

# Seismologie

Stefan Hergarten

Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften  
Albert-Ludwigs-Universität Freiburg



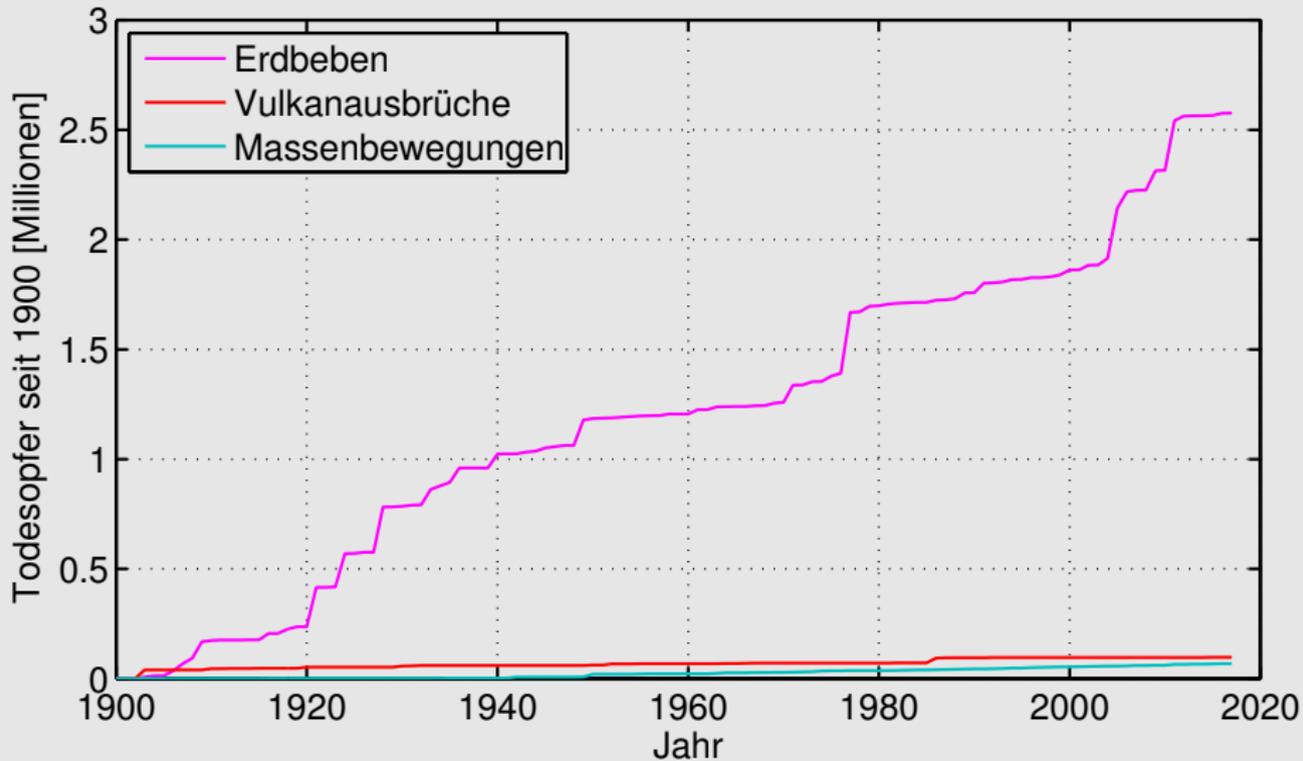
## Seismologie

- Alles zu Erdbeben und zur Ausbreitung seismischer Wellen.
- Größtes Fachgebiet der Geophysik der festen Erde (Institute, Publikationen).
- Liefert den Großteil der verfügbaren Informationen über das Erdinnere.

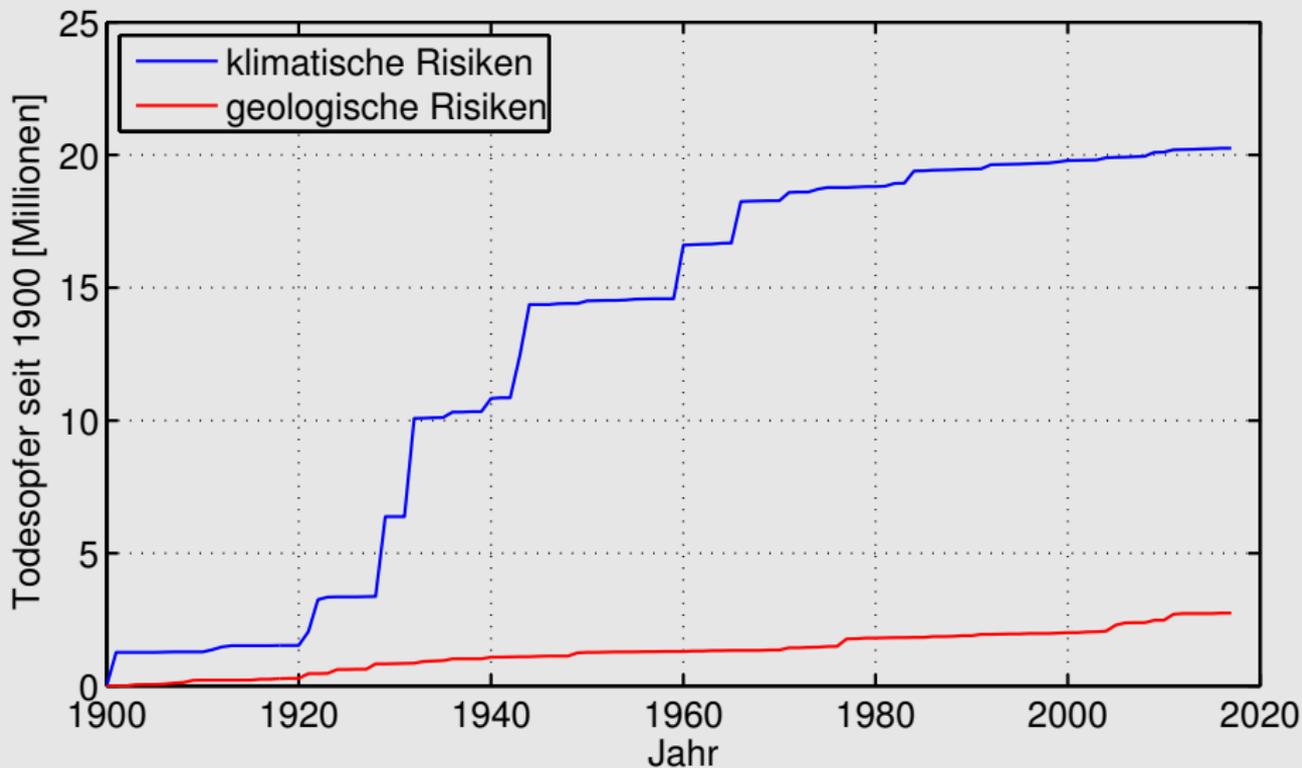
## Seismik

- Erkundung der oberflächennahen und tiefen Untergrunds mittels künstlich erzeugter seismischer Wellen.
- Größtes Fachgebiet der angewandten Geophysik

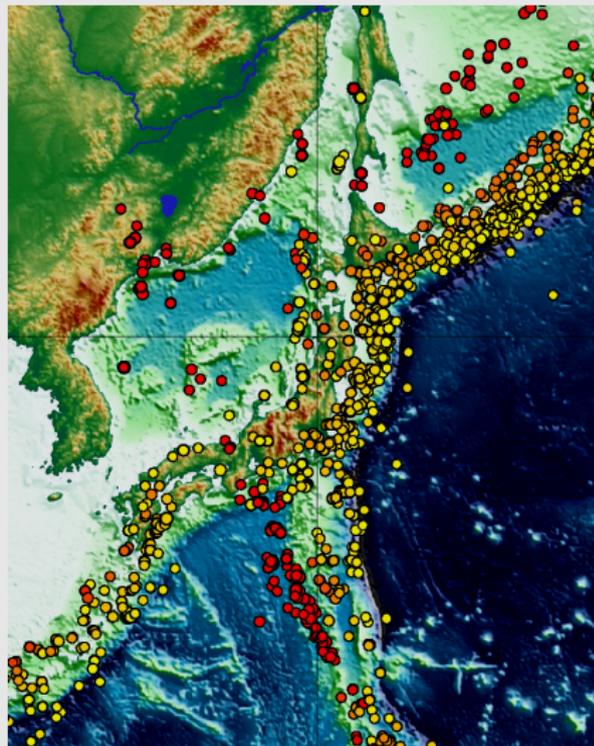
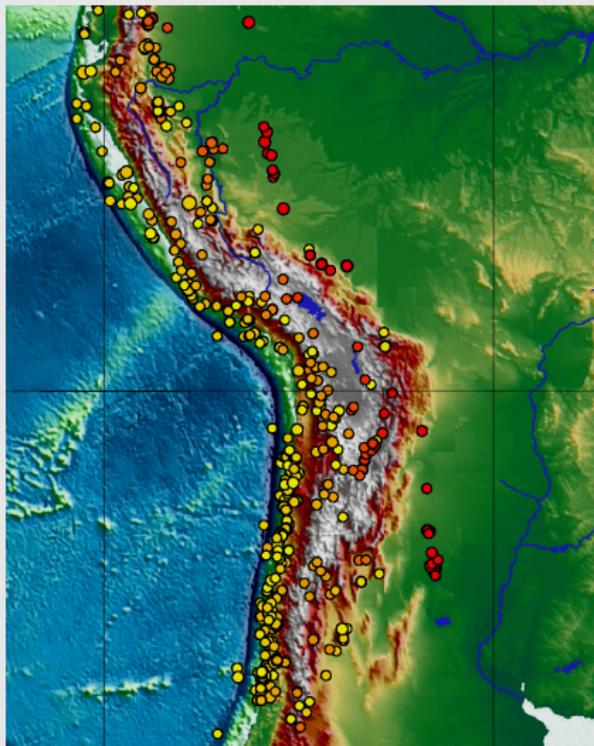
## Erdbeben als Naturgefahr



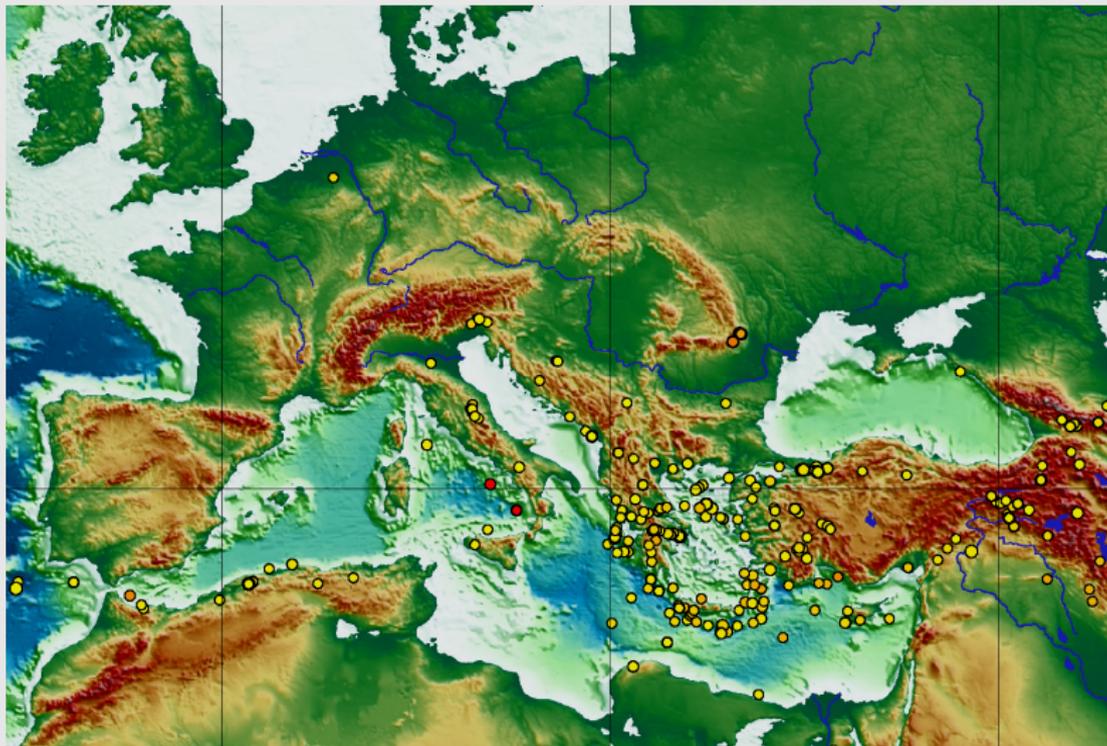
## Erdbeben als Naturgefahr



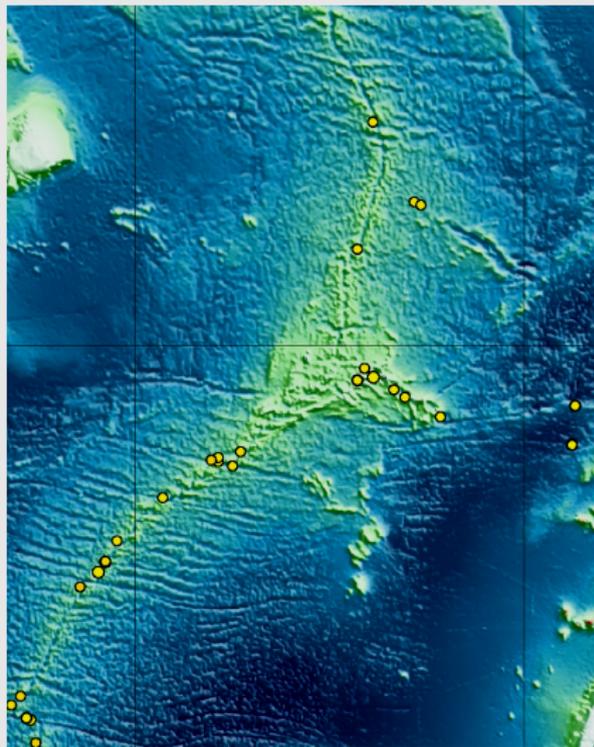
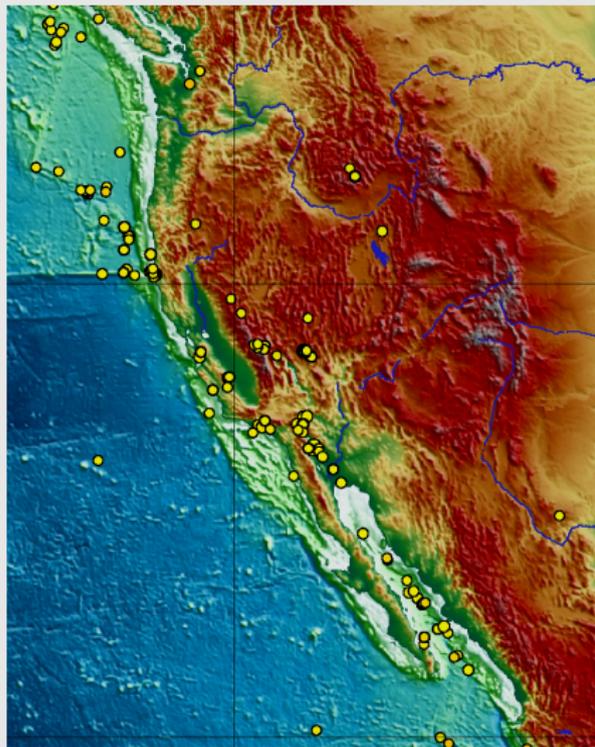
## Räumliche Verteilung von Erdbeben



## Räumliche Verteilung von Erdbeben



## Räumliche Verteilung von Erdbeben



## Seismische Wellen

- Räumlich und zeitliche veränderliche elastische Deformation eines festen Mediums
- Kann auch als Ausbreitung von Schallwellen in Festkörpern angesehen werden.
- Komplizierter als die Ausbreitung von Schallwellen in Flüssigkeiten und Gasen.

