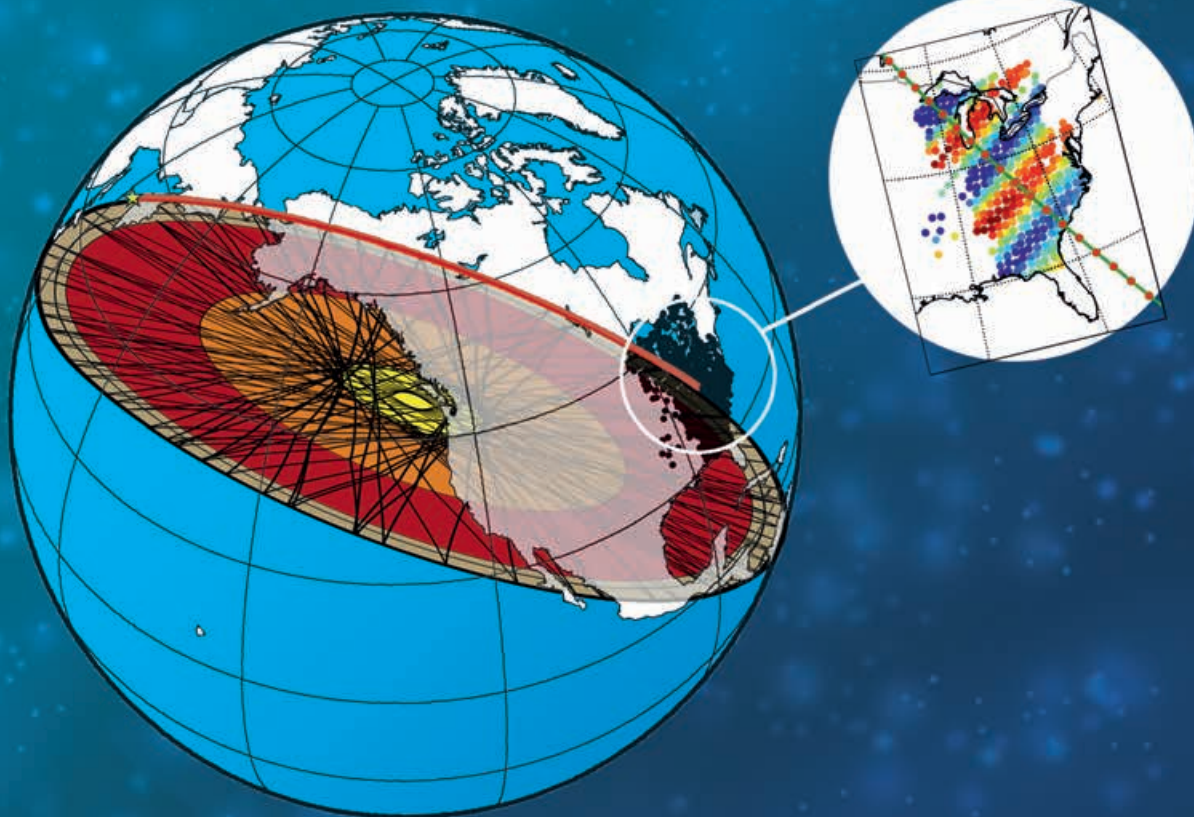


Die Streuung des globalen seismischen Wellenfelds

Christoph Sens-Schönfelder und Roel Snieder

Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Potsdam

Seismic interferometry is a methodology to recover the signals of waves propagating between seismic stations from records of random wavefields such as the ambient seismic noise or the coda of an earthquake. Teleseismic body waves excited by a very deep earthquake close to Kamchatka are investigated to unveil the composition of the teleseismic wavefield at long propagation times which is key to understand how teleseismic waves can be reconstructed by seismic interferometry. Waves at high frequencies around 1s period are shown to be scattered strongly in the Earth crust where they are quickly attenuated. At low periods, seismic waves circle the Earth for many hours as surface waves with clear arrivals of the different orders. At intermediate periods around 40s waves still propagate for several hours but individual arrivals cannot be identified in the data any more – indicating a randomization process. It is shown here that to a large extent this randomization is due to the interaction with the Earth's 1D structure that does not alter the azimuthal distribution of the wavefield. Even after 8 h the seismic energy propagates dominantly along the great circle and the mean free time of the azimuthal randomization is estimated to 10 h. This means that the recovery of the teleseismic wavefield by seismic interferometry is strongly dependent on the distribution of ambient sources. For a successful application of seismic interferometry sources need to be present at suitable distances on the great circle connecting the stations.



