

Einführung in die Seismologie

Anwendungen

12 Dezember 2019

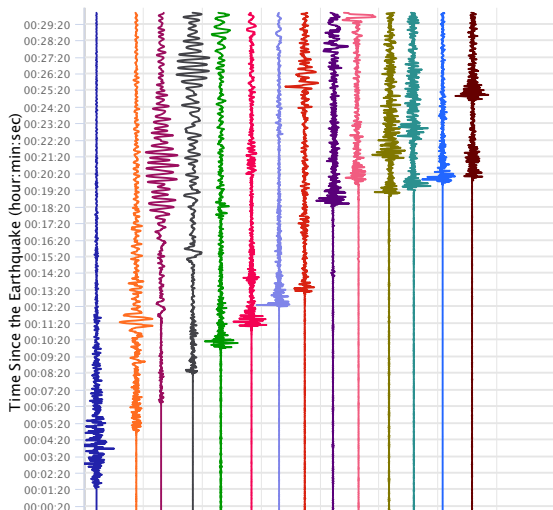
Outline

- 1 Einführung
- 2 Laufzeitomographie
- 3 Receiver functions
- 4 Oberflächenwellen

Seismogramme

Magnitude 7.1, Northern Molucca Sea, 14 Nov 2019 @ 16:17 UTC

The above earthquake recorded at 14 seismic stations:



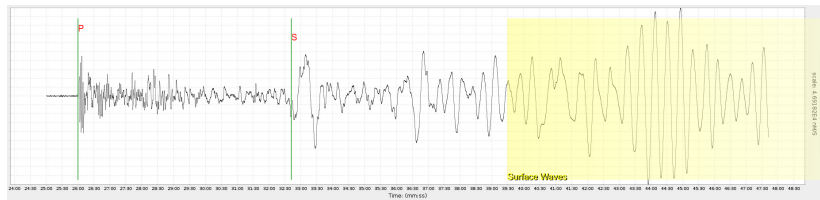
Information in Seismogrammen

$$u(t) = e(t) * s(t) * l(t) + n(t)$$

- $u(t)$ aufgezeichnetes Seismogram
- $e(t)$ Earth response function (unbekannt)
- $s(t)$ Source-time function (unbekannt)
- $l(t)$ Instrument response (bekannt)
- $n(t)$ Noise (unbekannt)

$e(t)$ hängt von der Struktur der Erde ab

Physikalische Phänomene



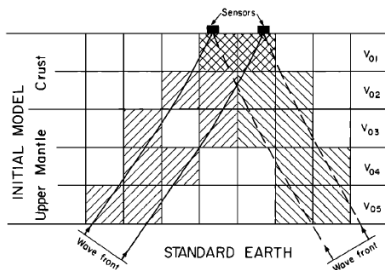
- Reflektionen
- Refraktionen
- Streuung
- Dispersion
- Anisotropie

⇒ komplizierte Seismogramme mit vielen Informationen

Auswertungsmethoden

- Laufzeittomographie
- Receiver functions
- Dispersion von Oberflächenwellen
- SKS splitting
- Full-waveform tomography

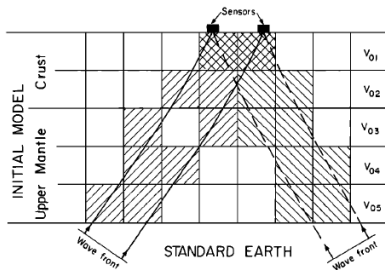
Grundidee



from Aki, Christoffersson and Husebye, JGR 1977

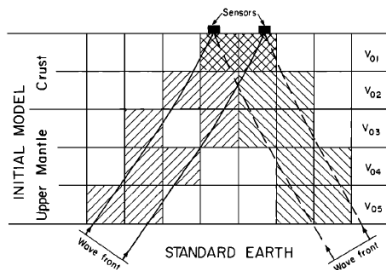
- P-Wellen Einsatz ist oft einfach zu bestimmen
- Nehmen an Heterogenität konzentriert auf eine Region
- Hypocenter und Zeit werden als bekannt vorausgesetzt