## Die Navier-Cauchy-Gleichungen

- Beschreiben die Verschiebung  $\vec{u}(\vec{x}, t)$  aus der Ruhelage an jeder Stelle in einem elastischen Medium.
- Bilden die Grundlage der gesamten Gesteins- und Bodenmechanik sowie der Seismologie.
- Parameter des elastischen Mediums:

$$\rho = \text{Dichte}$$

$$\lambda, \mu = \text{Lamé-Parameter des Mediums [Pa]}$$

## Eindimensionale Wellenausbreitung in homogenen Medien

- Verschiebungsfeld  $u(x, t)$  statt  $\vec{u}(\vec{x}, t)$
- Fortschreitende Welle:

$$u(x, t) = f(t - sx)$$

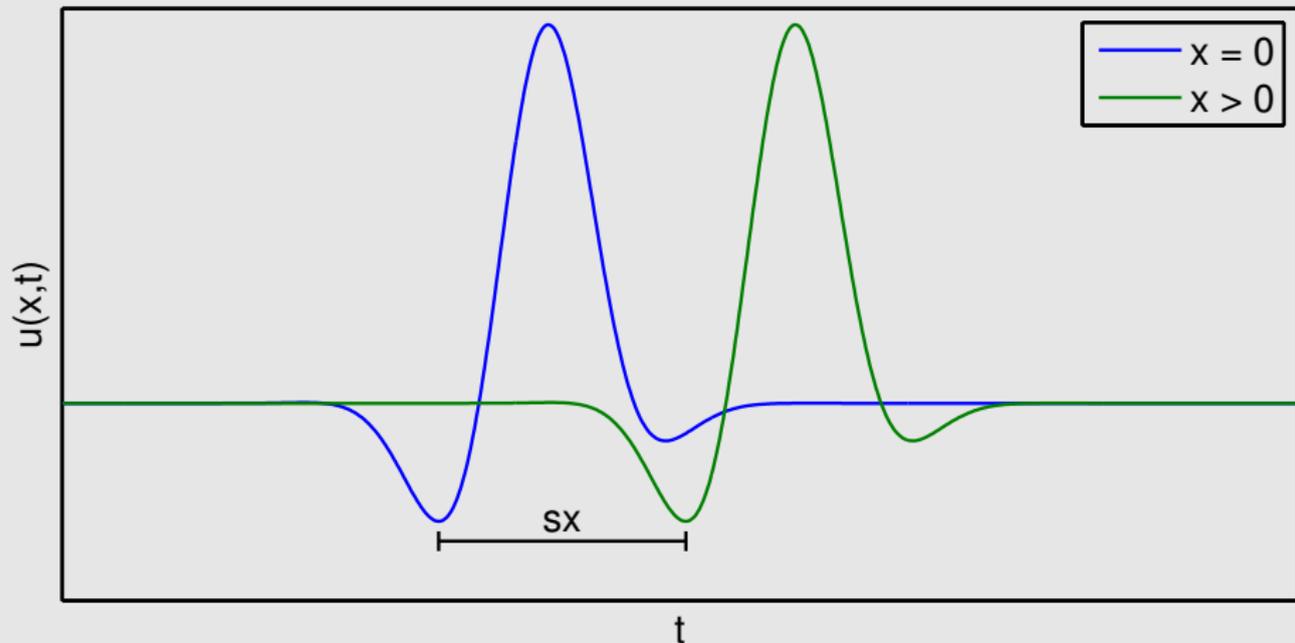
mit

$f$  = beliebige Funktion, welche die Wellenform beschreibt

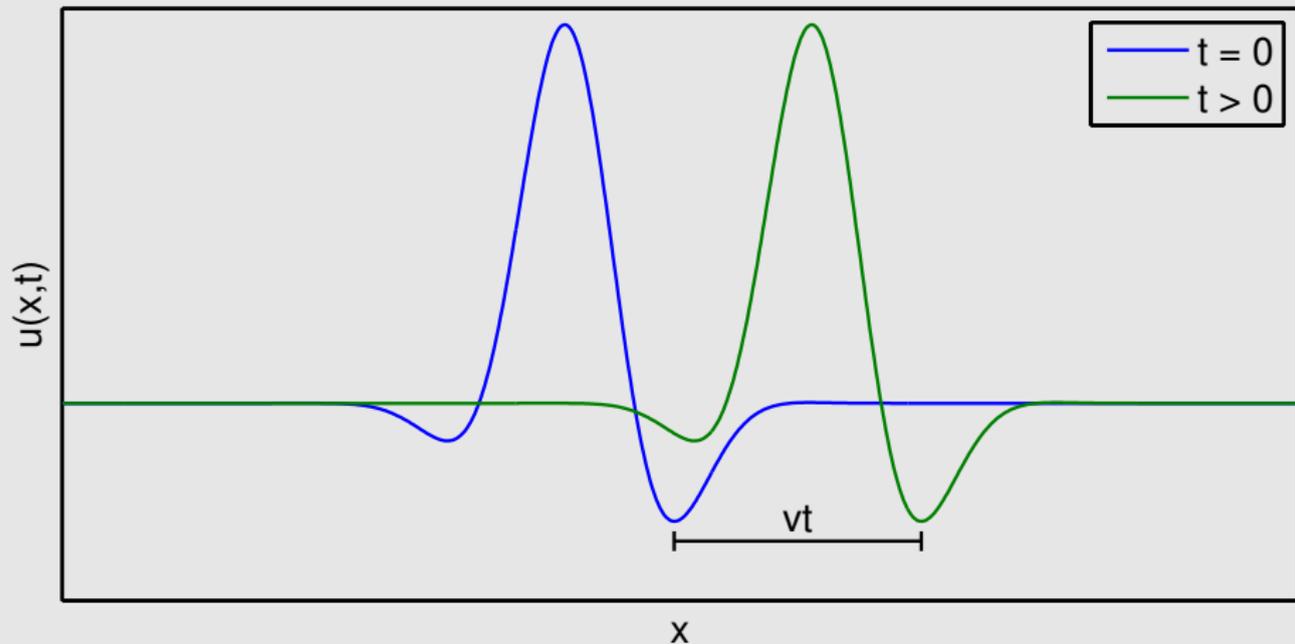
$s$  = Langsamkeit

- $\tau = t - sx$  heißt **retardierte Zeit**.

## Eindimensionale Wellenausbreitung in homogenen Medien



## Eindimensionale Wellenausbreitung in homogenen Medien



## Ebene Wellen in 3D

- Beliebige Ausbreitungsrichtung
- $\vec{u}(\vec{x}, t)$  ist konstant auf Ebenen senkrecht zur Ausbreitungsrichtung.



$$\vec{u}(\vec{x}, t) = f(t - \vec{s} \cdot \vec{x}) \vec{a}$$

mit

$\vec{s}$  = Vektor der Langsamkeit

$\vec{a}$  = Amplitudenvektor (konstant)

Die Welle bewegt sich in Richtung von  $\vec{s}$  mit der Geschwindigkeit  $v = \frac{1}{|\vec{s}|}$ .

## Ebene Wellen in 3D

Ebene Welle ist nur eine Lösung der Navier-Cauchy-Gleichungen, wenn entweder

- $\vec{a}$  parallel zu  $\vec{s}$  ist (longitudinale Polarisation) und

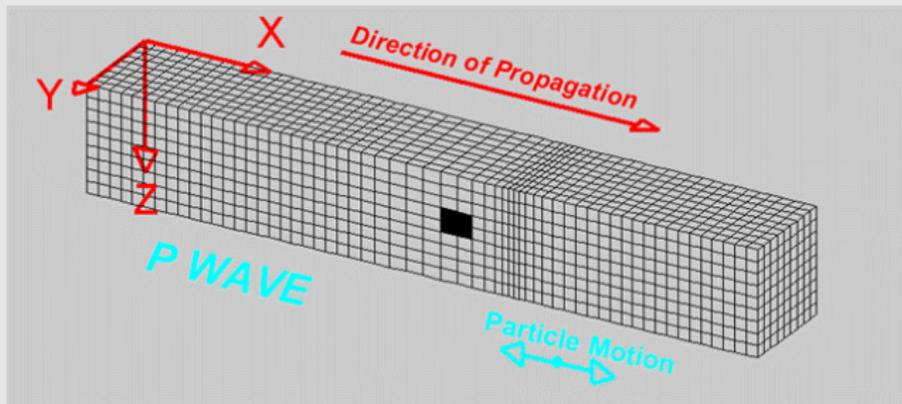
$$|\vec{s}| = \sqrt{\frac{\rho}{\lambda + 2\mu}}, \quad v = \frac{1}{|\vec{s}|} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}$$

oder

- $\vec{a}$  senkrecht auf  $\vec{s}$  steht (transversale Polarisation) und

$$|\vec{s}| = \sqrt{\frac{\rho}{\mu}}, \quad v = \frac{1}{|\vec{s}|} = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

## Longitudinal polarisierte ebene Wellen



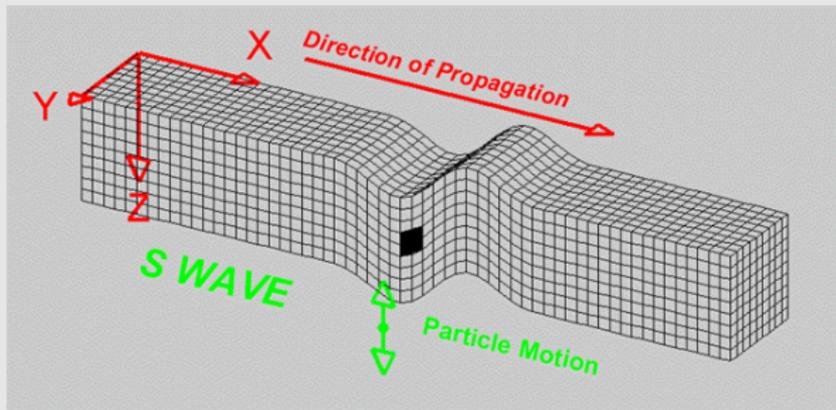
Quelle: L. Braile, Purdue University

Deformationsmodus: uniaxiale Kompression (ohne Querausdehnung)



Longitudinal polarisierte Welle wird auch als Kompressionswelle oder als Primärwelle bzw. P-Welle bezeichnet.

## Transversal polarisierte ebene Wellen



Quelle: L. Braille, Purdue University

Deformationsmodus: einfache Scherung



Transversal polarisierte Welle wird auch als Scherwelle oder als Sekundärwelle bzw. W-Welle bezeichnet.

## Vergleich mit Schallwellen in Flüssigkeiten und Gasen

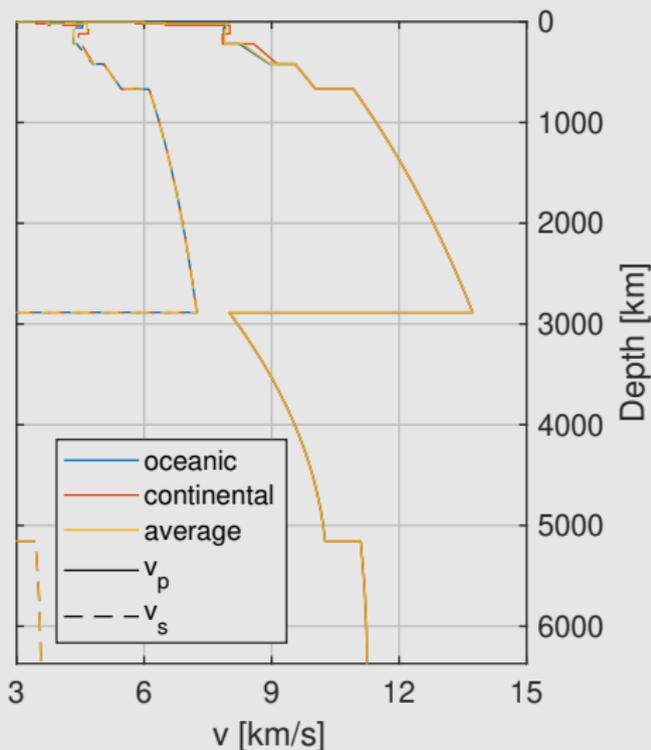
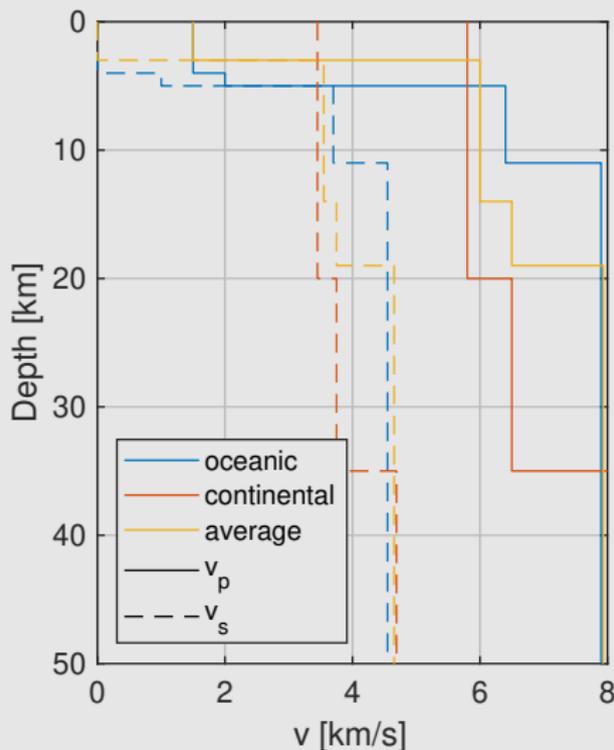
Die Kompressionswelle ist ähnlich zu Schallwellen in Flüssigkeiten, während sich in Flüssigkeiten und Gasen keine Scherwellen ausbreiten können.

## Seismische Geschwindigkeiten

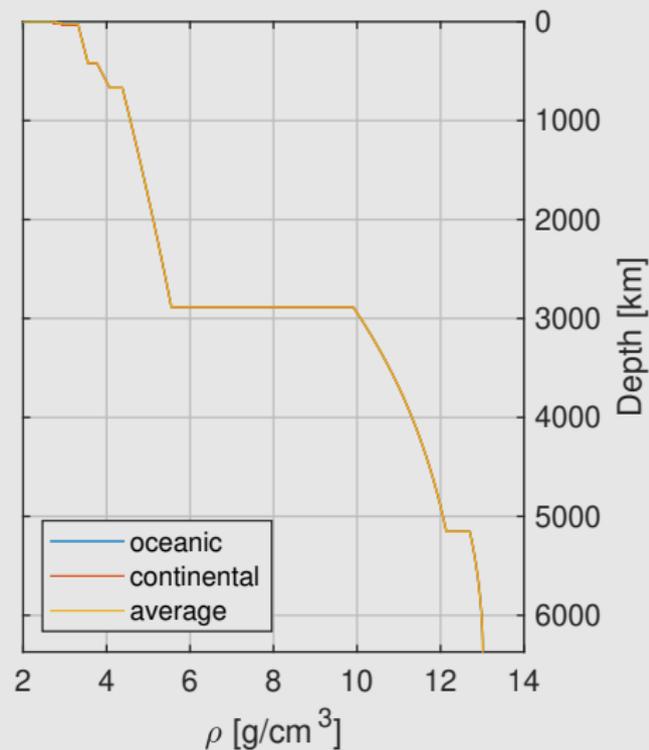
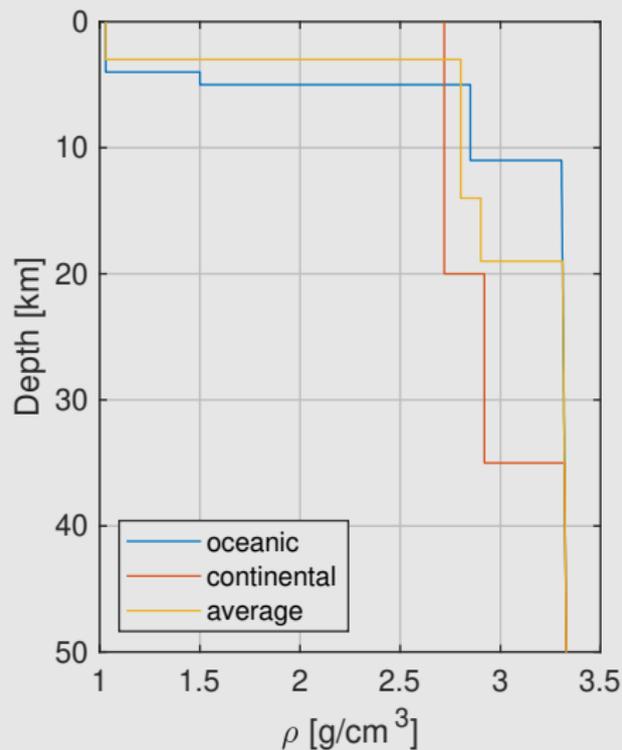
Medium	Kompressionswelle [ $\frac{\text{km}}{\text{s}}$ ]	Scherwelle [ $\frac{\text{km}}{\text{s}}$ ]
Luft	0.34	–
Wasser	1.45	–
Holz	$\approx 3$	$\approx 1.8$
feste Erde*	5.8–13.7	3.4–7.2

\* Parametric Earth Models (PEM), nicht im oberflächennahen Bereich

## Seismische Geschwindigkeiten im Erdinneren (PEM)



## Dichte im Erdinneren (PEM)



## Seismische Geschwindigkeiten

$$\lambda \geq -\frac{2}{3}\mu \quad \rightarrow \quad \frac{v_{\text{Kompr.}}}{v_{\text{Scherw.}}} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\mu}} \geq \sqrt{\frac{4}{3}} \approx 1.15$$



Kompressionswelle kommt immer früher als die Scherwelle an.



- Kompressionswelle heißt auch Primärwelle oder P-Welle, Geschwindigkeit  $v_p$ .
- Scherwelle heißt auch Sekundärwelle oder S-Welle, Geschwindigkeit  $v_s$ .

## Seismische Geschwindigkeiten

Typische  $v_p$ - $v_s$ -Verhältnisse:

Festgestein:

$$\frac{v_p}{v_s} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\mu}} \approx \sqrt{3} \approx 1.7$$

für  $\lambda \approx \mu$ .