Einen Großteil unseres Wissens über den Aufbau der Erde verdanken wir geophysikalischen Methoden, die die Eigenschaften im tiefen Inneren der Erde durch ihre Wechselwirkung mit physikalischen Feldern an der Erdoberfläche sichtbar machen. Eines dieser Felder ist das seismische Wellenfeld, das – angeregt von größeren Erdbeben – die gesamte Erde durchläuft und spektakuläre Entdeckungen ermöglicht hat. Allen voran steht die Entdeckung des flüssigen äußeren und festen inneren Erdkerns durch die Seismologen Benno Gutenberg und Inge Lehmann im frühen 20. Jahrhundert.

Teleseismische Wellen – also solche, die tief in den Erdkörper eindringen – sind eine wichtige Informationsquelle für die seismologische Forschung am Deutschen GeoForschungs-Zentrum GFZ. Sie dienen als Signal für die Untersuchung des oberen Erdmantels und der Erdkruste mithilfe konvertierter Wellen (Yuan et al., 2006) sowie zur Untersuchung der detaillierten Struktur von Grenzschichten wie der Kern-Mantel-Grenze (Gassner et al., 2015).

Eine Einschränkung der Nutzung von Erdbeben als natürliche Signalquellen bei solchen Untersuchungen ergibt sich aus der räumlichen und zeitlichen Verteilung der Beben. Durch die Notwendigkeit, einen bestimmten Bereich der Erde „auszuleuchten“, d. h. Wellen aufzuzeichnen, die durch den zu untersuchenden Teil des Planeten gelaufen sind, definieren sich Anforderungen an die Position der Signalquellen. Erdbeben treten jedoch nur in den tektonisch aktiven Bereichen unserer Erde auf. Auch die zeitliche Konzentration in aktiven Phasen stellt bei seismologischen Experimenten, die üblicherweise temporär installierte Seismometer mit Aufzeichnungsdauern von einigen Monaten bis zu wenigen Jahren nutzen, eine Herausforderung dar.

Links: Lage des im Artikel vorgestellten Bebens im Ochotskischen Meer (gelber Stern) und des USArrays, das für die Analyse der teleseismischen Wellenfelds verwendet wurde (schwarze Punkte). Die Strahlwege im Erdinnern stellen mögliche Laufwege durch die tiefe Erde mit Laufzeiten von rund fünf Stunden dar. (Grafik: C. Sens-Schönfelder und G. Schwalbe, GFZ)

Left: Location of the earthquake in the Sea of Okhotsk (yellow star) and the USArray that was used for the analysis of the teleseismic wavefield (black dots). Raypaths with travel times of about five hours are shown inside the Earth.

Seismische Interferometrie

Bei der Untersuchung von Oberflächenwellen hat sich in den vergangenen Jahren die seismische Interferometrie als Methode etabliert, die Messungen unabhängig von den unregelmäßig auftretenden Erdbeben ermöglicht. Die Interferometrie erlaubt es, seismische Quellen zu imitieren, indem ein randomisiertes, also zufällig zusammengesetztes Wellenfeld sowohl an der Position der Quelle als auch an der des Empfängers aufgezeichnet wird (Snieder und Sens-Schönfelder, 2015). Aus dieser gemeinsamen Aufzeichnung lässt sich mathematisch das Signal an einem Seismometer gewinnen, das ein Erdbeben an der Position eines zweiten Seismometers ausgelöst hätte. Üblicherweise werden für diesen Prozess Aufzeichnungen des seismischen Umgebungsrauschens verwendet, dass durch menschliche Aktivität, Wind oder Meeresbrandung angeregt wird. Die Qualität der interferometrischen Rekonstruktion hängt davon ab, wie gut das Wellenfeld randomisiert ist.

Der Grund für den Erfolg der Interferometrie mit Oberflächenwellen liegt darin, dass der Oberflächenanteil des seismischen Umgebungsrauschens für diese Methode sehr gut geeignet ist. Dies hat zu einer Weiterentwicklung der Oberflächenwellentomografie und deutlich höherer Auflösung bei der Abbildung von Untergrundstrukturen geführt. Darüber hinaus ermöglicht die Interferometrie die Überwachung zeitlicher Veränderungen im Untergrund (Sens-Schönfelder und Richter, 2013).

