps, 1975. I: First Results.* Pure Appl. Geophys. 114, 1109-1130
- Angenheister, G., Bögel, H., Gebrande, H., Giese, P., Schmidt-Thomé, P., Zeil, W., 1972. *Recent investigations of surficial and deeper crustal structures of the Eastern and Southern Alps.* Geol. Rundschau 61, 349-395
- Ansorge, J., Blundell, D., Mueller, St., 1992. *Europe's lithosphere - seismic structure.* In: Blundell, D., Freeman, R., Mueller, S. (eds). *A continent revealed - The European Geotraverse.* Cambridge Univ. Press., 33-70
- Ansorge, J., Lippitsch, R., Kissling, E., 2003. *Lithosphere structure of the Alpine Arc: new evidence from high-resolution teleseismic tomography.* Mem. sci. geol. 54, 53-54
- Bertelli, L., Cantelli, L., Castellarin, A., Fantoni, R., Mosconi, A., Sella, M., Selli, L., 2003. *Upper crustal style, shortening and deformation age in the Alps along the southern sector of the TRANSALP Profile.* Mem. Sci. Geol. 54, 123-126
- Berthelsen, A., Burolet, P., DalPiaz, G.V., Franke, W., Trümpy, R., 1992. *Tectonics.* In: Blundell, D., Freeman, R., Mueller, S. (eds). *A continent revealed - The European Geotraverse.* Cambridge Univ. Press.
- Bickel, S.H., 1990. *Velocity-depth ambiguity of reflection traveltimes.* Geophys. 55 (3), 266-276
- Bishop, T.N., Bube, K.P., Cutler, R.T., Langan, R.T., Love, P.L., Resnick, J.R., Shuey, R.T., Spindler, D.A., Wyld, H.W., 1985. *Tomographic determination of velocity and depth in laterally varying media.* Geophys. 50, 903-923
- Böhm, G., Rossi, G., Vesnaver, A., 1997. *Adaptive regridding in 3D reflection tomography.* Annali di Geofisica 40 (1), 69-83
- Böhm, G., Vesnaver, A., 1999. *In quest of the grid.* Geophys. 64 (4), 1116-1125

- Böhm, G., Galuppo, P., Vesnaver, A., 2000. *3D adaptive tomography using Delaunay triangles and Voronoi polygons*. Geophys. Prosp. 48, 723-744
- Bopp, M., 1994. *RAYMUC-3D, BenutzerInnenanleitung für ein kinematisches 3D-Raytracing-programmpaket*. Interner Bericht. Inst. f. Allg. u. Angew. Geophysik, Ludwig-Maximilians-Universität München, 58 S.
- Cassinis, R., Scarascia, S., 2003. *The structure of the deep crust and Moho boundary along TRANSALP according to the DSS data - A contribution to the lateral extension of the model*. Mem. sci. geol. 54, 41-44
- Cerveny, V., Psencik, I., 1979. *Ray amplitudes of seismic body waves in laterally inhomogeneous media*. Geophys. J. Royal Astr. Soc. 57 (1), 91-106
- Crosson, R.S., 1976. *Crustal Structure Modeling of Earthquake Data. 1. Simultaneous Least Squares Estimation of Hypocenter and Velocity Parameters*. J. Geophys. Res. (81) 17, 3036-3054
- Dahlen, F.A., 2002. *Bananas, Doughnuts and Seismic Traveltimes*. Eos Trans. AGU, Fall Meet. Suppl., Abstract S12E-01.
- Eberhart-Phillips, D., 1986. *Three-Dimensional Velocity Structure in the Northern California Coast Ranges From Inversion of Local Earthquake Arrival Times*. Bul. Seis. Soc. Am. 76, 1025-1052
- Eberhart-Phillips, D., 1990. *Three-Dimensional P and S Velocity Structure in the Coalinga Region, California*. J. Geophys. Res. 95, 15343-15364
- Eberhart-Phillips, D., 1993. *Local earthquake tomography: earthquake source regions*. In: Iyer, H.M., Hirahara, K. (eds.): *Seismic Tomography. Theory and practice*, Chapman & Hall, London, 613-643
- Evans, J.R., Eberhart-Phillips, D., Thurber, C.H., 1994. *User's manual for SIMULPS12 for imaging Vp and Vp/Vs: a derivative of the "Thurber" tomographic inversion SIMUL3 for local earthquakes and explosions*. USGS Open File report 94-431, 101 pp.
- Fantoni, R., Barbieri, Ch., Catellani, D., Castellarin, A., Di Giulio, A., Pessina, C., 2001. *The record of South-Alpine structural events in the Venetian Foreland and Foredeep*. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 25, 79-80
- Fantoni, R., Della Vedova, B., Giustiniani, M., Nicolich, R., Barbieri, C., Del Ben, A., Finetti, I., Castellarin, A., 2003. *Deep seismic profiles through the Venetian and Adriatic foreland (Northern Italy)*. Mem. Sci. Geol. 54, 131-134

- Gebrande, H., 1975. *Ein Beitrag zur Theorie thermischer Konvektion im Erdmantel mit besonderer Berücksichtigung der Möglichkeit eines Nachweises mit Methoden der Seismologie*. Dissertation der Fakultät für Geowissenschaften der Ludwig-Maximilians-Universität München, 159 S.
- Gebrande, H., 1982. *Geschwindigkeiten elastischer Wellen und Elastizitätskonstanten von Gesteinen und gesteinsbildenden Mineralien*. In Angenheister, G., (Hrsg.), *Landolt-Börnstein: Zahlenwerte und Funktionen aus Naturwissenschaften und Technik, V/1b: Geophysik und Welt-raumforschung/Physikalische Eigenschaften der Gesteine*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 1-96
- Gebrande, H., Miller, H., 1985. *Refraktionsseismik*. In: Bender, F. (Hrsg.): *Angewandte Geowissenschaften II*, Enke Verlag, Stuttgart, 226-260
- Gebrande, H., Lüschen, E., Bopp, M., Bleibinhaus, F., Oncken, O., Stiller, M., Kummerow, J., 1999. *TRANSALP: Reflexionsseismik - Traverse Ostalpen. Zwischenbericht 1999*. Hg. BMBF, Selbstverlag, München, 43 S.
- Giese, P., Buness, H., 1992. *Moho depth*. In: Blundell, D., Freeman, R., Mueller, S. (eds). *A continent revealed - The European Geotraverse*. Cambridge Univ. Press.
- Haslinger, F., 1999. *Velocity structure, Seismicity and Seismotectonics of Northwestern Greece between the Gulf of Arta and Zakynthos*. Ph.D.-Thesis, ETH Zürich, 159 p.
- Haslinger, F., Kissling, E., Ansorge, J., Hatzfeld, D., Papadimitrou, E., Karakostas, V., Makropoulos, K., Kahle, H.-G., Peter, Y., 1999. *3D crustal structure from local earthquake tomography around the Gulf of Arta (Ionian Region, NW Greece)*. *Tectonophys.* 304, 201-218
- Haslinger, F., Kissling, E., 2001. *Investigating effects of 3-D ray tracing methods in local earthquake tomography*. *Phys. Earth Planet. Inter.* 123, 103-114
- Harjes, H.P., 1985. *Reflexionsseismik*. In: Bender, F. (Hrsg.): *Angewandte Geowissenschaften II*, Enke Verlag, Stuttgart, 173-194
- Hawley, B.W., Zandt, G., Smith, R.B., 1981. *Simultaneous inversion for hypocenters and lateral velocity variations: An iterative solution with a layered model*. *J. Geophys. Res.* 86 (B8), 7073-7086
- Hole, J.A., 1992. *Nonlinear High-Resolution Three-Dimensional Seismic Travel Time Tomography*. *J. Geophys. Res.* 97 (B5), 6553-6562
- Husen, S., Kissling, E., 2001. *Local earthquake tomography between rays and waves: fat ray tomography*. *Phys. Earth Planet. Inter.* 125, 171-191



- Italian Explosion Seismology Group, Institute of Geophysics ETH Zürich, 1981. *Crust and upper mantle structures in the Southern Alps from deep seismic sounding profiles (1977, 1978) and surface wave dispersion analysis*. Boll. Geof. Teor. Appl. XXIII (92), 297-330
- Kissling, E., Ellsworth, W.L., Eberhart-Phillips, D., Kradolfer, U., 1994. *Initial reference models in local earthquake tomography*. J. Geophys. Res. 99 (B10), 19635-19646
- Kissling, E., Husen, S., Haslinger, F., 2001. *Model parameterization in seismic tomography: a choice of consequence for the solution quality*. Phys. Earth Planet. Inter. 123, 89-101
- Korenaga, J., Holbrook, W.S., Kent, G.M., Kelemen, P.B., Detrick, R.S., Larsen, H.-C., Hopper, J.R., Dahl-Jensen, T., 2000. *Crustal structure from the Greenland margin from joint refraction and reflection seismic tomography*. J. Geophys. Res. 105 (B9), 21591-21614
- Lines, L., 1993. *Ambiguity in analysis of velocity and depth*. Geophys. 58 (4), 596-597
- Lippitsch, R., 2002. *Lithosphere and upper mantle P-wave structure beneath the Alps by high-resolution teleseismic tomography*. PhD-Thesis No. 11940, ETH Zürich, 137 pp.
- Micheline, A., MacEvelly, T.V., 1991. *Seismological studies at Parkfield. I. Simultaneous inversion for velocity structure and hypocenters using cubic B-spline parameterization*. Bull. Seismol. Soc. Am. 81 (2), 524-552
- Miller, H., Gebrande, H., Schmedes, E., 1977. *Ein verbessertes Strukturmodell für die Ostalpen, abgeleitet aus refraktions-seismischen Daten unter Berücksichtigung des Alpenlängsprofils*. Geol. Rundschau 66, 289-308
- Miller, H., Müller, St., Perrier, G., 1982. *Structure and dynamics of the Alps. A geophysical inventory*. In: Berckhemer, H. and Hsü, K. (eds): *Alpine-Mediterranean Geodynamics*. Geodyn. Ser. Vol. 7, AGU, Washington D.C., 175-205
- Moser, T.J., 1991. *Shortest path calculation of seismic rays*. Geophys. 56 (1), 59-67
- Papazachos, C.B., Nolet, G., 1997. *Non-linear arrival time tomography*. Annali di Geofisica 40 (1), 85-97
- Paul, A., Cattaneo, M., Thouvenot, F., Spallarossa, D., Bethoux, N., Fréchet, J., 2001. *A three-dimensional crustal velocity model of the southwestern Alps from local earthquake tomography*. J. Geophys. Res. 106 (B9), 19367-19389
- Pfiffner, O.A., Frei, W., Finckh, P., Valasek, P., 1988. *Deep seismic profiling in the Swiss Alps: Explosion seismology results for the line NFP 20-EAST*. Geology 16, 987-990

- Pfiffner, O.A., Levato, L., Valasek, P., 1991. *Crustal reflections from the Alpine Orogen: Results from deep seismic profiling*. *Geodynamics* 22, 185-193
- Pfiffner, O.A., 1992. *Alpine orogeny*. In: Blundell, D., Freeman, R., Mueller, S. (eds). *A continent revealed - The European Geotraverse*. Cambridge Univ. Press., 180-189
- Pfiffner, O.A., Lehner, P., Heitzmann, P., Mueller, St., Steck, A. (eds), 1997. *Deep structure of the Swiss Alps - results of NRP 20*. Birkhäuser, Basel, 380 pp.
- Press, W.H., Flannery, B.P., Teukolsky, S.A., Vetterling, W.T., 1989. *Numerical recipes, Fortran Version*. Cambridge Univ. Press, 702 pp.
- Prothero, W. A., Taylor, W. J., Eickmeyer, J.A., 1988. *A fast, two-point, three-dimensional raytracing algorithm using a simple step search method*. *Bull. Seism. Soc. Am.* 78 (3), 1190-1198
- Radon, J., 1917. *Über die Bestimmung von Funktionen durch Integralwerte längs gewisser Mannigfaltigkeiten*. *Ber. sächs. Akad. d. Wiss.* 69, 262-277
- Ratschbacher, L., Frisch, W., Linzer, H.-G., 1991. *Lateral extrusion in the Eastern Alps, part 2: Structural analysis*. *Tectonics* 10, 257-271
- Rietbrock, A., 1996. *Entwicklung eines Programmsystems zur konsistenten Auswertung großer seismologischer Datensätze mit Anwendung auf die Untersuchung der Absorptionsstruktur der Loma-Prieta-Region, Kalifornien*. Dissertation der Fakultät für Geowissenschaften der Ludwig-Maximilians-Universität München, 143 S.
- Rietbrock, A., 2001. *P wave attenuation structure in the fault area of the 1995 Kobe earthquake*. *J. Geophys. Res.* 106, 4141-4154
- Rosner, M., 1994. *Reinterpretation der Krustenstruktur der Ostalpen mittels strahlenseismischer 3D-Modellierung*. Diplomarbeit, LMU München, 155 S. und 29 S. Anhang
- Scarascia, S., Cassinis, R., 1997. *Crustal structures in the central-eastern Alpine sector: a revision of the available DSS data*. *Tectonophys.* 271, 157-188
- Schmid, S.M., Pfiffner, O.A., Froitzheim, N., Schönborn, G., Kissling, E., 1996. *Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps*. *Tectonics* 15 (5), 1036-1064
- Schwarzenböck, A., 1993. *Tomographische Laufzeitinversion. Eine Methode der 3D-Geschwindigkeitsanalyse und deren Anwendung auf ISO98-Daten*. Diplomarbeit, LMU München, 144 S.

- Shearer, P.M., 1999. *Introduction to Seismology*. Cambridge Univ. Press, 260 S.
- Simon, M., 1993. *Entwicklung eines 3D-Migrationsverfahrens mit Anwendungen auf seismische Daten aus dem Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung Oberpfalz*. Dissertation der Fakultät für Geowissenschaften der Ludwig-Maximilians-Universität München, 186 S.
- Stewart, R.R., 1991. *Exploration Seismic Tomography: Fundamentals. Course Notes Series Vol. 3, Editor: S.N. Domenico*, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma, 189 pp.
- Thurber, C.H., 1983. *Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake area, Central California*. J. Geophys. Res. 88 (B10), 8226-8236
- Thurber, C.H., 1993. *Local earthquake tomography: velocities and  $V_p/V_s$ -theory*. In: Iyer, H.M., Hirahara, K. (eds.): *Seismic Tomography. Theory and practice*. Chapman & Hall, London, 563-583
- Thurber, C.H., Eberhart-Phillips, D., 1999. *Local earthquake tomography with flexible gridding*. Comp. Geosci. 25, 809-818
- Thurber, C.H., Kissling, E., 2000. *Advances in travel-time calculations for three-dimensional structures*. In: Thurber, C.H., Rabinowitz, N. (eds.): *Advances in Seismic Event Location*. Kluwer Academic Publishers. Dordrecht, Boston, London, 71-99.
- Thurber, C.H., Trabant, C., Haslinger, F., Hartog, R., 2001. *Nuclear explosion locations at the Balapan, Kazakhstan, nuclear test site: the effects of high-precision arrival times and three-dimensional structure*. Phys. Earth Planet. Inter. 123, 283-301
- Tiemann, H.J., 1994. *Investigating the velocity-depth ambiguity of reflection traveltimes*. Geophys. 59 (11), 1763-1773
- Toomey, D.R., Foulger, G.R., 1989. *Tomographic inversion of local earthquake data from the Hengill-Grensdalur central volcano complex, Iceland*. J. Geophys. Res. 94 (B12), 17497-17510.
- Toomey, D.R., Solomon, S.C., Purdy, G.M., 1994. *Tomographic imaging of the shallow crustal structure of the East Pacific Rise at 9°30'N*. J. Geophys. Res. 99 (B12), 24135-24157
- TRANSALP Working Group, 2001. Reporter: E. Lüschen. *European Orogenic Processes Research Transects the Eastern Alps*. Eos 82 (40), 453, 460/461.
- TRANSALP Working Group, 2002. Reporter: E. Lüschen. *First deep seismic reflection images of the Eastern Alps reveal giant crustal wedges and transcrustal ramps*. Geophys. Res. Lett. (29) 10, 10.1029/2002GL014911, 92.1-92.4.

- Um, J., Thurber, C.H., 1987. *A fast algorithm for two-point seismic raytracing*. Bull. Seism. Soc. Am. 77 (3), 972-986
- Valasek, P., Mueller, St., Frei, W., Holliger, K., 1991. *Results of NFP 20 seismic reflection profiling along the Alpine section of the European Geotraverse (EGT)*. Geophys. J. Int. 105, 85-102
- Vidale, J.E., 1990. *Finite-difference calculation of travel times in three dimensions*. Geophysics 55, 521-526
- Virieux, J., Farra, V., Madariaga, R., 1988. *Ray tracing for earthquake location in laterally heterogeneous media*. J. Geophys. Res. 96, 579-594
- Wang, B., Braile, L.W., 1996. *Simultaneous inversion of reflection and refraction seismic data and application to field data from the northern Rio Grande rift*. Geophys. J. Int. 125, 443-458
- Winkelmann, R.A., 1996. *Entwicklung und Anwendung eines Wellenfeldverfahrens zur Auswertung von CMP-sortierten Refraktionseinsätzen*. Dissertation der Fakultät für Geowissenschaften der Ludwig-Maximilians-Universität München, 150 S.
- Zelt, B.C., Ellis, R.M., Clowes, R.M., Hole, J.A., 1996. *Inversion of three-dimensional wide-angle seismic data from the southwestern Canadian Cordillera*. J. Geophys. Res. 101 (B4), 8503-8529
- Zelt, C.A., Smith, R.B., 1992. *Seismic traveltimes inversion for 2-D crustal velocity structure*. Geophys. J. Int. 108, 16-34
- Zelt, C.A., Forsyth, D.A., 1994. *Modeling wide-angle seismic data for crustal structure: South-eastern Grenville Province*. J. Geophys. Res. 99 (B6), 11687-11704
- Zelt, C.A., Barton, P.J., 1998. *Three-dimensional seismic refraction tomography: A comparison of two methods applied to data from the Faeroe Basin*. J. Geophys. Res. 103 (B4), 7187-7210
- Zelt, C.A., Zelt, B.C., 1998. *Study of out-of-plane effects in the inversion of refraction/wide-angle reflection traveltimes*. Tectonophys. 286, 209-221
- Zelt, C.A., 1999. *Modelling strategies and model assessment for wide-angle seismic traveltimes data*. Geophys. J. Int. 139, 183-204
- Zhang, J., Toksöz, M.N., 1998. *Nonlinear refraction traveltimes tomography*. Geophys. 63, 1726-1737

## Danksagung

Mein Dank gilt dem Leiter des Instituts für Allgemeine und Angewandte Geophysik (inzwischen Department für Geo- und Umweltwissenschaften, Sektion Geophysik) Prof. em. Dr. H. Soffel für die Bereitstellung eines Arbeitsplatzes sowie der vernetzten Institutsrechner sowie der Universität München, die es mir in der Funktion eines wissenschaftlichen Angestellten ermöglichte, an diesem Thema zu arbeiten. Die Erfassung und Auswertung der TRANSALP-Daten wurde gemeinsam vom Bundesministerium für Bildung und Forschung, dem österreichischen Bundesministerium für Wissenschaft und Verkehr, dem italienischen *Consiglio Nazionale delle Ricerche* und der Firma ENI-AGIP finanziert.

Mein besonderer Dank gilt dem Betreuer dieser Arbeit Prof. Dr. H. Gebrande. Die Idee zu einem integrierten tomographischen Ansatz stammt von ihm, und in vielen Diskussionen erhielt ich immer wieder wertvolle Hinweise zu den Grundlagen der Refraktions- und Reflexionsseismik, die entscheidend zum Gelingen dieser Arbeit beitrugen. Bei der aufwendigen Organisation und Durchführung der beiden Messkampagnen unterstützte mich Prof. Gebrande außerdem durch das Einholen von Genehmigungen und die Koordination von Hilfskräften, Fahrzeugen, Kommunikationsmitteln und Ersatzmaterial.

Dr. M. Simon und Dr. M. Bopp sei für den wissenschaftlichen Rat gedankt, mit dem sie mir häufig zur Seite standen, sowie für die Administration der UNIX-Rechner des Instituts, ohne die diese Arbeit undurchführbar gewesen wäre. Danken möchte ich außerdem Dr. E. Lüschen, Dr. M. Bopp, Dr. M. Simon und Dr. B. Lammerer für den Austausch und die Überlassung ihrer Ergebnisse, die für die Modellierung und Interpretation von großer Bedeutung waren.

Bei der Vorbereitung der Feldarbeiten half mir Toni Kraft mit der Konfiguration der Rechner. Er führte außerdem zusammen mit Hilfskräften eigenständig einen Teil der Messungen durch und seine Erfahrung war bei der Qualitätskontrolle sehr wertvoll. Ihm sowie Dr. E. Schmedes, Dr. Maria Antretter, Bettina Scheu, Christian Pretz, Stephan Schmid, Boris Rösler, Suzan Emiroglu, Johannes Ripperger, Tarje Nissen-Meyer und allen anderen an den Messungen beteiligten sei für ihren unermüdlichen Einsatz gedankt.

Die in diesem Projekt verwendeten Messstationen wurden vom Geophysikalischen Instrumenten Pool Potsdam zur Verfügung gestellt.

Würdigen möchte ich in diesem Zusammenhang auch den Einsatz von Jörn Kummerow, der mir nicht nur viele seismologische Daten seines TRANSALP-Teilprojekts überließ, sondern durch die arbeitsaufwendige Anpassung der Aufnahmeparameter seiner Stationen deren Registrierung überhaupt erst ermöglichte. Außerdem sind in diese Arbeit die Daten der Moho-Kartierung eingeflossen, die von Dr. M. Bopp und Mark Tillmans organisiert und geleitet wurde.

## Lebenslauf

12. 02. 1967 geboren in München, Eltern: Editha und Dr. Hans Bleibinhaus
- 1973 - 1977 Besuch der Grundschule in München
- 1977 - 1986 Besuch des neusprachlichen Zweigs des Willi-Graf-Gymnasiums in München
- 1986 Abitur
- 1984 - 1986 Freiberuflicher Mitarbeiter im Vogel-Verlag (CHIP, CHIP-Special)
- 1986/87 Studium der Physik an der TU München
- 1987 - 1989 Zivildienst im Krankenhaus München-Schwabing
- 1989 - 1996 Studium der Geophysik an der LMU München
- 1990 Praktikum bei Kayser-Threde GmbH
- 1996 Diplom (Diplomarbeit "Strukturabbildung aus sprengseismischen 3D-Weitwinkelregistrierungen")
- 1994 - 1996 Studentische Hilfskraft am Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik (IfAAG)
- seit Juli 96 Wissenschaftlicher Mitarbeiter der Arbeitsgruppe Seismik am IfAAG  
 1.7.1996 - 30.6.1997: Anstellung im Deutschen Kontinentalen Reflexionsseismischen Programm (Teilnahme an der Messkampagne DEKORP '96 und Bearbeitung steilwinkelseismischer DEKORP-Daten)  
 1.7.1997 - 30.6.1998: Anstellung im DFG-Programm "Interpretation hochauflösender refraktionsseismischer Messungen im Übergangsbereich Norddeutsches Becken - Baltischer Schild"  
 1.7.1998 - 2000: Anstellung im TRANSALP-Programm  
 seit 2000: Anstellung als wissenschaftlicher Assistent an der LMU

### Begutachtete Veröffentlichungen:

- Bleibinhaus, F.**, Bopp, M., Simon, M., Gebrande, H., 1999. *3-D Prestack-migration of Wide-angle Data from a Variscan Transition Zone*. Pure appl. geophys. 156, 173-186
- Bleibinhaus, F.**, Beilecke, T., Bram, K., Gebrande, H., 1999. *A seismic velocity model for the SW Baltic Sea derived from BASIN'96 refraction seismic data*. Tectonophys. 314, 269-283
- Gebrande, H., Lüschen, E., Bopp, M., **Bleibinhaus, F.**, Lammerer, B., Oncken, O., Stiller, M., Kummerow, J., Kind, R., Millahn, K., Grassl, H., Neubauer, F., Bertelli, L., Borrini, D., Fantoni, R., Pessina, C., Sella, M., Castellarin, A., Nicolich, R., Mazzotti, A., Bernabini, M., 2002. *First deep seismic reflection images of the Eastern Alps reveal giant crustal wedges and transcrustal ramps*. Geophys. Res. Let. (29) 10, 10.1029/2002GL014911, 92.1-92.4.

**Bleibinhaus, F.,** Stich, D., Simon, M., Gebrande, H., 2003. *New results from amplitude preserving prestack depth migration of the Münchberg/Vogtland segment of the MVE deep seismic survey*, J. Geodyn. 35, 33-43

Ausgewählte Tagungsbeiträge:

Bleibinhaus, F., Bram, K., Gebrande, H., 1999. *Crustal structure of the transition zone from the Baltic Shield to the Northeast German Basin*. Terra Nostra 99/3, 8-10

Bleibinhaus, F., Bram, K., Beilecke, T., Gebrande, H., 1999. *A velocity model for the southern Baltic Sea derived from BASIN 96 refraction seismic measurements between Ruegen and Bornholm*, European Union of Geosciences, J. Conf. Abstr. 4(1), 300

Bleibinhaus, F., Simon, M., Stich, D., Gebrande, H., 2001. *True-amplitude prestack migration of the Vogtland segment of the MVE deep reflection seismic line*. European Geophysical Society, Nice, Geophys. Res. Abs. 3, 133

Bleibinhaus, F., TRANSALP Working Group, 2001. *Velocity structure in the Eastern Alps along the TRANSALP profile*. European Geophysical Society, Nice, Geophys. Res. Abs. 3, 620

Bleibinhaus, F., TRANSALP Working Group, 2001. *Seismic velocity structure in the Eastern Alps along the TRANSALP profile*, 5th Workshop of Alpine Geological Studies, Obergurgl, Austria. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 25, 47

Bleibinhaus, F., 2002. *Simultaneous reflection and refraction seismic tomography based on SIMUL with applications to the TRANSALP wide-angle data*. American Geophysical Union, EOS Trans. AGU, 83 (47), Fall Meet. Suppl., Abstract S61A-1098

Bleibinhaus, F., 2003. *Seismic profiling by the TRANSALP Working Group: Refraction and wide-angle reflection travelttime tomography*. TRANSALP Conference, Trieste. Mem. Sci. Geol. 54, 23-26





## Anhang A - Technische Spezifikationen der Datenakquisition

Aufgrund der Aufteilung des Projekts in verschiedene Phasen waren die refraktionsseismischen Messungen sowohl aufwendig als auch durch die begrenzte Verfügbarkeit von Messstationen relativ unregelmäßig. Dies betrifft insbesondere die Mohokartierung (TP 4), die 1998 mit 50 modernen Registriereinheiten ausgestattet war und 1999 mit 10 älteren Geräten auskommen musste, von denen zwei aufgrund schlechten Empfangs Daten ohne Zeitmarken lieferten. Die Aktive Tomographie (TP5) dagegen konnte 1999 über 32 Stationen gegenüber 25 im Jahre 1998 verfügen. Die Passive Tomographie (TP6) hatte während der aktiven Phase 1999 keine Stationen aufgebaut, während sie 1998 über 25 verfügte (vgl. Abb. 8.3). Insgesamt zeichneten also 110 seismologische 3K-Stationen im Jahr 1998 und 40 im Jahr 1999 die aktiven seismischen Quellen auf<sup>15</sup>.