Lockergestein und Böden:

$$\frac{v_p}{v_s} \approx 2.5$$

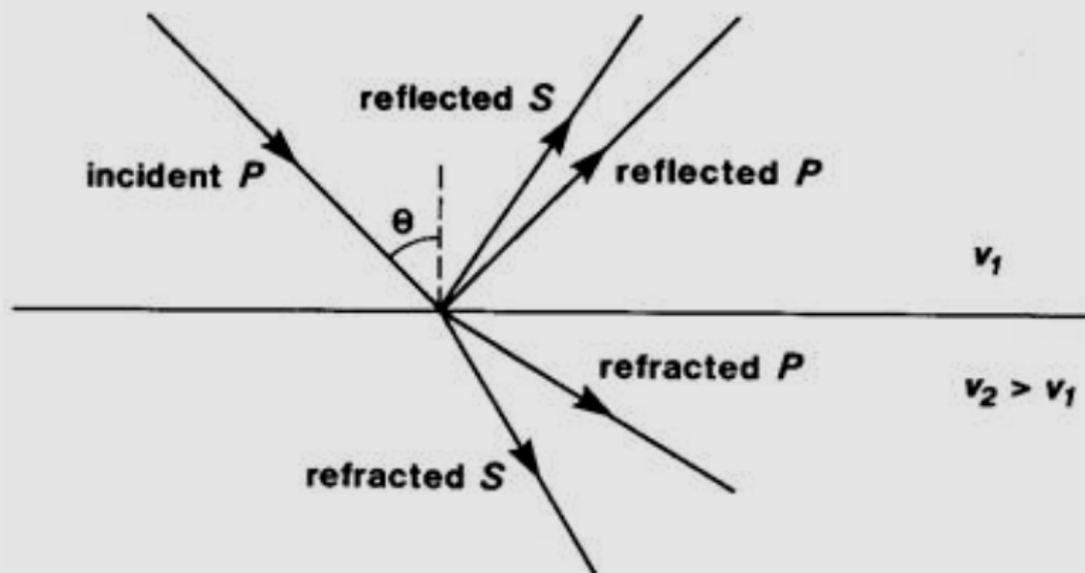
## Typische P-Wellen-Geschwindigkeiten in der Erdkruste

Medium	$v_p$ [ $\frac{\text{km}}{\text{s}}$ ]
Verwitterungszone	0.1–0.5
Sand (trocken)	0.3–0.6
Sand (wassergesättigt)	1.3–1.8
Sandstein	1.8–4
Steinkohle	1.6–1.9

Medium	$v_p$ [ $\frac{\text{km}}{\text{s}}$ ]
Ton	1.2–2.8
Tonstein	2.2–4.2
Kalkstein	3–6
Halit	4.5–6.5
Granit	5–6.5

## Reflexion und Brechung

Einfachster Fall: ebene Wellen in zwei homogenen Halbräumen ( $x_3 > 0$  und  $x_3 < 0$ ) mit unterschiedlichen Eigenschaften ( $\lambda, \mu, \rho$ )



Quelle: University College London

## Reflexion und Brechung

Jede Welle als ebene Welle

$$\vec{u}(\vec{x}, t) = f(t - \vec{s} \cdot \vec{x}) \vec{a}$$

mit unterschiedlichen Langsamkeiten  $\vec{s}$  und Amplituden  $\vec{a}$ , wobei entweder

$$\vec{a} \parallel \vec{s} \quad \text{und} \quad |\vec{s}| = s_p = \sqrt{\frac{\rho}{\lambda + 2\mu}}$$

oder

$$\vec{a} \perp \vec{s} \quad \text{and} \quad |\vec{s}| = s_s = \sqrt{\frac{\rho}{\mu}}$$

## Reflexion und Brechung

Verschiebung muss an der Schichtgrenze ( $x_3 = 0$ ) stetig sein.



Alle Wellen müssen an der Schichtgrenze dieselbe retardierte Zeit

$$\tau = t - \vec{s} \cdot \vec{x} = t - s_1 x_1 - s_2 x_2$$

haben.



Komponenten von  $\vec{s}$  parallel zur Schichtgrenze ( $s_1, s_2$ ) müssen für alle Wellen gleich sein.



Die horizontale Langsamkeit bleibt bei Brechung und Reflexion konstant.

## Reflexion und Brechung

- Die horizontale Geschwindigkeit bleibt nicht konstant!
- Die Erhaltung der horizontalen Langsamkeit ist der Hauptgrund, warum in der Seismologie der Begriff der Langsamkeit gegenüber der Geschwindigkeit bevorzugt wird.
- Die Berechnung der Amplituden ist kompliziert und nicht durch einfache Gesetzmäßigkeiten beschreibbar.

## Polarisation von S-Wellen

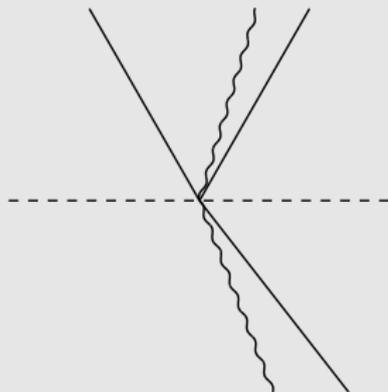
- Die Richtung der Partikelbewegung ist bei P-Wellen eindeutig durch die Ausbreitungsrichtung festgelegt.
- Bei S-Wellen erfolgt die Partikelbewegung in irgendeiner Richtung senkrecht zur Ausbreitungsrichtung. Spezialfälle:
  - Horizontal polarisiert** (SH-Welle): Partikelbewegung in der Ebene der Grenzfläche
  - Vertikal polarisiert** (SV-Welle): Partikelbewegung senkrecht zu der der SH-Welle

## Reflexion und Brechung

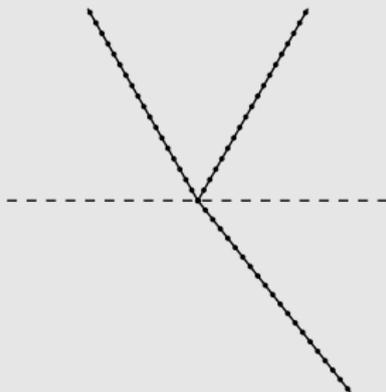
Die Umwandlung von Wellen und die Amplituden hängen von der Polarisation der beteiligten S-Wellen ab.

- P- und SV-Wellen mischen sich.
- SH-Welle ist unabhängig von P- und SV-Wellen.

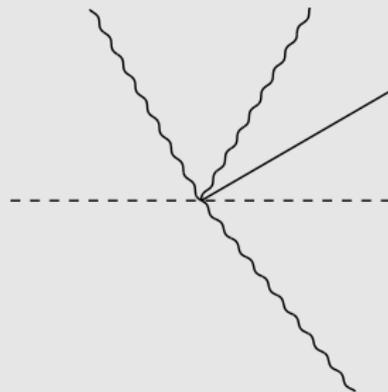
einfallende P-Welle



einfallende SH-Welle



einfallende SV-Welle



## Wellenausbreitung bei kontinuierlicher Variation der Geschwindigkeit

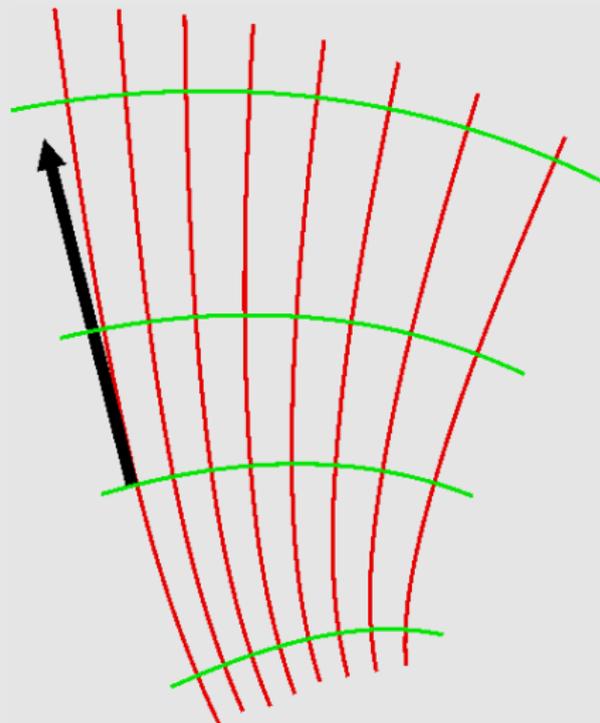
Verallgemeinerung gegenüber der ebenen Welle:

**Wellenfronten** sind nicht mehr parallel und keine Ebenen mehr.

**Ausbreitungsrichtung** ( $\vec{s}$ ) ändert sich kontinuierlich und ist senkrecht zu den Wellenfronten.

**Strahlen** sind Linien in Richtung der Ausbreitung und keine Geraden mehr.

Keine Reflexion und keine Umwandlung zwischen P- und S-Wellen im Grenzfall kleiner Wellenlängen.



Quelle: Wikipedia, © ???

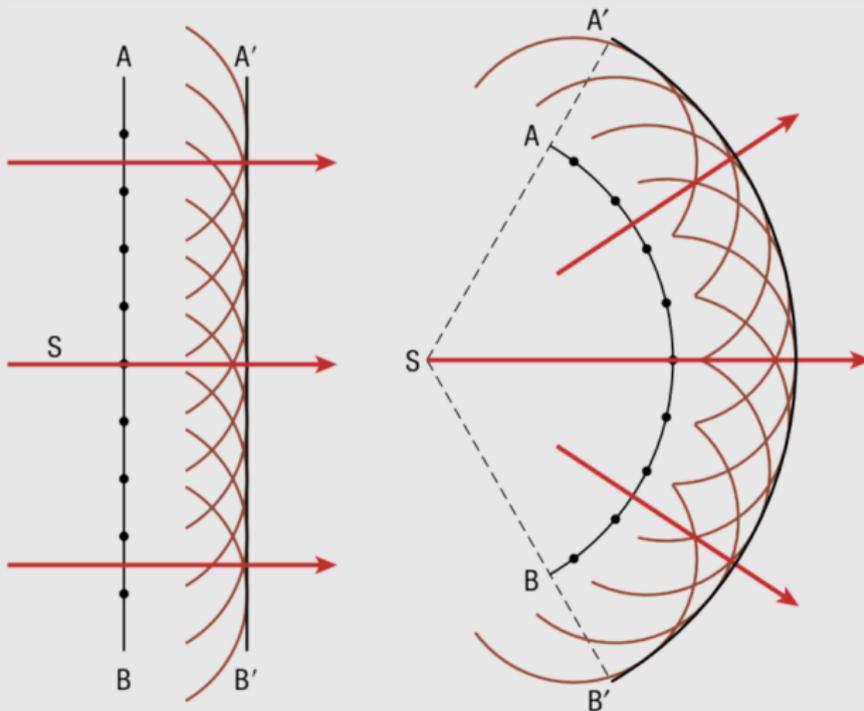
## Geometrische und numerische Lösungsansätze

**Numerische Lösung der Eikonalgleichung:** berechnet für jeden jeden Ort die Phasenfunktion  $\psi(\vec{x})$  (Zeit, die die Welle von der Quelle zu diesem Ort benötigt).

**Huygens-Prinzip:** Geometrische Konstruktion von Wellenfronten (Flächen mit  $\psi(\vec{x}) = \text{const.}$ )

**Strahlenoptik** (Ray Tracing) berechnet einzelne Strahlen (Linien in Richtung von  $\nabla\psi(\vec{x})$ ).

## Konstruktion von Wellenfronten – Huygens-Prinzip



Quelle: WillowWood Lessons

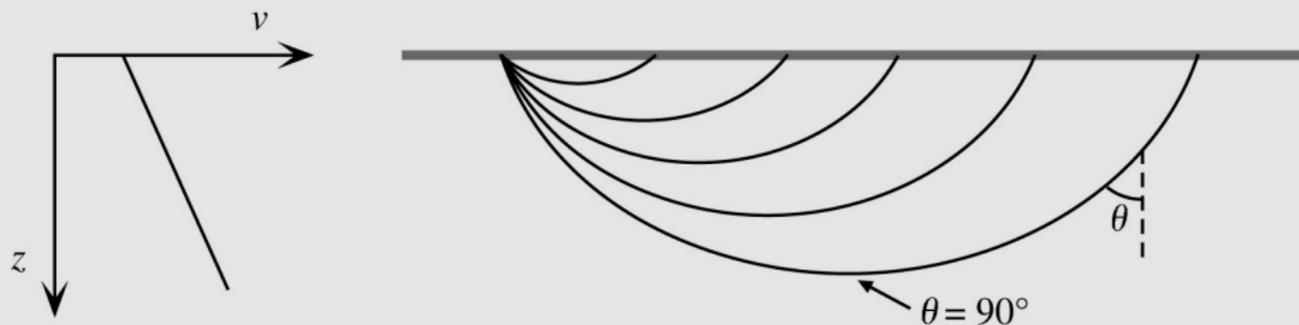
## Strahlenoptik

Horizontale Langsamkeit bleibt entlang eines Strahls konstant.

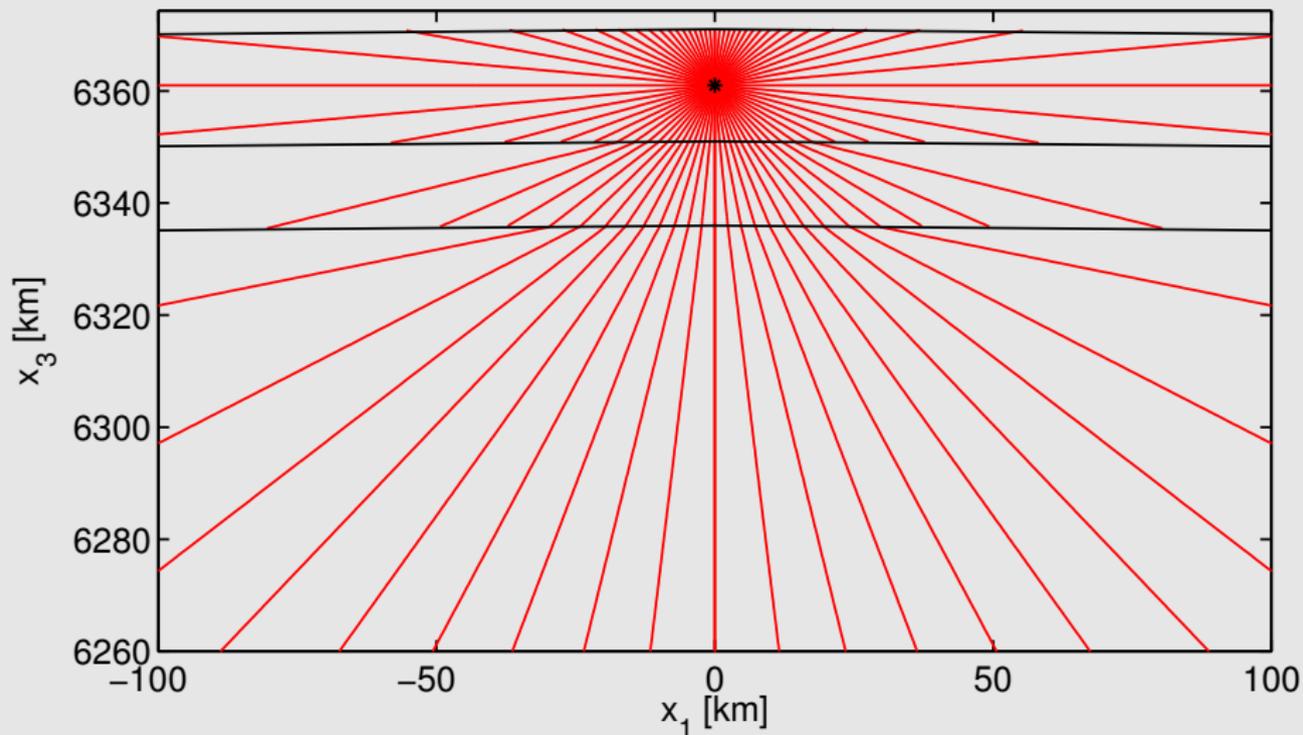


Kontinuierliche Brechung in Richtung geringerer Geschwindigkeit

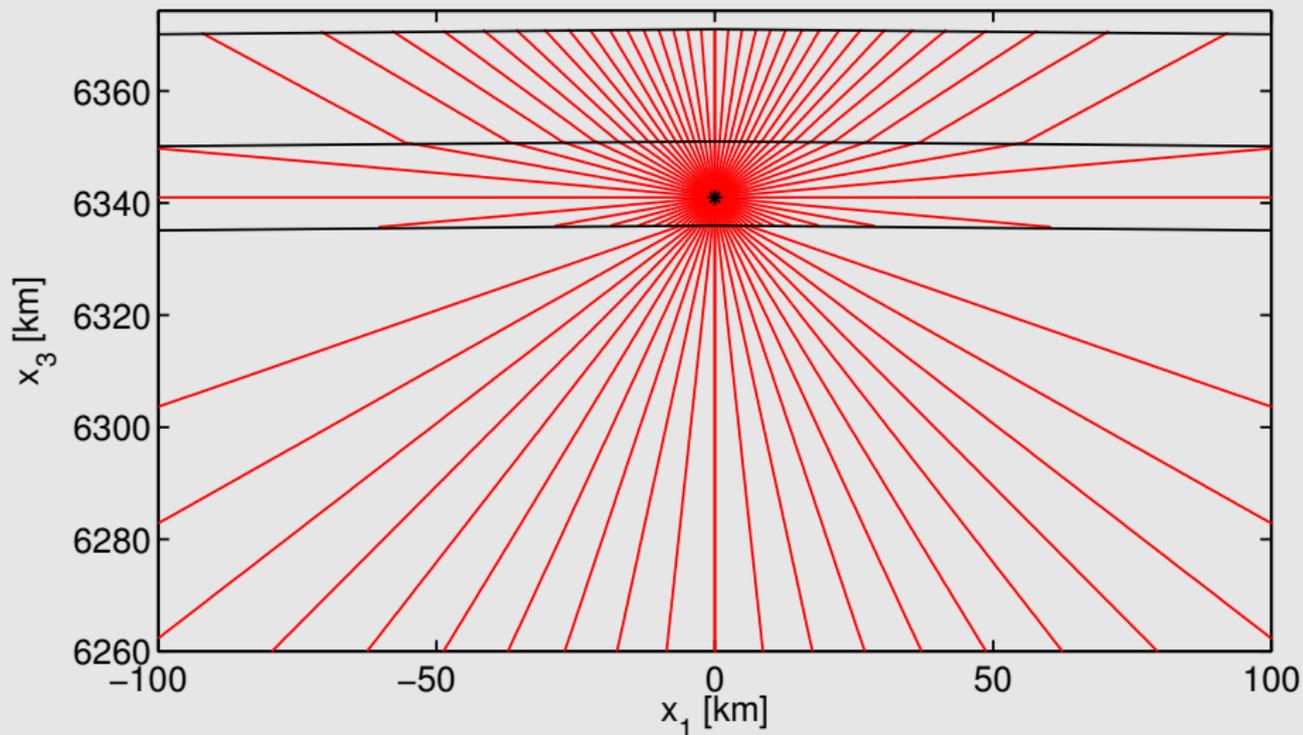
Beispiel: gleichmäßiger Anstieg der Geschwindigkeit mit der Tiefe