Wenn es gelänge, teleseismische Wellen mit ähnlicher Qualität wie Oberflächenwellen aus dem Rauschen passiv zu extrahieren, würde dies zu einer Flut von Möglichkeiten für die Untersuchung der tiefen Erde und globaler Prozesse führen. Um diesem Ziel ein Stück näher zu kommen, wurden die Voraussetzungen für die Anwendung der Interferometrie auf teleseismische Wellen untersucht.

Das Tiefbeben im Ochotskischen Meer bei Kamtschatka

Als Signal für diese Untersuchung dienen die Aufzeichnungen eines Erdbebens im Ochotskischen Meer vor Kamtschatka vom 24. Mai 2013 (siehe Abb. links). Mit einer Herdtiefe von 605 km und einer Magnitude von $M_w=8,3$ war dieses eines der stärksten Tiefbeben, das je instrumentell registriert wurde. Durch seine große Tiefe im oberen Mantel regte das Beben Raumwellen an, die auf unterschiedlichen Wegen durch die Erde liefen und noch



Kontakt: C. Sens-Schönfelder
(sens-schoenfelder@gfz-potsdam.de)

nach vielen Stunden weltweit detektierbar waren. In Abb.1B ist dargestellt, wie stark die seismische Energie nach dem Beben in verschiedenen Frequenzbändern angeregt ist. In den tiefen Frequenzen mit Schwingungsdauern um die 200 s treten Oberflächenwellen auf, die die Erde mehrfach umlaufen und auch nach zehn Stunden noch deutlich erkennbar sind (R1...6). Bei hohen Frequenzen mit Schwingungsdauern um die 2 s herrschen Raumwellen vor, die mehrfach durch die Erde hindurch laufen (P¹...4), aber schon nach weniger als 5000 s unter das Niveau des Umgebungsrauschens absinken. Dazwischen gibt es einen Bereich, in dem die Energie des Bebens viele Stunden zu beobachten ist, ohne dass sich klare Raumwellen- oder Oberflächenwellenphasen erkennen lassen.

Obwohl dieses Beben eine außergewöhnliche seismische Quelle darstellt, folgt die Ausbreitung der von kleineren Quellen angeregten Wellen denselben Mechanismen – mit dem Unterschied,

dass die Signale schwächer sind und kleine Quellen sehr viel häufiger auftreten. Dies führt dazu, dass sich die Signale kleiner Quellen stets überlagern und in größeren Entfernungen nicht einzeln detektierbar sind. Sie regen damit das seismische Umgebungsrauschen an, dessen Quellen im Einzelnen nicht bekannt sind. Die Untersuchung des Tiefbebens im Ochotskischen Meer erlaubt es demnach, Struktur in die Komplexität des Raumwellenanteils im Umgebungsrauschen zu bringen.

Die Signale dieses Bebens wurden mit zwei getrennten Methoden untersucht, die auf unterschiedliche Anteile des Wellenfelds fokussieren. Im ersten Teil wird die direkte Welle untersucht und im zweiten Teil die späte Koda – der langanhaltende seismische Nachhall im Erdinneren.