Als Quellen wurden Sprengungen und Vibroseissignale verwendet. An einem Sprengpunkt (SP) wurden in der Regel 90kg Sprengstoff verteilt auf 3 Bohrlöcher à 20-30m zeitgleich gezündet. In einigen Fällen mussten die drei Teilladungen hintereinander gesprengt werden, um naheliegende Gebäude nicht zu gefährden. Die Vibroseissignale wurden von 4 Vibratoren mit je 125kN (1998) bzw. 218kN (1999) *peak force* in einem nominellen Abstand von 100m mit 8 *sweeps* pro Vibrationspunkt (VP) abgetan. Es wurde mit einem 28s langen linearen *upsweep* von 10-48Hz gearbeitet.

Als Aufnehmer wurden MARK L4-3D 1Hz-Seismometer, einige STS-2 Breitbandseismometer, sowie bei der Mohokartierung 1999 3K- und Vertikal-Geophonketten vom Typ SM-6/B mit 4.5Hz Eigenfrequenz eingesetzt. Alle diese Aufnehmer eignen sich sehr gut für die beabsichtigten Zwecke, da sie den interessierenden Frequenzbereich von ca. 4-48Hz unverzerrt aufzeichnen. Die hauptsächlich verwendeten 1Hz-Seismometer wurden zusätzlich vor der Messung individuell auf dem Schütteltisch hinsichtlich der Linearität der Übertragung im betrachteten Frequenzbereich geprüft.

Registriert wurde mit PDAS 100, RefTek der Serie 72A, einer MARS88, sowie bei der Mohokartierung 1999 mit PCM5800-Stationen. Bis auf die PCM haben alle Stationen kontinuierlich aufgezeichnet. Aufgrund zu geringer Speicher- und Energiekapazitäten der PCM konnten diese nur 2h am Tag registrieren und somit nur die innerhalb verabredeter Zeitfenster abgeschossenen Sprengungen aufzeichnen.

---

15) Zusätzlich wurden von der ETH Zürich während der aktiven Phase 1998 ein Dutzend Stationen in Norditalien aufgestellt, die jedoch getriggert waren. Keiner der Schüsse löste einen Trigger aus und an einigen Stationen zufällig registrierte Schüsse zeigten auch keine erkennbaren Einsätze. Die Stationen wurden daher ignoriert.

Die seismischen Signale wurden mit 200Hz (PDAS, RefTek) bzw. 125Hz (RefTek, MARS light, PCM) abgetastet. In beiden Fällen ist ein hinreichender Abstand zwischen der oberen Grenzfrequenz des Signals und der Nyquistfrequenz gewährleistet.

Die absolute Zeit wurde über GPS (PDAS, RefTek) oder DCF (PCM, MARS) empfangen. Der DCF-Empfang am Alpensüdrand war schlecht und die Messungen dadurch teilweise nicht brauchbar. Der Qualität des GPS-Empfangs war je nach Lage der Station sehr unterschiedlich, im Allgemeinen aber ausreichend. Die Zeitgenauigkeit der PDAS sowie der Stationen mit DCF-Empfang kann als sehr gut angesehen werden. Eine ausführliche nachträgliche Analyse der Zeitfehler der RefTek-Stationen wurde im TRANSALP-Zwischenbericht (Gebrande *et al.*, 1999) vorgelegt.

Die Daten wurden im Gelände auf Festplatte bzw. Magnetband (PCM-Stationen) aufgezeichnet und dann in einer Feldzentrale auf DAT und CD archiviert. Die in TP4/5/6 während der aktiven Kampagnen 1998/99 akquirierten Daten sind in unkomprimierten seismologischen bzw. seismischen Formaten (PDAS und SEG-Y) auf etwa 1000 CDs gespeichert und haben einen Umfang von ca. 1 TB.

## Anhang B - Koordinaten

Voraussetzung jeder Auswertung ist eine möglichst exakte Erfassung der Messgeometrie. Diese wurde quelseitig vom Kontraktor zur Verfügung gestellt. Ihre Qualität wurde im Rahmen dieser Arbeit überprüft. Außerdem wurden die Stationspositionen ermittelt.

Die höchsten Ansprüche an die Genauigkeit werden durch die Wellenfeldbearbeitung der hochfrequenten Vibroseissignale gestellt. Phasengerechtes Stapeln von Signalen im 40Hz-Bereich erfordert eine relative Quellpositionsgenauigkeit von 10-20m. Denn dies entspricht bei einer Durchschnittsgeschwindigkeit der Kruste von 6km/s einem Zeitfehler von ca. 2-4ms, also etwa 1/8 Periode. Für die ebenfalls zu stapelnden wiederholten SPe an den Enden der Querlinien genügt aufgrund des tieferen Frequenzgehalts eine relative Genauigkeit von 25-50m. Die Phasenkorrelation der Signale von eng benachbarten Schüssen ermöglicht zugleich eine Qualitätskontrolle der vom Kontraktor gelieferten Quellpositionen in dieser Größenordnung. Während die VP-Koordinaten die Kriterien erfüllten, wurde bei den SP-Koordinaten eine Vielzahl von relativen Fehlern gefunden und behoben (s.u.).

Eine obere Grenze für einen tolerierbaren absoluten Fehler der Lokationsbestimmung kann aufgrund der Nichtlinearität der Geschwindigkeitsbestimmung kaum allgemein festgelegt werden. In Abhängigkeit von der konkreten Modellparameterisierung, der Überdeckung und vielen anderen Parametern kann sich im Prinzip ein und derselbe Lokationsfehler wenig bis gravierend auswirken. Generelle Fragen der Genauigkeit wurden bereits in Abschnitt 4.4 erörtert. Dort wurde aber auch festgestellt, dass sich ein (systematischer) Fehler von bis zu 30ms nicht signifikant auf das Ergebnis auszuwirken scheint. Dieser Zeitbetrag entspricht etwa einer Positionsgenauigkeit von 200m. Bei entsprechender Sorgfalt ist diese Genauigkeitsanforderung aber um den Faktor 5-10 zu übertreffen.

## Quellkoordinaten

Die vom Kontraktor mit dem "Drilling Report" gelieferten Schusspunktskoordinaten sind qualitativ teilweise unbefriedigend. Dies zeigte sich bei Versuchen, die Querlinienschüsse '99 zu stapeln. Bei eng benachbarten Schusslokalationen (Entfernungen im 100m-Bereich) kann man davon ausgehen, dass die Messergebnisse der Einzelschüsse bereits nach einer linearen Entfernungskorrektur (LMO) nahezu identisch sein müssen. Tatsächlich ergeben sich jedoch Phasendifferenzen bis zu  $180^\circ$  (z.B. Q2E, Hauptlinienregistrierung). Deshalb wurden die Koordinaten der Querlinienschüsse<sup>16</sup> einer intensiven Qualitätskontrolle unterzogen.

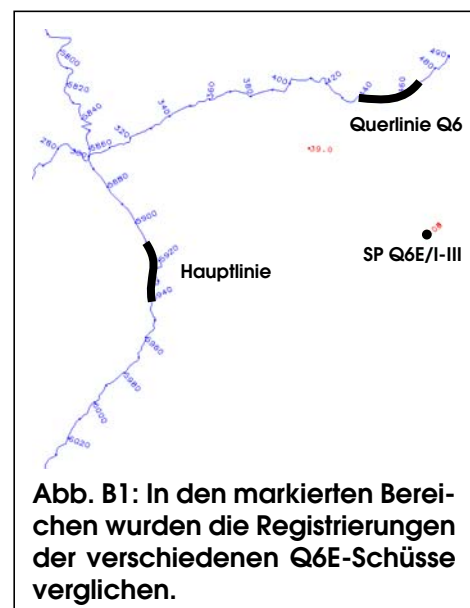
Dabei konnten sowohl Vertauschungen der Koordinaten verschiedener Schüsse als auch fehlerhafte Einmessungen festgestellt werden. Die Verwechslungen betreffen die Koordinaten von Q2E-I und Q2E-II<sup>17</sup>, von Q2W-I und Q2W-II<sup>18</sup>, sowie Q5E-I und Q5E-III. Darüber hinaus gehende Fehler können vermutlich zurück geführt werden auf die Einmessung von Markierungen, die nicht mit den realen Bohrlöchern übereinstimmen.

Um solche Fehler aufzudecken, wurde für die Querlinienschüsse mittels der Haupt- und Querlinienregistrierungen eine Relativlokalisierung durchgeführt. Dies soll kurz am Beispiel der Schusspunkte Q6E (Abb. B1) erläutert werden, für die vom Kontraktor nur eine gemeinsame Koordinate angegeben wurde.

Aufgrund der geometrischen Anordnung gibt die Hauptlinienregistrierung im markierten Bereich Aufschluss über die relative E-W-Lage der drei Schusslokalationen, da sich eine Änderung dieser Lage sehr stark auf die Entfernungen zu diesem Abschnitt der Linie auswirkt. Dagegen hat eine E-W-Verschiebung auf die Entfernungen zum markierten Querlinienabschnitt fast keinen Einfluss.

Eine Änderung der N-S-Lage der Relativpositionen der beiden Schusslokalationen wirkt sich genau umgekehrt aus. Dadurch können die Relativkoordinaten der Schusslokalationen getrennt und somit sehr einfach ermittelt werden.

Die Möglichkeit der Missinterpretation einer statischen Zeitverschiebung als Geometriefehler wurde durch die Einbeziehung der Einzelstationsregistrierungen minimiert.



**Abb. B1: In den markierten Bereichen wurden die Registrierungen der verschiedenen Q6E-Schüsse verglichen.**

16) Hauptlinienschüsse sind in der Regel nur einmal gefallen.

17) Bez. laut THOR; entspricht Q2E-II u. Q2E-III im Gesamtprojekt, da Q2E-I 1998 geschossen wurde.

18) entspricht Q2W-II u. Q2W-III im Gesamtprojekt

Der Ausschnitt aus der Hauptlinienregistrierung (vgl. Abb. B2) zeigt, dass die Ersteinsätze von Q6E-I relativ spät (7 ms), die von Q6E-III zu früh (10 ms) kommen. Ähnlich verhält es sich bezüglich der Querlinie, nur dass hier die Unterschiede kleiner sind. Die Zeitversätze können mit der Reduktionsgeschwindigkeit (die in etwa der Durchschnittsgeschwindigkeit entspricht) direkt in Entfernungsunterschiede umgerechnet werden (vgl. Tabelle).

Im vorliegenden Fall gaben die Einzelstationsbeobachtungen auch keine Hinweise auf irgendwelche Zeitfehler.

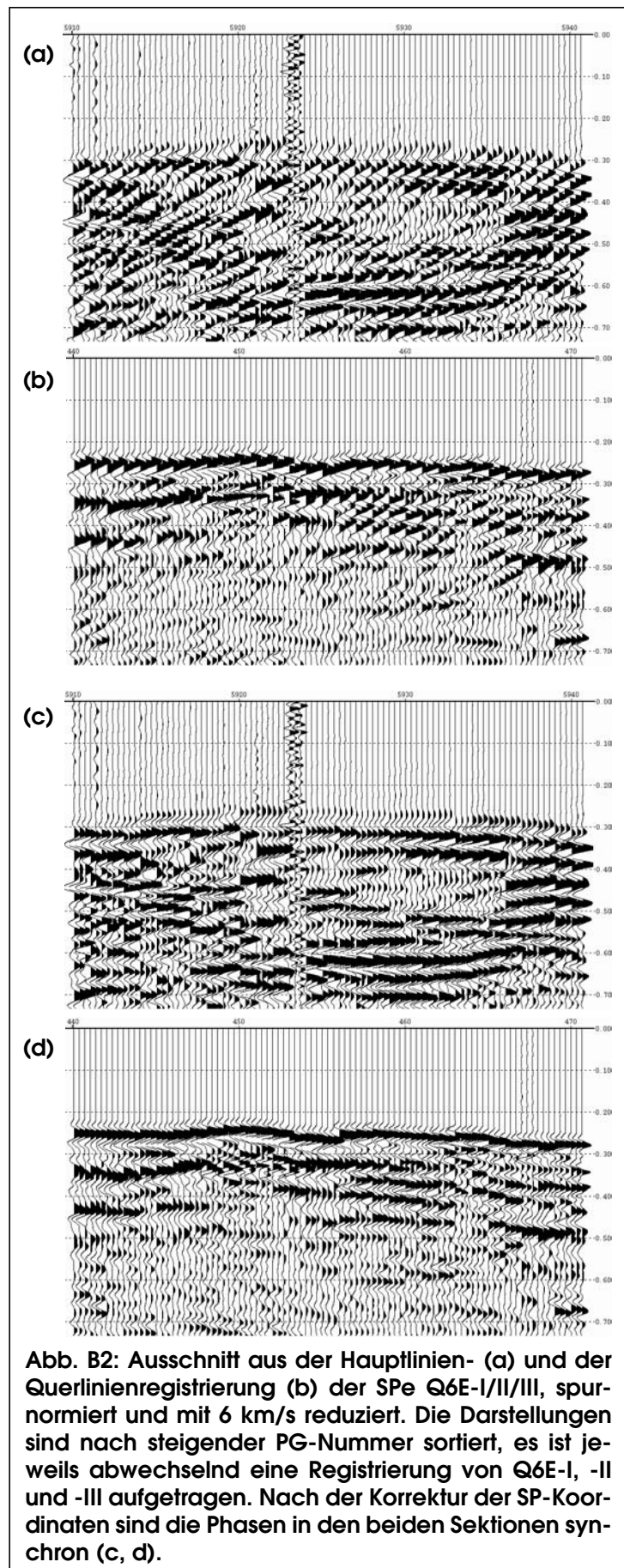
Auf diese Art wurde alle Querlinienschnitte bearbeitet. Die folgenden Tabellen geben eine Übersicht über die Abweichungen:

| Q3W | I | II | III |
|-----|---|----|-----|
| dRW | 0 | -  | -80 |
| dHW | 0 | -  | +80 |
| dt  | 0 | -  | -4  |

| Q4W | I   | II | III |
|-----|-----|----|-----|
| dRW | +40 | -  | -25 |
| dHW | 0   | -  | 0   |

| Q4E | Ia  | Ib | II  | III |
|-----|-----|----|-----|-----|
| dRW | +20 | -  | 0   | 0   |
| dHW | 0   | -  | +20 | +20 |

| Q5W | I  | II | III |
|-----|----|----|-----|
| dRW | 0  | -  | +25 |
| dHW | 0  | -  | 0   |
| dt  | +4 | -  | 0   |



| Q5E | I | II | III |
|-----|---|----|-----|
| dRW | 0 | -  | +25 |
| dHW | 0 | -  | +25 |

| Q6E | I   | II | III |
|-----|-----|----|-----|
| dRW | +40 | -  | -60 |
| dHW | -10 | -  | +10 |

| Q6W | IIa  | IIb  | IIc  | IIIa | IIIb | IIIc |
|-----|------|------|------|------|------|------|
| dRW | 0    | -115 | -80  | -68  | -85  | -10  |
| dHW | -100 | -150 | -145 | -135 | -127 | -90  |

Die Angaben sind in Meter bzw. Millisekunden.

“-” bedeutet, dass die anderen Koordinaten relativ zu dieser bestimmt wurden.

Der Fehler kann mit  $\pm 25\text{m}$  Entfernung bzw.  $\pm 4\text{ms}$  Abtastrate abgeschätzt werden, allerdings hängt er auch von der konkreten Geometrie ab und kann daher stark variieren.

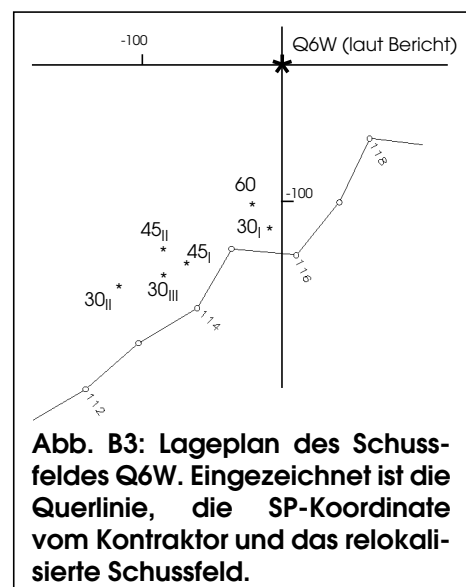
Für den Schusspunkt Q3E konnte auf diese Art keine Relativlokalisierung gemacht werden, da die Abstände zwischen den einzelnen Lokationen mehrere hundert Meter betragen und damit zu groß für eine sinnvolle Phasenkorrelation sind.

Für die Schusspunkte Q3W, Q3E, Q4W, Q5E waren vom Kontraktor je drei, für Q4E, Q5W, Q6W, Q6E je eine Koordinate geliefert worden.

Entfernungsänderungen im Bereich von etwa 50m sind bei Lokationen mit nur einer Koordinate nicht verwunderlich. Hier fällt nur Q6W aus dem Rahmen. Auf der Basis der Annahme korrekter Querliniengeometrie konnte mit der sehr nahegelegenen Querlinie (20-50m von den Lokationen entfernt) für dieses Schussfeld sogar eine absolute Lokalisierung durchgeführt werden (Abb. B3). Dabei hat sich zwar die Skizze im Bericht des Kontraktors als qualitativ richtig erwiesen, aber ergeben sich quantitative Differenzen im 100m-Bereich.

Lokationen, für die bereits drei Koordinaten geliefert wurden, sollten eigentlich keinen signifikanten Änderungen unterliegen. Dies ist jedoch bei Q3W der Fall. Dort stehen die angegebenen Koordinaten jedoch bereits im Bericht des Kontraktors im Widerspruch zum beigelegten Lageplan.

Die folgende Liste enthält die korrigierten Schusskoordinaten. Alle Änderungen gegenüber dem Bericht von THOR sind fett unterlegt. Die erwähnten Vertauschungen (Q2W, Q2E, Q5E)



können als gesichert angesehen werden. Alle anderen Änderungen sind fehlerbehaftet. Der relative Fehler beträgt etwa  $\pm 25\text{m}$  (s.o.). Der absolute Fehler ist unbekannt.

| SHOT  | #  | FFID | SP | UTC          | d   | date     | c  | lon      | lat      | GK-R    | GK-H    | UTM-R  | UTM-H   | elv  | up   |
|-------|----|------|----|--------------|-----|----------|----|----------|----------|---------|---------|--------|---------|------|------|
| 1     | 01 | 6008 | 01 | 16:10:10.955 | 266 | 23.09.98 | 90 | 11.88897 | 47.74740 | 4491782 | 5289906 | 716545 | 5292268 | 1004 | 27.0 |
| 2     | 02 | 6001 | 02 | 15:43:02.017 | 262 | 19.09.98 | 90 | 11.90607 | 47.71518 | 4493060 | 5286321 | 717961 | 5288734 | 1130 | 19.5 |
| 3     | 03 | 6032 | 03 | 15:35:31.531 | 268 | 25.09.98 | 90 | 11.84498 | 47.69198 | 4488471 | 5283749 | 713475 | 5285986 | 1140 | 27.5 |
| 4     | 04 | 6005 | 04 | 15:56:08.560 | 266 | 23.09.98 | 90 | 11.91269 | 47.62566 | 4493545 | 5276368 | 718831 | 5278806 | 1050 | 20.5 |
| 5     | 05 | 6044 | 05 | 17:19:14.998 | 273 | 30.09.98 | 90 | 11.88576 | 47.56713 | 4491512 | 5269863 | 717051 | 5272226 | 765  | 8.5  |
| 6     | 06 | 6035 | 06 | 16:01:39.115 | 268 | 25.09.98 | 90 | 11.90856 | 47.54656 | 4493225 | 5267574 | 718851 | 5270004 | 768  | 16.0 |
| 8a    | 07 | 6047 | 08 | 15:28:31.753 | 274 | 01.10.98 | 30 | 11.87651 | 47.48510 | 4490801 | 5260744 | 716693 | 5263085 | 929  | 10.0 |
| 8b    | 08 | 6048 | 09 | 15:37:49.919 | 274 | 01.10.98 | 60 | 11.87626 | 47.48495 | 4490782 | 5260727 | 716674 | 5263067 | 928  | 9.5  |
| 10    | 09 | 6051 | 13 | 15:58:15.951 | 274 | 01.10.98 | 90 | 11.89203 | 47.37959 | 4491955 | 5249011 | 718298 | 5251403 | 1510 | 15.5 |
| Q1W1a | 10 | 6027 | 65 | 09:17:59.956 | 267 | 24.09.98 | 60 | 11.75433 | 47.55934 | 4481619 | 5269020 | 707196 | 5271001 | 970  | 12.0 |
| Q1W1b | 11 | 6029 | 66 | 09:38:16.326 | 267 | 24.09.98 | 30 | 11.75418 | 47.55905 | 4481608 | 5268987 | 707187 | 5270968 | 970  | 13.0 |
| Q1W2  | 12 | 6041 | 67 | 16:53:06.830 | 273 | 30.09.98 | 90 | 11.74876 | 47.57708 | 4481206 | 5270993 | 706707 | 5272957 | 1290 | 12.0 |
| Q1E1  | 13 | 6024 | 68 | 09:06:47.523 | 267 | 24.09.98 | 90 | 12.00416 | 47.56935 | 4500421 | 5270103 | 725946 | 5272810 | 989  | 18.0 |
| Q1E2  | 14 | 6038 | 69 | 16:33:13.554 | 273 | 30.09.98 | 90 | 12.00407 | 47.56875 | 4500414 | 5270037 | 725941 | 5272744 | 990  | 17.5 |
| Q2W1  | 15 | 6059 | 70 | 08:12:31.404 | 275 | 02.10.98 | 90 | 11.79844 | 47.42707 | 4484901 | 5254304 | 711045 | 5256421 | 905  | 26.5 |
| Q2E1  | 16 | 6054 | 73 | 17:17:03.091 | 274 | 01.10.98 | 90 | 11.98005 | 47.49936 | 4498605 | 5262322 | 724431 | 5264963 | 678  | 20.0 |
| Q2W2  | 17 | 8501 | 71 | 15:56:47.647 | 279 | 06.10.99 | 90 | 11.79788 | 47.42827 | 4484859 | 5254438 | 710997 | 5256553 | 903  | 22.0 |
| Q2E2  | 18 | 8504 | 74 | 17:48:37.438 | 279 | 06.10.99 | 90 | 11.98028 | 47.49930 | 4498622 | 5262315 | 724449 | 5264957 | 686  | 16.0 |
| 7     | 19 | 8507 | 07 | 15:13:48.475 | 280 | 07.10.99 | 90 | 11.87271 | 47.51535 | 4490520 | 5264107 | 716282 | 5266435 | 1090 | 15.0 |
| 9a    | 20 | 8509 | 10 | 15:28:59.938 | 280 | 07.10.99 | 90 | 11.85517 | 47.44183 | 4489184 | 5255936 | 715262 | 5258217 | 587  | 13.5 |
| 12a   | 21 | 8512 | 15 | 15:44:16.649 | 281 | 08.10.99 | 30 | 11.93786 | 47.29230 | 4495408 | 5239303 | 722123 | 5241833 | 1854 | 22.5 |
| Q3E1  | 22 | 8514 | 79 | 16:07:01.323 | 281 | 08.10.99 | 90 | 12.04475 | 47.21858 | 4503498 | 5231106 | 730525 | 5233951 | 1619 | 15.0 |
| 12b   | 23 | 8516 | 16 | 16:18:50.384 | 281 | 08.10.99 | 60 | 11.93786 | 47.29230 | 4495408 | 5239303 | 722123 | 5241833 | 1854 | 0.0  |
| Q3W1  | 24 | 8520 | 76 | 17:18:02.648 | 281 | 08.10.99 | 90 | 11.73995 | 47.14669 | 4480384 | 5223146 | 707729 | 5225108 | 1742 | 25.5 |
| 11    | 25 | 8523 | 14 | 15:09:29.956 | 284 | 11.10.99 | 90 | 11.89063 | 47.32659 | 4491841 | 5243119 | 718411 | 5245510 | 1370 | 15.0 |
| 14a   | 26 | 8525 | 18 | 15:18:56.006 | 284 | 11.10.99 | 30 | 11.93600 | 47.20897 | 4495260 | 5230039 | 722332 | 5232568 | 1330 | 13.5 |
| 14b   | 27 | 8527 | 19 | 15:29:53.808 | 284 | 11.10.99 | 60 | 11.93600 | 47.20897 | 4495260 | 5230039 | 722332 | 5232568 | 1330 | 13.5 |
| Q2E3  | 28 | 8530 | 75 | 15:45:26.550 | 288 | 15.10.99 | 90 | 11.98183 | 47.49916 | 4498739 | 5262300 | 724566 | 5264946 | 680  | 15.0 |
| 13    | 29 | 8532 | 17 | 16:07:16.808 | 288 | 15.10.99 | 90 | 11.93572 | 47.27855 | 4495245 | 5237775 | 722019 | 5240300 | 1791 | 24.5 |
| Q2W3  | 30 | 8534 | 72 | 16:16:02.298 | 288 | 15.10.99 | 90 | 11.79873 | 47.42717 | 4484923 | 5254315 | 711066 | 5256433 | 920  | 18.0 |
| 16a   | 31 | 8538 | 21 | 15:09:45.347 | 291 | 18.10.99 | 30 | 11.90989 | 47.08564 | 4493266 | 5216330 | 720865 | 5218790 | 1225 | 20.0 |
| 16b   | 32 | 8540 | 22 | 15:45:02.377 | 291 | 18.10.99 | 60 | 11.90989 | 47.08564 | 4493266 | 5216330 | 720865 | 5218790 | 1225 | 22.0 |
| 15    | 33 | 8542 | 20 | 16:11:48.613 | 291 | 18.10.99 | 90 | 11.91488 | 47.15631 | 4493653 | 5224186 | 720950 | 5226657 | 1456 | 12.5 |
| Q3E2  | 34 | 8545 | 80 | 14:41:11.597 | 292 | 19.10.99 | 90 | 12.05005 | 47.22108 | 4503899 | 5231385 | 730915 | 5234246 | 1579 | 15.0 |
| Q3W2  | 35 | 8547 | 77 | 14:58:55.592 | 292 | 19.10.99 | 90 | 11.73899 | 47.14601 | 4480311 | 5223070 | 707659 | 5225029 | 1751 | 23.5 |
| 18a   | 36 | 8550 | 24 | 14:43:24.818 | 294 | 21.10.99 | 30 | 11.94299 | 47.01089 | 4495773 | 5208017 | 723689 | 5210578 | 1803 | 18.0 |
| 18b   | 37 | 8552 | 25 | 14:55:50.257 | 294 | 21.10.99 | 60 | 11.94299 | 47.01089 | 4495773 | 5208017 | 723689 | 5210578 | 1803 | 18.0 |
| Q4E1a | 38 | 8555 | 86 | 14:07:29.028 | 295 | 22.10.99 | 30 | 12.08392 | 46.96994 | 4506495 | 5203467 | 734580 | 5206440 | 1781 | 11.0 |
| Q4E1b | 39 | 8557 | 87 | 14:23:01.564 | 295 | 22.10.99 | 60 | 12.08366 | 46.96994 | 4506475 | 5203467 | 734560 | 5206440 | 1781 | 23.0 |
| Q4W1  | 40 | 8559 | 83 | 15:33:42.278 | 295 | 22.10.99 | 90 | 11.76735 | 46.90799 | 4482384 | 5196602 | 710745 | 5198656 | 2080 | 20.0 |
| Q3E3a | 41 | 8562 | 81 | 14:48:14.780 | 296 | 23.10.99 | 30 | 12.04762 | 47.22231 | 4503715 | 5231521 | 730725 | 5234374 | 1506 | 0.0  |
| Q3E3b | 42 | 8564 | 82 | 15:08:27.432 | 296 | 23.10.99 | 60 | 12.04762 | 47.22231 | 4503715 | 5231521 | 730725 | 5234374 | 1506 | 0.0  |
| Q3W3  | 43 | 8566 | 78 | 15:18:08.356 | 296 | 23.10.99 | 90 | 11.73729 | 47.14581 | 4480182 | 5223049 | 707531 | 5225003 | 1754 | 54.0 |
| 17    | 44 | 8568 | 23 | 15:51:41.564 | 296 | 23.10.99 | 90 | 11.92551 | 47.06449 | 4494450 | 5213977 | 722139 | 5216484 | 1476 | 17.0 |
| 20    | 45 | 8571 | 27 | 14:16:32.398 | 298 | 25.10.99 | 90 | 11.90123 | 46.93697 | 4492588 | 5199803 | 720821 | 5202246 | 1941 | 17.0 |