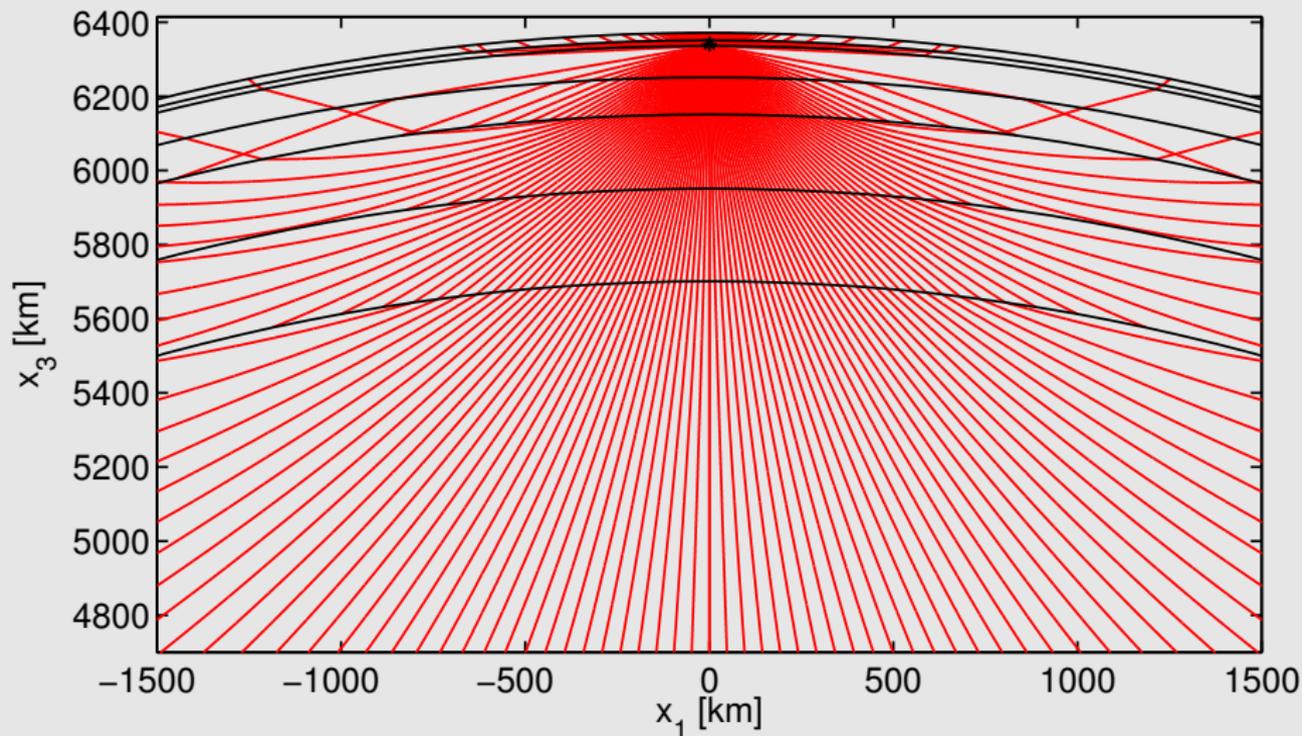
## P-Wellen bei 10 km Herdtiefe (Oberkruste)



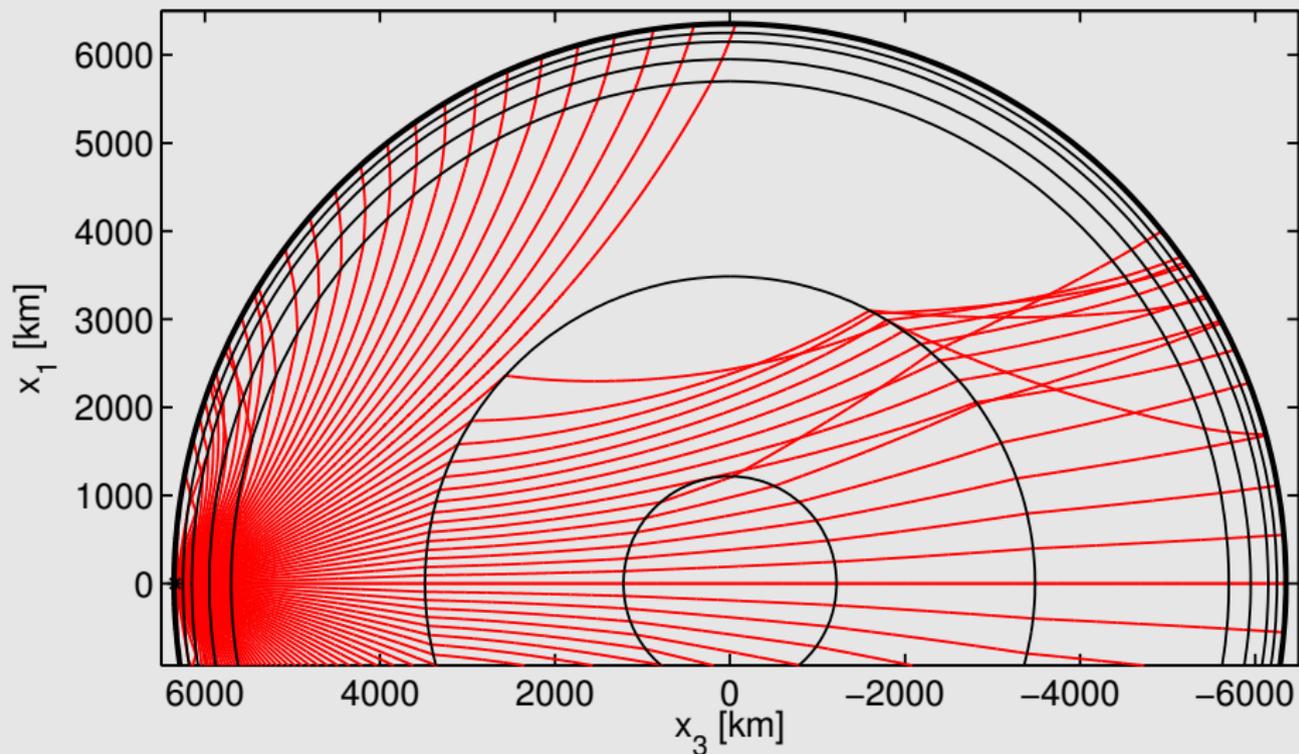
## P-Wellen bei 30 km Herdtiefe (Unterkruste)



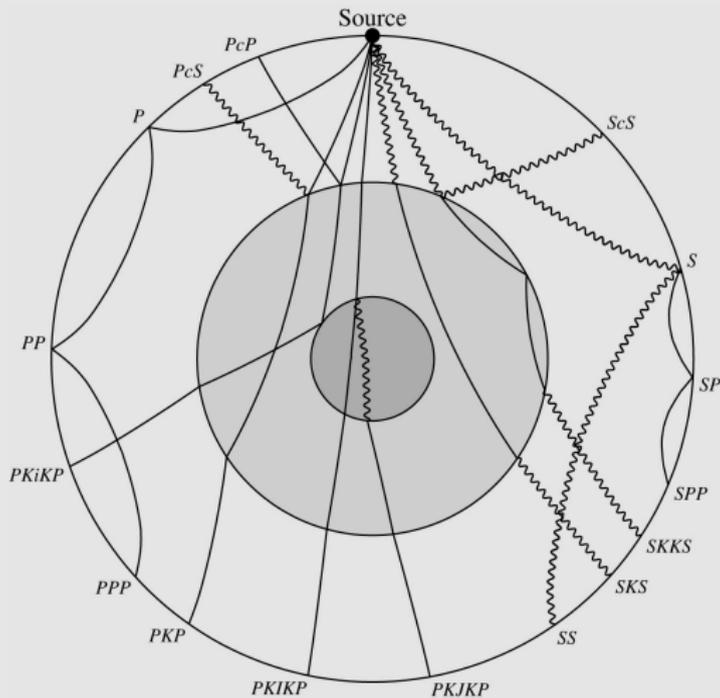
## P-Wellen bei 30 km Herdtiefe (Unterkruste)



## P-Wellen bei 30 km Herdtiefe (Unterkruste)

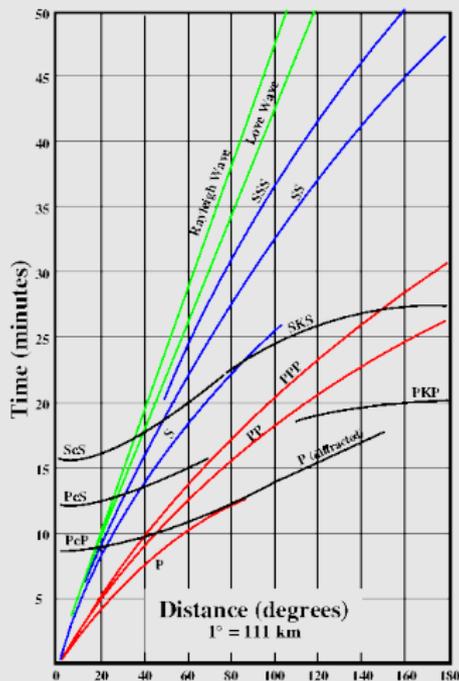


## Nomenklatur der verschiedenen Wellen

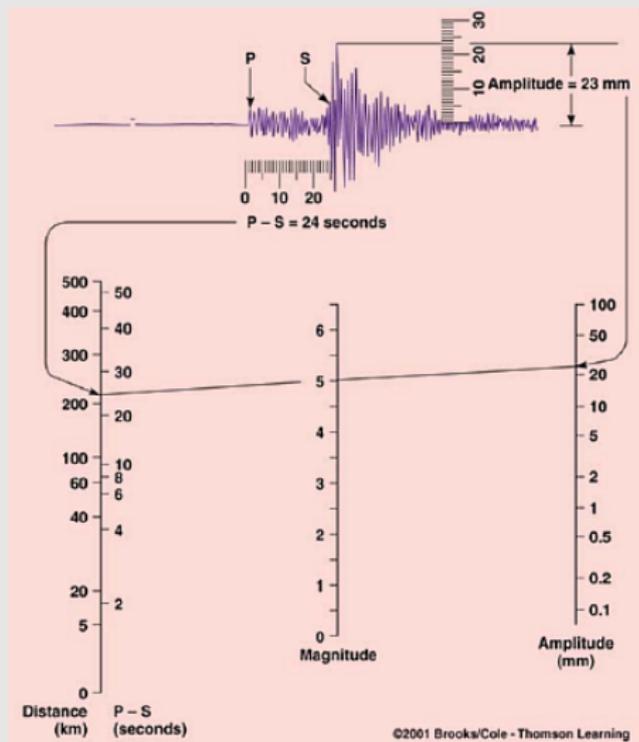


Quelle: Shearer, Introduction to Seismology

## Laufzeitkurven und Lokalisierung von Erdbeben



Quelle: Southern Arizona Seismic Observatory



## Grenzflächenwellen

Brechung und Reflexion an einer ebenen Schichtgrenze:

Alle Wellen haben dieselbe horizontale Langsamkeit  $s_h$  wie die einfallende Welle.

Wenn  $s_h > s = \frac{1}{v}$ :

- Gebrochene oder reflektierte Welle kann sich nicht ins Medium ausbreiten.
- Läuft mit der Geschwindigkeit  $\frac{1}{s_h}$  an der Schichtgrenze entlang.
- Amplitude fällt exponentiell mit dem Abstand von der Schichtgrenze ab.
- Welle wird als Grenzflächenwelle bezeichnet.

## Grenzflächenwellen

**Einfallende SH-Welle:** gleiche Partikelbewegung auch bei der SH-Grenzflächenwelle

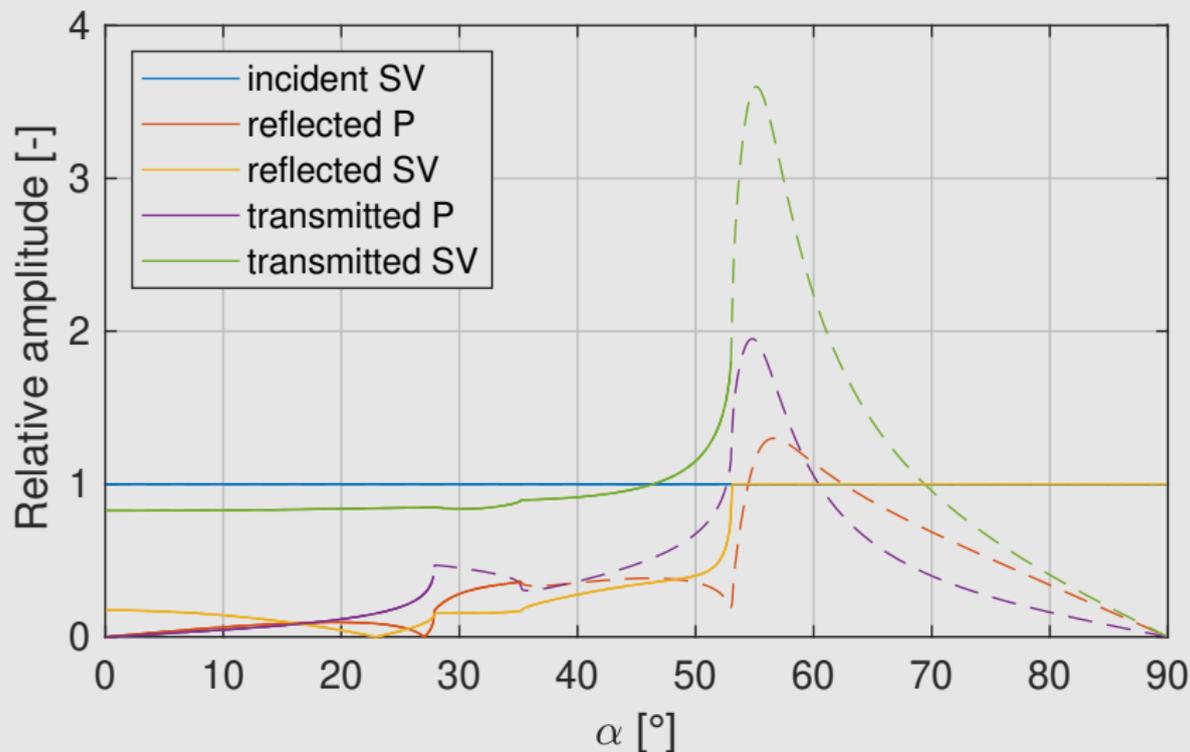
**Einfallende P- oder SV-Welle:**

- elliptische Partikelbahnen
- prograde Rotation im unteren Halbraum, retrograd im oberen Halbraum

Beispiele für einfallende SV-Welle an der Kruste-Mantel-Grenze:

$$\alpha = 20^\circ, \alpha = 30^\circ, \alpha = 40^\circ, \alpha = 70^\circ$$

## Amplituden von Grenzflächenwellen an der Kruste-Mantel-Grenze



## Grenzflächenwellen vs. Oberflächenwellen

### Grenzflächenwellen:

- Durch einfallende (und andere gebrochene und reflektierte) Wellen angetrieben.
- Ausbreitungsgeschwindigkeit passt sich der horizontalen Langsamkeit der einfallenden Welle an.