Prozedur



- Bestimme Laufzeitanomalie $\Delta t_j = t_j - t_{ref}$
- Unterteile Untersuchungsregion in Rechtecke/Quader
- Bestimme Pfadlänge l_j in jedem Element

Prozedur



$$\Delta t_i = \sum_{j=1}^M \frac{l_{ij}}{v_{j,ref}^2} \Delta v_j = \begin{pmatrix} l_{i1} \\ v_{1,ref}^2, \dots, \frac{l_{iM}}{v_{M,ref}^2} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \Delta v_1 \\ \vdots \\ \Delta v_M \end{pmatrix}$$

Lösungsansatz

$$\begin{pmatrix} t_1 \\ \vdots \\ t_N \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \frac{l_{11}}{v_{1,ref}^2} & \cdots & \frac{l_{1M}}{v_{M,ref}^2} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ \frac{l_{N1}}{v_{1,ref}^2} & \cdots & \frac{l_{NM}}{v_{M,ref}^2} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \Delta v_1 \\ \vdots \\ \Delta v_M \end{pmatrix} = \Delta \mathbf{t} = \mathbf{G} \Delta \mathbf{v}$$

- $i = 1, \dots, N$ Anzahl Laufzeitbeobachtungen
- $j = 1, \dots, M$ Anzahl unbekannter Modellparameter

Aufgabe

Wie können wir $\Delta \mathbf{v}$ bestimmen?

Generalized Inverse

$$\Delta \mathbf{v} = (\mathbf{G}^T \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T \Delta \mathbf{t}$$

$$\Delta \mathbf{t} = \begin{pmatrix} -0.1 \\ 0.0 \end{pmatrix}$$

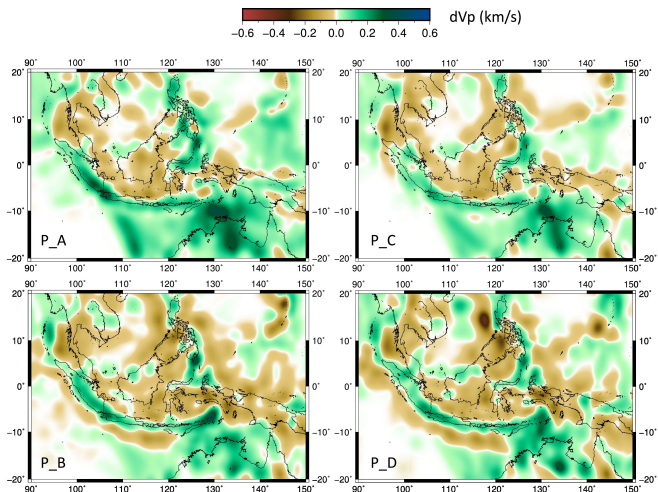
$$\mathbf{G} = \begin{pmatrix} 2 & 1 \\ 1 & 1 \end{pmatrix}$$

$$\mathbf{M} = \begin{pmatrix} a & b \\ c & d \end{pmatrix} \Rightarrow M^{-1} = \frac{1}{ad - cb} \begin{pmatrix} d & -b \\ -c & a \end{pmatrix}$$