| SHOT  | #  | FFID | SP  | UTC          | d   | date     | c   | lon      | lat      | GK-R    | GK-H    | UTM-R  | UTM-H   | elv  | up   |
|-------|----|------|-----|--------------|-----|----------|-----|----------|----------|---------|---------|--------|---------|------|------|
| 19    | 46 | 8574 | 26  | 11:20:51.705 | 299 | 26.10.99 | 90  | 11.95928 | 46.97266 | 4497010 | 5203766 | 725089 | 5206376 | 1748 | 23.0 |
| Q4E2  | 47 | 8577 | 88  | 14:15:44.971 | 300 | 27.10.99 | 90  | 12.08366 | 46.97012 | 4506475 | 5203487 | 734560 | 5206460 | 1781 | 11.0 |
| Q4W2  | 48 | 8579 | 84  | 14:35:00.676 | 300 | 27.10.99 | 90  | 11.76775 | 46.90800 | 4482414 | 5196604 | 710775 | 5198660 | 2074 | 20.5 |
| 22    | 49 | 8582 | 29  | 14:11:45.783 | 301 | 28.10.99 | 90  | 11.91972 | 46.83732 | 4493984 | 5188723 | 722639 | 5191225 | 1824 | 12.0 |
| 21    | 50 | 8584 | 28  | 14:28:28.121 | 301 | 28.10.99 | 90  | 11.97557 | 46.87305 | 4498246 | 5192693 | 726747 | 5195356 | 1755 | 0.0  |
| Q5W1  | 51 | 8587 | 90  | 14:24:26.858 | 302 | 29.10.99 | 90  | 11.74657 | 46.66392 | 4480713 | 5169475 | 710110 | 5171482 | 1621 | 19.5 |
| Q5E1  | 52 | 8589 | 93  | 14:37:07.418 | 302 | 29.10.99 | 90  | 12.03847 | 46.73511 | 4503049 | 5177359 | 732134 | 5180213 | 1591 | 23.0 |
| Q4E3  | 53 | 8592 | 89  | 14:40:00.529 | 306 | 02.11.99 | 90  | 12.08366 | 46.97012 | 4506475 | 5203487 | 734560 | 5206460 | 1781 | 11.0 |
| Q4W3  | 54 | 8594 | 85  | 14:57:11.754 | 306 | 02.11.99 | 90  | 11.76810 | 46.90810 | 4482441 | 5196615 | 710801 | 5198672 | 2069 | 12.0 |
| 24    | 55 | 8597 | 31  | 11:49:13.185 | 307 | 03.11.99 | 90  | 11.89162 | 46.74981 | 4491827 | 5178998 | 720855 | 5181423 | 1683 | 24.5 |
| 23    | 56 | 8599 | 30  | 12:00:43.292 | 307 | 03.11.99 | 90  | 11.89981 | 46.80030 | 4492460 | 5184609 | 721273 | 5187055 | 976  | 23.0 |
| Q5W2  | 57 | 8602 | 91  | 14:47:54.606 | 308 | 04.11.99 | 90  | 11.74604 | 46.66347 | 4480673 | 5169425 | 710072 | 5171430 | 1621 | 19.0 |
| Q5E2  | 58 | 8604 | 94  | 15:08:02.873 | 308 | 04.11.99 | 90  | 12.03865 | 46.73578 | 4503063 | 5177433 | 732145 | 5180287 | 1573 | 13.0 |
| 26    | 59 | 8606 | 33  | 14:37:26.877 | 309 | 05.11.99 | 90  | 11.93344 | 46.64241 | 4495013 | 5167055 | 724494 | 5169607 | 1703 | 23.0 |
| 25    | 60 | 8608 | 32  | 14:48:09.808 | 309 | 05.11.99 | 90  | 11.83424 | 46.67669 | 4487426 | 5170877 | 716766 | 5173138 | 1869 | 18.0 |
| 27    | 61 | 8610 | 34  | 15:20:25.043 | 309 | 05.11.99 | 90  | 11.94982 | 46.62760 | 4496266 | 5165408 | 725809 | 5168009 | 2018 | 27.0 |
| 29a   | 62 | 8613 | 36  | 14:28:25.378 | 312 | 08.11.99 | 30  | 11.99260 | 46.52640 | 4499541 | 5154157 | 729511 | 5156888 | 2186 | 23.0 |
| 29b   | 63 | 8614 | 37  | 14:34:28.002 | 312 | 08.11.99 | 60  | 11.99260 | 46.52640 | 4499541 | 5154157 | 729511 | 5156888 | 2186 | 14.0 |
| 30    | 64 | 8616 | 38  | 14:49:23.159 | 312 | 08.11.99 | 90  | 11.98973 | 46.48152 | 4499320 | 5149168 | 729479 | 5151893 | 1526 | 15.5 |
| 9b    | 65 | 8618 | 11  | 15:14:38.900 | 312 | 08.11.99 | 95  | 11.85517 | 47.44183 | 4489184 | 5255936 | 715262 | 5258217 | 587  | 20.5 |
| 28    | 66 | 8620 | 35  | 15:38:20.330 | 312 | 08.11.99 | 90  | 11.93527 | 46.55190 | 4495145 | 5156994 | 725009 | 5159557 | 1803 | 23.0 |
| Q5E3  | 67 | 8623 | 95  | 14:33:57.179 | 313 | 09.11.99 | 90  | 12.03920 | 46.73678 | 4503105 | 5177544 | 732183 | 5180400 | 1568 | 11.0 |
| Q5W3  | 68 | 8625 | 92  | 14:49:34.868 | 313 | 09.11.99 | 90  | 11.74637 | 46.66347 | 4480698 | 5169425 | 710097 | 5171431 | 1621 | 18.0 |
| Q6E1  | 69 | 8628 | 104 | 13:16:16.451 | 314 | 10.11.99 | 90  | 12.09099 | 46.41809 | 4507104 | 5142121 | 737527 | 5145145 | 1724 | 22.5 |
| 32a   | 70 | 8630 | 40  | 13:29:24.109 | 314 | 10.11.99 | 30  | 11.93995 | 46.38066 | 4495489 | 5137958 | 726075 | 5140543 | 1253 | 27.5 |
| 32b   | 71 | 8632 | 41  | 13:37:49.986 | 314 | 10.11.99 | 60  | 11.93995 | 46.38066 | 4495489 | 5137958 | 726075 | 5140543 | 1253 | 28.5 |
| Q6W1a | 72 | 8635 | 96  | 13:24:00.528 | 315 | 11.11.99 | 5   | 11.89667 | 46.42325 | 4492166 | 5142696 | 722574 | 5145153 | 1522 | 24.5 |
| Q6W1b | 73 | 8637 | 97  | 13:38:56.111 | 315 | 11.11.99 | 10  | 11.89667 | 46.42325 | 4492166 | 5142696 | 722574 | 5145153 | 1522 | 27.0 |
| 31    | 74 | 8639 | 39  | 15:29:49.555 | 315 | 11.11.99 | 90  | 12.05816 | 46.43590 | 4504579 | 5144099 | 734928 | 5147026 | 1480 | 16.0 |
| Q6W2a | 75 | 8642 | 98  | 14:24:29.133 | 316 | 12.11.99 | 30  | 11.89817 | 46.42370 | 4492281 | 5142746 | 722687 | 5145207 | 1522 | 23.0 |
| Q6W2b | 76 | 8644 | 99  | 14:32:03.665 | 316 | 12.11.99 | 30  | 11.89667 | 46.42325 | 4492166 | 5142696 | 722574 | 5145153 | 1522 | 19.0 |
| Q6W2c | 77 | 8646 | 100 | 14:39:58.378 | 316 | 12.11.99 | 30  | 11.89713 | 46.42330 | 4492201 | 5142701 | 722609 | 5145159 | 1522 | 23.5 |
| 34    | 78 | 8648 | 43  | 14:54:46.603 | 316 | 12.11.99 | 90  | 12.09221 | 46.28037 | 4507216 | 5126813 | 738219 | 5129847 | 935  | 11.5 |
| Q6E2  | 79 | 8651 | 105 | 14:09:46.331 | 319 | 15.11.99 | 90  | 12.09047 | 46.41818 | 4507064 | 5142131 | 737487 | 5145153 | 1724 | 23.5 |
| Q6W3a | 80 | 8654 | 101 | 15:09:13.009 | 320 | 16.11.99 | 45  | 11.89728 | 46.42339 | 4492213 | 5142711 | 722621 | 5145169 | 1522 | 21.0 |
| Q6W3b | 81 | 8656 | 102 | 15:23:44.812 | 320 | 16.11.99 | 45  | 11.89706 | 46.42346 | 4492196 | 5142719 | 722604 | 5145177 | 1522 | 24.0 |
| Q6W3c | 82 | 8658 | 103 | 15:34:34.923 | 320 | 16.11.99 | 60  | 11.89804 | 46.42379 | 4492271 | 5142756 | 722677 | 5145217 | 1522 | 16.0 |
| Q6E3  | 83 | 8660 | 106 | 15:46:00.779 | 320 | 16.11.99 | 90  | 12.08969 | 46.41827 | 4507004 | 5142141 | 737427 | 5145161 | 1724 | 23.0 |
| 9c    | 84 | 8663 | 12  | 14:20:58.900 | 321 | 17.11.99 | 120 | 11.85650 | 47.44183 | 4489284 | 5255936 | 715362 | 5258221 | 587  | 21.0 |
| 33    | 85 | 8665 | 42  | 14:35:03.933 | 321 | 17.11.99 | 90  | 12.03864 | 46.34941 | 4503083 | 5134483 | 733798 | 5137358 | 1291 | 18.0 |
| 35    | 86 | 8667 | 44  | 14:42:11.209 | 321 | 17.11.99 | 90  | 12.00591 | 46.25146 | 4500565 | 5123595 | 731693 | 5126379 | 1248 | 10.5 |
| 36    | 87 | 8670 | 45  | 14:06:42.050 | 322 | 18.11.99 | 90  | 12.14501 | 46.17985 | 4511306 | 5115645 | 742730 | 5118839 | 951  | 17.0 |
| 37a   | 88 | 8672 | 46  | 14:13:26.271 | 322 | 18.11.99 | 30  | 12.08366 | 46.12493 | 4506575 | 5109534 | 738232 | 5112551 | 316  | 16.0 |
| 37b   | 89 | 8674 | 47  | 14:20:10.913 | 322 | 18.11.99 | 30  | 12.08366 | 46.12493 | 4506575 | 5109534 | 738232 | 5112551 | 316  | 14.5 |
| 37c   | 90 | 8676 | 48  | 14:27:28.455 | 322 | 18.11.99 | 30  | 12.08366 | 46.12493 | 4506575 | 5109534 | 738232 | 5112551 | 316  | 14.5 |

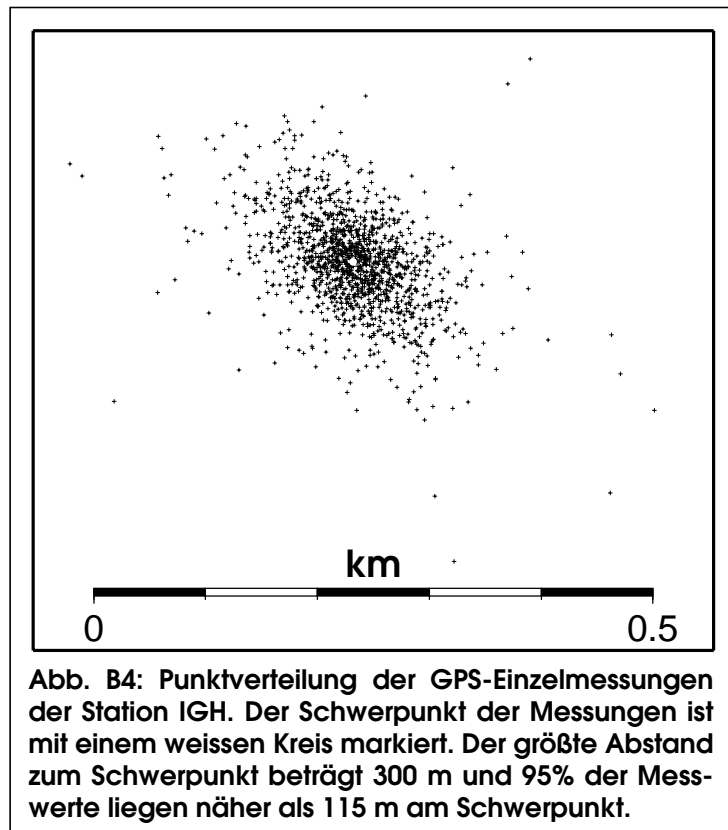
geographische Koordinaten: WGS 84, Gauss-Krüger-Koordinaten: Bessel, UTM-Koordinaten: WGS84, Streifen 32  
d: DOY, c: *charge* (Ladung in kg), elv: *elevation* (Höhe in m über NN), up: *uphole time* (Aufzeit in ms)



Auch für die VP-Koordinaten existieren keine Fehlerangaben, allerdings ist deren Qualität aus technischen Gründen relativ verlässlich, da die VPe auf einem - zumindest abschnittsweise - kontinuierlichem Profil verlaufen. Dadurch ergibt sich über gelegentliche Fixpunkte sowie Relativlokalisierungen eine hohe Positionsgenauigkeit. Eventuelle Vertauschungen oder andere sekundäre Fehler sind von M. Simon und E. Lüschen behoben worden (mündliche Mitteilung).

## Stationskoordinaten

Die Stationskoordinaten wurden mittels GPS bestimmt und, soweit möglich, mit Messtischblättern verifiziert. GPS-Lokalisierungen wurden bei der Mehrzahl der Stationen durch die Art des Zeitzeichenempfangs als Nebenprodukt im Abstand von 1-2 Stunden durchgeführt. Dadurch existieren etwa 1000 Messwerte pro Station, die sich sinnvoll statistisch auswerten lassen. Abb. B4 zeigt ein typisches Beispiel für die Verteilung dieser Werte. Deren Streuung ist auf die Qualität der GPS-Empfänger zurückzuführen, deren Genauigkeit auf einen Zeitabgleich und nicht auf eine Lokalisierung ausgelegt ist.



**Abb. B4:** Punktverteilung der GPS-Einzelmessungen der Station IGH. Der Schwerpunkt der Messungen ist mit einem weissen Kreis markiert. Der größte Abstand zum Schwerpunkt beträgt 300 m und 95% der Messwerte liegen näher als 115 m am Schwerpunkt.

Es wurde ein iteratives Mittelungsverfahren angewandt, bei dem zunächst der Schwerpunkt aller Messwerte bestimmt und danach eine erneute Mittelung für alle Punkte bis zu 250m Schwerpunktsabstand durchgeführt wurde. Auf diese Weise konnten offensichtliche Fehllokalisierungen automatisch ausgeschlossen werden. Die so gewonnen Positionen wurden anschließend für den Abstand Antenne-Seismometer korrigiert, der mit Kompass und Schrittmaß näherungsweise eingemessen worden war.

Durch den Vergleich mit Koordinaten aus den Messtischblättern konnte die Qualität der GPS-Messungen überprüft werden. Folgende Tabelle zeigt die Abweichung zwischen genadelten Messtischblatt- und gemittelten und korrigierten GPS-Koordinaten jener Stationen, die 1999 vermessen wurden:

| GPS-X   | GPS-Y   | MAP-X   | MAP-Y   | dx   | dy   | d   | Station | Karte | Fixpt |
|---------|---------|---------|---------|------|------|-----|---------|-------|-------|
| 4488553 | 5265173 | 4488447 | 5265214 | -105 | 41   | 113 | AAS     | 2     | -     |
| 4495488 | 5254346 | 4495418 | 5254236 | -69  | -109 | 129 | ABX     | 2     | -     |
| 4494732 | 5236615 | 4494644 | 5236587 | -87  | -27  | 91  | ADI     | 2     | -     |
| 4492041 | 5245874 | 4491969 | 5245831 | -71  | -42  | 83  | AKL     | 2     | -     |
| 4488951 | 5258498 | 4488856 | 5258748 | -94  | 250  | 267 | AKR     | 2     | --    |
| 4499195 | 5242076 | 4499173 | 5242015 | -21  | -60  | 64  | AMZ     | 2     | -     |
| 4486469 | 5249651 | 4486412 | 5249595 | -56  | -55  | 78  | ASB     | 2     | -     |
| 4495794 | 5224366 | 4495916 | 5224264 | 122  | -101 | 159 | AZG     | 2     | --    |
| 4490745 | 5270703 | 4490677 | 5270661 | -67  | -41  | 79  | AZO     | 2     | -     |

| GPS-X   | GPS-Y   | MAP-X   | MAP-Y   | dx   | dy  | d   | Station | Karte | Fixpt |
|---------|---------|---------|---------|------|-----|-----|---------|-------|-------|
| 4488954 | 5232825 | 4488844 | 5232835 | -109 | 10  | 110 | AZZ     | 2     | -     |
| 4496496 | 5285799 | 4496588 | 5285705 | 92   | -93 | 131 | DFA     | 1     | -     |
| 4493422 | 5288895 | 4493413 | 5288875 | -9   | -20 | 21  | DOG     | 1     | ++    |
| 4488931 | 5278210 | 4488925 | 5278200 | -6   | -10 | 11  | DRO     | 1     | ++    |
| 4493149 | 5280650 | 4493185 | 5280655 | 36   | 5   | 36  | DSS     | 1     | -     |
| 4504109 | 5129436 | 4504108 | 5129457 | -0   | 21  | 21  | IAG     | 4     | -     |
| 4496064 | 5158511 | 4496068 | 5158542 | 4    | 31  | 31  | ICA     | 4     | +     |
| 4498404 | 5135264 | 4498384 | 5135249 | -19  | -14 | 24  | ICC     | 4     | +     |
| 4496498 | 5205834 | 4496529 | 5205847 | 31   | 13  | 34  | ICP     | 3     | +     |
| 4497621 | 5194939 | 4497619 | 5194944 | -1   | 5   | 5   | ICT     | 3     | -     |
| 4501539 | 5153560 | 4501506 | 5153559 | -32  | -0  | 32  | IFA     | 4     | -     |
| 4494903 | 5188591 | 4494894 | 5188589 | -8   | -1  | 9   | IGH     | 3     | -     |
| 4490698 | 5178124 | 4490736 | 5178136 | 38   | 12  | 40  | IGS     | 4     | +     |
| 4483706 | 5200195 | 4483663 | 5200218 | -42  | 23  | 48  | INE     | 4     | +     |
| 4489670 | 5165164 | 4489699 | 5165188 | 29   | 24  | 37  | IPE     | 4     | -     |
| 4497904 | 5145637 | 4497909 | 5145628 | 5    | -8  | 10  | IRO     | 4     | +     |

Gauss-Krüger-Koordinaten: Bessel

Karte: 1) 1:25000 mit GK-Gitter, 2) 1:50000 mit geogr. Gitter, 3) 1:50000 mit UTM-Gitter, 4) 1:50000 mit geogr. Markierungen

Fixpunkt: --) kein Fixpunkt im Umkreis von 500 m, -) kein Fixpunkt im Umkreis von 50-100 m, +) Fixpunkt im Umkreis von 50-100 m, ++) Fixpunkt direkt an der Station

Der Fehler zwischen den Koordinaten variiert mit der Qualität der Karte, vor allem aber mit der Nähe von Fixpunkten, die eine vernünftige Lokalisierung in der Karte überhaupt erst ermöglichen. Die Stationen DOG und DRO standen in aufgelassenen Steinbrüchen, die in 1:25000 Messtischblättern verzeichnet sind. Die Übereinstimmung der Koordinaten für diese Stationen ist gut. Der verbleibende Fehler kann bei der Abschätzung der Seismometerposition innerhalb des Steinbruchs sowie bei der Entnahme der Koordinaten aus der Karte entstanden sein. Andere Stationen mit Fixpunkten in der näheren Umgebung zeigen Abweichungen bis zu 50m. Dieser höhere Wert kann aber darauf zurückgeführt werden, dass die Vergleichswerte aus 1:50000'er Karten entnommen wurden und daher mit einem Ablesefehler von bis zu 50m behaftet sind. Deshalb kann die Genauigkeit der gemittelten GPS-Werte auf etwa 25m abgeschätzt werden. Sie wurden in der Auswertung als Geometrie zugrunde gelegt.