### Oberflächenwellen:

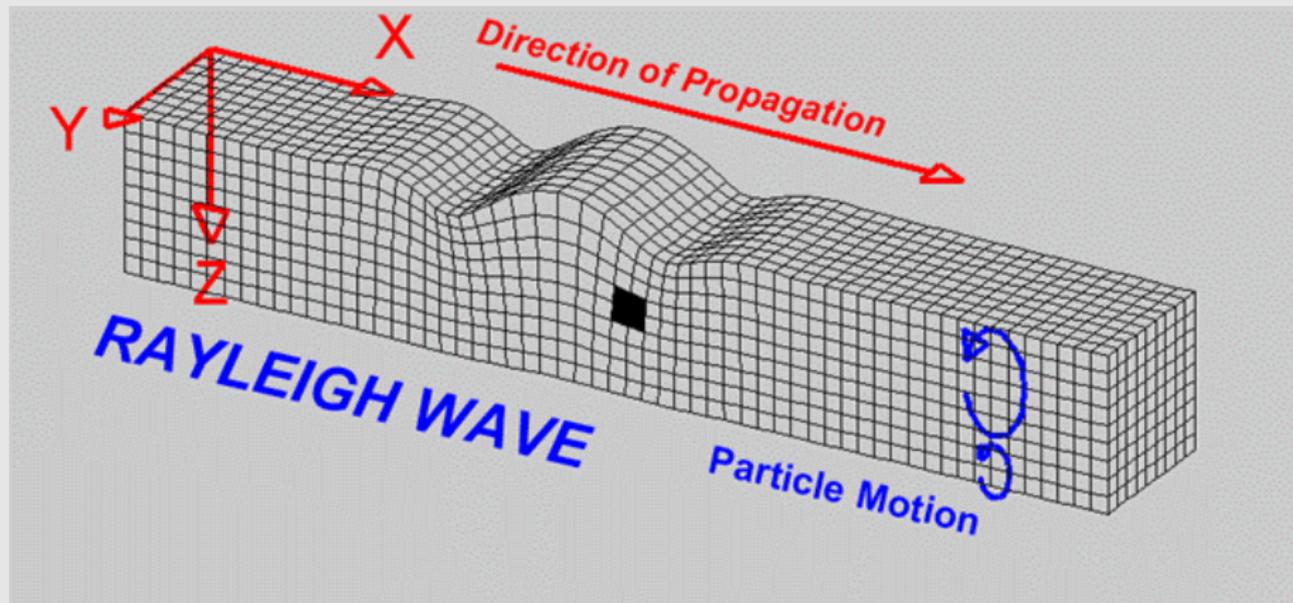
- Eines der beiden Medien fehlt (Luft); freie Oberfläche.
- Keine antreibende Welle.
- Im homogenen Halbraum nur möglich mit spezieller Kombination von P- und SV-Grenzflächenwelle bei bestimmter Geschwindigkeit.



Rayleigh-Welle

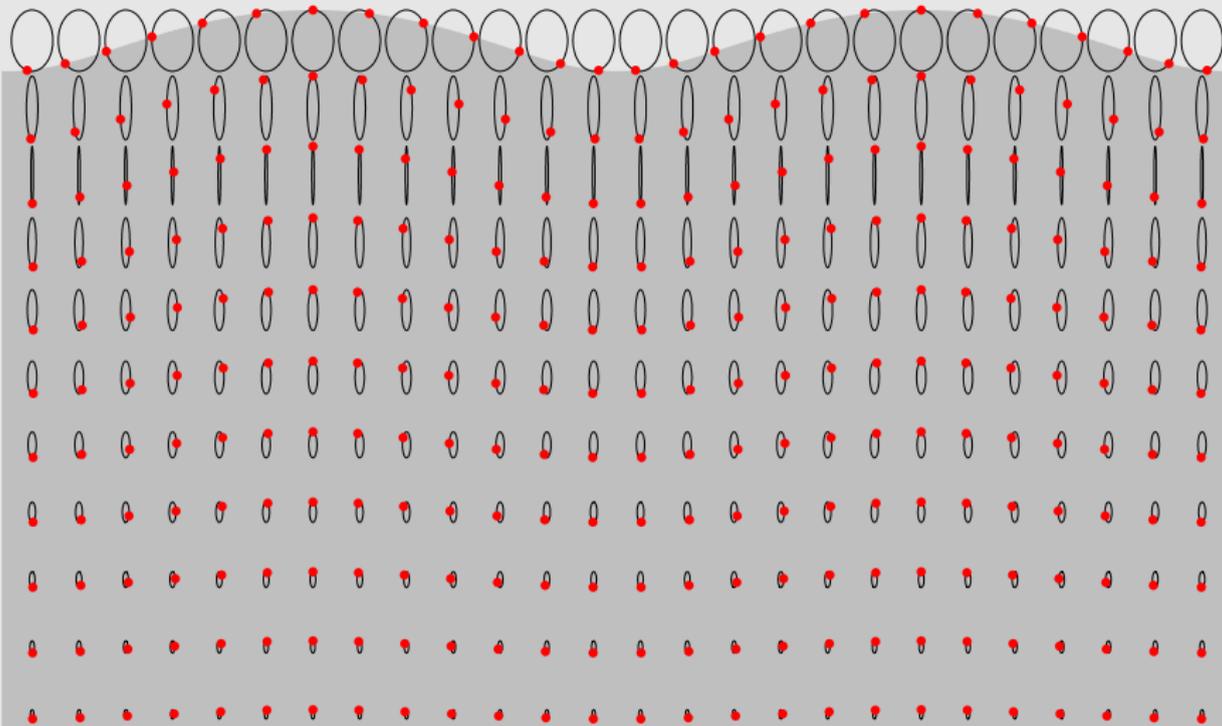
## Die Rayleigh-Welle

Benannt nach J. W. Strutt (3. Lord Rayleigh).



Quelle: L. Braille, Purdue University

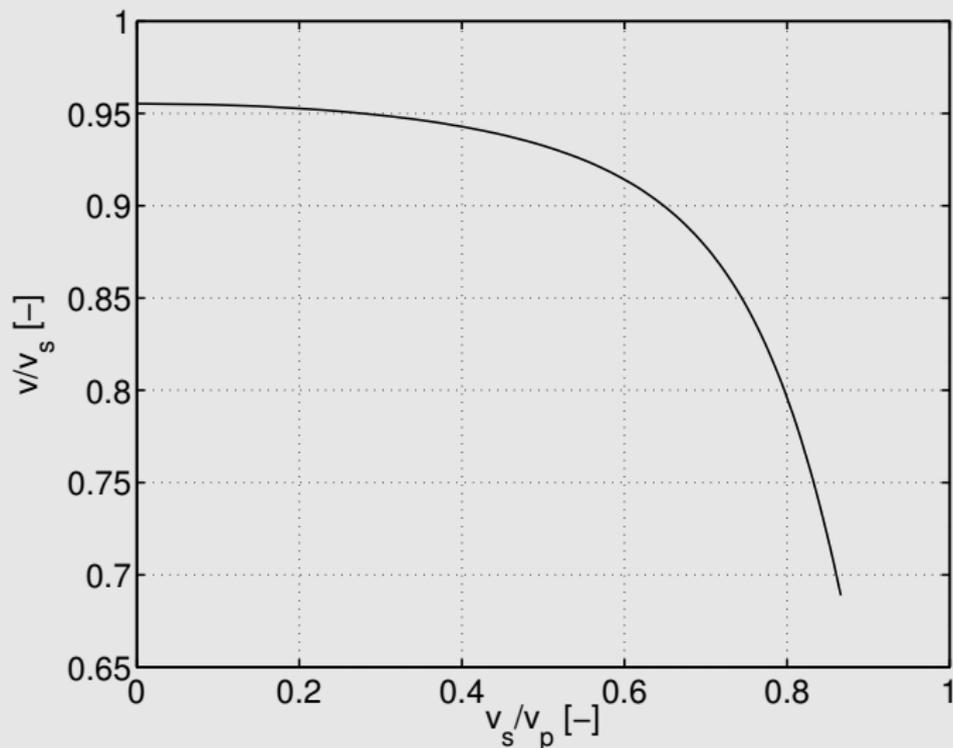
## Die Rayleigh-Welle



## Die Rayleigh-Welle

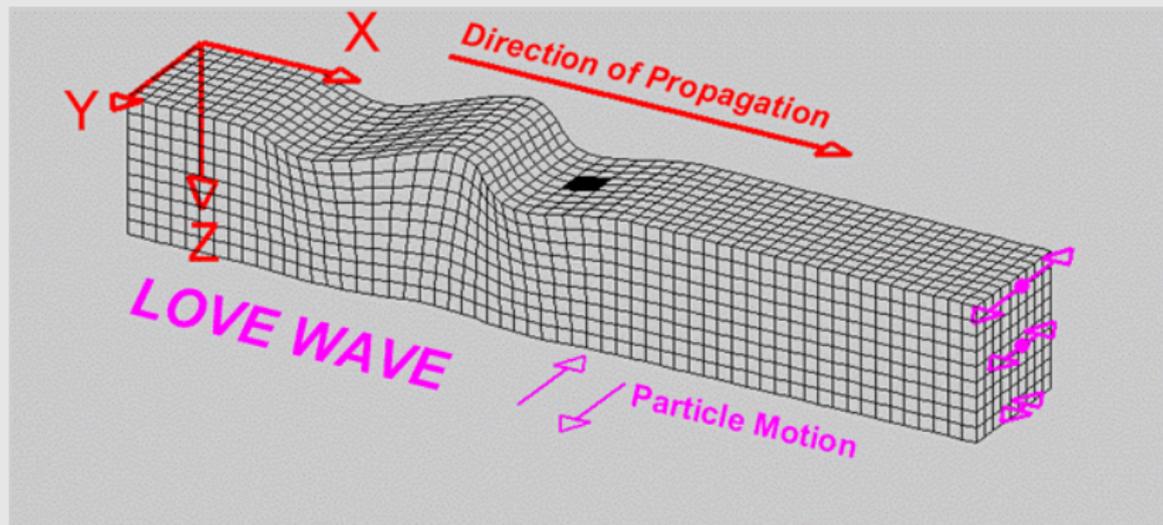
- Retrograde elliptische Partikelbewegung im oberflächennahen Bereich.
- Ellipsen werden schmaler mit wachsender Tiefe und kehren in einer bestimmten Tiefe ihre Richtung um.
- Prograde elliptische Partikelbewegung im tiefen Bereich.
- Eindringtiefe ist proportional zur Wellenlänge.

## Ausbreitungsgeschwindigkeit der Rayleigh-Welle

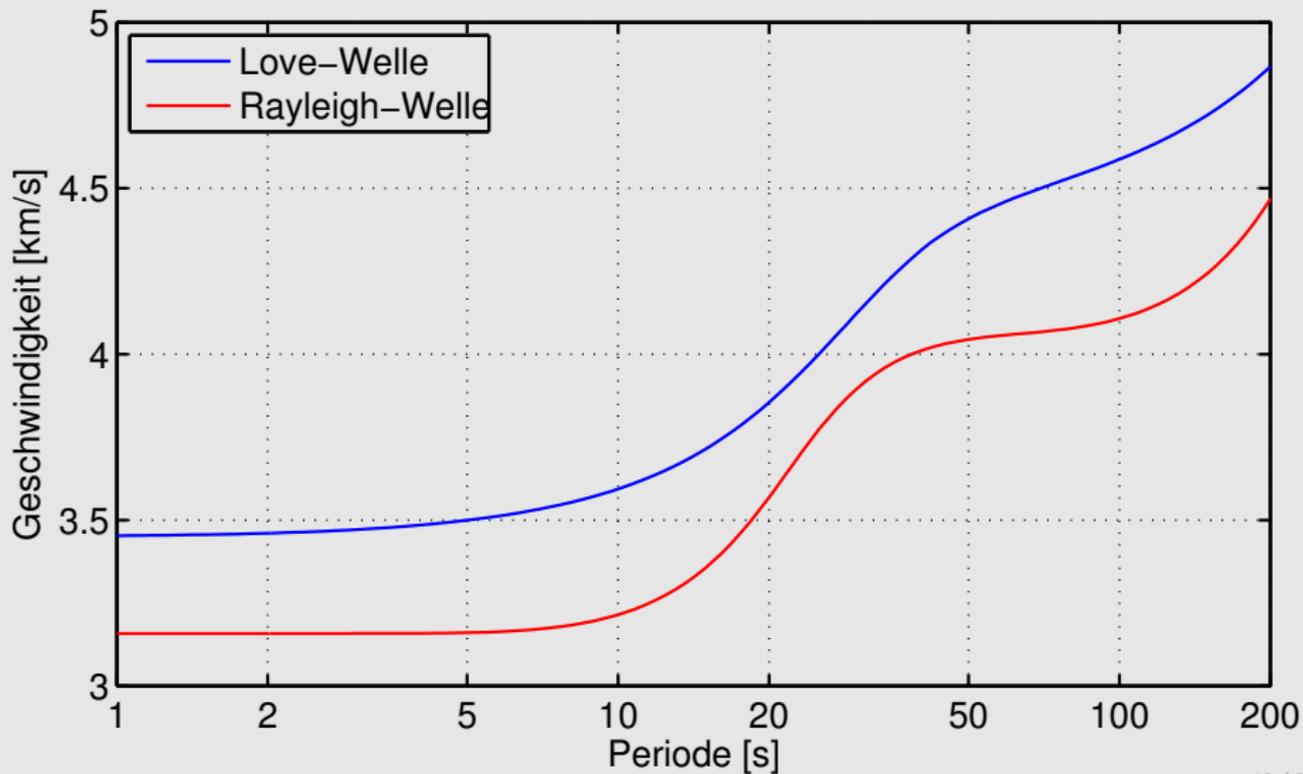


## Die Love-Welle

- Benannt nach A. E. H. Love.
- Identisch mit SH-Grenzflächenwelle.
- Nur möglich, wenn  $v_s$  mit der Tiefe zunimmt.



## Ausbreitungsgeschwindigkeit von Oberflächenwellen (kontinental)



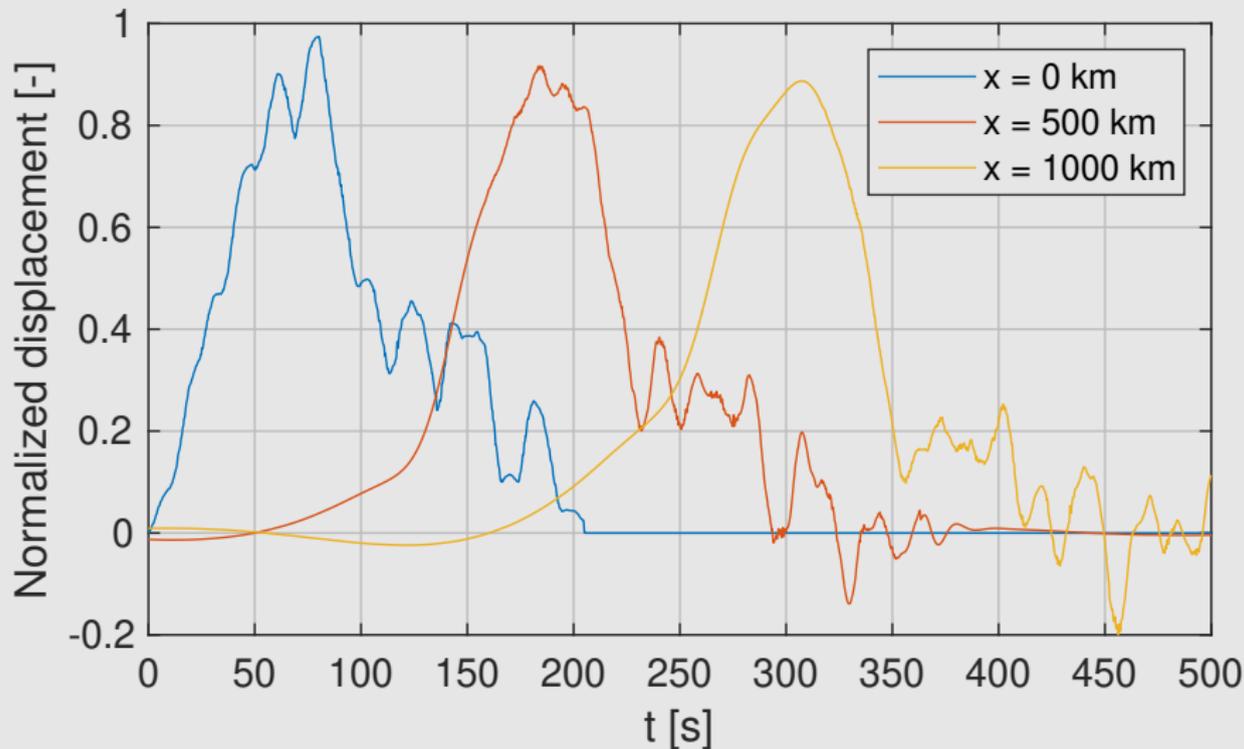
## Dispersion

Ausbreitungsgeschwindigkeit hängt von der Frequenz ab.