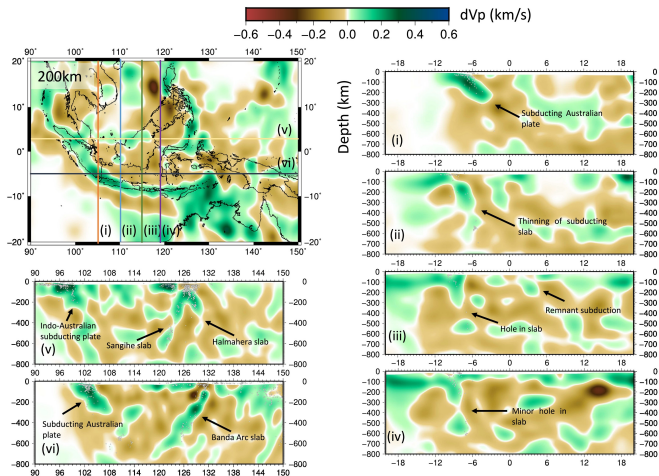
Probleme

- Heterogenitäten ausserhalb der modellierten Region
- Herdparameter nicht genau bekannt
- Strahlengang hängt von der Geschwindigkeit ab
- Manche Zellen nur von wenigen Strahlen beleuchtet

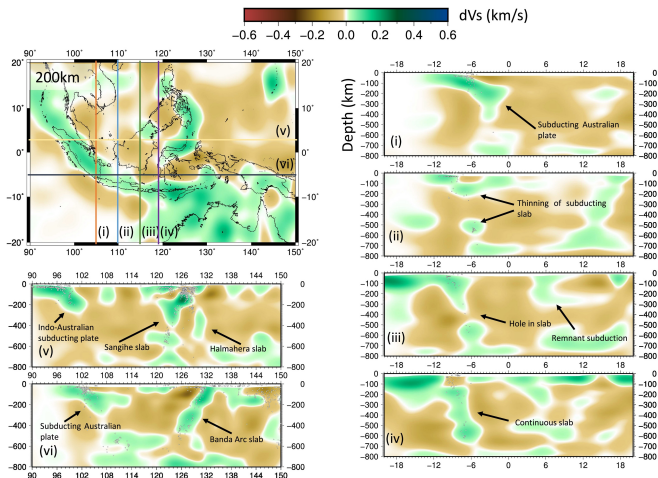
Ergebnisse



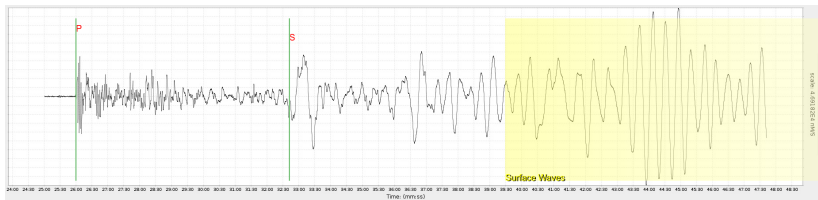
Ergebnisse