Untenstehende Tabelle zeigt die Koordinaten sämtlicher verwendeter Registrierpunkte.

| Station | Lon      | Lat      | GK-X    | GK-H    | UTM-R    | UTM-H   | Elev | Profil-X | #    | 98 | 99 |
|---------|----------|----------|---------|---------|----------|---------|------|----------|------|----|----|
| DOG     | 11.91060 | 47.73833 | 4493402 | 5288895 | 32718204 | 5291321 | 880  | 121.105  | 5000 | 0  | 1  |
| DFA     | 11.95184 | 47.71029 | 4496493 | 5285774 | 32721415 | 5288322 | 820  | 124.226  | 5001 | 1  | 1  |
| DDB     | 11.85338 | 47.68953 | 4489100 | 5283475 | 32714115 | 5285738 | 1105 | 126.525  | 5002 | 1  | 0  |
| DSS     | 11.90604 | 47.66125 | 4493050 | 5280325 | 32718184 | 5282742 | 1340 | 129.675  | 5003 | 1  | 0  |
| DSP     | 11.90760 | 47.66415 | 4493167 | 5280647 | 32718289 | 5283069 | 1395 | 129.353  | 5004 | 1  | 1  |
| DRO     | 11.85138 | 47.64210 | 4488940 | 5278202 | 32714159 | 5280461 | 1030 | 131.798  | 5005 | 1  | 1  |
| AUP     | 12.00420 | 47.59547 | 4500423 | 5273007 | 32725837 | 5275714 | 1200 | 136.993  | 5006 | 1  | 0  |
| AZO     | 11.87587 | 47.57451 | 4490768 | 5270684 | 32716277 | 5273019 | 1015 | 139.316  | 5007 | 1  | 1  |
| AEL     | 11.94545 | 47.53587 | 4496000 | 5266382 | 32721672 | 5268921 | 800  | 143.618  | 5008 | 1  | 0  |
| AAS     | 11.84641 | 47.52494 | 4488541 | 5265177 | 32714264 | 5267429 | 1035 | 144.823  | 5009 | 1  | 1  |

| Station | Lon      | Lat      | GK-X    | GK-H    | UTM-R    | UTM-H   | Elev | Profil-X | #    | 98 | 99 |
|---------|----------|----------|---------|---------|----------|---------|------|----------|------|----|----|
| ABB     | 11.95495 | 47.49573 | 4496713 | 5261919 | 32722557 | 5264488 | 930  | 148.081  | 5010 | 1  | 0  |
| AKR     | 11.85185 | 47.46507 | 4488938 | 5258520 | 32714918 | 5260791 | 1050 | 151.480  | 5011 | 1  | 1  |
| ABX     | 11.93910 | 47.42756 | 4495513 | 5254341 | 32721650 | 5256868 | 1245 | 155.659  | 5012 | 1  | 1  |
| ASB     | 11.81945 | 47.38516 | 4486475 | 5249640 | 32712798 | 5251821 | 900  | 160.360  | 5013 | 1  | 1  |
| ASL     | 11.83443 | 47.37446 | 4487603 | 5248448 | 32713972 | 5250673 | 610  | 161.552  | 5014 | 1  | 0  |
| ASR     | 11.84359 | 47.36893 | 4488294 | 5247832 | 32714686 | 5250084 | 545  | 162.168  | 5015 | 1  | 0  |
| AWI     | 11.90085 | 47.35678 | 4492617 | 5246474 | 32719059 | 5248894 | 1580 | 163.526  | 5016 | 0  | 0  |
| AKL     | 11.89337 | 47.35125 | 4492051 | 5245860 | 32718517 | 5248258 | 1208 | 164.140  | 5017 | 1  | 1  |
| APK     | 11.81400 | 47.32151 | 4486046 | 5242565 | 32712642 | 5244734 | 1360 | 167.435  | 5018 | 0  | 0  |
| AMG     | 11.94798 | 47.32129 | 4496175 | 5242525 | 32722767 | 5245084 | 1585 | 167.475  | 5019 | 0  | 0  |
| AMZ     | 11.98777 | 47.31730 | 4499183 | 5242080 | 32725791 | 5244755 | 1505 | 167.920  | 5020 | 1  | 1  |
| AMB     | 11.94303 | 47.31139 | 4495800 | 5241425 | 32722435 | 5243970 | 1350 | 168.575  | 5021 | 1  | 0  |
| AUD     | 11.82962 | 47.31563 | 4487226 | 5241909 | 32713847 | 5244124 | 870  | 168.091  | 5022 | 1  | 0  |
| ADI     | 11.92830 | 47.26812 | 4494682 | 5236615 | 32721502 | 5239119 | 1445 | 173.385  | 5023 | 1  | 1  |
| AZZ     | 11.85264 | 47.23402 | 4488949 | 5232832 | 32715918 | 5235118 | 1310 | 177.168  | 5024 | 1  | 1  |
| AGR     | 12.01079 | 47.21763 | 4500925 | 5231000 | 32727958 | 5233747 | 1380 | 179.000  | 5025 | 1  | 0  |
| AGG     | 12.00155 | 47.21246 | 4500225 | 5230425 | 32727280 | 5233146 | 1255 | 179.575  | 5026 | 1  | 0  |
| AHB     | 11.84258 | 47.18775 | 4488177 | 5227689 | 32715344 | 5229948 | 1100 | 182.311  | 5027 | 1  | 0  |
| AZG     | 11.94326 | 47.15805 | 4495805 | 5224377 | 32723095 | 5226931 | 1110 | 185.623  | 5028 | 1  | 1  |
| AZM     | 11.79451 | 47.09013 | 4484505 | 5216845 | 32712090 | 5218970 | 1060 | 193.155  | 5029 | 1  | 1  |
| ASP     | 11.71063 | 47.03842 | 4478115 | 5211117 | 32705924 | 5213000 | 1787 | 198.883  | 5030 | 1  | 1  |
| ICP     | 11.95266 | 46.99116 | 4496507 | 5205823 | 32724508 | 5208414 | 1175 | 204.177  | 5031 | 0  | 1  |
| INE     | 11.78403 | 46.94055 | 4483664 | 5200218 | 32711887 | 5202320 | 1826 | 209.782  | 5032 | 1  | 1  |
| ICT     | 11.96758 | 46.89317 | 4497637 | 5194929 | 32726054 | 5197568 | 1295 | 215.071  | 5033 | 0  | 1  |
| IGH     | 11.93186 | 46.83622 | 4494910 | 5188600 | 32723571 | 5191138 | 1400 | 221.400  | 5034 | 0  | 1  |
| INN     | 12.01234 | 46.78860 | 4501050 | 5183304 | 32729910 | 5186080 | 1075 | 226.696  | 5035 | 0  | 1  |
| IGS     | 11.87698 | 46.74197 | 4490707 | 5178127 | 32719770 | 5180510 | 1158 | 231.873  | 5036 | 0  | 1  |
| IVT     | 11.98203 | 46.67532 | 4498733 | 5170711 | 32728074 | 5173404 | 1390 | 239.289  | 5037 | 0  | 1  |
| IPE     | 11.86384 | 46.62537 | 4489680 | 5165167 | 32719237 | 5167518 | 1720 | 244.833  | 5038 | 0  | 1  |
| ICA     | 11.94726 | 46.56561 | 4496065 | 5158517 | 32725872 | 5161115 | 1540 | 251.483  | 5039 | 0  | 1  |
| IFA     | 12.01846 | 46.52155 | 4501525 | 5153617 | 32731515 | 5156425 | 2062 | 256.383  | 5040 | 0  | 1  |
| IRO     | 11.97138 | 46.44965 | 4497909 | 5145625 | 32728205 | 5148299 | 1620 | 264.375  | 5041 | 0  | 1  |
| IZA     | 12.07887 | 46.40672 | 4506173 | 5140856 | 32736646 | 5143846 | 1800 | 269.144  | 5042 | 0  | 1  |
| ICC     | 11.97804 | 46.35621 | 4498418 | 5135238 | 32729107 | 5137936 | 890  | 274.762  | 5043 | 0  | 1  |
| IAG     | 12.05185 | 46.30409 | 4504103 | 5129446 | 32735009 | 5132362 | 1230 | 280.554  | 5044 | 0  | 1  |
| IDB     | 12.11091 | 46.24038 | 4508663 | 5122369 | 32739835 | 5125461 | 650  | 287.631  | 5045 | 0  | 1  |
| IDC     | 12.11030 | 46.23914 | 4508616 | 5122231 | 32739793 | 5125321 | 600  | 287.769  | 5046 | 0  | 1  |
| IMI     | 12.04773 | 46.19357 | 4503793 | 5117161 | 32735164 | 5120071 | 820  | 292.839  | 5047 | 0  | 1  |
| 9910    | 12.07606 | 46.15252 | 4505984 | 5112600 | 32737526 | 5115595 | 515  | 297.400  | 9910 | 0  | 1  |
| 9909    | 12.11318 | 46.12125 | 4508857 | 5109127 | 32740529 | 5112232 | 419  | 300.873  | 9909 | 0  | 1  |
| 9908    | 12.12933 | 46.04320 | 4510119 | 5100454 | 32742118 | 5103610 | 661  | 309.546  | 9908 | 0  | 1  |
| 9907    | 12.10126 | 46.01851 | 4507950 | 5097706 | 32740054 | 5100781 | 766  | 312.294  | 9907 | 0  | 1  |
| 9905    | 12.09043 | 45.95584 | 4507119 | 5090739 | 32739485 | 5093786 | 506  | 319.261  | 9905 | 0  | 1  |
| 9903    | 12.11936 | 45.91529 | 4509369 | 5086235 | 32741904 | 5089368 | 221  | 323.765  | 9903 | 0  | 1  |
| 9902    | 12.11825 | 45.82525 | 4509298 | 5076227 | 32742209 | 5079361 | 245  | 333.773  | 9902 | 0  | 1  |
| 9901    | 12.11750 | 45.79167 | 4509245 | 5072495 | 32742297 | 5075629 | 217  | 337.505  | 9901 | 0  | 1  |
| DGO     | 11.80588 | 47.83493 | 4485575 | 5299650 | 32709965 | 5301766 | 661  | 110.350  | 6001 | 1  | 0  |
| DSC     | 11.86824 | 47.73870 | 4490225 | 5288940 | 32715027 | 5291243 | 905  | 121.060  | 6002 | 1  | 0  |
| DSR     | 11.75016 | 47.67921 | 4481348 | 5282348 | 32706411 | 5284311 | 906  | 127.652  | 6003 | 1  | 0  |
| DBA     | 12.03530 | 47.67824 | 4502758 | 5282210 | 33277484 | 5284797 | 1100 | 127.790  | 6004 | 1  | 0  |
| DVA     | 11.89382 | 47.61694 | 4492125 | 5275400 | 32717451 | 5277784 | 895  | 134.600  | 6005 | 1  | 0  |

| Station | Lon      | Lat      | GK-X    | GK-H    | UTM-R    | UTM-H   | Elev | Profil-X | #    | 98 | 99 |
|---------|----------|----------|---------|---------|----------|---------|------|----------|------|----|----|
| ASC     | 12.04910 | 47.59126 | 4503800 | 5272540 | 33278151 | 5275092 | 690  | 137.460  | 6006 | 1  | 0  |
| AAW     | 11.67862 | 47.56829 | 4475925 | 5270035 | 32701468 | 5271796 | 915  | 139.965  | 6007 | 1  | 0  |
| ABR     | 11.88843 | 47.49318 | 4491700 | 5261640 | 32717558 | 5264016 | 890  | 148.360  | 6008 | 1  | 0  |
| AKU     | 11.99062 | 47.45667 | 4499400 | 5257575 | 32725410 | 5260250 | 551  | 152.425  | 6009 | 1  | 0  |
| ARO     | 11.76281 | 47.44156 | 4482217 | 5255922 | 32708301 | 5257935 | 1830 | 154.078  | 6010 | 1  | 0  |
| AHY     | 11.87768 | 47.40646 | 4490875 | 5252000 | 32717105 | 5254349 | 850  | 158.000  | 6011 | 1  | 0  |
| AKO     | 11.75470 | 47.35499 | 4481575 | 5246300 | 32708030 | 5248294 | 1115 | 163.700  | 6012 | 1  | 0  |
| AIA     | 11.98547 | 47.36245 | 4499010 | 5247100 | 32725424 | 5249765 | 1150 | 162.900  | 6013 | 1  | 0  |
| AST     | 11.89448 | 47.28752 | 4492125 | 5238775 | 32718864 | 5241180 | 700  | 171.225  | 6014 | 1  | 0  |
| AHO     | 11.77797 | 47.27133 | 4483307 | 5236993 | 32710119 | 5239060 | 1485 | 173.007  | 6015 | 1  | 0  |
| ADU     | 12.08491 | 47.23456 | 4506537 | 5232885 | 33279357 | 5235353 | 1391 | 177.115  | 6016 | 1  | 0  |
| ARA     | 11.87913 | 47.20678 | 4490950 | 5229800 | 32718034 | 5232165 | 720  | 180.200  | 6017 | 1  | 0  |
| AMA     | 11.86737 | 47.15617 | 4490050 | 5224175 | 32717351 | 5226508 | 740  | 185.825  | 6018 | 1  | 0  |
| AZI     | 12.06052 | 47.12295 | 4504700 | 5220475 | 33277045 | 5223020 | 1860 | 189.525  | 6019 | 1  | 0  |
| ASS     | 11.86910 | 47.12231 | 4490175 | 5220410 | 32717620 | 5222750 | 1120 | 189.590  | 6020 | 1  | 0  |
| AGW     | 11.92058 | 47.06964 | 4494075 | 5214550 | 32721743 | 5217043 | 1436 | 195.450  | 6021 | 1  | 0  |
| ISP     | 12.05810 | 47.02310 | 4504525 | 5209375 | 33276444 | 5211932 | 1327 | 200.625  | 6022 | 1  | 0  |
| ISM     | 11.92696 | 46.97250 | 4494550 | 5203750 | 32722631 | 5206267 | 1060 | 206.250  | 6023 | 1  | 0  |
| ISA     | 11.94836 | 46.92326 | 4496175 | 5198275 | 32724465 | 5200857 | 950  | 211.725  | 6025 | 1  | 0  |
| IMU     | 11.85589 | 46.89057 | 4489125 | 5194650 | 32717558 | 5196964 | 1230 | 215.350  | 6026 | 1  | 0  |
| IUT     | 11.93661 | 46.87018 | 4495275 | 5192375 | 32723791 | 5194925 | 1100 | 217.625  | 6027 | 1  | 0  |
| IGA     | 11.94024 | 46.84477 | 4495550 | 5189550 | 32724174 | 5192112 | 947  | 220.450  | 6028 | 1  | 0  |
| IRA     | 12.09557 | 46.82766 | 4507400 | 5187650 | 33278486 | 5190109 | 1260 | 222.350  | 6029 | 1  | 0  |
| IEH     | 11.83616 | 46.79790 | 4487600 | 5184350 | 32716427 | 5186612 | 820  | 225.650  | 6030 | 1  | 0  |
| 4001    | 11.93520 | 46.98570 | 4495178 | 5205217 | 32723203 | 5207757 | 1295 | 204.783  | 4001 | 1  | 0  |
| 4002    | 11.92704 | 46.97876 | 4494557 | 5204446 | 32722612 | 5206963 | 1255 | 205.554  | 4002 | 1  | 0  |
| 4003    | 11.93766 | 46.96714 | 4495364 | 5203154 | 32723468 | 5205702 | 1250 | 206.846  | 4003 | 1  | 0  |
| 4004    | 11.93523 | 46.95865 | 4495178 | 5202210 | 32723318 | 5204752 | 1375 | 207.790  | 4004 | 1  | 0  |
| 4006    | 11.95263 | 46.93865 | 4496501 | 5199986 | 32724726 | 5202579 | 1562 | 210.014  | 4006 | 1  | 0  |
| 4007    | 11.95489 | 46.93371 | 4496673 | 5199436 | 32724918 | 5202036 | 1512 | 210.564  | 4007 | 1  | 0  |
| 4008    | 11.96024 | 46.92381 | 4497080 | 5198336 | 32725367 | 5200952 | 1200 | 211.664  | 4008 | 1  | 0  |
| 4009    | 11.96938 | 46.91075 | 4497775 | 5196883 | 32726118 | 5199527 | 890  | 213.117  | 4009 | 1  | 0  |
| 4010    | 11.96418 | 46.90542 | 4497379 | 5196291 | 32725744 | 5198920 | 925  | 213.709  | 4010 | 1  | 0  |
| 4011    | 11.95816 | 46.89799 | 4496920 | 5195465 | 32725317 | 5198077 | 880  | 214.535  | 4011 | 1  | 0  |
| 4013    | 11.95856 | 46.88822 | 4496950 | 5194379 | 32725389 | 5196992 | 870  | 215.621  | 4013 | 1  | 0  |
| 4015    | 11.96414 | 46.87428 | 4497374 | 5192829 | 32725872 | 5195459 | 1212 | 217.171  | 4015 | 1  | 0  |
| 4016    | 11.96446 | 46.86914 | 4497398 | 5192258 | 32725918 | 5194890 | 1250 | 217.742  | 4016 | 1  | 0  |
| 4017    | 11.97056 | 46.86077 | 4497863 | 5191327 | 32726418 | 5193977 | 1385 | 218.673  | 4017 | 1  | 0  |
| 4018    | 11.97235 | 46.85172 | 4497999 | 5190321 | 32726592 | 5192977 | 1550 | 219.679  | 4018 | 1  | 0  |
| 4019    | 11.98107 | 46.84340 | 4498664 | 5189396 | 32727292 | 5192077 | 1500 | 220.604  | 4019 | 1  | 0  |
| 4020    | 11.98258 | 46.83222 | 4498779 | 5188153 | 32727455 | 5190839 | 1500 | 221.847  | 4020 | 1  | 0  |
| 4021    | 11.97940 | 46.82510 | 4498536 | 5187361 | 32727242 | 5190039 | 1500 | 222.639  | 4021 | 1  | 0  |
| 4022    | 11.97635 | 46.81511 | 4498303 | 5186251 | 32727052 | 5188920 | 1480 | 223.749  | 4022 | 1  | 0  |
| 4023    | 11.97224 | 46.80542 | 4497989 | 5185174 | 32726779 | 5187832 | 1250 | 224.826  | 4023 | 1  | 0  |
| 4024    | 11.97560 | 46.79764 | 4498245 | 5184309 | 32727068 | 5186977 | 1040 | 225.691  | 4024 | 1  | 0  |
| 4025    | 11.97713 | 46.78713 | 4498362 | 5183141 | 32727229 | 5185814 | 975  | 226.859  | 4025 | 1  | 0  |
| 4026    | 11.97808 | 46.77733 | 4498434 | 5182051 | 32727343 | 5184727 | 1112 | 227.949  | 4026 | 1  | 0  |
| 4027    | 11.96541 | 46.77034 | 4497466 | 5181274 | 32726405 | 5183914 | 1112 | 228.726  | 4027 | 1  | 0  |
| 4028    | 11.87105 | 46.76033 | 4490257 | 5180169 | 32719242 | 5182534 | 1060 | 229.831  | 4028 | 1  | 0  |
| 4029    | 11.87516 | 46.75020 | 4490569 | 5179042 | 32719597 | 5181420 | 1130 | 230.958  | 4029 | 1  | 0  |
| 4030    | 11.87681 | 46.74189 | 4490694 | 5178118 | 32719757 | 5180501 | 1155 | 231.882  | 4030 | 1  | 0  |

| Station | Lon      | Lat      | GK-X    | GK-H    | UTM-R    | UTM-H   | Elev | Profil-X | #    | 98 | 99 |
|---------|----------|----------|---------|---------|----------|---------|------|----------|------|----|----|
| 4031    | 11.88537 | 46.73213 | 4491346 | 5177032 | 32720450 | 5179440 | 1220 | 232.968  | 4031 | 1  | 0  |
| 4032    | 11.87258 | 46.72441 | 4490367 | 5176176 | 32719504 | 5178548 | 1460 | 233.824  | 4032 | 1  | 0  |
| 4033    | 11.87167 | 46.71300 | 4490296 | 5174907 | 32719482 | 5177277 | 1437 | 235.093  | 4033 | 1  | 0  |
| 4034    | 11.87614 | 46.70580 | 4490636 | 5174107 | 32719852 | 5176490 | 1362 | 235.893  | 4034 | 1  | 0  |
| 4035    | 11.86909 | 46.69312 | 4490095 | 5172698 | 32719365 | 5175061 | 1495 | 237.302  | 4035 | 1  | 0  |
| 4036    | 11.86814 | 46.68749 | 4490021 | 5172072 | 32719315 | 5174433 | 1520 | 237.928  | 4036 | 1  | 0  |
| 4037    | 11.87626 | 46.67843 | 4490641 | 5171064 | 32719973 | 5173449 | 1520 | 238.936  | 4037 | 1  | 0  |
| 4038    | 11.89685 | 46.67276 | 4492215 | 5170431 | 32721570 | 5172876 | 1205 | 239.569  | 4038 | 1  | 0  |
| 4039    | 11.90219 | 46.66026 | 4492622 | 5169041 | 32722030 | 5171502 | 1445 | 240.959  | 4039 | 1  | 0  |
| 4040    | 11.89686 | 46.65145 | 4492213 | 5168062 | 32721658 | 5170508 | 1525 | 241.938  | 4040 | 1  | 0  |
| 4041    | 11.89173 | 46.64435 | 4491819 | 5167274 | 32721295 | 5169706 | 1555 | 242.726  | 4041 | 1  | 0  |
| 4042    | 11.89426 | 46.63260 | 4492011 | 5165967 | 32721536 | 5168407 | 1250 | 244.033  | 4042 | 1  | 0  |
| 4043    | 11.90203 | 46.62425 | 4492605 | 5165038 | 32722165 | 5167501 | 1555 | 244.962  | 4043 | 1  | 0  |
| 4044    | 11.90399 | 46.61747 | 4492754 | 5164284 | 32722343 | 5166753 | 1460 | 245.716  | 4044 | 1  | 0  |
| 4045    | 11.90987 | 46.60694 | 4493203 | 5163113 | 32722836 | 5165599 | 1525 | 246.887  | 4045 | 1  | 0  |
| 4046    | 11.90837 | 46.59871 | 4493087 | 5162199 | 32722755 | 5164682 | 1465 | 247.801  | 4046 | 1  | 0  |
| 4047    | 11.89553 | 46.59063 | 4492102 | 5161302 | 32721805 | 5163748 | 1490 | 248.698  | 4047 | 1  | 0  |
| 4048    | 11.88729 | 46.58594 | 4491470 | 5160781 | 32721193 | 5163203 | 1715 | 249.219  | 4048 | 1  | 0  |
| 4049    | 11.88848 | 46.57443 | 4491559 | 5159502 | 32721330 | 5161928 | 1515 | 250.498  | 4049 | 1  | 0  |
| 4050    | 11.88174 | 46.55849 | 4491040 | 5157730 | 32720879 | 5160137 | 1510 | 252.270  | 4050 | 1  | 0  |
| 4051    | 11.87540 | 46.55249 | 4490553 | 5157064 | 32720418 | 5159453 | 1525 | 252.936  | 4051 | 1  | 0  |
| 4052    | 11.87654 | 46.54363 | 4490639 | 5156079 | 32720541 | 5158472 | 1595 | 253.921  | 4052 | 1  | 0  |
| 4053    | 11.87523 | 46.54304 | 4490538 | 5156014 | 32720443 | 5158403 | 1575 | 253.986  | 4053 | 1  | 0  |
| 4054    | 11.88420 | 46.53584 | 4491225 | 5155212 | 32721160 | 5157627 | 1755 | 254.788  | 4054 | 1  | 0  |
| 4055    | 11.87815 | 46.52441 | 4490759 | 5153942 | 32720742 | 5156340 | 1810 | 256.058  | 4055 | 1  | 0  |
| 4056    | 11.87137 | 46.51321 | 4490237 | 5152698 | 32720268 | 5155077 | 1900 | 257.302  | 4056 | 1  | 0  |
| 4057    | 11.91178 | 46.50701 | 4493337 | 5152005 | 32723393 | 5154502 | 1770 | 257.995  | 4057 | 1  | 0  |
| 4058    | 11.90607 | 46.49876 | 4492898 | 5151088 | 32722989 | 5153569 | 1537 | 258.912  | 4058 | 1  | 0  |
| 4059    | 11.93206 | 46.49029 | 4494892 | 5150145 | 32725017 | 5152702 | 1290 | 259.855  | 4059 | 1  | 0  |
| 4060    | 11.94547 | 46.47753 | 4495921 | 5148725 | 32726100 | 5151322 | 1320 | 261.275  | 4060 | 1  | 0  |
| 4061    | 11.96073 | 46.47223 | 4497092 | 5148136 | 32727293 | 5150778 | 1200 | 261.864  | 4061 | 1  | 0  |
| 4062    | 11.97830 | 46.45813 | 4498441 | 5146568 | 32728701 | 5149262 | 1262 | 263.432  | 4062 | 1  | 0  |
| 4063    | 11.96602 | 46.45589 | 4497498 | 5146319 | 32727767 | 5148977 | 1515 | 263.681  | 4063 | 1  | 0  |
| 4064    | 11.97577 | 46.45045 | 4498247 | 5145714 | 32728539 | 5148401 | 1485 | 264.286  | 4064 | 1  | 0  |
| 4065    | 11.98066 | 46.43188 | 4498622 | 5143650 | 32728992 | 5146352 | 1100 | 266.350  | 4065 | 1  | 0  |
| 4066    | 11.99177 | 46.42665 | 4499476 | 5143068 | 32729868 | 5145803 | 1360 | 266.932  | 4066 | 1  | 0  |
| 4067    | 12.00837 | 46.41792 | 4500752 | 5142098 | 32731180 | 5144882 | 1050 | 267.902  | 4067 | 1  | 0  |
| 4068    | 12.01100 | 46.40807 | 4500954 | 5141003 | 32731424 | 5143795 | 1000 | 268.997  | 4068 | 1  | 0  |
| 4069    | 12.01204 | 46.40362 | 4501034 | 5140508 | 32731522 | 5143303 | 1012 | 269.492  | 4069 | 1  | 0  |
| 4070    | 11.97670 | 46.38898 | 4498316 | 5138881 | 32728867 | 5141574 | 1100 | 271.119  | 4070 | 1  | 0  |
| 4071    | 11.97300 | 46.38217 | 4498031 | 5138124 | 32728611 | 5140806 | 1110 | 271.876  | 4071 | 1  | 0  |
| 4072    | 11.97251 | 46.37168 | 4497993 | 5136958 | 32728617 | 5139639 | 1010 | 273.042  | 4072 | 1  | 0  |
| 4073    | 11.97044 | 46.36353 | 4497834 | 5136052 | 32728493 | 5138728 | 950  | 273.948  | 4073 | 1  | 0  |
| 4074    | 11.96808 | 46.35672 | 4497652 | 5135295 | 32728339 | 5137964 | 950  | 274.705  | 4074 | 1  | 0  |
| 4075    | 12.03265 | 46.34521 | 4502622 | 5134016 | 32733356 | 5136874 | 1150 | 275.984  | 4075 | 1  | 0  |
| 4076    | 12.02617 | 46.33475 | 4502123 | 5132853 | 32732901 | 5135693 | 1000 | 277.147  | 4076 | 1  | 0  |
| 4077    | 12.01728 | 46.32613 | 4501439 | 5131895 | 32732254 | 5134709 | 825  | 278.105  | 4077 | 1  | 0  |
| 4078    | 12.01059 | 46.31864 | 4500924 | 5131062 | 32731770 | 5133857 | 725  | 278.938  | 4078 | 1  | 0  |
| 4079    | 12.00564 | 46.30748 | 4500543 | 5129822 | 32731436 | 5132603 | 700  | 280.178  | 4079 | 1  | 0  |
| 4080    | 12.00686 | 46.29706 | 4500637 | 5128663 | 32731574 | 5131448 | 675  | 281.337  | 4080 | 1  | 0  |
| 4081    | 12.01182 | 46.28931 | 4501019 | 5127802 | 32731989 | 5130602 | 760  | 282.198  | 4081 | 1  | 0  |