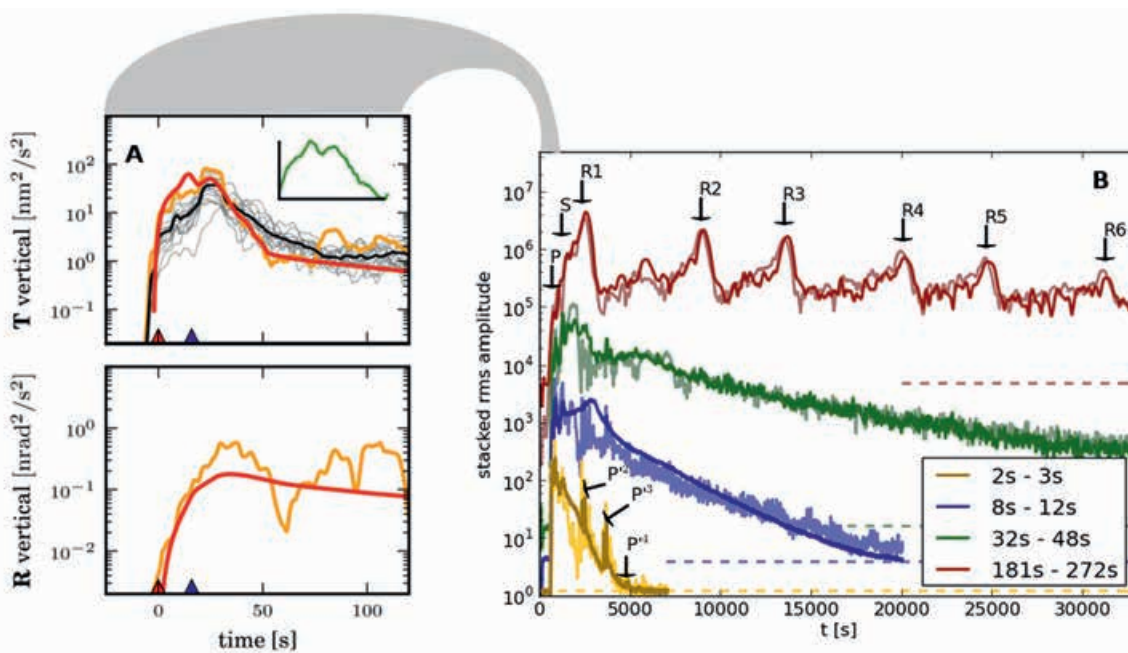


Abb. 1: Seismogrammeinhüllende als Ausdruck der Energieverteilung. A: Direkte Welle mit der frühen Koda als Translationsbewegungen (oben) und Rotationsbewegungen (unten). Daten der Station Wettzell in Orange und Modellvorhersage in Rot. Grau: weitere deutsche Aufzeichnungen. Grün: Quell-Zeit-Funktion des Bebens (Nachdruck aus Gaebler et al., 2015, S. 367, mit freundlicher Genehmigung von Oxford University Press). B: Späte seismische Koda mit verschiedenen Schwingungsdauern. In blassen Farben sind synthetische Berechnungen in einem geschichteten Erdmodell dargestellt. Das Niveau des Umgebungsrauschens in den verschiedenen Periodenbändern ist mit gestrichelten Linien dargestellt (Nachdruck aus Sens-Schönfelder et al., 2015, S. 7484, mit freundlicher Genehmigung von John Wiley and Sons).

Fig. 1: Seismogram envelopes as an expression of the seismic energy distribution. A: Direct wave together with early coda of translational motion (top) and rotational motion (bottom). Data from station Wettzell in orange and model predictions in red. Gray: additional records of german stations. Green: source time function of the event. B: late seismic coda in different period bands. Synthetic calculations in a layered Earth model are shown in pale colors. The noise level is indicated with dashed lines.

