

# Kapitel 4

## Methode

Die seismische Tomographie fand innerhalb der letzten drei Jahrzehnte in der Geowissenschaft eine weitverbreitete Anwendung, die im räumlichen Ausmaß von Metern bis zur gesamten Erde reicht. Bei dieser Methode führt man Laufzeitanomalien seismischer Wellen, die an einem Stationsnetz aufgezeichnet werden, auf räumliche Variationen der Geschwindigkeit innerhalb eines dreidimensionalen Geschwindigkeitsfeldes zurück. Dazu werden die Meßwerte (Laufzeiten) über ein System von Gleichungen mit den gesuchten physikalischen Parametern (Geschwindigkeiten, *slowness*) verbunden.

Für krustale Studien existieren zwei sogenannte passive Methoden - die teleseismische Tomographie (*Aki et al., 1977*) und die lokale Erdbebentomographie (LET) (*Kissling, 1988*) - im Gegensatz zu den aktiven Methoden, die Explosionsquellen verwenden. Ein Vorteil der LET gegenüber der teleseismischen Tomographie ist die hochauflösende Abbildung von Strukturen, da der höhere Frequenzgehalt von lokalen Beben und das Vorhandensein der Quelle im Modellraum eine höhere räumliche Abtastung erlaubt. Als Nachteil ist jedoch die ungleiche Verteilung der Beben zu erwähnen. Demzufolge erhält man eine hohe Auflösung in Gebieten, in denen eine dichte Erdbeben- und Stationsabdeckung existiert, und eine eher geringe in seismisch inaktiven Gebieten sowie in den äußeren Bereichen des Untersuchungsgebietes. Desweiteren wird die vertikale Ausdehnung des Modells durch die lokale Seismizität bestimmt.

### 4.1 Theoretische Grundlagen der lokalen Erdbebentomographie

Die theoretischen Grundlagen der lokalen Erdbebentomographie und ihre Anwendung sind in der Literatur detailliert beschrieben und können u.a. in *Aki and Lee (1976)*, *Thurber (1983)*, *Kissling (1988)*, *Thurber (1993)* und *Thurber and Eberhart-Phillips (1999)* nachgelesen werden. Im folgenden Kapitel soll deshalb nur ein kurzer Überblick gegeben werden, der sich

hauptsächlich nach *Thurber (1993)* richtet. Das in dieser Arbeit verwendete Programm SIMULPS zur simultanen Inversion einer 3-D Geschwindigkeitsstruktur und Hypozentralparametern wurde ursprünglich von ihm entwickelt.

### Mathematische Formulierung des Problems

In der Strahlentheorie wird die Laufzeit  $t$  einer seismischen Raumwelle von einem Erdbeben  $i$  zu einer seismischen Station  $j$  in einem Geschwindigkeitsfeld  $v$  durch folgendes Wegintegral beschrieben:

$$t_{ij} = \int_{\text{Erdbeben}}^{\text{Station}} \frac{1}{v} ds \quad (4.1)$$

Die eigentlich meßbaren Größen sind jedoch die Ankunftszeiten  $T_{ij}$  an der seismischen Station, die sich aus der Summe der Herzzeit  $T_i^0$  und der Laufzeit  $t_{ij}$  ergeben:

$$T_{ij} = T_i^0 + t_{ij} \quad (4.2)$$

d.h. die beobachteten Ankunftszeiten sind eine Funktion der Herdparameter und des Geschwindigkeitsfeldes entlang eines jeden Strahlenweges ( $T_{ij}^{obs} = T_{ij}^{obs}(T_i^0, x_{n_i}^0, v(x_n))$ ) mit  $n = 1, 2, 3$ ). Sowohl Herdkoordinaten  $x_{n_i}^0$ , Herzzeit  $T_i^0$  und Strahlenwege als auch das Geschwindigkeitsfeld  $v(x_n)$  sind unbekannte Modellparameter.