| Station | Lon      | Lat      | GK-X    | GK-H    | UTM-R    | UTM-H   | Elev | Profil-X | #    | 98 | 99 |
|---------|----------|----------|---------|---------|----------|---------|------|----------|------|----|----|
| 4082    | 12.01784 | 46.28305 | 4501483 | 5127106 | 32732479 | 5129924 | 685  | 282.894  | 4082 | 1  | 0  |
| 4083    | 12.02166 | 46.27539 | 4501778 | 5126255 | 32732806 | 5129085 | 750  | 283.745  | 4083 | 1  | 0  |
| 1325    | 11.88246 | 47.83975 | 4491309 | 5300174 | 32715675 | 5302512 | 606  | 109.826  | 1325 | 1  | 0  |
| 1423    | 11.89193 | 47.80140 | 4492012 | 5295909 | 32716543 | 5298277 | 682  | 114.091  | 1423 | 1  | 0  |
| 1495    | 11.90602 | 47.77397 | 4493063 | 5292857 | 32717712 | 5295268 | 726  | 117.143  | 1495 | 1  | 0  |
| 3092    | 11.88019 | 47.39361 | 4491062 | 5250572 | 32717347 | 5252929 | 1037 | 159.428  | 3092 | 0  | 1  |
| 3299    | 11.87932 | 47.31061 | 4490983 | 5241344 | 32717623 | 5243703 | 550  | 168.656  | 3299 | 0  | 1  |
| 3401    | 11.89515 | 47.27134 | 4492173 | 5236976 | 32718981 | 5239384 | 558  | 173.024  | 3401 | 0  | 1  |
| 3555    | 11.86771 | 47.21135 | 4490086 | 5230310 | 32717151 | 5232641 | 585  | 179.690  | 3555 | 0  | 1  |
| 3710    | 11.84545 | 47.15306 | 4488387 | 5223832 | 32715702 | 5226102 | 868  | 186.168  | 3710 | 0  | 1  |
| 3824    | 11.88023 | 47.11575 | 4491018 | 5219680 | 32718491 | 5222053 | 1124 | 190.320  | 3824 | 0  | 1  |
| 3961    | 11.92254 | 47.06678 | 4494224 | 5214231 | 32721904 | 5216730 | 1463 | 195.769  | 3961 | 0  | 1  |
| 4402    | 11.92730 | 46.94098 | 4494572 | 5200246 | 32722788 | 5202765 | 944  | 209.754  | 4402 | 0  | 1  |
| 4810    | 11.90070 | 46.79517 | 4492527 | 5184039 | 32721363 | 5186489 | 957  | 225.961  | 4810 | 0  | 1  |
| 5164    | 11.90413 | 46.67137 | 4492772 | 5170277 | 32722133 | 5172743 | 1114 | 239.723  | 5164 | 0  | 1  |
| 5331    | 11.90078 | 46.60903 | 4492507 | 5163346 | 32722132 | 5165806 | 1383 | 246.654  | 5331 | 0  | 1  |
| 5943    | 12.01231 | 46.40654 | 4501055 | 5140832 | 32731531 | 5143628 | 977  | 269.168  | 5943 | 0  | 1  |
| 6239    | 12.01321 | 46.30360 | 4501126 | 5129390 | 32732036 | 5132194 | 623  | 280.610  | 6239 | 0  | 1  |
| 6602    | 12.12537 | 46.19075 | 4509787 | 5116853 | 32741167 | 5119990 | 412  | 293.147  | 6602 | 0  | 1  |
| 6747    | 12.12690 | 46.13181 | 4509915 | 5110303 | 32741543 | 5113447 | 345  | 299.697  | 6747 | 0  | 1  |
| 8844    | 12.12339 | 46.12691 | 4509645 | 5109758 | 32741293 | 5112892 | 342  | 300.242  | 8844 | 1  | 0  |
| 8782    | 12.11481 | 46.10138 | 4508986 | 5106919 | 32740742 | 5110029 | 399  | 303.081  | 8782 | 1  | 0  |
| 8689    | 12.14145 | 46.06601 | 4511053 | 5102991 | 32742956 | 5106181 | 373  | 307.009  | 8689 | 1  | 0  |
| 8612    | 12.16364 | 46.03702 | 4512776 | 5099772 | 32744800 | 5103028 | 515  | 310.228  | 8612 | 1  | 0  |
| 8543    | 12.16951 | 46.00692 | 4513238 | 5096427 | 32745388 | 5099702 | 697  | 313.573  | 8543 | 1  | 0  |
| 8436    | 12.18332 | 45.96111 | 4514319 | 5091338 | 32746660 | 5094655 | 347  | 318.662  | 8436 | 1  | 0  |
| 8340    | 12.20492 | 45.92306 | 4516004 | 5087113 | 32748504 | 5090495 | 153  | 322.887  | 8340 | 1  | 0  |
| 8187    | 12.25142 | 45.86587 | 4519632 | 5080766 | 32752369 | 5084287 | 88   | 329.234  | 8187 | 1  | 0  |
| 8093    | 12.29020 | 45.83416 | 4522656 | 5077251 | 32755524 | 5080887 | 51   | 332.749  | 8093 | 1  | 0  |

geographische Koordinaten: WGS 84, Gauss-Krüger-Koordinaten: Bessel, UTM-Koordinaten: WGS84, Streifen 32

Die letzten beiden Spalten geben an, in welchem Jahr die Lokation besetzt war.

Stationen aus TP 5/6 haben drei Buchstaben, die Stationen aus TP 4 haben Nummern von 4001-4083 (1998) und 9901-9910 (1999). Alle anderen Nummern bezeichnen Geophone der Hauptlinie (PG-Nummern).

Die folgende Karte (Abb. B5) zeigt die Verteilung der Messstationen und der verwendeten Quellen im Maßstab 1:500000.

Abb. B5: Flächentreue, konische Albers-Projektion im Maßstab 1:500.000. Eingezeichnet sind

- die seismologischen Einzelstationen, die in den Akquisitionskampagnen '98 und/oder '99 Sprengstoffschüsse und/oder VPe registriert haben,
- die VP-Linie, soweit sie mit diesen Stationen registriert werden konnte,
- die Sprengstoffschüsse, soweit sie mit diesen Stationen registriert werden konnten.

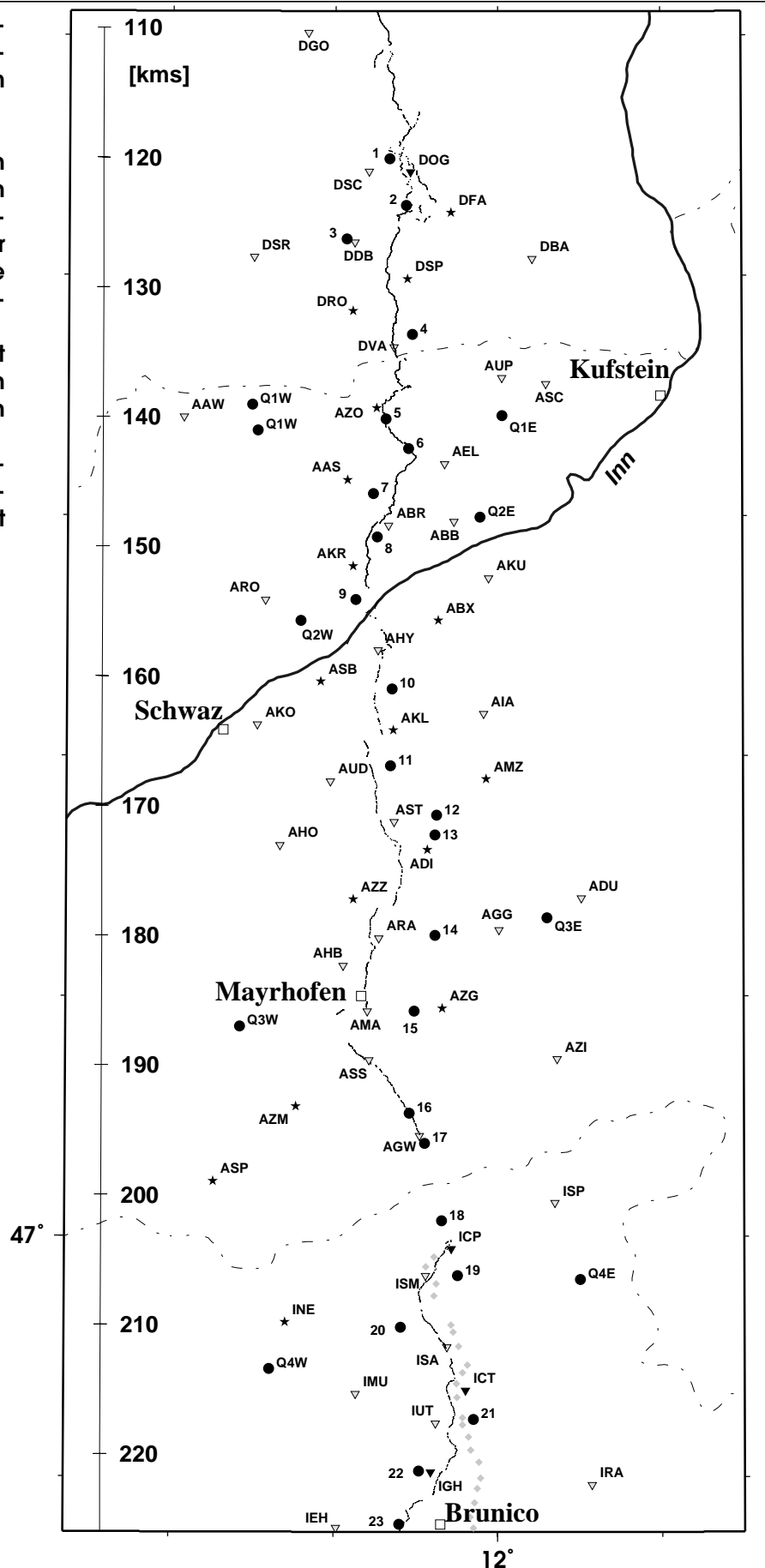
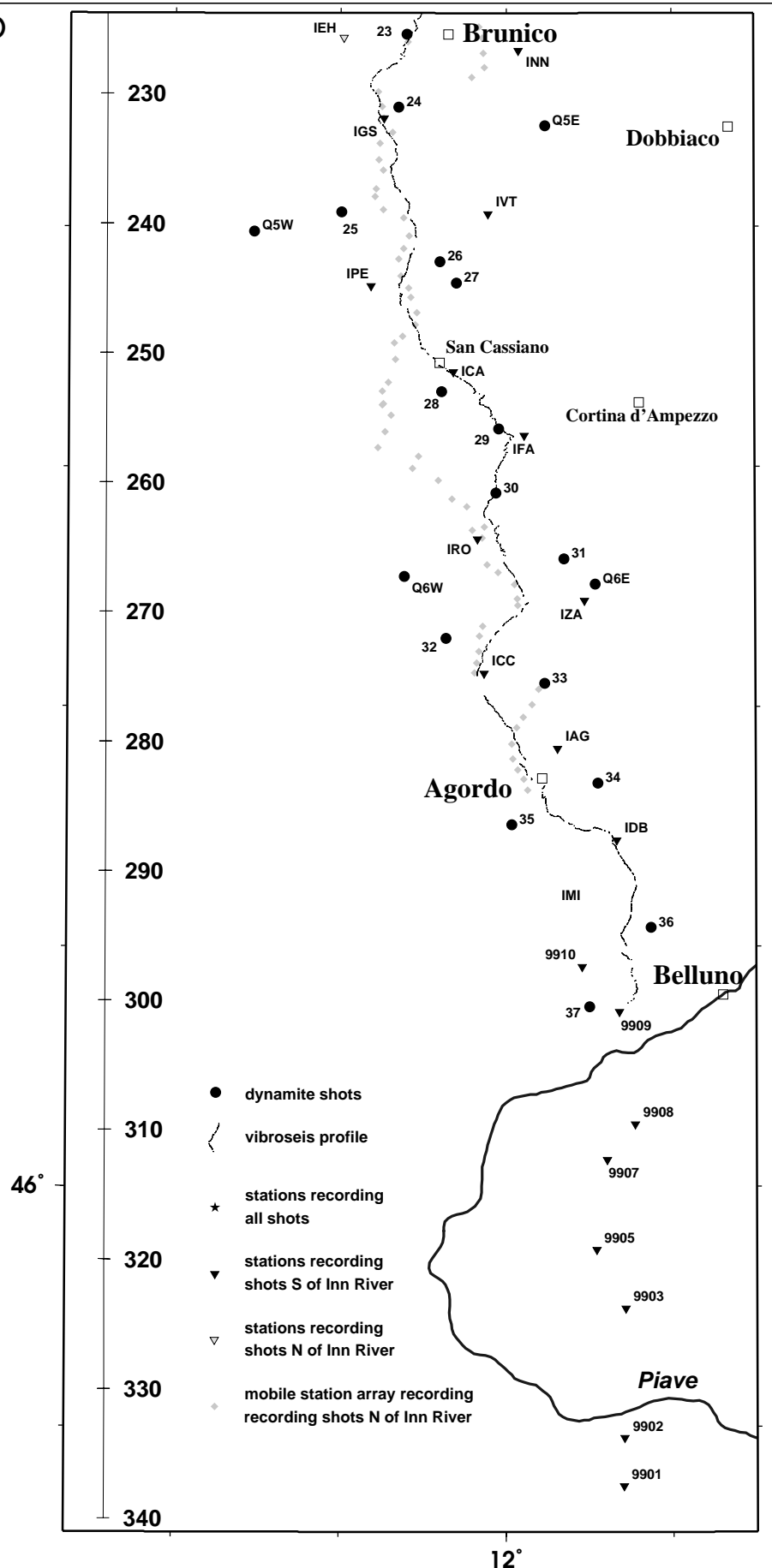


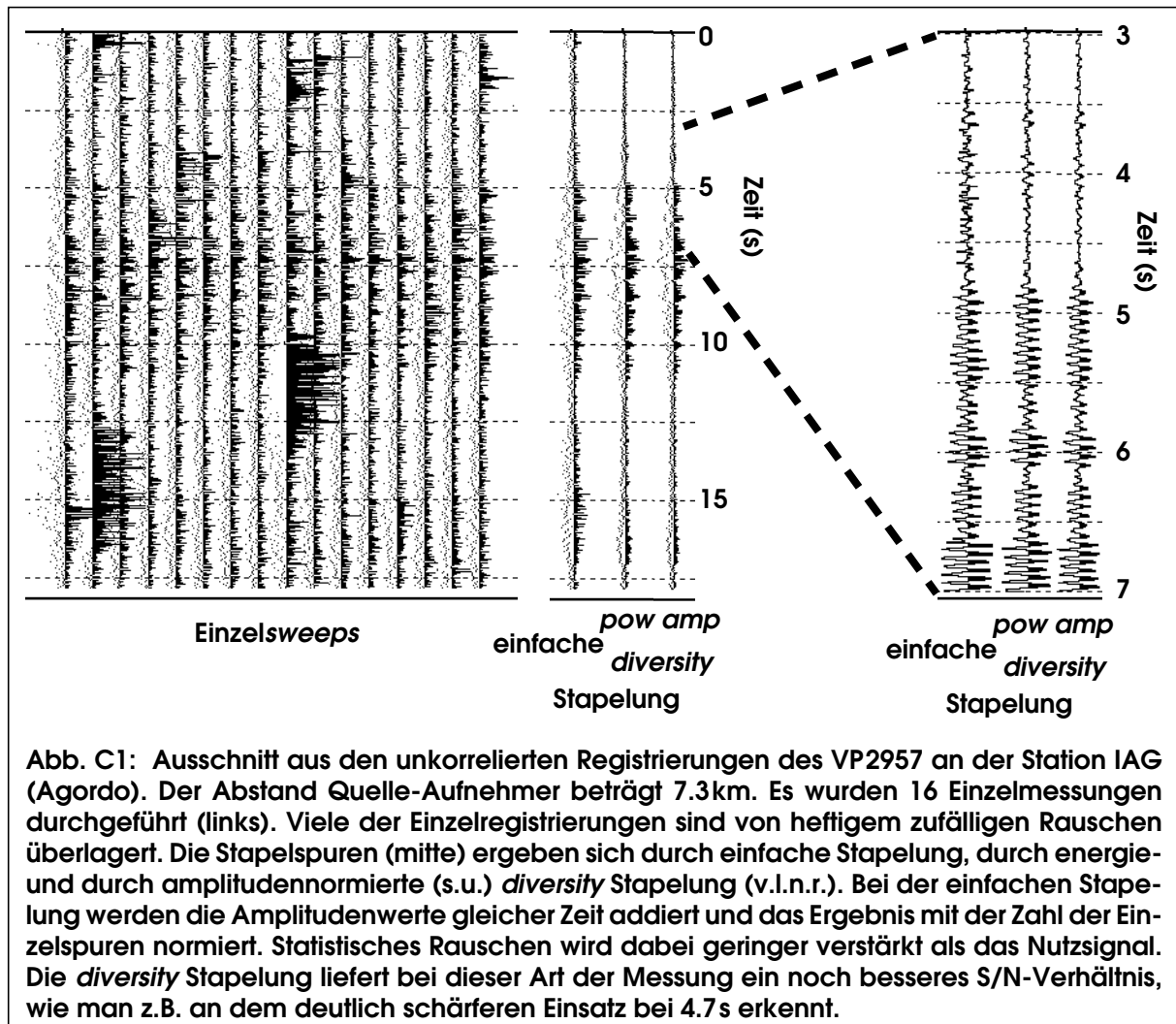


Abb. B5: (Fortsetzung)



## Anhang C - *Diversity*-Stapelung

Die als Stapelung bezeichnete Überlagerung bzw. Addition von Zeitreihen oder auch räumlichen Funktionalen ist ein grundlegender Prozess der Signal- und Bildverarbeitung. In der Vibroseismik (aber auch in der Hammerschlagseismik) wird die Stapelung i.A. bereits während der Messung zur Signalverstärkung eingesetzt: Eine Messung wird mehrmals wiederholt und die Amplituden der an einem Geophon registrierten Seismogramme werden addiert (Abb. C1).



Kohärentes Signal wird dabei linear mit der Anzahl der Einzelregistrierungen  $n$  verstärkt, zufälliges Rauschen lediglich mit  $\sqrt{n}$ .

Eine verbesserte Methode der Signalverstärkung durch Stapelung ist die *diversity* Methode, die Ende der 90er Jahre entwickelt wurde. Sie ist bei modernen Telemetrieapparaturen (z.B. ARAM 24) Standard und wird in der Regel ebenfalls bereits während den Messungen eingesetzt. Bei der Bearbeitung der vibroseismischen Daten der kontinuierlich registrierenden seismologischen Einzelstationen kann dieser Schritt natürlich erst im Nachhinein erfolgen.

Prinzipiell verfügt das zur seismischen Datenverarbeitung verwendete Programmpaket DISCO/FOCUS bereits über eine *diversity stack* Option, allerdings ist sie unflexibel und unbequem in der Anwendung (keine gleitenden Fenster, keine Glättungsmöglichkeiten). Deswegen wurde unter dem bezeichneten Programmpaket ein eigenständiges Modul "DIVSTK" entwickelt, das sich am Standard moderner Telemetrieapparaturen orientiert und darüber hinaus die Implementierung weiterer Anwendungsmöglichkeiten offen lässt.

Bei der *diversity* Stapelung werden die einzelnen Amplitudenwerte der Spuren vor der Stapelung mit ihrer durchschnittlichen Energie<sup>19</sup> normiert. Dann werden sowohl die normierten Spuren als auch die zur Normierung verwendeten inversen Energiewerte aufsummiert und schließlich für die Summenspur die Norm mittels der Normsumme wieder rückgängig gemacht. Bei diesem Verfahren tragen relativ energiereiche Spuren, also Seismogramme mit besonders hohen Amplituden, nur wenig zum Stapelergebnis bei. Im Konkreten wird die Normierung allerdings nicht für eine gesamte Spur auf einmal durchgeführt, sondern in gleitenden Zeitfenstern, falls hohe Störampplituden nur abschnittsweise auftreten (vgl. Abb. C2).

Die Programmierung des Moduls DIVSTK erfolgte auf der Basis folgender Algorithmen:

Seien  $A_i(t)$ ,  $i = 1 \dots n$ , die  $n$  zu stapelnden Spuren. Sei  $t_{win}$  die Länge des gleitenden Fensters und  $t_{move}$  die Schrittweite, mit der das Fenster über die Spur bewegt wird<sup>20</sup>.

Für jede Spur  $i$  wird zunächst eine Art Energiespur gebildet.

Im ersten Zeitfenster  $t = [0, t_{win}]$  der ersten Spur wird das quadratische Mittel aller Energiewerte  $P=A^2$  bestimmt

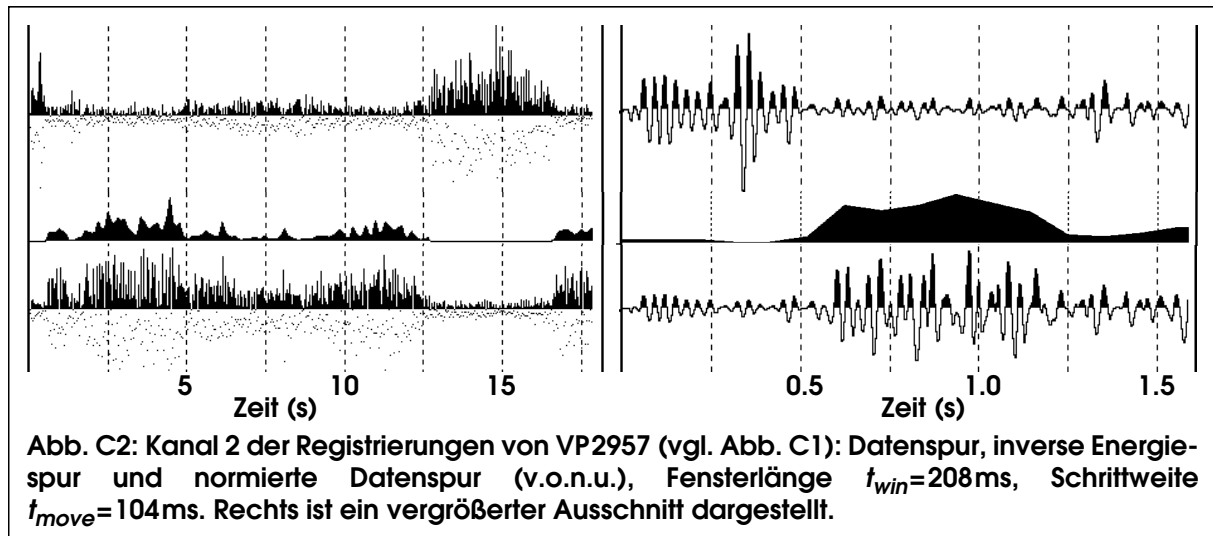
$$RMS(P[0, t_{win}]) = \sqrt{\frac{1}{t_{win}} \sum_{t=0}^{t_{win}} P^2(t)}$$

und dem Fenstermittelpunkt  $t = t_{win}/2$  zugeordnet. Dann wird das Zeitfenster um  $t_{move}$  verschoben, das quadratische Mittel der Energie in dem verschobenen Fenster berechnet und dem entsprechend verschobenen Fenstermittelpunkt zugeordnet. Dies geschieht bis zum Spurende, wobei das letzte Fenster u.U. verkürzt werden muss. Das Ergebnis dieses Prozesses ist zunächst also eine Reihe von rms-Energiewerten im Abstand von  $t_{move}$ .

An dieser Stelle wurde aus Gründen der Kompatibilität die optionale Anwendung eines Dreipunktfilters eingebaut, der auf die Reihe der rms-Energiewerte angewendet werden kann. Das Filterergebnis ist gegeben durch  $RMS_i = (1/4)RMS_{i-1} + (1/2)RMS_i + (1/4)RMS_{i+1}$ .

19) Mit Energie wird hier und im folgenden sachlich nicht ganz richtig das Amplitudenquadrat bezeichnet, welches lediglich proportional zur Energie ist.

20) Da die betrachteten Zeitreihen nicht kontinuierlich sind, handelt es sich bei zeitlichen Größen programmintern eigentlich um eine Zahl von aufeinanderfolgenden Datenwerten (Samples).



Danach wird eine Reihe der inversen Energiewerte  $RMS^{-1}$  gebildet, zwischen denen linear interpoliert wird. Die so erhaltene Spur dient zur Normierung der zu stapelnden Spur (Abb. C2). Dieses Verfahren wird für alle Spuren durchgeführt und sowohl die normierten Datenspuren als auch die interpolierten inversen Energiespuren werden gestapelt und dann durcheinander dividiert.