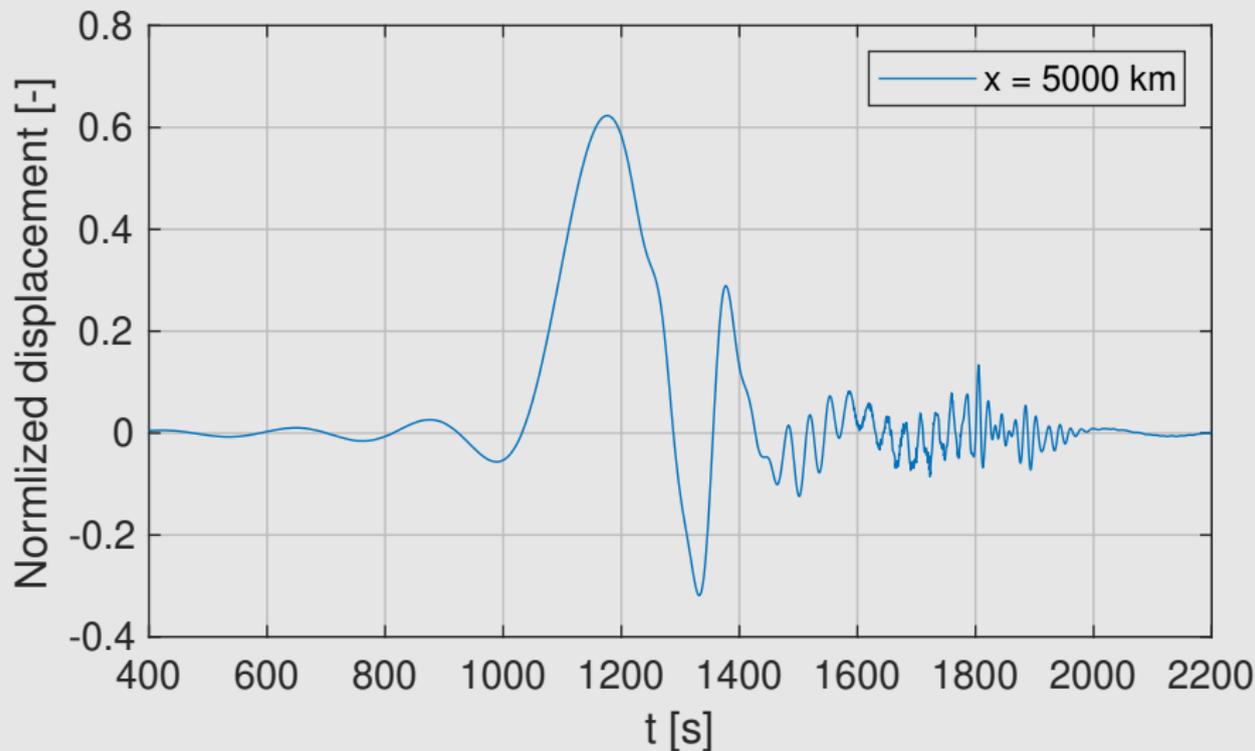


Wellenpakete laufen auseinander = Dispersion

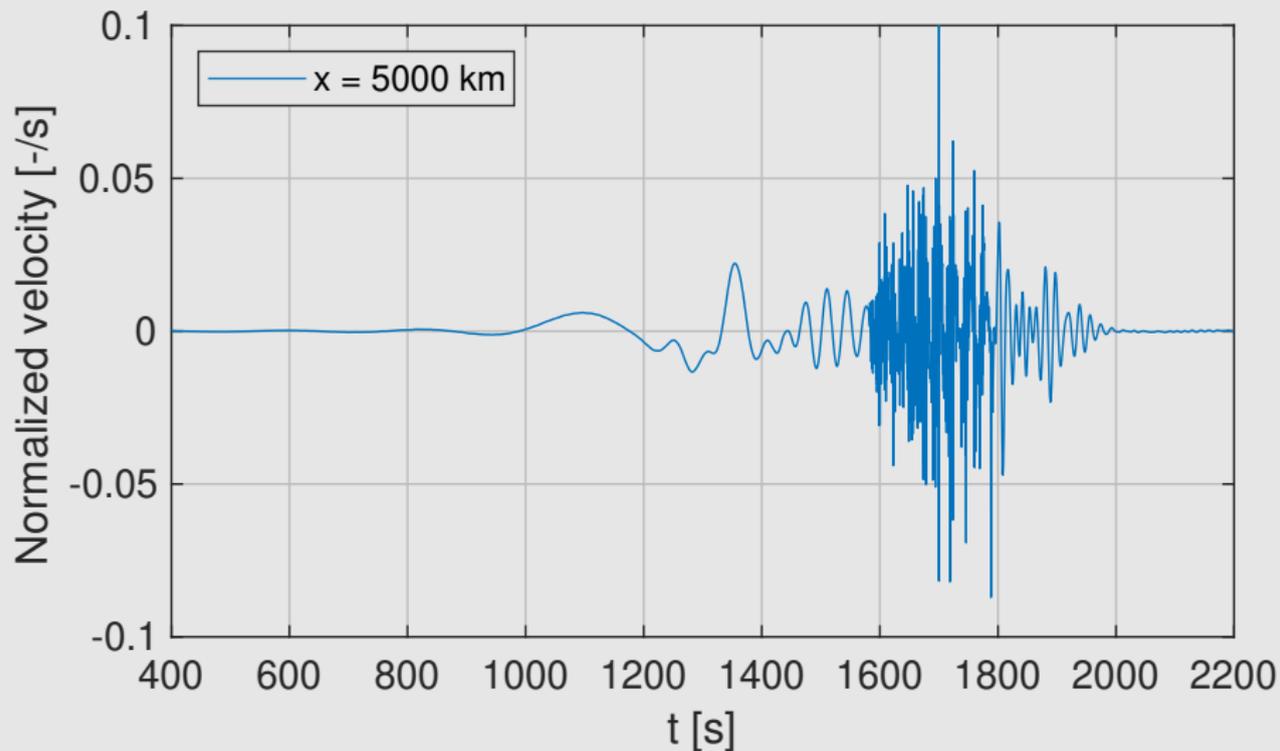
## Dispersion von Rayleigh-Wellen



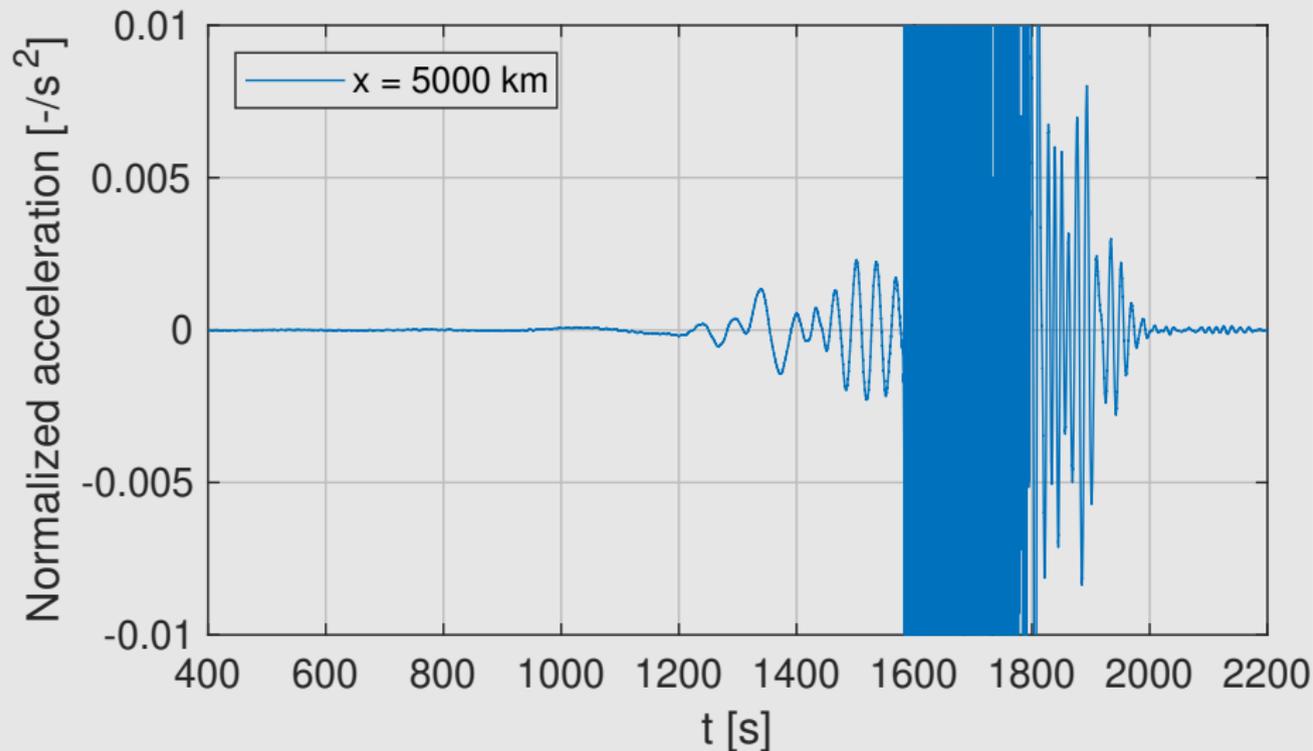
## Dispersion von Rayleigh-Wellen



## Dispersion von Rayleigh-Wellen



## Dispersion von Rayleigh-Wellen



## Dispersion von Rayleigh-Wellen

- Langsame Schwingungen (lange Wellenlängen) kommen zuerst an.



Schwingung an einem festen Ort wird mit der Zeit schneller.

- Größte Verschiebung des Untergrunds bei sehr langsamen Schwingungen.
- Größte Beschleunigung des Untergrunds gegen Ende des Wellenzugs im Periodenbereich von ca. 20 s.

## Verschiebungsfeld einer einzelnen Kraft

Annahmen:

- Homogenes Medium mit Parametern  $\rho$ ,  $\lambda$  und  $\mu$  (wie bei der ebenen Welle).
- Zeitabhängige Kraft  $\vec{F}(t)$  wirkt im Koordinatenursprung ( $\vec{x} = \vec{0}$ ).

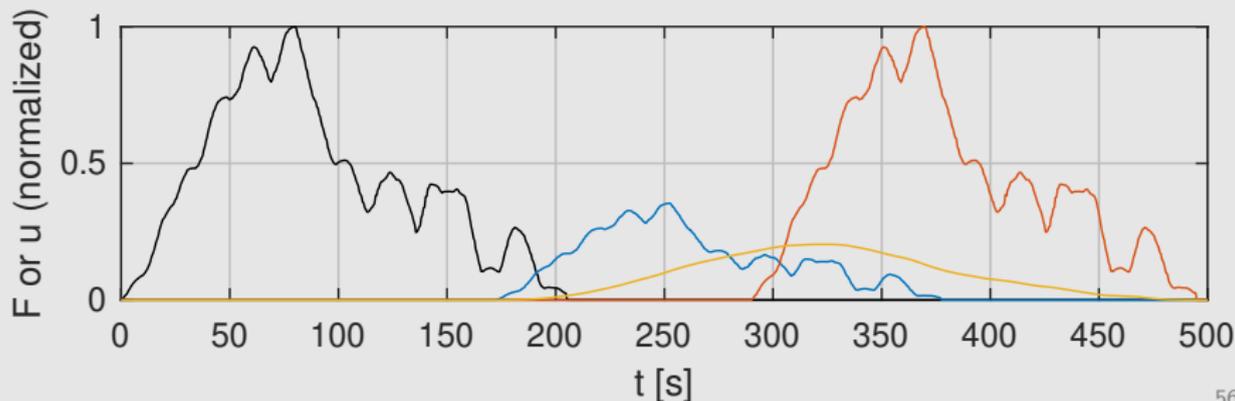
Entsprechende Lösung der Navier-Cauchy-Gleichungen:

$$\begin{aligned}\vec{u}(\vec{x}, t) &= \frac{s_p^2}{4\pi\rho|\vec{x}|} \vec{F}_{\text{radial}}(t - s_p|\vec{x}|) + \frac{s_s^2}{4\pi\rho|\vec{x}|} \vec{F}_{\text{tangential}}(t - s_s|\vec{x}|) \\ &\quad + \frac{1}{4\pi\rho|\vec{x}|^3} \int_{s_p|\vec{x}|}^{s_s|\vec{x}|} \tau \vec{F}_{\text{??}}(t - \tau) d\tau\end{aligned}$$

## Verschiebungsfeld einer einzelnen Kraft

$$\vec{u}(\vec{x}, t) = \frac{s_p^2}{4\pi\rho|\vec{x}|} \vec{F}_{\text{radial}}(t - s_p|\vec{x}|) + \frac{s_s^2}{4\pi\rho|\vec{x}|} \vec{F}_{\text{tangential}}(t - s_s|\vec{x}|) + \frac{1}{4\pi\rho|\vec{x}|^3} \int_{s_p|\vec{x}|}^{s_s|\vec{x}|} \tau \vec{F}_{???}(t - \tau) d\tau$$

Beispiel:



## Verschiebungsfeld einer einzelnen Kraft

Verschiebungsmuster des 1. Terms,

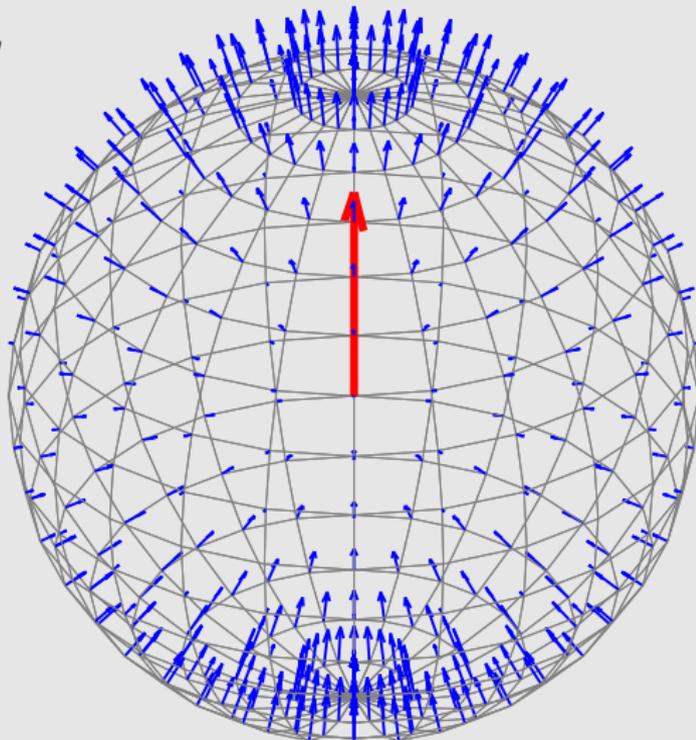
$$\vec{F}_{\text{radial}} = (\vec{F} \cdot \vec{e}) \vec{e}$$

mit

$$\vec{e} = \frac{\vec{x}}{|\vec{x}|}$$

für

$$\vec{F} = \begin{pmatrix} 0 \\ 0 \\ 1 \end{pmatrix}$$



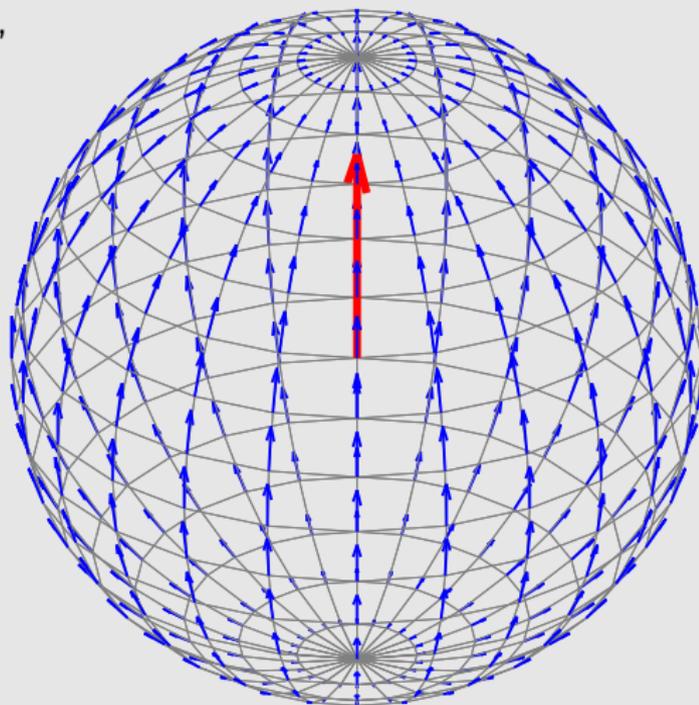
## Verschiebungsfeld einer einzelnen Kraft