Unter Annahme möglicher Herdkoordinaten und eines Geschwindigkeitsfeldes  $v(x_n)$  als a priori Information können über die Gleichung 4.2 theoretische Ankunftszeiten  $T_{ij}^{calc}$  berechnet und mit den beobachteten Ankunftszeiten  $T_{ij}^{obs}$  verglichen werden. Die Abweichung ist durch die Laufzeitresiduen  $r_{ij}$  gegeben:

$$r_{ij} = T_{ij}^{obs} - T_{ij}^{calc} \quad (4.3)$$

Die Laufzeitresiduen sind demzufolge eine Funktion der Differenzen zwischen wahren und angenommenen Modellparametern ( $r_{ij} = r_{ij}(\Delta T_i^0, \Delta x_{n_i}^0, \Delta v(x_n))$ ). Außer der Herzzeit sind alle Parameter dieser Funktion nicht linear von der beobachteten Laufzeit abhängig. Eine lineare Näherung wird durch die Taylorreihenentwicklung der Funktion  $T_{ij}^{obs}$  um ein Startmodell (Herdkoordinaten  $x_{n_i}^{0*}$ , Herzzeit  $T_i^{0*}$ , Geschwindigkeitsmodell  $v^*(x_n)$ ) unter Vernachlässigung der Terme höherer Ordnung ( $\geq 2$ ) erreicht. Schließlich können die Laufzeitresiduen mit den Korrek-

turen der Modellparameter in Zusammenhang gebracht werden (gekoppeltes Hypozentrum-Geschwindigkeitsmodell-Problem):

$$r_{ij} = \Delta T_i^0 + \sum_{n=1}^3 \frac{\partial t_{ij}}{\partial x_{n_i}} \Delta x_{n_i}^0 + \sum_{l=1}^L \frac{\partial t_{ij}}{\partial v_l} \Delta v_l \quad (4.4)$$

mit

$$\Delta T_i^0 = T_i^0 - T_i^{0*}, \quad \Delta x_{n_i}^0 = x_{n_i}^0 - x_{n_i}^{0*}, \quad \Delta v(x_n) = v(x_n) - v^*(x_n)$$

wobei der letzte Term in 4.4 eine finite Parametrisierung der Geschwindigkeitsstruktur beinhaltet.

Das Ziel der LET ist es nun, die Schätzwerte der Modellparameter (Hypozentrum und Geschwindigkeitsstruktur) so zu verbessern, daß der gewichtete *RMS*-Fehler minimal wird. Da es sich aufgrund der Kopplung von Herdparametern und Geschwindigkeitsstruktur in Gleichung 4.4 um ein hochgradig nichtlineares Problem handelt, das durch eine Taylorreihenentwicklung unter Vernachlässigung der höheren Terme linearisiert wurde, ist ein iteratives Lösungsverfahren erforderlich. In jedem Iterationsschritt werden die Strahlenwege, die theoretischen Laufzeiten und ihre partiellen Ableitungen neu berechnet.

Das vollständige Gleichungssystem der Beziehung 4.4 lautet in Matrixschreibweise:

$$\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{m} \quad (4.5)$$

wobei  $\mathbf{d}$  der Vektor der Laufzeitresiduen und  $\mathbf{m}$  der Vektor der Modellparameterkorrekturen ist. Die Jacobi-Matrix  $\mathbf{G}$  enthält die Ableitungen der Laufzeiten nach den Modellparametern.

### Die Inversionsmethode als Lösung des Problems

Eine direkte Lösung der Gleichung 4.5 existiert nur dann, wenn  $\mathbf{G}$  quadratisch ist, d.h. wenn es genauso viele Beobachtungen wie Unbekannte gibt. Da dies bei seismologischen Untersuchungen selten der Fall ist, wird das Inversionsproblem nach *Menke (1989)* folgendermaßen formuliert:

$$\mathbf{m}^{est} = \mathbf{G}^{-g}\mathbf{d} \quad (4.6)$$

wobei  $\mathbf{G}^{-g}$  die verallgemeinerte Inverse (*generalized inverse*) ist, deren Lösung von der Art des zu untersuchenden Problems abhängt.