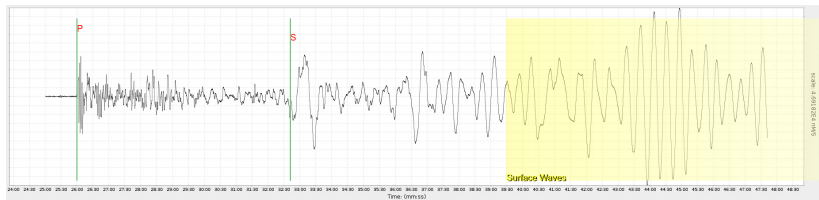
Ergebnisse



P-Wellen

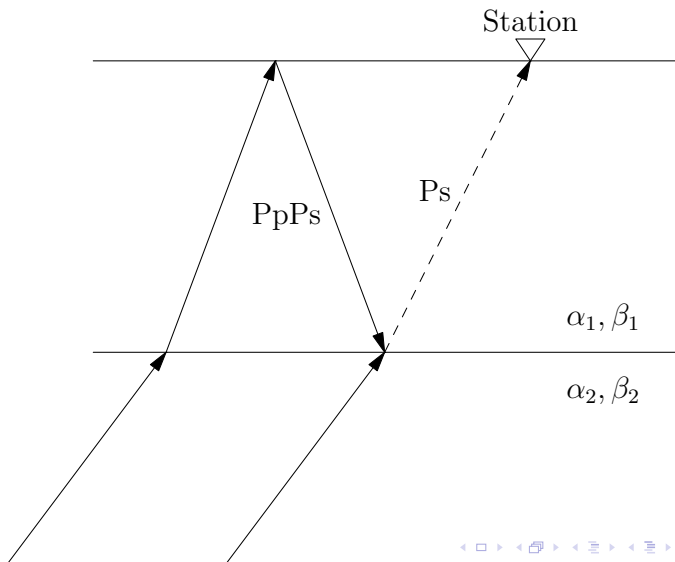


P-Wellen

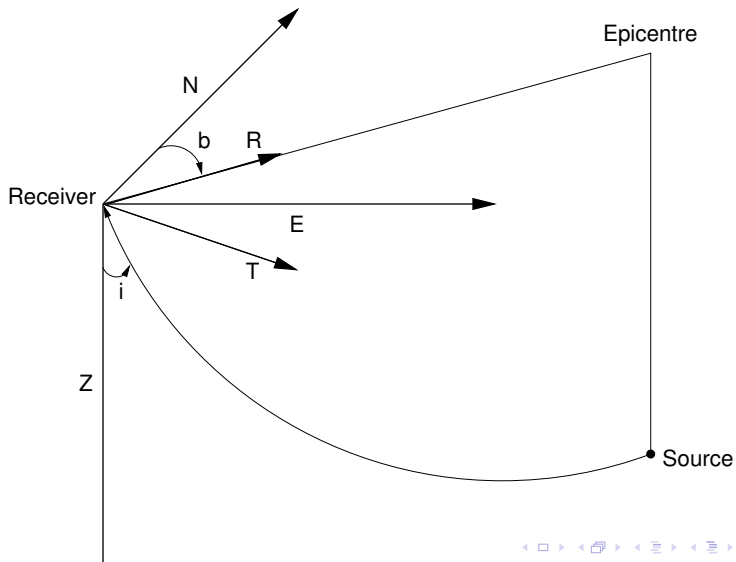


- Steil einfallende P-Welle
- Z-Komponente wird als source-time function angenommen
- Die stärksten Geschwindigkeitsänderungen sind horizontale Schichten
- P-S Konvertierung an Schichtgrenzen