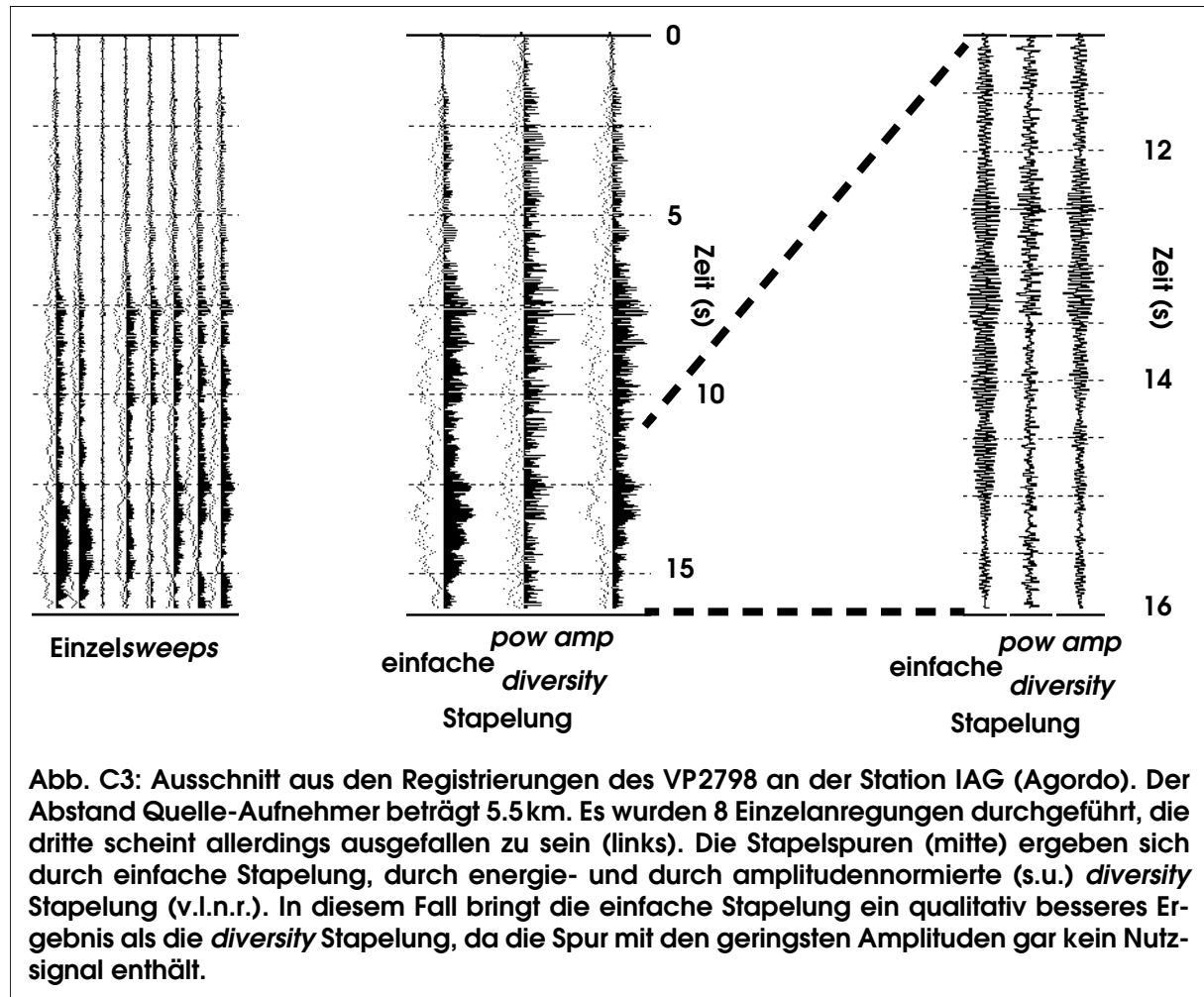
Sei  $P_i^{-1}(t)$  die Schar der interpolierten inversen Energiespuren, dann ist das Stapelergebnis

$$DIVSTK(t) = \frac{\sum_i A_i(t) P_i^{-1}(t)}{\sum_i P_i^{-1}(t)}$$

Bemerkenswert an diesem Verfahren ist, dass sich sowohl von der Wellenform als auch von der Amplitude her die Signale mit den relativ geringen Energien durchsetzen. Man sollte deshalb in der Anwendung darauf achten, dass dies tatsächlich die Nutzsignale sind. Abbildung C3 zeigt ein Beispiel, bei dem dies nicht der Fall ist.

Um auch solche Probleme ohne Einzelfallprüfung lösen zu können wurde die amplitudenorientierte *diversity* Stapelung eingeführt. Sie ist ein Kompromiss zwischen der energieorientierten *diversity* und der einfachen Stapelung. Die Normspur wird dabei aus rms-Amplituden gewonnen. Die Dominanz kleiner Amplituden bzw. die Unterdrückung großer Amplituden ist bei diesem Verfahren abgeschwächt gegenüber der energieorientierten *diversity* Stapelung. Dies ist beim VP2798 (Abb. C3) ein klarer Vorteil. Der Nachteil durch geringere Störsignalunterdrückung ist - zumindest bei 8-facher Stapelung - demgegenüber zu vernachlässigen (vgl. Abb. C1).

Bei etwa 100 durchgesehenen VPen trat ein Extremfall (wie in Abb. C3 dargestellt) nur einmal auf. Relativ häufig sind hingegen Variationen der Amplituden der Einzelsweeps um den Faktor 2-3. Dies kann viele Gründe haben: eine zunehmende Verdichtung des Untergrunds während

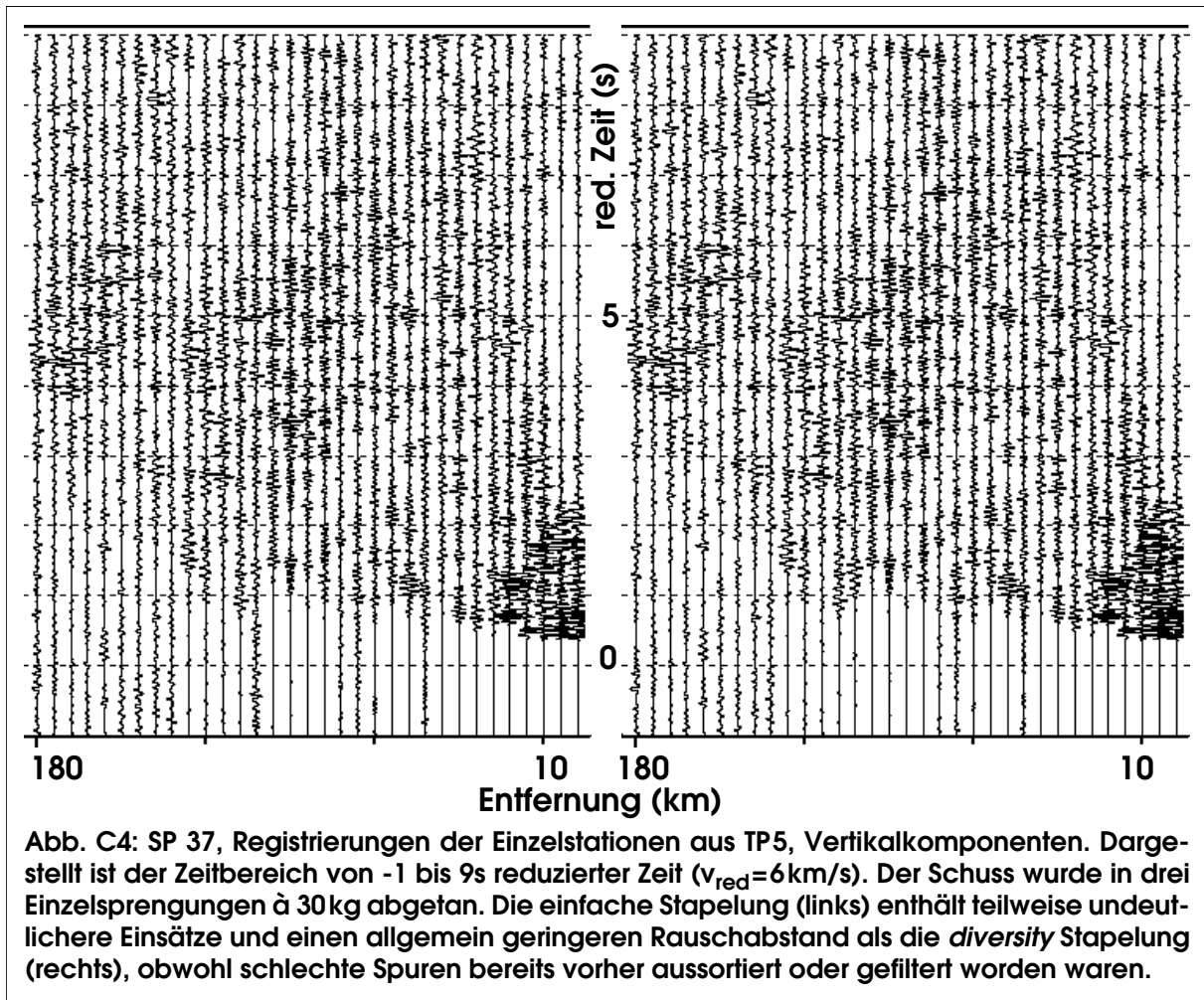


des Vibrierens, Störungen in der *Sweep*steuerung bei einzelnen Vibratoren, Aussetzen eines Vibrators, u.v.m. In solchen Fällen ist ebenfalls zu erwarten, dass die amplituden- gegenüber der energieorientierten *diversity* Stapelung ein besseres Ergebnis liefert. Deswegen wurden alle *Einzelsweeps* mit der amplitudenorientierten *diversity* Stapelung prozessiert. Für einige Stationen wurden beide Versionen getestet, wobei sich allerdings zeigte, dass die qualitativen Unterschiede meist nicht besonders groß sind.

In der Sprengseismik wurde die Stapelung angewandt, wenn ein Sprengpunkt wiederholt wurde sowie bei den eng benachbarten Spuren der fünf Vertikalaufnehmer der PCM-Apparaturen. Auch hier hat sich das Verfahren bewährt (Abb. C4).

Nach ausgiebigen Tests hat sich sowohl für die Spreng- als auch für die Vibroseismik die Wahl einer Fensterlänge von 208ms und einer Schrittweite von 104ms als optimal erwiesen.

Die *diversity* Stapelung ist ein relativ einfaches, robustes und schnelles Verfahren zur Rauschunterdrückung bei gleichartigen Signalen. Es benutzt lediglich Amplitudeninformation, um Störungen zu unterdrücken, führt jedoch zu deutlichen Verbesserungen, wenn die Störampplituden



groß sind gegenüber dem Nutzsignal. Durch die Einbeziehung der Phase bzw. ihrer Kohärenz könnte eine weitere Verbesserung des Stapelergbnisses erreicht werden, allerdings wäre dies Gegenstand einer eigenständigen Arbeit.

## Anhang D - Binning

Zur weiteren Signalverstärkung der Vibroseismik wurde ein Binning der Registrierungen durchgeführt, d.h. es wurden verschiedene Seismogramme einer Station gestapelt, die von benachbarten Quellpunkten stammen. Die Binkoordinaten wurden so festgelegt, dass zunächst eine N-S verlaufende Projektion des Profils in 250m lange Abschnitte unterteilt und die darin liegenden VPe automatisch dem entsprechenden Bin zugeordnet wurden. Diese Zuordnung wurde dann gegebenenfalls manuell so angepasst, dass mindestens zwei und höchstens zehn VPe zu einem Bin gehören. Die eigentlichen Binkoordinaten errechnen sich schließlich aus dem Schwerpunkt der zugehörigen VP-Koordinaten.

Durch dieses Vorgehen wurde sichergestellt, dass nur eng benachbarte VPe zusammengefasst werden (Abb. D1). Die daraus resultierenden ungleichen Binabstände sind zwar ungünstig für

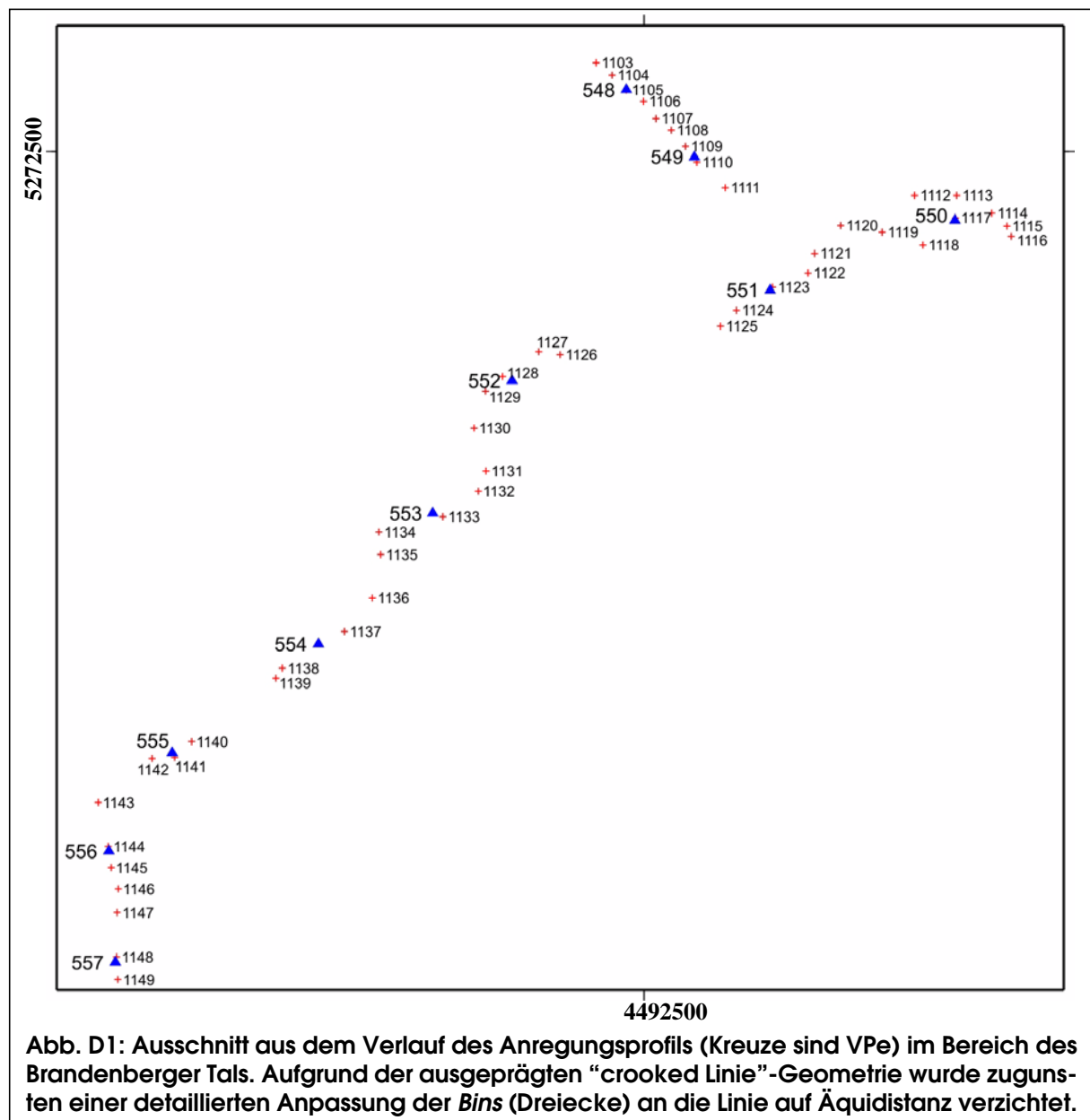


Abb. D1: Ausschnitt aus dem Verlauf des Anregungsprofils (Kreuze sind VPe) im Bereich des Brandenberger Tals. Aufgrund der ausgeprägten "crooked Linie"-Geometrie wurde zugunsten einer detaillierten Anpassung der *Bins* (Dreiecke) an die Linie auf Äquidistanz verzichtet.

die Darstellung der Seismogramme, für die tomographische Inversion jedoch ohne Nachteil.

Neben der Signalverstärkung führt das Binning zu einer Datenreduktion auf etwa 1/3 des ursprünglichen Volumens. Damit einher geht natürlich ein entsprechender Verlust an Auflösung, der jedoch für die Geschwindigkeitsmodellierung ohne Bedeutung ist, da die feinste Modellauflösung (2.5km in horizontaler Richtung) immer noch eine Größenordnung über dem durchschnittlichen *Bin*abstand liegt. Eine höhere Auflösung wäre lokal zwar möglich - insbesondere unter Hinzuziehung der Hauptlinienbeobachtungen - aber für ein krustenseismisches Modell nicht anstrebenswert.

In Abhängigkeit vom Anregungspunktabstand, vom Frequenzgehalt sowie von der zu betrachtenden Phase des seismischen Signals sind vor dem *binning* der Seismogramme mehr oder weniger komplexe Korrekturen anzubringen, um eine optimale Signalverstärkung beim Stapelvorgang zu gewährleisten. In erster Näherung lassen sich refraktierte Phasen mit einem linearen und reflektierte mit einem hyperbolischen Term beschreiben:

$$\text{Refraktion: } t = t_0 + \frac{\Delta}{v_{LMO}} = t_0 + \delta t_{LMO}$$

$$\text{Reflexion: } t = \sqrt{t_0^2 + \left(\frac{\Delta}{v_{NMO}}\right)^2} = t_0 + \delta t_{NMO} \approx t_0 + \frac{\Delta^2}{2 t_0 v_{NMO}^2}$$

mit der *Intercept*- bzw. Lotzeit  $t_0$ , der Entfernung  $\Delta$  und den Korrekturgeschwindigkeiten  $v_{LMO}$  und  $v_{NMO}$ . Die *Intercept*- bzw. Lotzeitkorrekturterme  $\delta t_{LMO}$  (*Linear MoveOut*) und  $\delta t_{NMO}$  (*Normal MoveOut*) geben den Unterschied zwischen der Lotzeitspur und einem Seismogramm in der Entfernung  $\Delta$  an. Die vor allem in der CMP-Reflexionsseismik gebräuchliche Näherung der Hyperbel durch eine quadratische Funktion gilt allerdings nur für den Steilwinkelfall  $\Delta / v_{NMO} \ll t_0$ .

Durch Bildung der Differenz aus der gemessenen Laufzeit  $t$  und einer hypothetischen Laufzeit für den Ort des *Bins*  $t_{bin}$  lassen sich aus diesen Laufzeitkurven Korrekturterme  $\delta t_{\partial LMO}$  und  $\delta t_{\partial NMO}$  ableiten, mit denen die Seismogramme vor dem Stapeln behandelt werden:

$$\text{Refraktion: } \delta t_{\partial LMO} = t - t_{bin} = \frac{\Delta - \Delta_{bin}}{v_{LMO}}$$

$$\begin{aligned} \text{Reflexion: } \delta t_{\partial NMO} &= t - t_{bin} = \sqrt{t_0^2 + \left(\frac{\Delta}{v_{NMO}}\right)^2} - t_{bin} \\ &= \sqrt{t_{bin}^2 - \left(\frac{\Delta_{bin}}{v_{NMO}}\right)^2 + \left(\frac{\Delta}{v_{NMO}}\right)^2} - t_{bin} = \sqrt{t_{bin}^2 + \frac{\Delta^2 - \Delta_{bin}^2}{v_{NMO}^2}} - t_{bin} \\ &\approx \frac{\Delta^2 - \Delta_{bin}^2}{2 t_{bin} v_{NMO}^2} \end{aligned}$$



Für  $\Delta_{bin} = 0$  gehen die differentiellen Korrekturen wieder in Lotzeitkorrekturen über. Die Näherung für Reflexionen gilt, solange die Korrekturzeit  $\delta t_{\partial NMO}$  klein gegenüber der absoluten Laufzeit  $t$  ist.<sup>21</sup> Wie man aus den Gleichungen ersieht, kann eine Abschätzung der zu verwendenden Geschwindigkeiten  $v_{LMO}$  bzw.  $v_{NMO}$  um so gröber ausfallen, je kleiner die Entfernungsänderungen bei der Korrektur sind. Während bei der CMP-Bearbeitung steilwinkelseismischer Reflexionsdaten alle Seismogramme auf den *offset* 0 korrigiert werden müssen und daher im allgemeinen relativ komplexe Stapelgeschwindigkeitsmodelle  $v_{NMO}(x, t)$  notwendig sind, ist im vorliegenden Fall eine konstante Korrekturgeschwindigkeit hinreichend. Die Unterscheidung zwischen reflexions- und refraktionsseismischen Korrekturen ist beim Binning jedoch durchaus relevant.

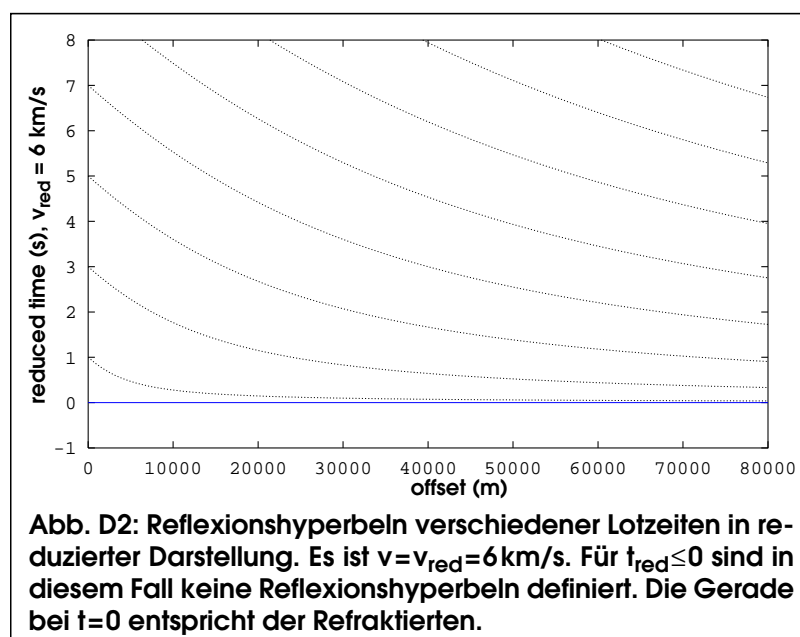
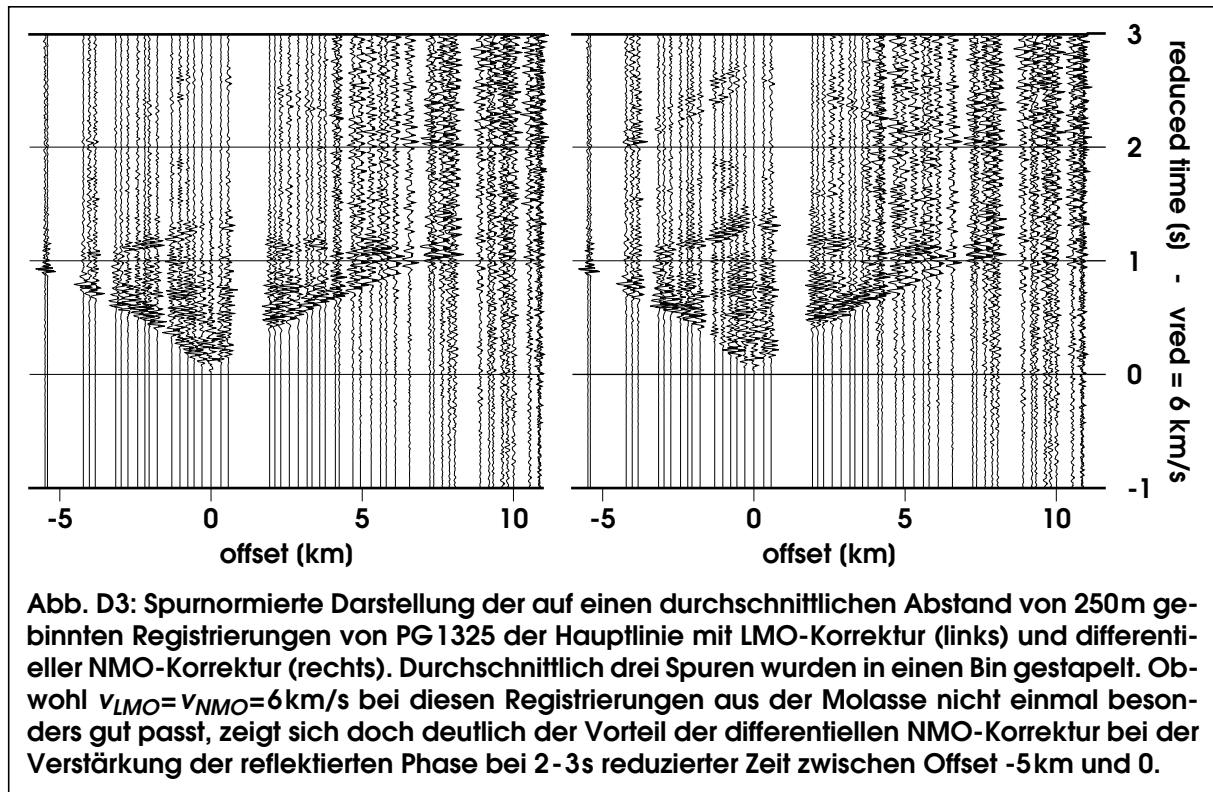


Abbildung D2 zeigt den Verlauf von Reflexionshyperbeln in einer reduzierten Darstellung für eine konstante Geschwindigkeit. Bei der reflexionsseismischen NMO-Korrektur werden die Seismogramme entlang dieser Hyperbeln korrigiert, bei der refraktionsseismischen LMO-Korrektur entlang horizontaler Geraden.

Für den Fall, dass in einer reduzierten Sektion Seismogramme gebinnt werden sollen, wurde in das DIVSTK-Modul (vgl. Anhang C) eine Option integriert, die in reduzierten Seismogrammmontagen eine differentielle Korrektur entlang der Reflexionshyperbeln ermöglicht. Dabei muss jedoch  $v_{red} = v_{NMO} = const.$  sein. Für Zeiten  $t_{red} < 0$  wird der LMO-Term verwendet, der bei  $t_{red} = 0$  stetig in die NMO-Korrektur übergeht, was man schnell sieht, wenn man  $t = (\Delta / v_{red})$  setzt. Auf diese Weise wurden die Vorzüge einer differentiellen Entfernungskorrektur in die *diversity*-Stapelung integriert.

21) In der Weitwinkelseismik trifft das in der Regel zu. Die Näherung dient in erster Linie der Vermeidung von Problemen, die mit negativen Summen unter der Wurzel verbunden sind. In solchen Fällen sind zwar die Voraussetzungen für die Näherung eigentlich nicht mehr erfüllt, trotzdem liefert sie Lösungen. Das Problem tritt allerdings nur in Randbereichen auf, *i.e.* bei sehr kleinen oder negativen Zeiten und geringen Entfernungen, in denen zumindest in der Weitwinkelseismik kein Signal vorhanden ist. Deswegen wurde in der Umsetzung eine exakte Lösung favorisiert, die in den kritischen Bereichen stetig in eine lineare Korrektur übergeht.



Die Abbildung D3 zeigt im Vergleich von LMO- und NMO-korrigierten Binning deutlich den Vorteil der differentiellen NMO-Korrektur bei der Bearbeitung reflektierter Phasen.

Bei der Programmierung der differentiellen NMO-Korrektur stellt sich das Problem, dass die Korrekturterme eigentlich  $t \in \mathbb{R}^+$ , also kontinuierliche Zeitreihen, voraussetzen. Denn eine gleichförmig abgetastete Zeitreihe wird bei der NMO-Korrektur i.A. in eine nicht-konstant abgetastete transformiert. Letztere müsste dann durch geeignete Funktionen interpoliert und erneut äquidistant abgetastet werden.

Auf diesen Schritt wurde der Einfachheit halber verzichtet und die Korrekturzeiten  $t_{bin}$  auf Vielfache der Abtastrate gerundet. Um den daraus resultierenden Fehler klein zu halten, ist es notwendig, vor der Anwendung der Korrektur die Abtastfrequenz der Seismogramme durch ein *re-sampling* (Neuabastung) deutlich zu erhöhen.