Normalerweise existieren in der seismischen Tomographie mehr Daten als Modellparameter, was zu einem überbestimmten Teilproblem führt. Es kann durch die Minimierung der quadratischen Abweichung der Laufzeitresiduen gelöst werden kann, also durch die Minimierung des quadrierten Vorhersagefehlers (*prediction error*)  $\mathbf{e} = \mathbf{d}^{obs} - \mathbf{d}^{pre} = \mathbf{d}^{obs} - \mathbf{G}\mathbf{m}^{est}$ . Andererseits werden jedoch nicht alle Bereiche des Modellraums gleichmäßig durchstrahlt, d.h. es ist gleichzeitig auch ein unterbestimmtes Teilproblem. Dieses wird wiederum durch die Minimierung der Lösungslänge (*solution length*) gelöst. Somit handelt es sich bei der LET um ein gemischt bestimmtes Problem. Fehlerbehaftete Daten (z. B. Pickfehler) und inadäquate Modellparametrisierung führen außerdem zu einem inkonsistenten Gleichungssystem, welches aber aufgrund redundanter Daten im Sinne eines besten Modells für einen Datendurchschnitt gelöst werden kann.

Ein möglicher Lösungsansatz des gemischt bestimmten Problems ist die Linearkombination der Lösungen für das über- und das unterbestimmte Teilproblem, also eine Kombination des Vorhersagefehlers und der Lösungslänge. Durch deren Minimierung erhält man die *damped least squares* Lösung (Menke, 1989):

$$\mathbf{m}^{est} = (\mathbf{G}^T \mathbf{G} + \varepsilon^2 \mathbf{I})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{d} \quad (4.7)$$

wobei  $\mathbf{G}^T$  die transponierte Matrix der partiellen Ableitungen ist,  $\mathbf{I}$  die Einheitsmatrix und  $\varepsilon^2$  ein Dämpfungsfaktor, welcher zwischen Vorhersagefehler und Lösungslänge wichtet. Ein groß gewählter Dämpfungswert bewirkt eine stärkere Gewichtung der Einheitsmatrix gegenüber der Matrix  $\mathbf{G}$ , was zu kleinen Diagonalelementen der verallgemeinerten Inversen führt. Das resultierende Modell bleibt in der Nähe des Startmodells. Im Gegensatz dazu führt eine geringere Gewichtung der Einheitsmatrix im Vergleich zu  $\mathbf{G}$  zu größeren Modellparameterkorrekturen.

Das resultierende Geschwindigkeitsmodell ergibt sich schließlich dadurch, daß, von einem Startmodell ausgehend, nach jeder Iteration die Modellkorrekturen  $\mathbf{m}^{est}$  entsprechend der Gleichung 4.7 zum vorherigen Modell addiert werden. Der Iterationsprozeß wird solange fortgeführt, bis ein bestimmtes Abbruchkriterium erreicht ist (z. B. Unterschreitung der Datenvarianz oder der minimalen Länge der Modellkorrekturen).

## 4.2 Der LET Algorithmus SIMULPS

Mit dem Programm SIMULPS (Thurber, 1983; Evans et al., 1994) werden P-Einsatzzeiten und S–P-Zeiten invertiert, um Erdbebenlokalisierungen sowie  $v_p$ - und  $v_p/v_s$ -Variationen zu erhalten. Im Laufe der Jahre hat es sich in der Anwendung in verschiedenen Studien über lokale Erdbeben außerordentlich bewährt ( u.a. Eberhart-Phillips and Michael, 1998; Reyners et al., 1999; Graeber and Asch, 1999; Husen et al., 2000; Patzig, 2000; Eberhart-Phillips and Rey-

ners, 2001; Paul et al., 2001; Schurr, 2001; Haberland and Rietbrock, 2001). Zahlreiche Autoren trugen mit ihren Modifikationen zur Verbesserung und Erweiterung des Programms bei (u.a. Eberhart-Phillips, 1986, 1993; Um and Thurber, 1987; Rietbrock, 1996; Thurber and Eberhart-Phillips, 1999).