Konvertierung seismischer Energie



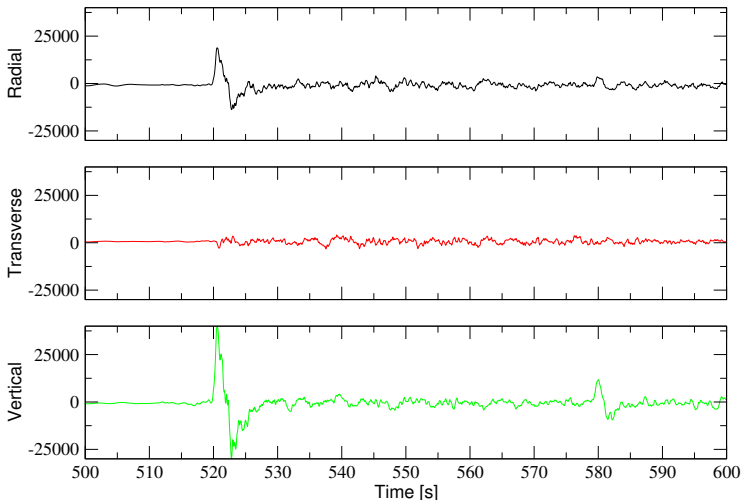
Koordinatensysteme



Rotierte Daten

3-component data from site BOXN

Rotated to radial



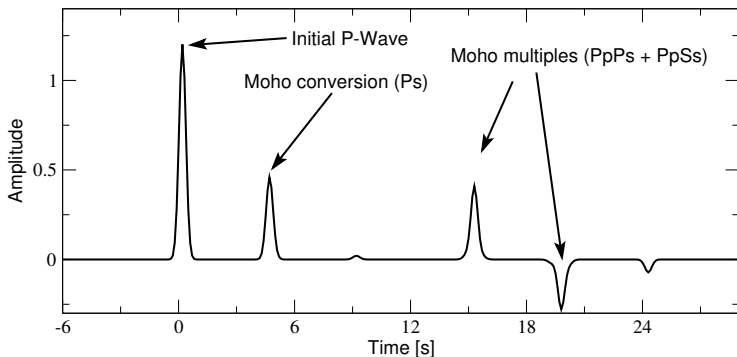
Information in Seismogrammen

$$u(t) = e(t) * s(t) * l(t) + n(t)$$

- $u(t)$ aufgezeichnetes Seismogram
- $e(t)$ Earth response function (unbekannt)
- $s(t)$ Source-time function (**bekannt**)
- $l(t)$ Instrument response (bekannt)
- $n(t)$ Noise (unbekannt)

$e(t)$ hängt von der Struktur der Erde ab

Mathematische Formulierung



$$r(t) = e(t) * s(t) * l(t) + n(t)$$

$$z(t) = s(t) * l(t) + n(t)$$

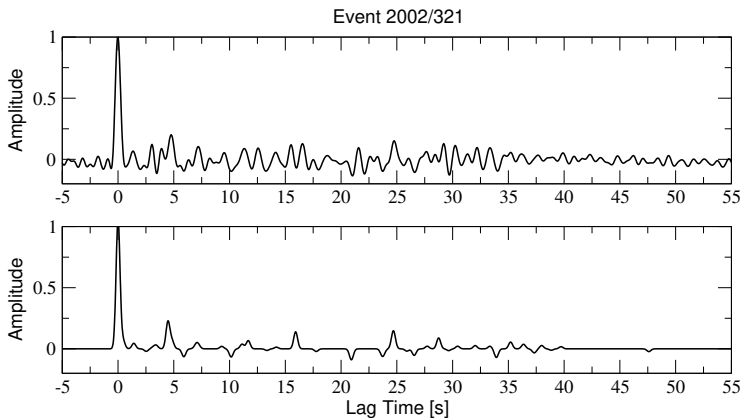
Dekonvolution von $r(t)$ mit $z(t)$ ergibt Schätzung von $e(t)$

Prozedur

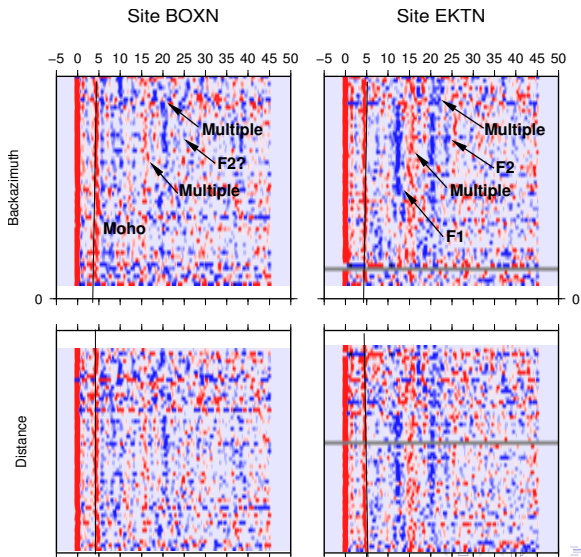
- 1 Berechne Korrelation $c(\tau)$ zwischen $r(t)$ und $z(t)$
- 2 Finde Zeitpunkt maximaler Korrelation τ_{max}
- 3 Platziere Spike mit geeigneter Amplitude in $Rf(\tau_{max})$
- 4 Subtrahiere $Rf(t) * z(t)$ von $r(t)$
- 5 Wiederhole 1-4 bis keine grosse Änderung mehr auftritt