## Anhang E - Bedienungsanleitung

Dieser Anhang enthält die Bedienungsanleitung des Programms zur integrierten reflexions- und refraktionsseismischen Inversion **simulr** und der Hilfsprogramme **sim2gmt**, **ray2gmt** und **resid**.

Die Anleitung zu **simulr** ist nicht als Alternative zum Handbuch von Evans *et al.* (1994) für **simulps12** zu verstehen, das nicht nur Fragen der Bedienung, sondern auch einige grundlegende Probleme bei der Anwendung von SIMUL anspricht. Eine zusätzliche Anleitung war notwendig geworden, um die vielen Änderungen in den Formaten wie in der Funktionalität zu erläutern. So wurde beispielsweise in allen Ein- und Ausgabedateien die Genauigkeit der Ortsangabe um eine Stelle erweitert (auf 1 m für kartesische bzw. 0.001 ' für geographische Koordinaten). Mit der erweiterten Modellierungstechnik kamen außerdem neue Dateien hinzu, die einer Beschreibung bedurften. Aus Gründen der Vollständigkeit werden in der Anleitung zwar alle Eingabeparameter und die Mehrzahl der Ausgabeparameter beschrieben, der Schwerpunkt liegt dabei jedoch auf den Änderungen.

Die Hilfsprogramme **sim2gmt** und **ray2gmt** dienen dazu, die Ausgabedateien von **simulr** gezielt nach Informationen (Modellen, Auflösungsmatrizen, Strahlwege etc.) zu durchsuchen und diese in einem für die Weiterverarbeitung mit den *Generic Mapping Tools* (gmt) angepassten Format auszugeben. Mit dem Hilfsprogramm **resid** lassen sich selektiv oder statistisch Laufzeitresiduen oder absolute Laufzeiten suchen und als (x,t)-Werte für die Überlagerung mit Seismogrammen ausgeben.

SIMULR(1)

SIMUL CODE FAMILY

SIMULR(1)

**NAME****simulr** – 3D Simultaneous Refraction and Reflection Seismic Tomography**SYNOPSIS****simulr****GENERAL DESCRIPTION**

**simulr** inverts refracted and reflected travel time data for velocities, hypocenters, station delays and reflector positions simultaneously. It is based on simul12ps and simulps13q by C.H. Thurber, D. Eberhardt-Phillips, J.R. Evans and A. Rietbrock. These programs also invert travel time data for vp/vs ratios and t\* data for Q and the code is still implemented, but not tested. Some of the basic concepts of this code can be learned from a detailed user's manual for simulps12 available as open-file report 94-431 from the USGS.

**simulr** has been developed as a refraction/reflection seismic application. Modelling and inversion of floating and discontinuous reflectors has been added to the simulps code. Reflector topography is modelled by splines on an almost independent grid. The reflection modelling is based on the minimum travelttime reduction of Fermat's principle and is performed using a combination of approximate ray tracing, pseudo-bending and a grid search algorithm. Irregular grids have been introduced to improve the feasibility to fit the model parametrization to the resolving power of the data. Accuracy of the forward calculation has been improved focusing on large-distance observations.

**simulr** improves in brief:

- modelling of reflectors and reflected phases
- velocity discontinuities
- irregular grids
- improved accuracy
- digital elevation models

The format and/or structure of all input and many output files has been changed. This was necessary due to the new features available with simulr and due to the enhanced accuracy (e.g. one more digit for all travel times and coordinates). The input and output files (the latter now have names instead of numbers too) are described in the next sections of this manpage.

The simul input files are

|                         |                                |            |
|-------------------------|--------------------------------|------------|
| <i>CNTL</i>             | <b>control parameters</b>      | required   |
| <i>STNS</i>             | <b>station list</b>            | required   |
| <i>MOD</i>              | <b>model</b>                   | required   |
| <i>EQKS, BLAS, SHOT</i> | <b>observations</b>            | 1 required |
| <i>DEM</i>              | <b>digital elevation model</b> | optional   |

The output files produced by simulr are

|                   |  |
|-------------------|--|
| <i>output</i>     | <b>main log file</b>                                 |
| <i>eqks</i>       | <b>final earthquakes and observations</b>            |
| <i>blst</i>       | <b>final blasts and observations</b>                 |
| <i>shot</i>       | <b>final shots and observations</b>                  |
| <i>mod</i>        | <b>final model</b>                                   |
| <i>nodemap</i>    | <b>velocity nodes and inversion index</b>            |
| <i>soupar</i>     | <b>final source parameters</b>                       |
| <i>hypo71</i>     | <b>final source parameters in hypo71 format</b>      |
| <i>hysum</i>      | <b>final hypocenter errors in hypoinverse format</b> |
| <i>resol</i>      | <b>full resolution matrix</b>                        |
| <i>resolution</i> | <b>resolution diagonal elements</b>                  |
| <i>variance</i>   | <b>covariance matrix</b>                             |
| <i>pseudo</i>     | <b>pseudo bending warnings</b>                       |
| <i>tdiff</i>      | <b>travel times at different ART/PB stages</b>       |

SIMULR(1)

SIMUL CODE FAMILY

SIMULR(1)

*residuals*    **travel time differences**

## ----- DESCRIPTION OF INPUT FILES -----

**CNTL**

The *CNTL*-file is necessary to supply parameters for i/o-control, raytracing accuracy and inversion steps. Due to problems with the free format input on different platforms, the structure of this file was changed. A series of tabulated lists each of them identified by a specific keyword has to be supplied by the user:

|                |               |               |               |               |               |               |                      |             |  |
|----------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|----------------------|-------------|--|
| <b>INPUT</b>   | <b>neqs</b>   | <b>nsht</b>   | <b>nbls</b>   |               |               |               |                      |             |  |
| <b>OUTPUT</b>  | <b>files</b>  | <b>resid</b>  | <b>rays</b>   | <b>resol</b>  | <b>loc</b>    | <b>warn</b>   | <b>avgwl</b>         |             |  |
| <b>INVCTL</b>  | <b>nitmax</b> | <b>dwsct</b>  | <b>snrmct</b> | <b>rmstop</b> | <b>stepl</b>  | <b>rcldmp</b> | <b>dmptstsignifc</b> |             |  |
| <b>WEIGHTS</b> | <b>delt1</b>  | <b>delt2</b>  | <b>res1</b>   | <b>res2</b>   | <b>res3</b>   | <b>wtsh</b>   | <b>wtsp</b>          | <b>norm</b> |  |
| <b>INVMOD</b>  | <b>Vp</b>     | <b>Vp/Vs</b>  | <b>delay</b>  | <b>refl</b>   | <b>Q</b>      |               |                      |             |  |
| <b>DAMP</b>    | <b>Vp</b>     | <b>Vp/Vs</b>  | <b>delay</b>  | <b>refl</b>   | <b>Q</b>      | <b>hypo</b>   |                      |             |  |
| <b>CUTOFF</b>  | <b>Vp</b>     | <b>Vp/Vs</b>  | <b>delay</b>  | <b>refl</b>   | <b>Q</b>      | <b>hypo</b>   |                      |             |  |
| <b>HYP0</b>    | <b>nitloc</b> | <b>eigtol</b> | <b>rescut</b> | <b>dresct</b> | <b>rderr</b>  | <b>ercof</b>  | <b>ifixl</b>         | <b>zmin</b> |  |
| <b>ART</b>     | <b>ndip</b>   | <b>nskip</b>  | <b>scale1</b> | <b>scale2</b> | <b>scale3</b> | <b>locmin</b> | <b>dvmin</b>         | <b>hmin</b> |  |
| <b>PB</b>      | <b>xfac</b>   | <b>tlim</b>   | <b>iter1</b>  | <b>iter2</b>  | <b>npath</b>  | <b>qc</b>     | <b>elevtol</b>       |             |  |
| <b>DSVAL</b>   | <b>dsv1</b>   | <b>dsv2</b>   | <b>dsv3</b>   | <b>dsv4</b>   | <b>dsv5</b>   | <b>dsv6</b>   | <b>dsv7</b>          | <b>dsv8</b> |  |

Most of the lists are required, some are optional and some are optional under certain circumstances. The values to be supplied are either integer (int), floating point (fp), logical (l) or keywords (key). Logical values must be supplied as no/yes or n/y or 0/1. The parameters are repeated in the *output*-file. All parameters have a default value. Control-parameters are checked as far as possible during input phase and errors are reported to the *output*-file.

**INPUT**

Supply the number of events that should be read from the corresponding files.

**neqs** (int): number of earthquakes to be read from *EQKS*.

**nsht** (int): number of shots to be read from *SHTS*.

**nbls** (int): number of blasts to be read from *BLST*.

**OUTPUT**

Controls the amount of output. Greater numbers always include the options of the smaller ones. Most of the output for the last iteration is printed only if the maximum number of iterations is reached.

**files** (int):

- 0     no additional output files
- 1     final hypocenters of earthquakes in *hypo71* format
- 2     write final events to *eqks*, *blst* or *shts* respectively and in case of at least one inversion iteration the final model to *mod* and station delays (if any) to *stns*.
- 3     final hypocenters of earthquakes and blasts in a format used for *fpfit*, node positions to *nodemap*.
- 4     hypocenters for each inversion in hypoinverse format with error ellipse to file *hysum*

**resid** (int): travel time residuals. Detailed residuals are generally written to *output* and to *residuals*.

SIMULR(1)

SIMUL CODE FAMILY

SIMULR(1)

- 0 event residual statistics for first and last inversion step
- 1 event residual statistics for each inversion step
- 2 detailed residuals for first and last inversion step
- 3 detailed residuals for each inversion step

**rays** (int): raytracing

- 0 no information
- 1 print travel times of ART, ART/PB and enhanced ART/PB and their differences (*tdiff*), pseudo bending irregularities (*pseudo*) and reflection point coordinates (*reflpts*) of the last iteration
- 2 also print raypath coordinates for each observation (*evXXX.rp*)
- 3 additionally print the information of (1) for each iteration

**resol** (int): resolution, covariance and standard error

- 0 no information
- 1 print diagonal elements of R, 1/C and standard error
- 2 output resolution of last iteration to *resol*

**loc** (int): location steps

- 0 no information
- 1 output of event locations for each iteration

**warn** (int): warnings - in general all warnings are reported to *output* and some important ones to *stdout* too.

- 2 suppress output of warnings
- 1 report i/o warnings
- 0 report observations discarded during ray tracing
- 1 report observations discarded during input
- 2 report conspicuous residuals
- 3 report raytracer warnings
- 4 debug mode for reflection raytracer

**avgwl** (fp): wavelength used to compute some sort of model perturbation. If the initial model is not 1D, the standard deviation within each layer is possibly not representative for the amount of model changes. The perturbation is the average standard deviation within the specified wavelength. The longer the wavelength, the less the differences to the standard deviation within the whole layer. Edge nodes are not included in the computation of the standard deviation.

**INVCTL**

**nitmax** (int): maximum number of iterations of model inversion. Supply -1 to calculate synthetic travel times.

**dwscf** (fp): derivative weight sum cutoff value. A node is inverted for only when its derivative weight sum exceeds *dwscf*.

**snrmct** (fp): solution norm cutoff value. The inversion is terminated when the norm of the solution (model adjustment vector) drops below *snrmct*.

**rmstop** (fp): rms residual stop criterion - the inversion is terminated if the overall rms residual drops below *rmstop*.

**stepl** (fp): step length used to calculate derivatives along the raypath. Should not be larger than *scale1*.

SIMULR(1)

SIMUL CODE FAMILY

SIMULR(1)

**rcldmp** (l): recalculate damping after each iteration.

**dmpst** (int): run damping test series for Vp or Q (1), Vp/Vs (2), station delay (3) or reflector position (4). Forward calculation will be performed only once to save computation time and the results will be stored in temporary files. Then one inversion iteration is calculated for a series of damping values between 0.1 and 1000. This range is scaled by the value supplied as damping.

**signife** (key): Controls the significance test. The relation of the data variances from two consecutive iterations is compared to a certain ratio and the inversion is stopped when the relation drops below that ratio. The ratio may be determined in the following ways: *no* - set the ratio to 0 / *l* - set the ratio to 1 / *f-test* - perform a 95% f-test on the basis of the difference between observed and inverted parameters / *p-rel* - compute the ratio from the relation of observed and inverted parameters.

### WEIGHTS

**delt1, delt2** (fp): offset dependent weighting - the weighting factor is 100% for offsets shorter than delt1, 0% for offsets larger than delt2 and decreases linear in between.

**res1, res2, res3** (fp): residual dependent weighting - the weighting factor is 100% for residuals less than res1, decreases linear to 2% for res2 and from there linear to 0% for residuals greater than res3.

**wtsh** (fp): weighting factor for shots with respect to blasts and earthquakes. Default is 1.

**wtsp** (fp): weighting factor for ts-tp relative to tp used for hypocenter relocation, default is 1.

**norm** (l): turns normalization of weightings on/off. When it is on, the weights of the observations within an event will be normalized to an average of 1.00. This standard conforms to the original *simulps12* code. The influence of an event to the velocity changes depends on the number of observations. If normalization is turned off, the influence of an event to the velocity changes depends on the weighted number of observations. Default is off (no).

### INVMOD

For each model dimension (Vp, Vp/Vs, station delay, reflector position and Q) the user must decide whether to invert for or not. Source parameters are inverted automatically if one or more events are given as *EQKS*. If you don't invert for Vp/Vs the according part of the model is not read and P-S times are rejected. Pg times are rejected, if you don't invert for Vp and reflections are rejected when neither depth nor the according velocity is inverted for. (l)

**DAMP** For each model dimension that shall be inverted for the user must specify a damping value. In case of damping test series the appropriate damping value will be interpreted as a scalar applied to the range of damping numbers. (fp)

### CUTOFF

For each model dimension that shall be inverted for the user must specify a maximum adjustment value. Calculated model adjustments will be clipped when their unsigned value exceed this threshold. The cutoff value for hypocenter relocation is the maximum horizontal adjustment. (fp)

**HYPO** Hypocenter location parameters.

SIMULR(1)

SIMUL CODE FAMILY

SIMULR(1)

To reduce the matrix size hypocenter parameters are separated from the other model parameters. The event relocation is done in an iterative loop for each event before velocity inversion.

**nitloc** (int): number of iterations for hypocenter relocation within the inversion loop

**eigtol** (fp): if one or more eigenvalues of Geiger's matrix are below eigtol, they do not contribute to the hypocentral parameter adjustments and also the depth is not adjusted.

**rescut** (fp): the hypocenter relocation loop is terminated when the weighted rms residual of an event drops below rescut.

**dresct** (fp): the hypocenter relocation loop is terminated when the improvement of the weighted rms residual of an event drops below dresct.

**rderr** (fp): estimate of reading/picking error in [s] used to compute hypocenter errors

**ercof** (fp): used for error-calculations

**ifixl** (int): number of iterations during which hypocenters should not be relocated

**zmin** (fp): minimum depth b.s.l. of all events

#### **ART** Approximate Ray Tracing parameters

**ndip** (int): number of planes in which art paths are calculated. 1 is the vertical plane only (0 deg), 3 is additionally horizontal planes (-90, 0, 90), 5 adds another two planes at +/-45 and 9 adds another four planes in 22.5 angular distance between those planes.

**nskip** (int): if ndip is at least 5 you can skip a number of these planes counting from and including the horizontal, e.g. if you want art paths in the vertical and two planes swung at +/-22.5, you can supply 9 for ndip and 3 for nskip.

**scale1** (fp): segment length of the ray. Should be much shorter than the smallest node spacing. ART ray paths are restricted to a maximum of 128 ray segments, but during PB the path is resegmented to up to 2048 segments (4096 for reflected rays) to fit the segment length.

**scale2** (fp): vertical distance between the art paths within one plane. Should be greater than scale1.

**scale3** (fp): horizontal distance of trial reflection points. Should be adjusted to the Fresnel zone.

**locmin** (fp): ART-paths with a local travelttime minimum are passed to the subsequent pseudo bender when their travelttime is less than locmin% slower than the global travelttime minimum, i.e. 0% means to ignore any local minimum. 5% seems to be a reasonable value for many models. Artificial local minima can occur for long raypaths and can be excluded by small values for locmin.

**dvmin** (fp): minimum velocity gradient [1/s] to approximate the art path by a circle segment. In regions where the velocity gradient perpendicular to the corresponding ray segment is below dvmin, the circular ray path is approximated by a straight line. Correct adjustment of dvmin saves computation time and may automatically result in good Pn paths.

**hmin** (fp): minimum change in hypocenter location to calculate a new raypath.



SIMULR(1)

SIMUL CODE FAMILY

SIMULR(1)

**PB** Pseudo Bending parameters

**xfac** (fp): convergency enhancement factor - try values between 1.1 and 1.9 - too large factors may lead to rays leaving the model boundaries.

**tlim** (fp): minimum travel time improvement to continue PB in [ms]. The greater tlim, the higher inaccuracy and the faster the computation. Inaccuracy is at least about 10 times greater than tlim.

**iter1** (int): maximum number of pb iterations for observations with offsets less than delt1

**iter2** (int): maximum number of pb iterations for observations with offsets greater than delt2

**npath** (int): number of paths for each local minimum to evaluate using PB. Valid for the direct wave only. **npath** must be greater than 0 and uneven due to symmetry. Computation time increases linear with **npath**. Evaluating more paths increases accuracy, but too high values might lead to problems finding the absolute travel time minimum. 1 - 5 is an acceptable range. The distance between the paths is given by **scale2**.

**qc** (fp): threshold for quality control. If more than **qc%** of raypath points do not satisfy a quality criterion, the path is discarded and the next travel time minimum is evaluated. If no stable path is found at all, the observation is discarded for the actual iteration. This may be meaningful in the presence of shadow zones. The criterion is the misfit of local curvature and velocity gradient perpendicular to the ray. This misfit depends on **tlim** and other parameters controlling accuracy. The higher you set **tlim**, the higher you should set **qc**. To work efficiently, the general path inaccuracy must be low, i.e. **tlim** should be below 0.2 ms. If inaccuracy even for good paths is too high, quality control can not distinguish between "good" and "bad" rays. Set to 100 to deactivate this option.

**elevtol** (fp): supply 0.0 if you don't have a *DEM*. Otherwise this value gives an elevation tolerance for ray segments (also for events and stations) to be elevtol [km] in the air.

**DSVAL**

Damping test series values (optional). If you run a damping test series you may either use the default test value list (1000, 500, 200, 100, 50, 20, 10, 5, 2, 1, 0.5, 0.2, 0.1) or you may supply up to eight values using the DSVAl list.

**dsv1-dsv8** (fp): damping value(s) for test series. supply them sorted by decreasing value.

**MOD**

The *MOD*-file is used to describe the initial velocity- or Q-models and the position of reflecting elements.  $V_p$ ,  $V_s$  or Q-values are defined on a rectangular grid. An interpolation table specifies for each node whether it should be fixed, interpolated, linked or inverted. Border nodes can not be inverted.

| repeat | input parameters           | meaning             | format   |
|--------|----------------------------|---------------------|----------|
| 1      | <b>bld, ny,ny,nz, isa</b>  | model dimensions    | free     |
| 1      | <b>xn ( 1...nx )</b>       | grid node positions | free     |
| 1      | <b>yn ( 1...ny )</b>       | grid node positions | free     |
| 1      | <b>zn ( 1...nz )</b>       | grid node positions | free     |
| 1      | <b>inpx, inpy, inpz</b>    | correlation lengths | free     |
| ny*nz  | <b>inp( 1...nx, j, k )</b> | p-nodemap           | 5x,120a1 |
| ny*nz  | <b>ins( 1...nx, j, k )</b> | s-nodemap           | 5x,120a1 |
| ny*nz  | <b>vp( 1...nx, j, k )</b>  | p-velocities        | 120f5.2  |
| ny*nz  | <b>vs( 1...nx, j, k )</b>  | s-velocities        | 120f5.2  |

SIMULR(1) SIMUL CODE FAMILY SIMULR(1)

|     |                            |                            |          |
|-----|----------------------------|----------------------------|----------|
|     |                            | <i>Q</i>                   | 10f8.1   |
| 1   | <b>crefl, lrdc</b>         | <i>reflector, status1</i>  | a1,?x,11 |
| 1   | <b>nrx, nry, off, lrcl</b> | <i>grid dim, status2</i>   | free     |
| 1   | <b>xrn ( 1...nrx )</b>     | <i>grid node positions</i> | free     |
| 1   | <b>yrrn ( 1...nry )</b>    | <i>grid node positions</i> | free     |
| nry | <b>zrn ( 1...nrx, j )</b>  | <i>reflector depth</i>     | free     |

The repeat column specifies the number of lines required for each set of input parameters. **lrd** (real) specifies grid dimensions (either 1 for [km] or 0.1 for [100m]). **nx/ny/nz** (int) are the numbers of nodes and **xn/yn/zn** (real) the positions in the respective directions. **isa** must be 1 for a P-model or 2 for an additional S- or Q-model. **inpx/y/z** (int) specify some sort of relative correlation length used for the interpolation of nodes in percent. Interpolated nodes are marked with 1, fixed nodes with 0 and linked nodes have a number identifying the node they are linked to (ordered according to the NUM-block):

4 or 6 for node (i-1,j,k) or (i+1,j,k)

8 or 2 for node (i,j-1,k) or (i,j+1,k)

u or d for node (i,j,k-1) or (i,j,k+1)

Every other character (including blanks) will be interpreted as inversion node. This input is not free format. Each line starts with a comment and contains all nx nodes of a y-row. Interpolation nodes have to be specified in the same order as the velocity nodes: for all y-rows in a layer and for all layers. Specifying border nodes to be inter- or extrapolated or linked is possible as long as they are not linked to non-existing nodes or interpolated without defined nodes to interpolate from. Interpolation is done before linking! This means that you can link nodes to interpolated nodes, but you cannot interpolate from linked nodes. Interpolation takes into account the next free or fixed nodes in the direction of the three euclidian axes only. If there is no defined node neither in the x- nor in the y- nor in the z-direction of an interpolation node, the program stops. Linking can be done recursive but not cyclic.

Be aware of the problems that might arise from a domination of interpolated nodes in a model. A combination of linked and interpolated nodes is preferable. Example:

| layer 1 | layer 2 | layer 3 | layer 4 | layer 5 |
|---------|---------|---------|---------|---------|
| 0000000 | 0000000 | 0000000 | 0000000 | 0000000 |
| 0000000 | 0 11 0  | 01 1110 | 01111 0 | 0000000 |
| 0000000 | 01 1 10 | 01 1 10 | 0 1 10  | 0000000 |
| 0000000 | 01 11 0 | 0111110 | 0 11 0  | 0000000 |
| 0000000 | 01 1 10 | 01 1 10 | 01 1 10 | 0000000 |
| 0000000 | 01 1110 | 0 111 0 | 0 111 0 | 0000000 |
| 0000000 | 0000000 | 0000000 | 0000000 | 0000000 |

The central node (4,4,3) is not influenced by any inversion result but by the border nodes (4,4,1), (4,4,5), (4,1,k), (4,7,k), (1,4,k) and (7,4,k) only, while its neighbouring nodes, e.g. (3,4,3), are determined mainly by the free nodes. This might neither be wanted nor expected, because the central node seems surrounded by free nodes. To solve this, the central node should be inverted for or it should be linked or the distribution of the other free nodes should be changed. In combination with discontinuities the model setup might become confusing and it is recommended to start with a simple model with only few rows and columns and to refine it stepwise.

An initial Vp-model is always required, Vs or Q are read only when **isa** is set to 2. The interpolation node array is identical for Vs or Q and P.

No ray must ever leave the outer nodes or the program will crash. Therefore ensure that the boundary nodes are far enough away from the inverted region.

Only the first letter of reflector names is significant. The reflector discontinuity status **lrdc** is either 'T' or

SIMULR(1)

SIMUL CODE FAMILY

SIMULR(1)

'F' for a floating reflector. Two kinds of discontinuities may be specified (**lrcl**), closed ('T') and open ('F') ones. For open reflectors the interpolation of velocities between two given points is interrupted only if the connecting line crosses the reflector. For closed reflectors the interpolation of velocities between two given points is interrupted if one and only one of the points is below the reflector within its specified region. This region is given by the outermost nodes and may be extended beyond by specifying a tolerance **off**.

Reflectors are defined by bicubic spline interpolation between depth nodes. When you model a reflector always keep in mind the ill behaviour of these functions for rectangular, but not regular grid spacing and outside the outer nodes. Variable pixel sizes are therefore not recommended but will do if the reflector is not too rough.

If you model a discontinuity, interpolation of nodes and velocities is replaced by extrapolation in the vicinity of the reflector. If you have more than one discontinuous reflector, ensure that their regions do not overlap or that there is always at least one grid node layer between two arbitrary points on the reflectors (x,y,z1) and (x,y,z2) or the velocity in between will be undefined.

Be aware of discontinuous reflectors crossing velocity nodes during the inversion. An interpolated node will switch its velocity immediately and the inversion will behave linear. But if any of the nodes crossed by the reflector plane is linked, fixed or inverted, velocities above and below the reflector change abruptly leading to a non-linear instable behaviour.

**STNS**

Used to supply origin and rotation of the cartesian raytracing coordinate system, station coordinates and initial delay times. Input coordinates must be geographical in the format degree(NSEW)minutes or cartesian. Example:

```
origin 48N49.649 11E59.913
rotation 90.
nsts 3 geographical
DOG 47N44.300 11W54.636 880 0.000 0.000 0
DFA 47N42.617 11W57.110 820 -0.001 0.000 0
DSP 47N39.849 11W54.456 1395 -0.024 0.000 0
```

The format identification is a4, 2(i3,a1,f6.3), i5, 2(f7.3), i2 corresponding to station name, coordinates, elevation, p- and s-delay, fix delay flag. The format of cartesian coordinate input is a4, 2f10.3, i5, 2(f7.3), i2. Input of cartesian coordinates must be indicated by specifying 'cartesian' behind the number of stations. Default is geographical.