In SIMULPS werden die Ankunftszeiten  $T_{ij}^{calc}$  mittels der Gleichungen 4.1 und 4.2 unter Verwendung geschätzter Herdkoordinaten, Herdzeit und eines Startmodells der Geschwindigkeitsstruktur sowie der *pseudo-bending raytracing* Methode (Um and Thurber, 1987) berechnet. Das Inversionsproblem und das damit verbundene gekoppelte Hypozentrum-Geschwindigkeitsmodell-System in Gleichung 4.4 wird iterativ durch eine Kombination von Parameterseparation (Pavlis and Booker, 1980; Spencer and Gubbins, 1980) und *damped least square* Inversion gelöst.

Die Resolutionsmatrix und Modellkovarianz (Menke, 1989) können direkt ausgegeben werden, da eine vollständige Matrixinversion durchgeführt wird.

**Repräsentation der Untergrundstruktur** Der Untergrund wird mittels einer Interpolationsfunktion kontinuierlich parametrisiert. Die Geschwindigkeit ist über ein 3-D Knotengitter definiert und berechnet sich an einem beliebigen Punkt  $x_n$  ( $n = 1, 2, 3$ ) im Modellparameterraum gemäß der Funktion:

$$v(x_1, x_2, x_3) = \sum_{k=1}^2 \sum_{l=1}^2 \sum_{m=1}^2 v(x_{1k}, x_{2l}, x_{3m}) \left[ \left( 1 - \left| \frac{x_1 - x_{1k}}{x_{12} - x_{11}} \right| \right) \left( 1 - \left| \frac{x_2 - x_{2l}}{x_{22} - x_{21}} \right| \right) \left( 1 - \left| \frac{x_3 - x_{3m}}{x_{32} - x_{31}} \right| \right) \right] \quad (4.8)$$

wobei  $x_{1k}$ ,  $x_{2l}$  und  $x_{3m}$  die Koordinaten der acht den Punkt  $(x_1, x_2, x_3)$  umgebenden Knotenpunkte darstellen (Thurber, 1983).

Die neueste Version von SIMULPS ermöglicht das Verknüpfen (*linking*) von Knotenpunkten während der Inversion, so daß in Gebieten mit ausreichend vorhandenen Daten eine feine Parametrisierung erfolgen kann und gleichzeitig in Bereichen mit geringerer Auflösung noch ein stabiles Modell erzielt wird (Thurber and Eberhart-Phillips, 1999).

**Raytracing** Das Vorwärtsproblem  $\mathbf{d} = \mathbf{Gm}$  beinhaltet die Berechnung des Wegintegrals in Gleichung 4.1, was in der seismischen Tomographie durch *raytracing* gelöst wird. Für die Berechnung der Strahlenwege und Laufzeiten in einem 3-D Geschwindigkeitsfeld wird im Programm SIMULPS eine *approximate raytracer* (ART) Methode (Thurber, 1983) verwendet, die

zunächst Erdbeben und Station durch eine große Anzahl an Kreisbögen unterschiedlicher Radien und Eintauchwinkel miteinander verbindet. Aus dieser Menge wird dann derjenige mit der geringsten Laufzeit ausgewählt. Anschließend wird dieser Strahl in einem iterativen Prozeß stückweise verformt, um die Laufzeit weiter zu minimieren, bis die Laufzeit konvergiert (*pseudo bending* Methode (PB) nach *Um and Thurber (1987)*).

**S-Wellen und  $v_p/v_s$ -Verhältnis** Durch eine Kombination der P- und S-Geschwindigkeitsstruktur erhält man zusätzliche Informationen zur Charakterisierung der mechanischen Eigenschaften und Geologie der Kruste und des oberen Mantels. Darüber hinaus ist in der LET die Verwendung von S-Wellen für eine präzise Bestimmung der Herdtiefe unerlässlich.