Praktische Ergebnisse

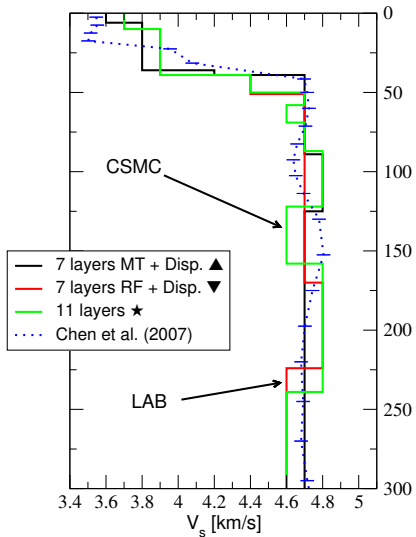
Comparison of receiver function techniques



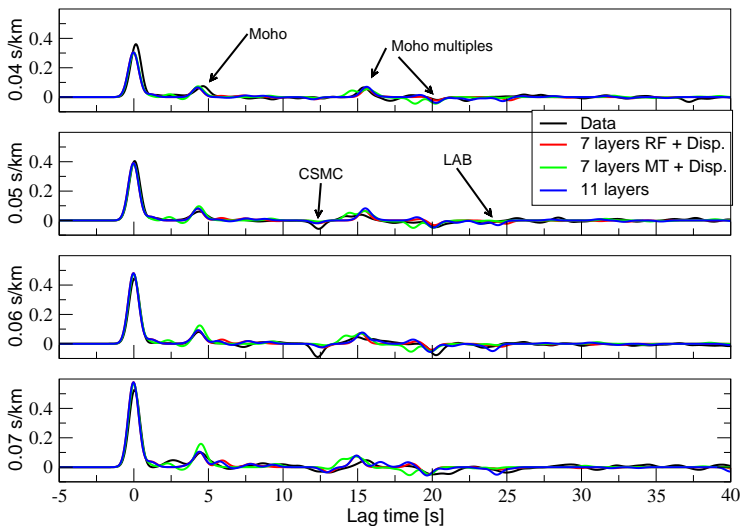
Praktische Ergebnisse



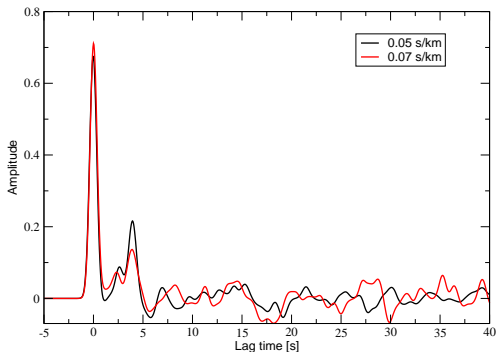
Praktische Ergebnisse



Praktische Ergebnisse

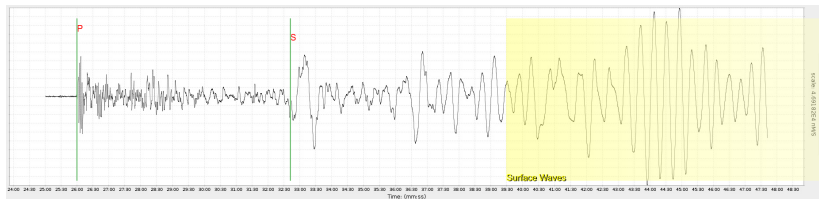


Einschränkungen



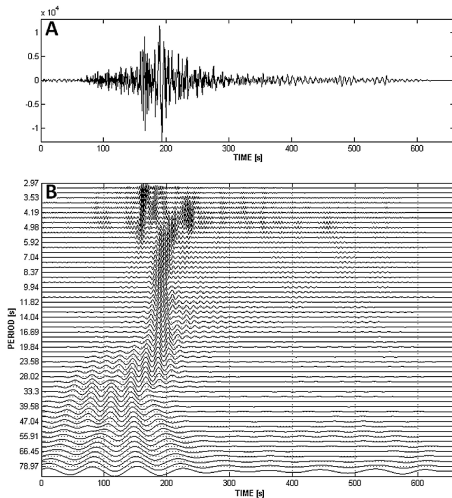
- Annahme eines geschichteten 1D Modells
- Anfällig für Störungen
- Quantitative Modellierung oft schwierig