Verschiebungsmuster des 2. Terms,

$$\vec{F}_{\text{tangential}} = \vec{F} - \vec{F}_{\text{radial}},$$

für

$$\vec{F} = \begin{pmatrix} 0 \\ 0 \\ 1 \end{pmatrix}$$



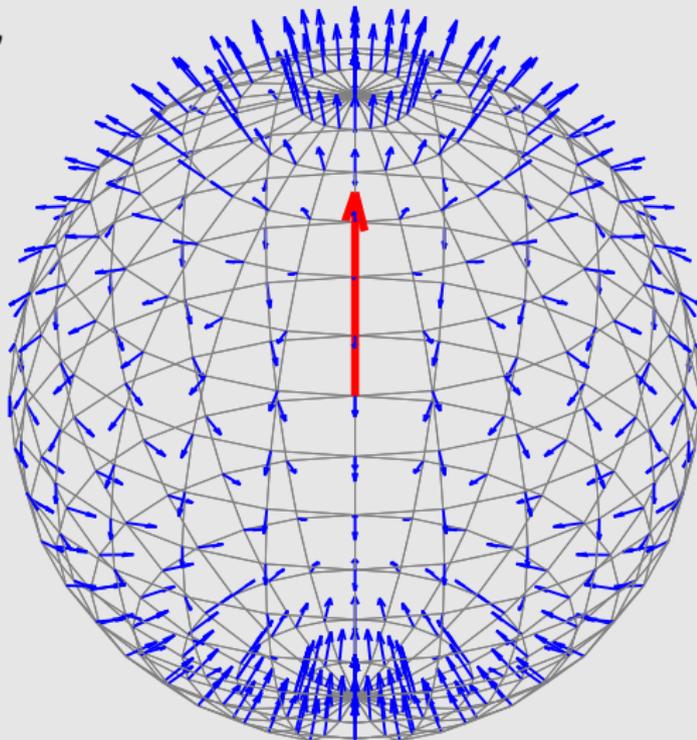
## Verschiebungsfeld einer einzelnen Kraft

Verschiebungsmuster des 3. Terms,

$$\vec{F}_{???} = 3\vec{F}_{\text{radial}} - \vec{F},$$

für

$$\vec{F} = \begin{pmatrix} 0 \\ 0 \\ 1 \end{pmatrix}$$



## Kräftepaare

Einzelne Kraft verursacht insgesamt eine Verschiebung in Richtung der Kraft.



nicht möglich



Erdbeben bestehen aus (mindestens) einem Paar gleich großer, entgegengesetzter Kräfte  $\vec{F}$  and  $-\vec{F}$ , welche um einen kleinen Versatz  $\vec{a}$  verschoben angreifen (bei  $\frac{\vec{a}}{2}$  und  $-\frac{\vec{a}}{2}$  statt im Koordinatenursprung).

## Der Momententensor

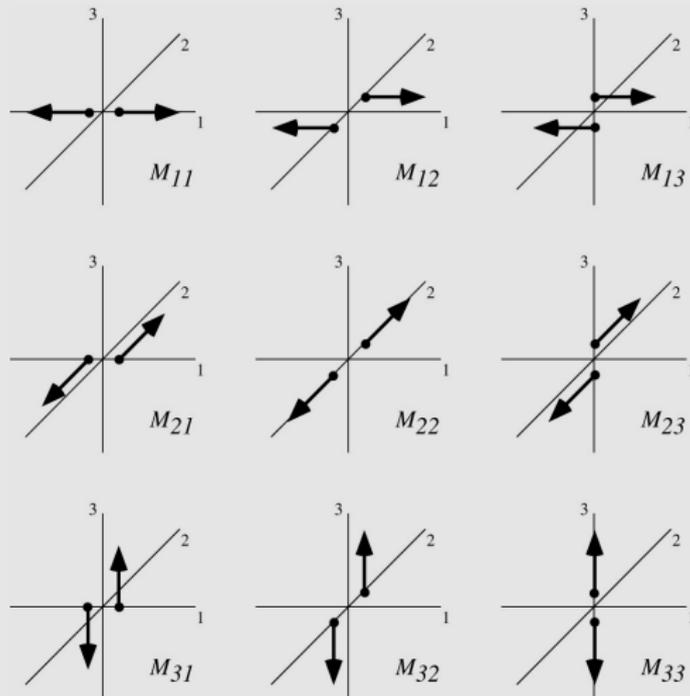
Definition:

$$M(t) = \vec{F}(t) \otimes \vec{a} = \vec{F}(t) \vec{a}^T = \begin{pmatrix} F_1 a_1 & F_1 a_2 & F_1 a_3 \\ F_2 a_1 & F_2 a_2 & F_2 a_3 \\ F_3 a_1 & F_3 a_2 & F_3 a_3 \end{pmatrix}$$

für  $\vec{a} \rightarrow 0$  (dabei passend  $\vec{F} \rightarrow \infty$ )

Einheit: Nm

## Komponenten des Momententensors



Quelle: Shearer, Introduction to Seismology

## Symmetrie des Momententensors

Nicht-symmetrische Momententensoren verursachen eine bleibende Drehung des Mediums.



$M$  muss symmetrisch sein:  $M^T = M$ ,  $M_{ji} = M_{ij}$ .

## Die Spur des Momententensors

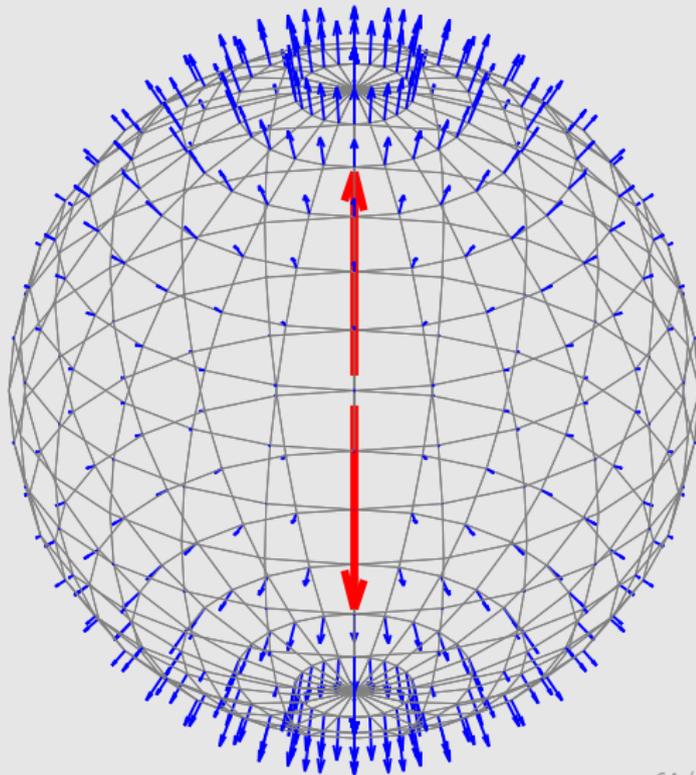
$\text{tr}(M) = M_{11} + M_{22} + M_{33}$  definiert den Grundtyp der seismischen Quelle:

$$\text{tr}(M) \begin{cases} > 0 & : \text{Explosion} \\ = 0 & : \text{Erdbeben im engeren Sinn} \\ < 0 & : \text{Implosion} \end{cases}$$

## Abstrahlungscharakteristiken verschiedener Momententensoren

P-Wellen für

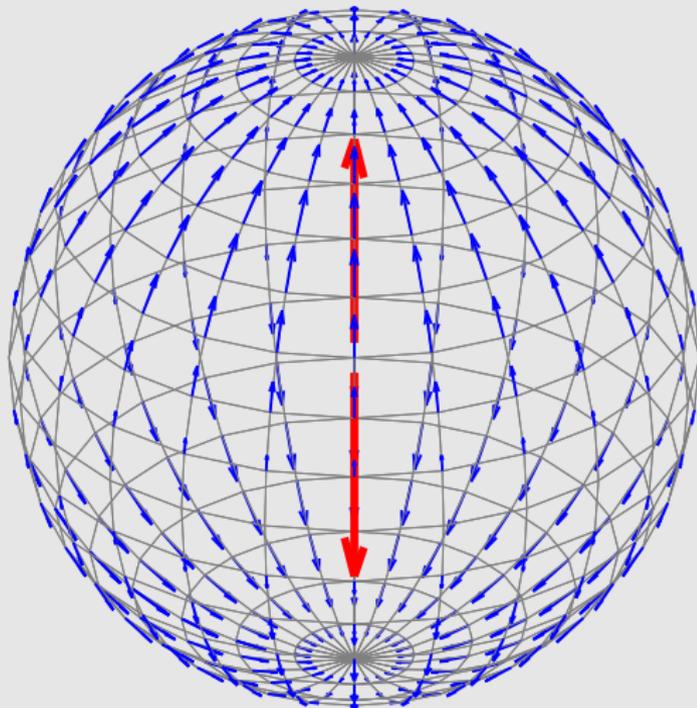
$$M \sim \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$$



## Abstrahlungscharakteristiken verschiedener Momententensoren

S-Wellen für

$$M \sim \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$$

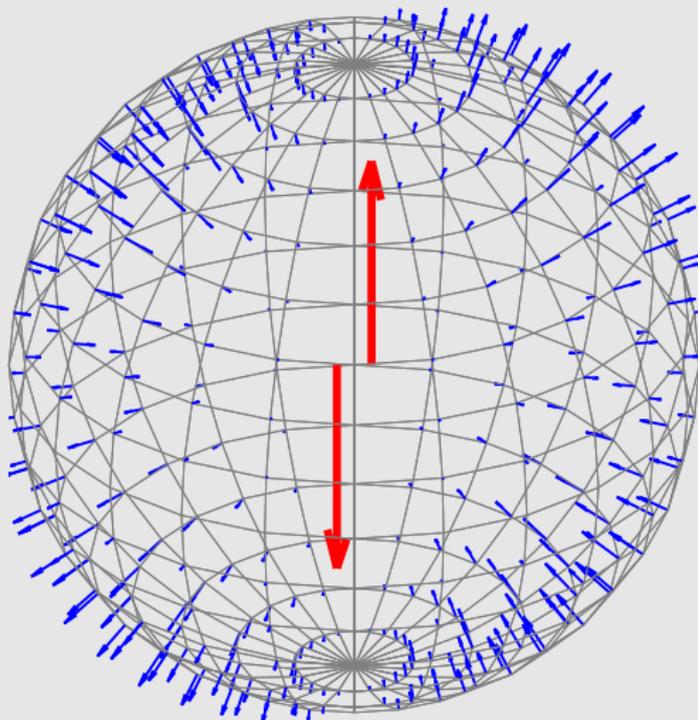


## Abstrahlungscharakteristiken verschiedener Momententensoren

P-Wellen für

$$M \sim \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \end{pmatrix}$$

(unsymmetrisch, nicht erlaubt!)

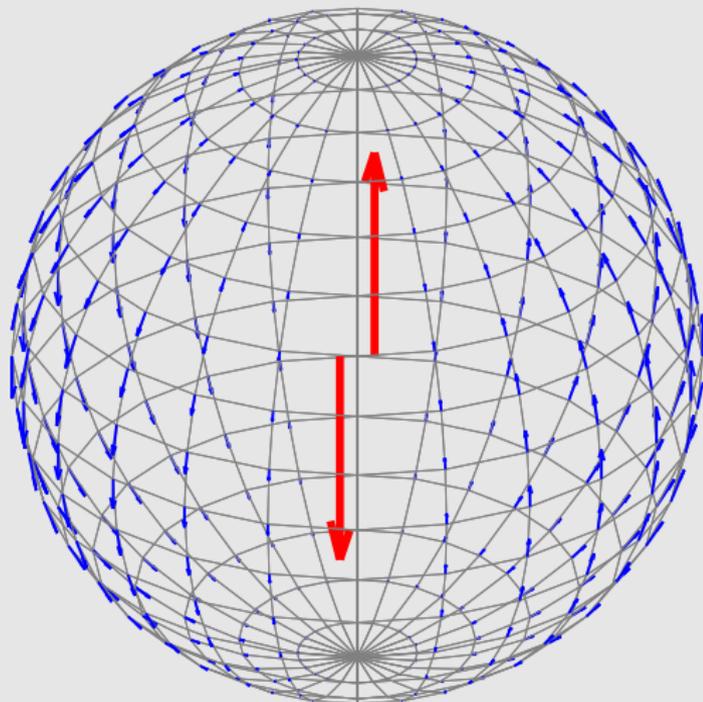


## Abstrahlungscharakteristiken verschiedener Momententensoren

S-Wellen für

$$M \sim \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \end{pmatrix}$$

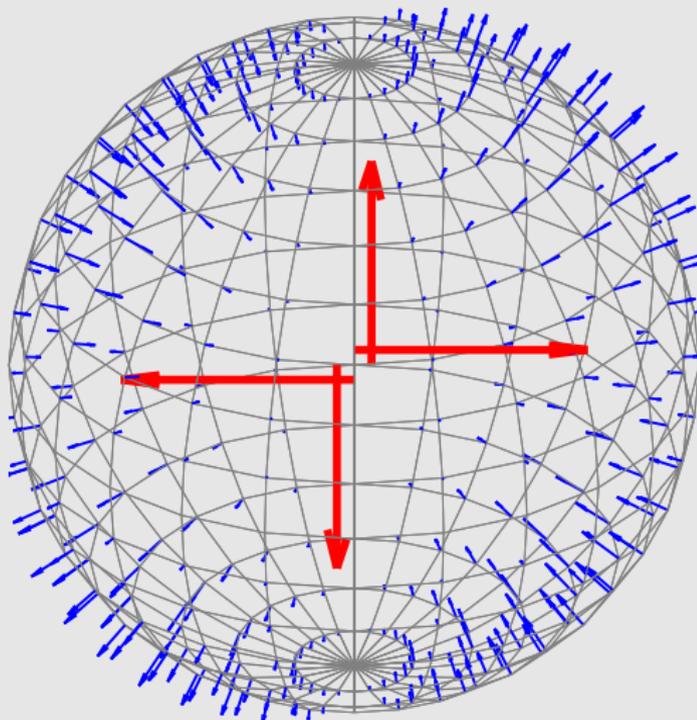
(unsymmetrisch, nicht erlaubt!)