Im Allgemeinen sind die S-Beobachtungen zahlenmäßig und qualitativ geringer als die der P-Beobachtungen, weil sie einerseits in der Koda der P-Wellen ankommen und andererseits durch Dämpfung und Anisotropie stark beeinflusst werden. Deshalb haben S-Geschwindigkeitsmodelle in der Regel eine geringere Auflösung und bergen größere Unsicherheiten in sich als  $v_p$ -Modelle, wodurch ein direkter Vergleich zur Bestimmung des  $v_p/v_s$ -Verhältnisses zu starken Artefakten führen kann (*Eberhart-Phillips, 1990*).

Die Berechnung von  $v_p/v_s$  erfolgt äquivalent zu der von  $v_p$ . Von einem gut aufgelösten  $v_p$ -Modell ausgehend, ergeben sich für ein anfängliches konstantes  $v_p/v_s$ -Verhältnis identische Strahlenwege für P- und S-Wellen. Die beobachteten S–P Zeiten können wie folgt ausgedrückt werden:

$$t_{ij}^{S-P} = \int_{\text{Erdbeben}}^{\text{Station}} \left( \frac{1}{v_s} - \frac{1}{v_p} \right) ds = \int_{\text{Erdbeben}}^{\text{Station}} \left( \frac{v_p}{v_s} - 1 \right) \frac{1}{v_p} ds \quad (4.9)$$

Nun werden S–P Laufzeitresiduen wie oben beschrieben den  $v_p/v_s$ -Modellvariationen zugeordnet.

### 4.3 Qualität der Lösung

In der lokalen Erdbebentomographie kann ein komplexes 3-D Geschwindigkeitsmodell nur dann sinnvoll interpretiert werden, wenn die Qualität des Modells bekannt ist. Von großer Wichtigkeit ist dabei die Frage nach der Eindeutigkeit der Lösung, aber auch wie gut die einzelnen Korrekturen bestimmt sind und wie sich Meßfehler auf das Ergebnis auswirken. Zum einen bilden mathematische Größen wie die Datenvarianz (*misfit*), *Derivative Weighted Sum*, Resolutionsmatrix, *spread* Funktion und Modellkovarianz Maße für die Qualität der Lösung. Zum

anderen sollten bei der Anwendung der LET-Methode stets Auflösungs-tests mit synthetischen Modellen durchgeführt werden (z. B. Modelle mit harmonisch variierender Geschwindigkeit (sogenannte *Checkerboard*-Tests) oder Modelle, die sich an die bekannte oder zu erwartende Geologie anlehnen oder sich auf einzelne Strukturen beschränken).

Die im folgenden vorgestellten Fehlermaße können während der Inversion mit dem verwendeten Programm SIMULPS bestimmt werden.

**Derivative Weighted Sum (DWS)** Ein relatives Maß für die Dichte seismischer Strahlen in der Umgebung eines Geschwindigkeitsknotens stellt die DWS dar (*Toomey and Foulger, 1989*). Sie berücksichtigt neben der Zahl der Strahlen auch deren räumliche Entfernung zum jeweiligen Knotenpunkt. Die DWS des  $l$ -ten Modellknotens ist definiert durch:

$$DWS_l = N \sum_i \sum_j \left( \int_{P_{ij}} \omega_l ds \right) \quad (4.10)$$

wobei  $\omega$  das in der linearen Interpolation benutzte und von der Koordinatenposition abhängige Gewicht ist,  $P_{ij}$  der Strahlweg vom Erdbeben  $i$  zur Station  $j$  und  $N$  ein Normalisierungsfaktor, der das vom  $l$ -ten Knoten beeinflusste Volumen berücksichtigt. Die Größe der DWS ist von der Wahl der Schrittweite  $ds$  während der numerischen Berechnung abhängig. Je kleiner  $ds$ , desto größer ist der Wert der DWS. Deshalb stellt die DWS nur ein relatives Maß dar. Für gut aufgelöste Modellknoten ergeben sich hohe DWS-Werte. Eine gute Parametrisierung des Geschwindigkeitsmodells ist dann erreicht, wenn die Anzahl der schlecht aufgelösten Knotenpunkte minimal wird.