Oberflächenwelle

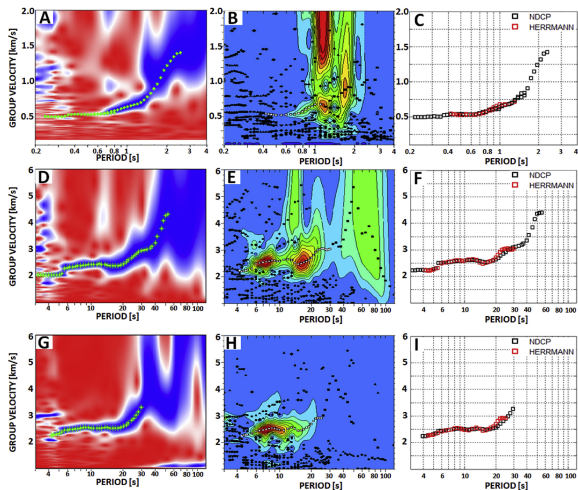


- Rayleigh und Love Wellen zeigen frequenzabhängige Ausbreitungsgeschwindigkeit $v(\omega)$, Dispersion
- Hängt ab von Geschwindigkeit in der Erde in Abhängigkeit von der Tiefe (obere 200 km)

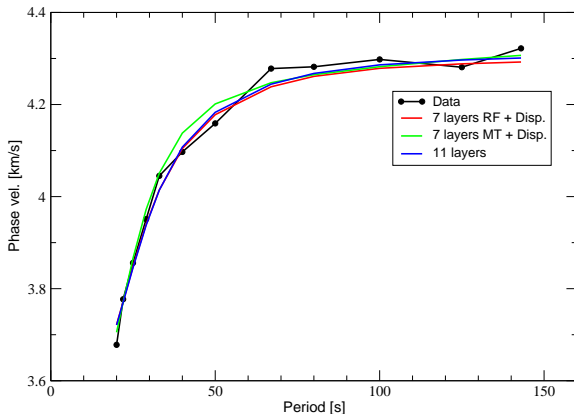
Dispersion



Dispersion

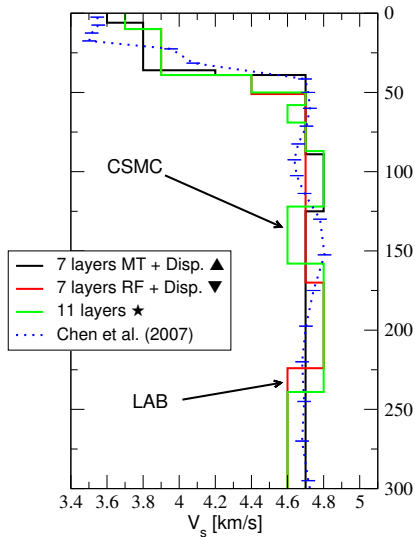


Dispersion



Können Oberflächenwellen modellieren und Dispersionskurve anpassen.

Praktische Ergebnisse



Zusammenfassung

Seismische Tomographie

- Basiert auf Laufzeitmessungen (P oder S Wellen)
- Braucht gute Strahlenabdeckung aus verschiedenen Richtungen
- Gute Auflösung im Mantel, oft problematisch in der Kruste (teleseismisch)
- Relative Geschwindigkeit, 3D Modell

Receiver functions

- Relation von Radial und Vertikal Komponente (1 Station)
- Zeigt Geschwindigkeitsänderungen
- Obere Kruste bis Transition zone (440 km und 660 km)
- Typisch 1D Annahme

Zusammenfassung

Oberflächenwellen

- Dispersive Ausbreitung von Rayleigh und Love Wellen
- Messung der frequenzabhängigen Geschwindigkeit
- Obere 200 km mit teleseismischen Erdbeben und noise-correlation
- Absolute Geschwindigkeiten, aber nicht stark sensitiv für Geschwindigkeitssprünge