## Abstrahlungscharakteristiken verschiedener Momententensoren

P-Wellen für

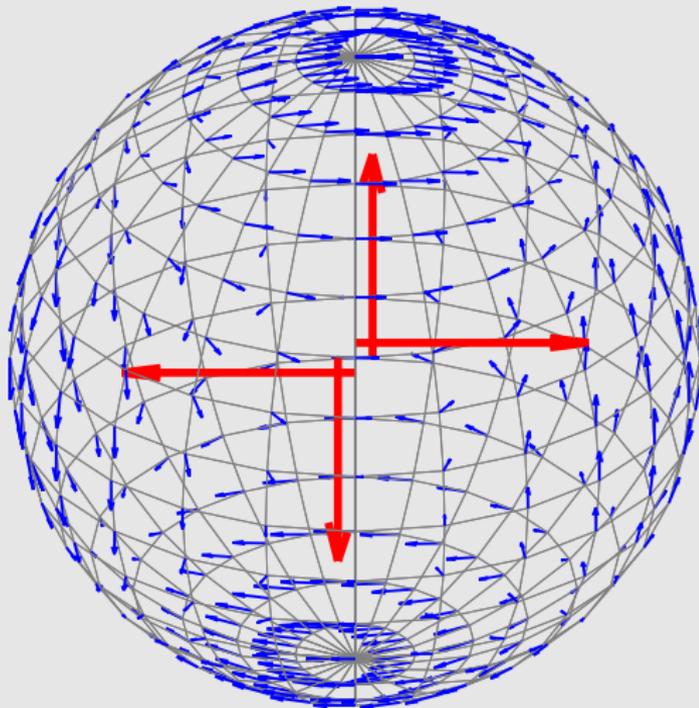
$$M \sim \begin{pmatrix} 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \end{pmatrix}$$



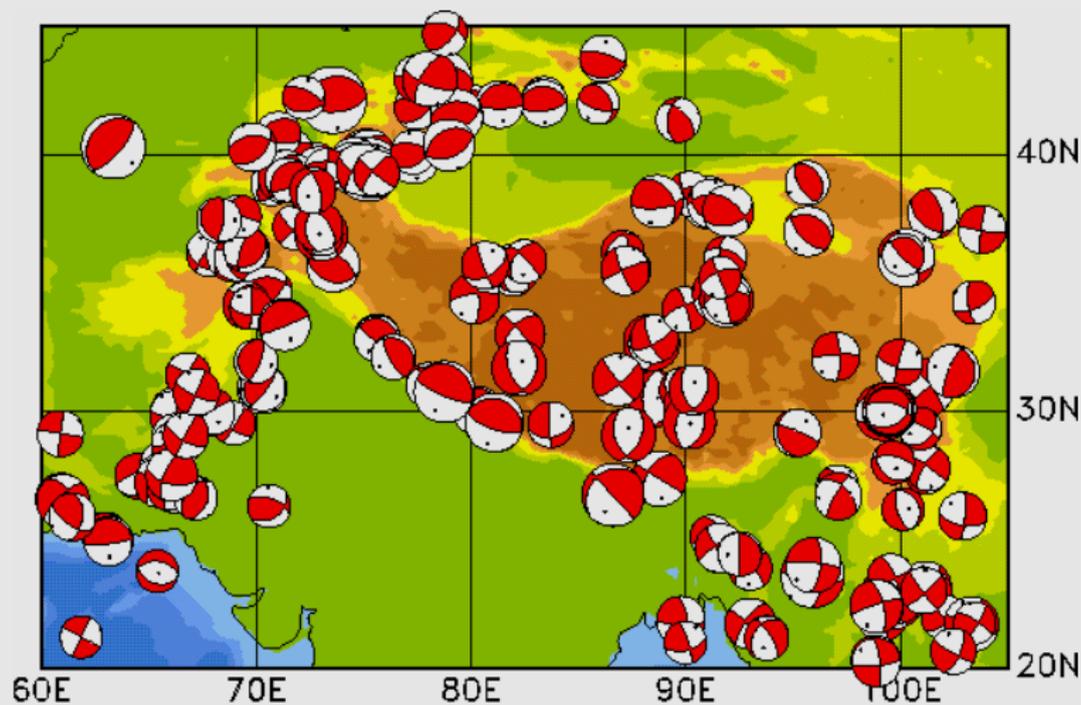
## Abstrahlungscharakteristiken verschiedener Momententensoren

S-Wellen für

$$M \sim \begin{pmatrix} 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \end{pmatrix}$$

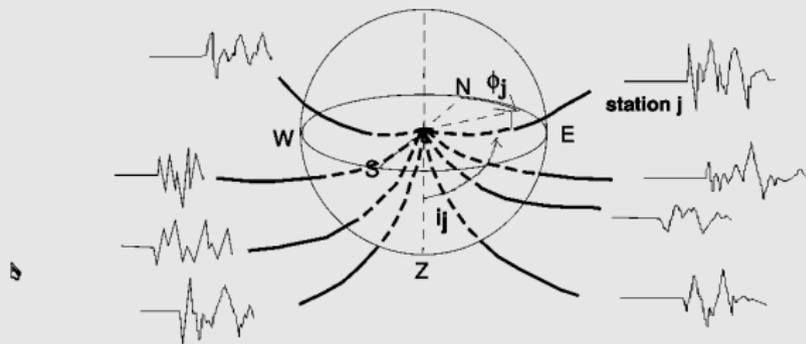


## Herdkugeln

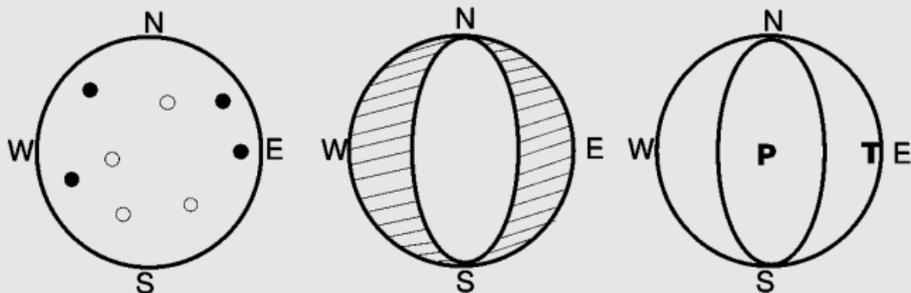


Quelle: Earthquake-Report.com

## Herdkugeln



(I)



Quelle: Dissertation A. Belmonte-Pool, FU Berlin

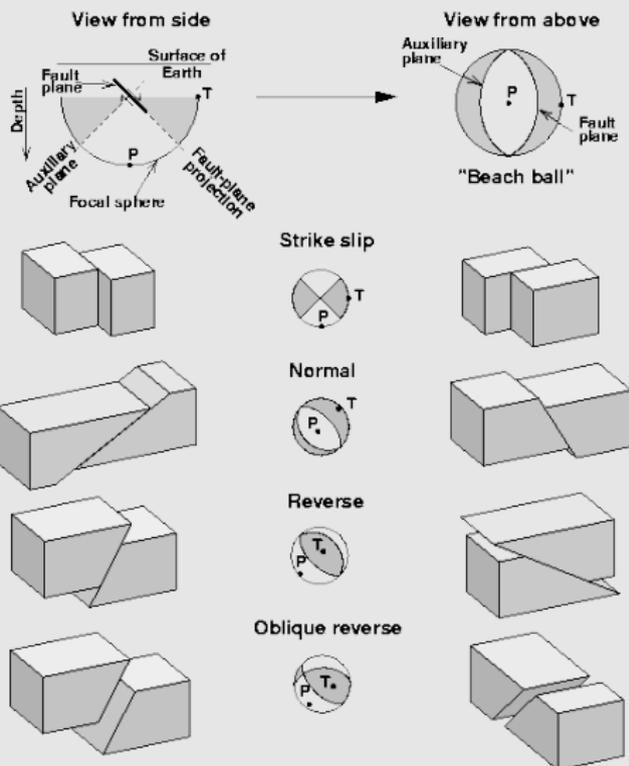
## Herdkugeln

- Richtungen, in denen die P-Welle zuerst mit Kompression ankommt, d. h.,

$$(M\vec{e}) \cdot \vec{e} > 0,$$

werden eingefärbt.

- Richtungen, in denen die P-Welle zuerst mit Dilatation ankommt, bleiben weiß.
- Projektion der unteren Halbkugel wird dargestellt.



Quelle: US Geological Survey

## Das skalare seismische Moment

Für

$$M = \begin{pmatrix} 0 & 0 & M_0 \\ 0 & 0 & 0 \\ M_0 & 0 & 0 \end{pmatrix}$$

(o. ä.), ist  $M_0$  [Nm] das (skalare) seismische Moment.

Allgemein für

$$M = \begin{pmatrix} M_1 & 0 & 0 \\ 0 & M_2 & 0 \\ 0 & 0 & M_3 \end{pmatrix}$$

mit  $M_1 \geq M_2 \geq M_3$  (Eigenwerte von  $M$ ):

$$M_0 = \frac{M_1 - M_3}{2}$$

## Das skalare seismische Moment

Alternative Interpretation des seismischen Moments:

$$M_0 = \mu A \bar{u}$$

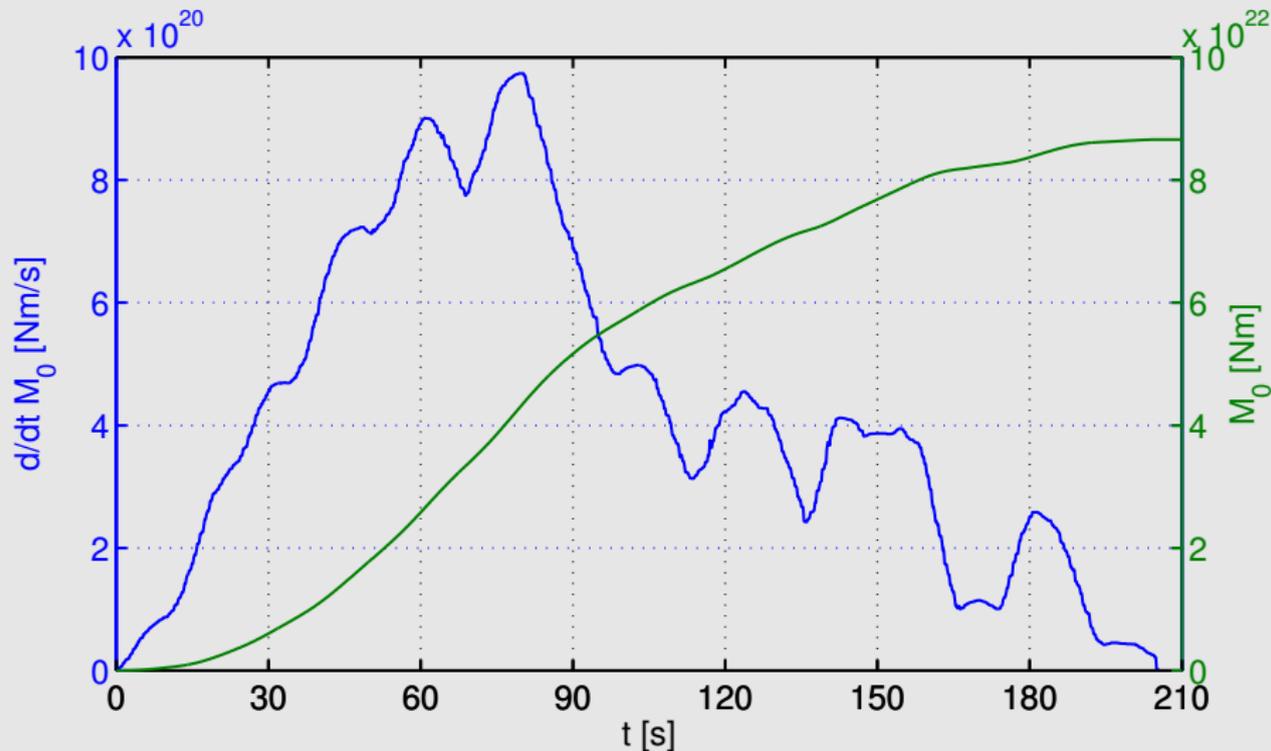
mit

$\mu$  = 2. Lamé-Parameter des Mediums = Schermodul [Pa]

$A$  = Größe der Bruchfläche [m<sup>2</sup>]

$\bar{u}$  = mittlerer Versatz entlang der Bruchfläche [m]

## Seismisches Moment eines starken Erdbebens (Alaska 1964)



## Permanenter Versatz und Amplitude des seismischen Wellen

Permanenter Versatz:

$$u \sim \frac{M}{|\vec{x}|^2} \quad \text{für} \quad |\vec{x}| \rightarrow \infty$$

Amplitude der Wellen:

$$u \sim \frac{\dot{M}}{|\vec{x}|} \quad \text{für} \quad |\vec{x}| \rightarrow \infty$$

## Intensität und Magnitude

**Intensität** charakterisiert die Stärke eines Erdbebens durch seine Auswirkungen auf die Erdoberfläche, Infrastruktur und Menschen.

- Üblicherweise durch eine römische Ziffer dargestellt.
- Grundlage: 12-teilige (ursprünglich 10-teilige) Skala von I (unmerklich) bis XII (große Katastrophe) nach G. Mercalli (1850–1914).
- Erweiterungen / Verfeinerungen: MCS- (Mercalli-Cancani-Sieberg) Skala, MWN- (Mercalli-Wood-Neumann) Skala, MSK-Skala (Medvedev, Sponheuer & Karnik, 1964), EMS-98-Skala (European Macroseismic Scale, 2000).

**Magnitude** charakterisiert die Stärke eines Erdbebens auf Basis physikalischer Messgrößen.

- Üblicherweise durch arabische Zahlen mit einer Nachkommastelle dargestellt.
- Verschiedene Magnitudendefinitionen in Gebrauch.

## Grundsätzliche Definition von Erdbebenmagnituden

Aus jeder physikalische Messgröße  $X$ , welche die Stärke eines Erdbebens beschreibt, z. B.

- gesamtes seismisches Moment  $M_0$ ,
- maximale Bodenverschiebung  $|\vec{u}|_{\max}$  an der Erdoberfläche,
- freigesetzte Energie,
- Dauer des Erdbebens

lässt sich eine Magnitude  $M_X$  gemäß

$$M_X = e \log_{10} \left( \frac{X}{X_0} \right)$$

definieren.

## Grundsätzliche Definition von Erdbebenmagnituden

- $X_0$  legt fest, welchem Messwert der Magnitudenwert 0 entspricht.
- Alle Magnitudendefinitionen sind logarithmisch:

$$X \mapsto kX \quad \rightarrow \quad M_X \mapsto M_X + e \log_{10} f$$

Der Faktor  $e$  legt fest, um wieviel  $M_X$  steigt, wenn  $X$  verzehnfacht wird (meist  $e = 1$ ).

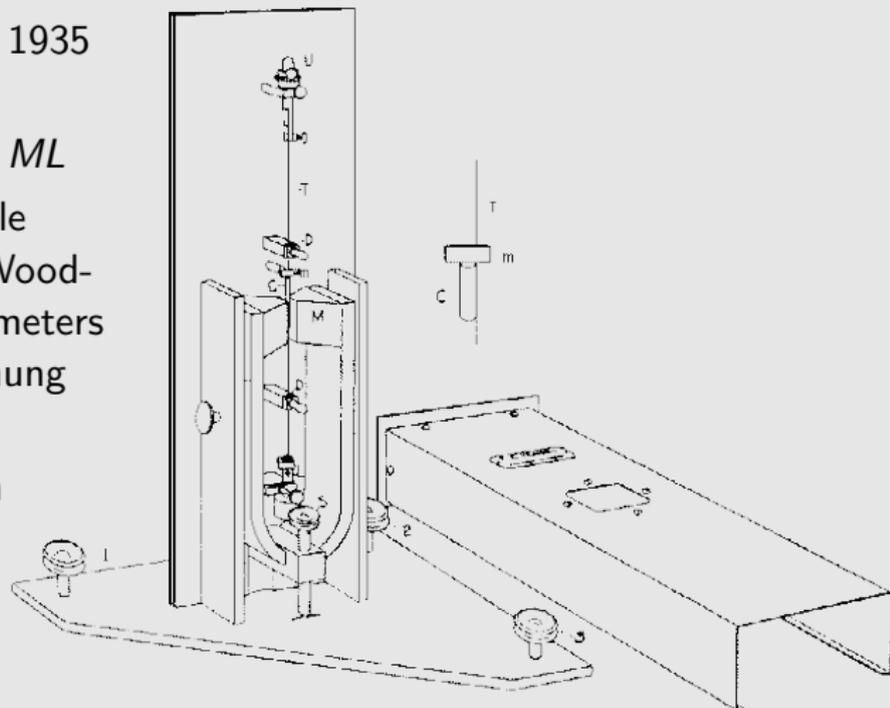
- $X_0$  und  $e$  werden so gewählt, dass verschiedene Magnitudendefinitionen im Durchschnitt möglichst gut übereinstimmen.

## Ober- und Untergrenzen von Erdbebenmagnituden

- Alle Magnitudenskalen sind grundsätzlich nach oben und unten offen.
- Die faktischen Obergrenzen ergeben sich aus der Größe der maximal in der Lithosphäre möglichen Bruchflächen und durch das Frequenzspektrum der von Erdbeben abgestrahlten Wellen.
- Negative Magnituden sind möglich. Der Nullpunkt ist willkürlich und spiegelt wider, was zur Zeit der ersten Magnitudendefinition (C. F. Richter, 1935) als sinnvolle Nachweisgrenze galt.

## Die Lokalmagnitude (Richterskala)

- Von C. F. Richter 1935 eingeführt.
- Symbol:  $M_L$  oder  $ML$
- $X$  ist der maximale Ausschlag eines Wood-Anderson-Seismometers in 100 km Entfernung vom Epizentrum.
- $e = 1$ ,  $X_0 = 1 \mu\text{m}$



## Die Oberflächenwellenmagnitude

- Symbol:  $M_S$  oder  $MS$
- Ursprüngliche Definition (B. Gutenberg 1945):  $X$  = maximale horizontale Bodenverschiebung im Periodenbereich von 18 s bis 22 s.
- Seit 1962 modifizierte Definition mit Berücksichtigung aller Oberflächenwellen.

## Raumwellenmagnituden

- $X$  ist die maximale Amplitude von P- und S-Wellen.
- Zwei signifikant verschiedene Definitionen in Gebrauch.
- Symbole:  $m_B$ ,  $mB$ ,  $m_b$ ,  $mb$ ,
- $m_b$  bzw.  $mb$  berücksichtigt nur recht hochfrequente Komponenten und unterscheidet sich stark von anderen Magnitudendefinitionen.
- Hauptsächlich verwendet zur Charakterisierung sehr tiefer Erdbeben.

## Die Momenten-Magnitude

- Von H. Kanamori 1977 eingeführt.
- $X = M_0 =$  skalares seismisches Moment.
- $e = \frac{2}{3}$ ,  $X_0 = 1.4 \times 10^9 \text{ Nm}$



$$M_W = \frac{2}{3} \log_{10} M_0 - 6.1$$

mit  $M_0$  in Nm.

- Charakterisiert eher die Stärke des Erdbebens am Erdbebenherd als die abgestrahlten seismischen Wellen.



Eher eine tektonische als eine seismologische Magnitudenskala.