**Resolutionsmatrix, Diagonalelemente, *spread* Funktion und *smearing contours*** Die Resolutionsmatrix  $\mathbf{R}$  verbindet die wahren Modellparameter  $\mathbf{m}^{true}$ , die das Vorwärtsproblem  $\mathbf{G}\mathbf{m}^{true} = \mathbf{d}^{obs}$  lösen, mit den berechneten  $\mathbf{m}^{est}$  und ist nach *Menke (1989)* wie folgt definiert:

$$\mathbf{m}^{est} = \mathbf{G}^{-g} \mathbf{d}^{obs} = \mathbf{G}^{-g} [\mathbf{G}\mathbf{m}^{true}] = [\mathbf{G}^{-g}\mathbf{G}]\mathbf{m}^{true} = \mathbf{R}\mathbf{m}^{true} \quad (4.11)$$

$\mathbf{R}$  ist eine  $M \times M$  Matrix und  $M$  die Anzahl der Modellparameter. Jede Zeile dieser Matrix ist ein *averaging vector* eines einzelnen Modellparameters und beschreibt als solcher die Abhängigkeit eines Modellparameters von allen anderen das Modell aufbauenden Parametern bzw. wie die Information eines Parameters auf alle anderen verteilt wird. Für einen Datensatz, der alle Modellparameter perfekt auflöst, ist  $\mathbf{R}$  die Einheitsmatrix, d.h. jeder *averaging vector* beinhaltet nur das Diagonalelement, umgeben von Nebendiagonalelementen mit dem Wert Null.

Da die gesamte Resolutionsmatrix  $\mathbf{R}$  sehr groß und es damit nahezu unmöglich ist, sämtliche *averaging vectors* abzubilden, werden oft nur die skalaren Diagonalelemente dargestellt. *Toomey and Foulger (1989)* haben jedoch gezeigt, daß der Wert eines Diagonalelementes stark von der gewählten Dämpfung und den verwendeten Knotenpunktabständen abhängen kann. Eine andere Möglichkeit zur Beurteilung der Auflösung eines Knotenpunktes ist die *spread* Funktion (*Menke, 1989; Toomey and Foulger, 1989; Michelini and McEvelly, 1991*), welche die Stärke und Konzentration der Auflösung eines Knotenpunktes beschreibt. Jede Zeile  $s_j$  der Resolutionsmatrix  $\mathbf{R}$  wird wie folgt in einen skalaren Wert umgerechnet:

$$S_j = \log \left[ \|s_j\|^{-1} \sum_{k=1}^N \left( \frac{s_{kj}}{\|s_j\|} \right)^2 D_{jk} \right] \quad (4.12)$$

wobei  $s_{kj}$  ein Element von  $\mathbf{R}$  ist und  $D_{jk}$  der räumliche Abstand von  $s_{kj}$  zum Diagonalelement  $s_{jj}$ . Der Summenterm bewirkt große Werte der *spread* Funktion für Knoten, die eine signifikante Verschmierung in andere Knoten zeigen, besonders wenn diese weit entfernt sind.  $\|s_j\|$  ist die  $L_2$ -Norm des *averaging vectors*, also dessen Länge und bewirkt kleine Werte der *spread* Funktion, wenn die Diagonalelemente groß sind.

Die *spread* Funktion betrachtet zwei Aspekte der Auflösung: die Größe des Diagonalelements und die räumliche Verschmierung. Sie zeigt jedoch nicht die Richtung der Verschmierung. *Eberhart-Phillips and Michael (1998)* betrachten diese Effekte mittels der sogenannten *smearing contours*, d.h. sie bestimmen Isolinien des *averaging vectors* normiert auf die Größe des Diagonalelementes.