**EQKS, BLST, SHTS**

Used to supply information about events and observations for earthquakes, blasts and shots. For each event 4 initial hypocentral parameters must be given: longitude, latitude, depth and origin time. Shots are events with fixed parameters and blasts are events with fixed location. For each event several observations must be supplied containing the travel time data.

The format is i4, 1x, i2, 1x, i2, 1x, i2, 1x, f5.3, 2(i3,a1,f6.3), i5, f5.2 corresponding to year, month, day, hour, minute.msec, coordinates, elevation, magnitude. For shots the time information is not meaningful and may be used to specify shot number, ffid etc. instead.

**DEM**

You can supply digital elevation data to define a surface for your model. No part of a raypath, in particular no source or station must lie above the surface. If the latter happens, the program stops, while trial raypaths above the surface are just discarded and the program continues.

The DEM must be supplied as a binary file with record length 12 byte, each record containing latitude, lon-

SIMULR(1)

SIMUL CODE FAMILY

SIMULR(1)

gitude (in degrees) and elevation (in meters a.s.l.) as 4 byte floating point values. Record sequence is arbitrary. Elevation values have to be supplied for a regular grid with pixel size **bld\*bld** covering the complete model space.

The geographical coordinates are converted to cartesian using origin and rotation supplied in the *STNS*-file. If they are outside the model boundaries, the values are ignored. Otherwise the elevation is assigned to the closest gridpoint the coordinates of which are less or equal to the coordinates read. The DEM is not checked for completeness, i.e. missing values are undefined and may lead to erroneous raypaths. To save computation time during ray tracing the elevation is not interpolated between the nodes but constantly extrapolated. It may happen that stations or sources are several meters above the surface. You may specify a tolerance threshold **elevtol** in the *CNTL*-file to deal with that problem.

----- DESCRIPTION OF OUTPUT FILES -----

**output**

The central output file. In its beginning it repeats all the data read from the several input files followed by a more or less detailed log of the inversion iterations.

*residuals during forward calculation:*

**wgt wnorm**: weighted rms residual; root of the sum of squared weighted residuals normalized by the sum of squared weights

**unwgt**: unweighted rms residual; root of the sum of squared residuals normalized by the number of observations

**wgt norm sep**: separated weighted rms residual; root of the sum of squared weighted separated residuals normalized by the number of observations. For shots the only difference to the weighted rms residual is the normalization factor. For earthquakes and blasts, changes in the hypocentral coordinates are taken into account too.

*RAY STATISTICS:*

Ray statistics comprise information about rays discarded during modelling. Unlike rays already dropped while reading the input, these rays might be reaccepted the next iteration.

*RESIDUAL STATISTICS:*

**significance**: ratio between the number of observations and the number of all inverted parameters

**(over)determination**: difference between the number of observations and the number of all inverted parameters

**data variance**: ratio between the sum of squared residuals and the determining parameters. The smaller it is, the better the solution.

*MODEL PERTURBATION STATISTICS:*

After each iteration model statistics are calculated for velocities or Q values and eventually reflector positions. For each model layer and each reflector that can be inverted for average and standard deviation values for  $V_p$ ,  $V_p/V_s$ , Q,  $Z_{refl}$  (depending on your model) are printed. The standard deviations are computed for all nodes of a layer/reflector (total sdv) and also for those that have been inverted only (inv sdv). Both values are also calculated taking into account the nodes within a radius of *wll* only. When you have a 2D starting model with a great sdv, *wll* can help showing the significance of model perturbations.

**total sdv**: standard deviation of the velocity computed for all nodes excluding the edge nodes

**wll sdv**: wavelength limited standard deviation - computed for all nodes within *avwgl* and averaged subsequently

**inv sdv**: standard deviation of the velocity computed for all nodes that were inverted in the last iteration

**inv wll sdv**: averaged wavelength limited standard deviation computed for all nodes within *avwgl* that were inverted in the last iteration

SIMULR(1)

SIMUL CODE FAMILY

SIMULR(1)

***F-TEST:***

Significance test. The variance ratio is the ratio of the actual weighted data variance to the weighted data variance of the last iteration. This value is compared to some critical ratio computed according to *signifc*. If it is smaller, the model improvement is considered insignificant and the inversion loop is terminated.

***SOLUTION VECTOR:***

When calculating the total of the solution vector (its norm is a stop criterion) the problem of averaging depths, velocities and delay times arises. This has been solved by multiplying the delay norm by 5 km/s and the depth norm by 0.1 s/km which roughly corresponds to reasonable values and is a clear improvement compared to simply neglecting them.

***OBSERVATION MATRIX KHIT:***

The KHIT matrix counts the number of rays contributing to a node during inversion.

***DERIVATIVE WEIGHT SUM:***

The derivative weight sum is some kind of weighted ray density. The absolute value is not meaningful. Although the DWS values for reflectors and delay times have been scaled to the range of velocity DWS values, they cannot really be compared. The parameter **dwsct** can be used to eliminate unconstrained inversion nodes from the solution.

***DIAGONAL RESOLUTION ELEMENT:***

The diagonal elements of the so-called resolution matrix indicate the amount of linear independence of each model parameter. Values can be compared globally.

***1/(COVARIANCE DIAGONAL ELEMENTS) and STANDARD ERROR:***

Both derived from the resolution matrix they are of limited use as the standard error (which is the square root of the covariance diagonal elements) tends to go to 0 for very low as well as for very high diagonal resolution elements.

**nodemap**

A list of all velocity, Q, station delay, reflector depth node positions and their array indices - useful for programmers.

**pseudo**

Messages of the pseudo bending algorithm are printed to this file.

**reflpts**

For each reflection point cartesian coordinates (column 1-3) are given as well as the dip of the tangential plane (4), the incidence angle (5) and the name of the reflector (6).

**refrpts**

Refraction points are calculated during the inversion, so nitmax must be at least 1 to produce this file. The file lists cartesian coordinates (column 1-3), dip of the tangential plane (4), incidence angles (5,6), velocities above (7) and below (8) and the name of the reflector for each refraction point.

**residuals**

Travel time residuals for each observation in a format that is easy to read by scripts. Useful for display.

**ttdiff**

Travel times and differences of the different stages of the enhanced ART/PB algorithm. For each observation you find the fastest travel time of the approximate raytracer (ART), the subsequent pseudo bending algorithm (PB) and the resegmented bended path (PBR) in seconds. The next two columns display the differences between ART and PB and PB and PBR in msec. The next column shows the number of raypoints. Resegmentation is done iteratively. Each resegmented raypath is bended until the travel time improvement

SIMULR(1)

SIMUL CODE FAMILY

SIMULR(1)

drops below `tlim`. The resegmentation is stopped (or not even started) when either the segment length drops below `scale1` or the total number of pseudo bending iterations is exceeded.

----- FUNCTIONALITY -----

**ERRORS**

**simulr** may terminate for several reasons. It may reach some stop criterion and complete successfully or it stops due to errors. Many of them are recognized while reading the model and inversion setup. Mainly two problems may cause an error during the inversion iterations: velocity gradients might become so strong that the bending algorithm exaggerates and the ray leaves the model, or the weighted number of observations of an earthquake may drop below four. If the program gets killed before it starts you probably don't have enough memory. IEEE exceptions arising from numerical stability tests now are caught by the code and should not be issued anymore. If they still occur they indicate extreme parameter settings, as it happens e.g. in a damping parameter test series.

**WARNINGS**

Most warnings are printed to *output*. Some warnings from the pseudo bending algorithm are reported to *pseudo* only. Warnings from the reflection raytracer often indicate wrong phase correlation or too small or too rough reflector geometry. The right choice of `scale3` may also be of importance. Residual warnings are issued when either the average weighted residual of an event exceeds `res1` or the unweighted exceeds `res2`. Warnings from the bending algorithm may originate from the enhancement factor (may be critical if it exceeds 1.6) or from the velocity model.

**BUGS**

The Q- and the Vp/Vs-inversions have not been tested, i.e. they probably won't work. Hypocenter location routines have been tested from time to time but not extensively.

Not all parameters read from the input files are checked. It may happen that e.g. the velocity field is not read correctly and the program crashes much later, when a ray reaches the vicinity of a zero or NaN velocity node.

The programs works within the limits of a physically meaningful data and model parameter space only.

If you have problems with **simulr**, in particular if you observe program bugs, please report them to the author of this manpage. Always send the complete directory including the whole model setup and all the simulr output stuff.

**REFERENCES**

The authoritative source for the SIMULPS code is:

*Evans, J.R., Eberhart-Phillips, D., Thurber, C.H., 1994.* User's manual for SIMULPS12 for imaging Vp and Vp/Vs: a derivative of the "Thurber" tomographic inversion SIMUL3 for local earthquakes and explosions. USGS Open File report

If you are using this program please read and reference the following:

*Thurber, C. H., 1983.* Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake area, central California, *J. Geophys. Res.* 88, p. 8226-8236

*Eberhart-Phillips, D., 1993.* Local earthquake tomography: earthquake source regions, in *Seismic Tomography: Theory and Practice*, edited by H. M. Iyer and K. Hirahara

*Thurber, C. H., 1993.* Local earthquake tomography: velocities and Vp/Vs - theory, in *Seismic Tomography: Theory and Practice*, edited by H. M. Iyer and K. Hirahara

**SEE ALSO**

`sim2gmt`, `ray2gmt`

SIMULR(1)

SIMUL CODE FAMILY

SIMULR(1)

**AUTHORS**

Aki, K., Lee, W.H.K.  
**SIMUL3** Thurber, C.H.  
**SIMULPS12** Evans, J.R., Eberhart-Phillips, D., Thurber, C.H.  
**SIMULPS13Q** Rietbrock, A., Eberhart-Phillips, D.  
**SIMULR** Bleibinhaus, F.

**MANPAGE AUTHOR**

Florian Bleibinhaus  
Department of Earth and Environmental Sciences  
Geophysics Section, University of Munich,  
e-mail: bleibi@geophysik.uni-muenchen.de  
<http://www.uni-muenchen.geophysik.de>

SIM2GMT(1)

SIMUL UTILITY

SIM2GMT(1)

**NAME****sim2gmt** – Convert simulr output to gmt format**SYNOPSIS**

```
sim2gmt -A -Dmod -F -G -Iteration -L -M -MOD[file] -N[n|f|i|l|a] -Opath -Ppath
-Rxmin/xmax/ymin/ymax[/zmin[/zmax]] -RI[offset][o] -Sxy-spacing/z-spacing -SUM
-STEPstepwidth -V[V[V]]
```

**DESCRIPTION**

**sim2gmt** calculates profiles, layers or reflecting interfaces from simulr models using the simulr interpolation functions. Data will be read from the *output*-file or any simulr *MOD*-file and the results will be written to binary single-precision (4 byte) floating point tables. These can be used as input to mapping tools like **xyz2grd**. Station and hypocenter coordinates will be written to ASCII-files. This version of **sim2gmt** will not work with other simulr-versions than simulr.

Despite producing gmt-compatible output, **sim2gmt** also prints summary information, compares different models and produces **simulr** input-files for future runs.

**sim2gmt** produces several binary output files following the naming convention *NAMII.bin*. *NAM* refers to the kind of data, e.g. **vp** for p-wave velocities or **res** for the resolution diagonal elements and *II* is the number of the inversion step. Any matrice read from *output* will be written to a separate file. Reflector depth values can be printed as well and in this case *NAM* refers to the significant letter.

Any printout may be written in ASCII too and small data amounts, e.g. inversion node or station positions etc. will automatically be written in ASCII-format. ASCII-files will have the extension *.xyz* or *.deg* depending on the coordinate system. The letter *l* will be appended to the number of the inversion step to indicate a depth slice.

**OPTIONS**

- A** Small datasets, e.g. reflector depth, will be written in ASCII-format (default is binary).
- Dmod** Check the difference between two models. *mod* specifies a second simulr-model which will be compared to the model from the specified iteration read from *output*. The comparison may not be used together with **-M** or **-MOD**. The output is written to *vpII.bin*. The file *vp99.bin* in the output folder is misused as temporary file. If you want to compare the model from *output* with velocities from a binary table, you may also put this table (which must be named *vp99.bin*) in the output folder and supply its name including the path instead of specifying a simulr-model.
- F** If you have not inverted for velocities you normally won't get no printout, but if you have inverted for discontinuities you might need it. In that case supply this option.
- G** Interpret all coordinates as geographical instead of cartesian.
- Iteration**  
Calculate profiles or depth slices for inversion step *iteration*. If not specified the result of each iteration will be output.
- L** Calculate a layer. (By default not a depth slice, but a vertical profile will be computed.)
- M** Print the model (from the specified iteration) in simulr format to the file **mod** (in the directory *VP*, if it exists). Reflector positions from that iteration are appended no matter what options are set.
- MOD[file]**  
Read a SIMUL-model from *file* instead of reading *output*. Only velocities are written to output in that case. The default file name is **MOD** if no *file* is supplied.
- N[n|f|i|l|a]**  
Append the respective letters to print node positions to node.xyz of (n)ormal invertable, (f)ixed, (i)nterpolated, (l)inked and/or (a)ll nodes. Nodes are printed if they are closer than bld from the profile. Default is **-Nn**.
- Opath** The absolute or relative path to the directory, where the binary tables should be written to. (Default is "VP", if it exists, and "." otherwise)



SIM2GMT(1)

SIMUL UTILITY

SIM2GMT(1)

- Ppath** The absolute or relative path to the SIMUL **output**-file. (Default is ".")
- Rxmin/xmax/ymin/ymax[/zmin/zmax]**  
The profile will be computed from (*xmin/ymin*) to (*xmax/ymax*) in the depth range between *zmin* and *zmax*. **sim2gmt** follows the SIMUL convention of a left handed coordinate system, so that values a.s.l. are negative. When using the **-L** option, a slice is computed in the depth *zmin* in the region between *xmin* and *xmax* and *ymin* and *ymax*.
- RI[*offset*][*o*]**  
Compute position of reflecting interfaces. In combination with the option **-L** the whole reflector in the specified region will be written as coordinate triples (*x,y,z*) or in a binary 1-column file (*z*) when **-A** is not used. Otherwise only the line of intersection of the reflector with the profile will be calculated. In this case a 2-column file (*x,z*) has to be written and *offset* will be added to the start of the profile (*x+offset,z*). Append *o* if you want **sim2gmt** to print the reflectors only (and no velocities).
- Sxy-spacing/z-spacing**  
Grid spacing in [km] or [deg] depending on the **-G** option. When using the **-L** option, the first value is interpreted as x- and the second as y-spacing.
- SUM** Print summarized inversion information to **VP/summary** or **VP/dampst**. If no other output is requested, default is to produce the summary.
- STEP** If you use discontinuous reflectors a so-called relevant region is calculated by evaluating the reflector depth in steps of *stepwidth* in x- and y-direction. Default is  $0.2 * \text{scale3}$ , which is used by **simulr** too, when reading the file **output**. When using the **-MOD** option, *stepwidth* is defaulted as 1 km, which is probably far less accurate but much faster. The need for accuracy depends on the reflector topography.
- V[V...]** Verbose mode. Append another **V**'s for more extensive output (debug mode).

**EXAMPLES**

To extract the velocities from each iteration in a profile starting at the origin (0/0) trending 30 km in x-direction (east) from 1 km a.s.l. until 6 kms depth with 1 km unidirectional grid-spacing:

```
sim2gmt -R0/30/0/0/-1/6 -S1/1
```

To extract the velocities from the fifth iteration in a profile starting 50 km east and 100 km south of the origin (0/0) trending 100 km southward (with the **simulr** coordinate system rotated 90 degrees) from 2 km a.s.l. to 20 km b.s.l. with a horizontal grid-spacing of 500 m and a vertical of 100 m:

```
sim2gmt -I5 -R100/200/50/50/-2/20 -S0.5/0.1
```

Append **-RI** if you want reflector depth values for this profile. By default, reflector coordinates range between [0,EOP]. Append **-RI100** if you want coordinates starting with 100

To extract the depth of reflectors in a region of 10 km around this profile from the fifth iteration with 0.5 km grid spacing in north-south and 1 km in east-west direction:

```
sim2gmt -I5 -R100/200/40/60 -S0.5/1 -RI -L
```

To print summarized inversion information only:

```
sim2gmt
```

**BUGS**

There are some unsolved problems concerning the printout of reflector depth coordinates in connection with the **-D** option.

**SEE ALSO**

**simulr**, **ray2gmt**, **xyz2grd**

RAY2GMT(1)

SIMUL UTILITY

RAY2GMT(1)

**NAME****ray2gmt** – print simulr raypaths in gmt format**SYNOPSIS****ray2gmt** -E#[-#/##] -G -Offset -OBSobservations -P[p|l|n] -PHphase-signature[s] -Sstat -Tangle[xo[/yo]]**DESCRIPTION**

**ray2gmt** searches the simulr evXXX.rp raypath files and projects those raypaths into a profile or a layer that meet certain requirements. The output may be piped directly to GMT mapping tools. **ray2gmt** must be called from a subdirectory of the directory containing the raypaths.

**OPTIONS****-E#[-#/##]**

Print raypath points for the event # or for the range of events #-# or for the two events ##.

**-G**

Print geographical (default is cartesian) coordinates.

**-Offset**Print raypaths with minimum recording distance *offset* kms only.**-OBSobs1[/obs2...]** -or- **-OBSos-oe**

Print raypaths for specified observations or a range of observations.

**-P[p|l|n]**Project rays in a vertical **p**rofile, a horizontal **l**ayer or do **n**ot project the rays at all and print full 3D coordinates. By default rays are projected in a vertical **p**rofile.**-PHphase-signature[s]**Print raypath points for the specified phases only. Supply **g** to print the direct wave and the letter of a reflector to print the reflections from it. Default is to print all raypaths.**-Sstat**Print raypath points for the station *stat* only.**-Tangle[xo[/yo]]**

Origin and rotation of the profile with respect to the simulr coordinate system. Supply the rotation of the profile in X°Y and the origin shift in kms.

**EXAMPLES**

Print all direct phases and reflections from reflector "Z" recorded by station "AAS" for the events 50-999:

ray2gmt -E50-999 -SAAS -PHgZ

**SEE ALSO**

simulr, sim2gmt, resid

RESID(1)

SIMUL UTILITY

RESID(1)

**NAME****resid** – evaluate traveltimes from **simulr****SYNOPSIS****resid** -C[x|y|z] -E#[-#] -F -I*iter* -MAX -PHr[r...] -S*stat* -SP -SORT[s|e] -V -VRED*vred***DESCRIPTION**

**resid** searches the **simulr** *residuals* file for traveltimes and residuals that meet certain requirements and writes them to a series of files that may be used for plotting. Alternatively, the most outstanding residuals are printed to a terminal. **resid** must be called from the directory containing the whole **simulr** in- and output files.

**OPTIONS****-C**[x|y|z]

Traveltimes and residuals are printed versus coordinates. The **-C** option specifies this coordinate. Default is *x*. If the sort key is station they will be printed versus event coordinates and vice versa.

**-E**#[-#]

Print residuals and traveltimes for the event # or for the range of events #-#. Together with the **-SP** option # is interpreted as shot number stored in the first field of the event date (year). This is not valid for a range due to technical reasons.

**-F**

Replace existing target files.

**-I***iter*

Print residuals and traveltimes from iteration *iter*. Default is 0.

**-MAX**

Print the maximum residuals from the specified iteration to a terminal and quit.

**-PH**r[r...]

Print residuals and traveltimes for the phase *r*. Phase is either **g** for the direct waves *Pg* and *Pn* or the name (significant letter) of a reflector. It may be repeated as many times as necessary.

**-S***stat*

Print residuals and traveltimes for the station *stat* only. This implies sorting by station.

**-SP**

Interpret event year as shot number and use this name for the output files. If a single event is requested interpret # as shot number too.

**-SORT**[s|e]

Sort key of output: station or event. Default is event.

**-V**

Verbose operation.

**-VRED***vred*

Reduce traveltimes by *vred* km/s.

**SEE ALSO**

**simulr**, **sim2gmt**, **ray2gmt**

## Anhang F - Glossar und Abkürzungsverzeichnis

|                |   |
|----------------|---|
| 1D, 2D, 3D     | ein-/zwei-/dreidimensional  |
| 2.5D           | pseudo-dreidimensional; 3D Modellierung einer durch konstante Extrapolation in die dritte Dimension erweiterten 2D-Funktion   |
| 3K             | drei Kanäle (oft synonym für drei Komponenten: eine vertikale und zwei horizontale)   |
| AGC            | <i>Automatic Gain Control</i> : automatische Verstärkungsregelung; gleitende Normierung der Amplituden eines Seismogramms   |
| ART            | 1. <i>Approximate Ray Tracing</i> : Angenäherte Strahlmodellierung<br>2. Algebraische Rekonstruktionstechnik (↗Inversion)   |
| <i>bending</i> | Strahlberechnungsmethode (↗ <i>ray tracer</i> ). Das <i>bending</i> ist ein Randwertproblem, bei dem ein initialer Verbindungsweg zwischen Quelle und Station variiert (gebogen) wird, bis er dem Fermat'schen Prinzip stationärer Laufzeit genügt. |
| <i>Bin</i>     | In der Seismik linien- oder flächenhaft abgegrenzter Bereich, in dem meist mehrere Seismogramme zusammengefasst und gestapelt werden ( <i>binning</i> ).  |
| Datenvarianz   | In der Laufzeittomographie eine normierte Varianz der Differenz modellierter und beobachteter Laufzeiten. Insbesondere ist die D. also keine ausschließlich intrinsische Eigenschaft der Beobachtungsdaten.   |
| DLSQR          | <i>Damped Least Squares</i> : gedämpfte ↗LSQR-Methode   |
| DOY            | <i>Day Of the Year</i> : Tag im Jahr (1-366)  |
| E              | <i>East</i> : Osten   |
| <i>fat ray</i> | räumlich ausgedehnter, die Fresnel-Zone berücksichtigender Strahl   |
| FD             | Finite Differenzen: spezielle Methode der Modellparameterisierung, die in der Seismologie v.a. zur Wellenfeldmodellierung verwendet wird  |
| Inversion      | 1. Umkehrprozess, bei dem aus Messwerten auf eine Objektfunktion geschlossen wird.<br>2. Geschwindigkeits-I.: Vorzeichenumkehr (meist der z-Komponente) des Geschwindigkeitsgradienten, die zu einer ↗LVZ führt.                                    |
| LET            | <i>Local Earthquake Tomography</i> : Lokalbebentomographie  |
| LMO            | <i>Linear MoveOut</i> : lineare entfernungsabhängige Zeitkorrektur  |
| LSQR           | <i>Least Squares</i> (kleinste Quadrate): Optimierungsmethode   |
| LVZ            | <i>Low Velocity Zone</i> : Niedriggeschwindigkeitszone  |
| N              | <i>North</i> : Norden   |
| NCA            | <i>Northern Calcareous Alps</i> : nördliches Kalkalpin  |

|                            |  |
|----------------------------|--|
| NMO                        | <i>Normal MoveOut</i> : hyperbolische entfernungsabhängige Zeitkorrektur   |
| Nullmenge                  | Für $\vec{T} = s_{Ik}\vec{f}$ ist die N. definiert als die Menge $N$ aller Modelle $\vec{n} \in N$ , für die $s_{Ik}\vec{n} = \vec{0}$ . Jedes Modell $\vec{n} \in N$ kann beliebig oft zum Ergebnis addiert werden, ohne die Anpassung der synthetischen Daten an die Beobachtungen zu verändern. Da häufig nur eine Norm des Residuenvektors betrachtet wird, werden meist auch Modelle zur N. gezählt, für die lediglich $ s_{Ik}\vec{n}  = 0$ . Für zwei Modelle mit derselben Norm $ s_{Ik}\vec{f}_1  =  s'_{Ik}\vec{f}_2 $ wird die Differenz $\vec{\Delta f} = \vec{f}_1 - \vec{f}_2$ in erster Näherung auch als Teil der N. betrachtet. |
| Nullmengenenergie          | Als N. ( <i>null space energy</i> ) bezeichnen Böhm <i>et al.</i> (1997-2000) eine Art Durchschnitssamplitude eines Modellparameters in den Elementen der Nullmenge.   |
| PB                         | <i>Pseudo-<math>\blacktriangledown</math>bending</i> . Von Um und Thurber (1987) eingeführte Bezeichnung für eine Strahlberechnungsmethode, bei der im Gegensatz zum üblichen <i>bending</i> nicht die Differentialgleichungen der Strahlausbreitung explizit gelöst werden, sondern direkt eine Minimierung der Laufzeit angestrebt wird.   |
| PL                         | Periadriatisches Lineament   |
| <i>ray tracer</i>          | Simulation von kinematischen Wellenparametern ( $\blacktriangledown$ <i>shooting</i> , $\blacktriangledown$ <i>bending</i> )   |
| rms                        | <i>root mean square</i> : Quadratmittel, Effektivwert  |
| S                          | <i>South</i> : Süden   |
| <i>sensitivity kernel</i>  | Bei der Herleitung der Fréchet'schen Ableitungsmatrix verwendeter Integrand, der die Wirkung der Objektfunktion auf eine Beobachtung beschreibt. In der Hochfrequenzapproximation der seismischen Laufzeit-tomographie ist dies im wesentlichen der Strahlweg.   |
| <i>shooting</i>            | Strahlberechnungsmethode ( $\blacktriangledown$ <i>ray tracer</i> ). Das <i>shooting</i> ist ein Initialwertproblem, bei dem die Abstrahlwinkel an der Quelle so lange variiert werden, bis die Station getroffen wird.  |
| SIMUL<br>SIMULPS<br>SIMULR | Computerprogramme zur simultanen tomographischen Inversion für Geschwindigkeiten und Hypozentralparameter (SIMUL; Thurber, 1983) und P-S-Differenzlaufzeiten (SIMULPS; Eberhardt-Phillips, 1990, 1993) und Reflektortiefen (SIMULR; Bleibinhaus)   |
| SIRT                       | simultane iterative Rekonstruktionstechnik ( $\blacktriangledown$ Inversion)   |
| <i>sweep</i>               | gewobbeltes und getapertes (Steuer)signal der Vibroseismik   |
| SP                         | Schusspunkt  |
| TP                         | Teilprojekt  |
| Voxel                      | 3D-Pixel; Zelle eines Raumgitters  |
| VP                         | Vibrationspunkt  |
| W                          | <i>West</i> : Westen   |