**Modellkovarianz** Die Modellkovarianz beschreibt, wie Fehler in den Daten auf die Modellparameter übertragen werden. Unter der Annahme, daß die Datenfehler unabhängig voneinander sind und eine gleiche Varianz  $\sigma^2$  besitzen, ist die Modellkovarianzmatrix nach *Menke (1989)* definiert durch:

$$\mathbf{C} = \sigma^2 \mathbf{G}^{-g} (\mathbf{G}^{-g})^T \quad (4.13)$$

Die Diagonalelemente von  $\mathbf{C}$  sind die Varianzen der Modellparameter und die Nebendiagonalelemente beschreiben die Abhängigkeit der Fehler zwischen den Modellparametern.

## 4.4 Das Minimum 1-D Modell

Die Ergebnisse der lokalen Erdbebenomographie hängen stark von der Wahl des Startmodells ab (*Kissling et al., 1994*). Um ein geeignetes Startmodell zu finden, führte *Kissling (1988)* das Konzept des „Minimum 1-D Modells“ in die lokale Erdbebenomographie ein. Das Modell ist das Ergebnis der simultanen Inversion von Hypozentralkoordinaten, 1-D Geschwindigkeitsmodell und Stationskorrekturen. *Eberhart-Phillips (1990)* zeigte ebenfalls, daß mit detaillierten Startmodellen, die aus refraktionsseismischen Modellen abgeleitet wurden, eine schlechtere Datenanpassung durch die resultierenden Modelle erreicht wird, als im Vergleich zu einfachen Startmodellen, die aus einer Inversion hervorgegangen sind.

Die theoretischen Grundlagen zur Berechnung des 1-D Modells sind analog zur lokalen Erdbebenomographie und in Kapitel 4 beschrieben. Die Inversion der Hypozentralparameter und Geschwindigkeiten wird separat und iterativ durchgeführt. Die Bestimmung des Minimum 1-D Modells basiert außerdem auf der *trial-and-error* Methode und beginnt mit einer Sammlung von a priori Informationen über die Untergrundstruktur.

Zur Berechnung des Minimum 1-D Modells wurde in der vorliegenden Arbeit das Programm VELEST (*Kissling et al., 1995*) verwendet. Die Parametrisierung des 1-D Geschwindigkeitsmodells erfolgt durch horizontale Schichten konstanter Geschwindigkeit ( $v_p$  und  $v_s$ ) über einem Halbraum. Für die Lage der Schichtgrenzen wird nicht invertiert. VELEST ermöglicht die Verwendung von S-Laufzeitdaten, entweder unter Angabe eines  $v_p/v_s$  Verhältnisses oder zur konkreten Berechnung eines  $v_s$ -Modells mit unabhängiger Schichtung. Eine Besonderheit von VELEST ist die Berechnung der Strahlwege bis zur wahren Stationshöhe, so daß die Stationskorrekturen nicht für Höhenunterschiede aufkommen müssen.

Da die Geschwindigkeit einer Schicht im resultierenden Modell die beste Durchschnittsgeschwindigkeit in dieser Tiefe darstellt (*Kissling et al., 1994*), dient das Minimum 1-D Modell auch als Referenzmodell für 3-D Tomographie.

Neben seiner Bedeutung als Startmodell der lokalen Erdbebenomographie, liefert das Minimum 1-D Modell auch gute Abschätzungen für die Hypozentralkoordinaten der Erdbeben (*Kissling, 1988*). Die 1-D Lokalisierungen unterscheiden sich nur geringfügig von denen aus der 3-D Tomographie, wie es u.a. *Graeber and Asch (1999)* für die komplexe Struktur der Subduktionszone in Nordchile zeigten. Sind die Hypozentren gut bestimmt, dann sind alle lateralen Geschwindigkeitsdifferenzen entweder in den Stationskorrekturen oder den Laufzeitresiduen enthalten.