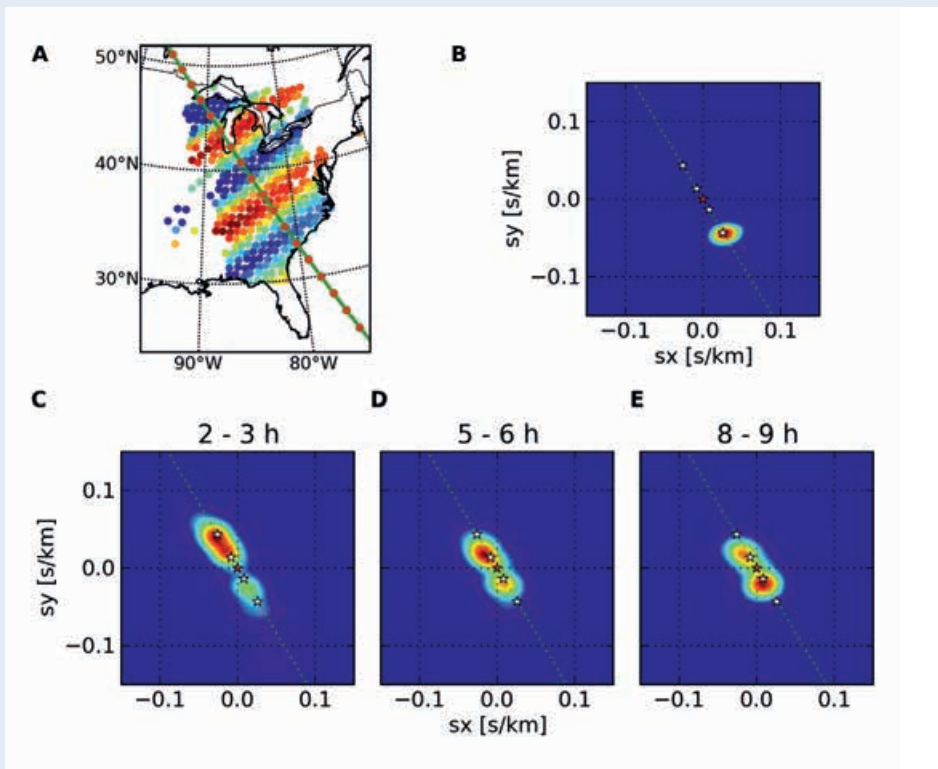


Abb. 2: Wellenfeld des Bebens aus dem Ochotskischen Meer an den Stationen des USArray. A: Verteilung der Seismometerstationen im Osten der USA. Farblich kodiert sind die Amplituden des Wellenfelds zum Zeitpunkt der P-Wellenankunft. Die Richtung zu dem Beben ist mit einer grünen Linie markiert. B: P-Wellenankunft in der Langsamkeitsebene. C, D und E: Energieverteilung in der Langsamkeitsebene gestapelt über verschiedene Zeiträume in der Koda des Bebens (Nachdruck aus Sens-Schönfelder et al., 2015, S. 7485, mit freundlicher Genehmigung von John Wiley and Sons).

Fig. 2: Wavefield of the Sea of Okhotsk earthquake at the stations of the USArray. A) Distribution of seismometer stations in the east of the USA. Color codes are the amplitudes of the wavefield at the time of the P-wave arrival. The direction towards the source of the waves is indicated with a green line. B: Wavefield representation of the P-wave arrival in the slowness plane. C, D, and E: Energie distribution in the slowness plane stacked over different time intervals in the coda of the event.

Krustale Streuung der direkten teleseismischen Phasen

Aus Untersuchungen regionaler Beben in geringer Entfernung zur Station ist bekannt, dass die Erdkruste im Vergleich zu tieferen Bereichen der Erde sehr heterogen ist und durch diese zahlreichen kleinskaligen Kontraste das Wellenfeld streut (Sens-Schönfelder et al., 2009). Streuung heisst hier, dass die seismischen Wellen ihre Richtung ändern, auf Umwegen durch den Untergrund laufen und auch zu späteren Zeiten noch Schwingungen am Seismometer verursachen – vergleichbar einem Echo von Schallwellen.

Durch eine Modellierung der direkten Wellen des Ochotsk-Bebens bei Perioden von 1s wurde untersucht, inwieweit gän-

gige Modelle zur Beschreibung der Heterogenität der Küste in der Lage sind, die Aufzeichnungen von teleseismischen Wellen zu erklären, die weit durch die tiefe Erde gelaufen sind (Gaebler et al., 2015). Die Modellierung beschreibt den zeitlichen Verlauf der seismischen Energie, also die Einhüllende des Seismogramms. Als neue Beobachtungsgröße mit besonderer Empfindlichkeit für gestreute Wellen wurden dabei die Aufzeichnungen des Ringlasers der geodätischen Fundamentalstation in Wettzell verwendet. Der ursprünglich zur Vermessung der Erdrotation gebaute Ringlaser registriert minimale Drehbewegungen des Untergrunds, die zusätzliche Informationen zu den linearen, mit einem Seismometer gemessenen Bewegungen darstellen. Da Rotationsbewegungen nur von Scherwellen ausgelöst werden können, belegt deren Beobachtung nach dem Eintreffen einer Kompressionswelle die Konversion

zwischen diesen Wellentypen durch Streuung im heterogenen Untergrund. In Abb. 1A sind die Seismogrammeinhüllenden der direkten P-Welle des Ochotsk-Bebens in Wettzell zusammen mit den Vorhersagen des Modells dargestellt. Sowohl die Seismometeraufzeichnungen als auch die Registrierungen des Ringlasers können durch Streuung in der Kruste erklärt werden. Die teleseismischen Wellen dieses Tiefbebens laufen demnach weitgehend ungestört durch das Erdinnere und werden erst in der Kruste unterhalb der Station gestreut.

Vor diesem Hintergrund stellt sich die Frage, wie sich die auf die Kruste beschränkte Streuung nach längerer Zeit auswirkt, wenn die seismischen Wellen mehrfach durch die Erde gelaufen sind.

Teleseismische Koda

Daher wurden in der zweiten Analyse die Richtungen untersucht, in der sich die Wellen zu späten Zeiten in der Erde ausbreiten (*Sens-Schönfelder et al., 2015*). Dazu wurden Wellen mit Perioden von 10 bzw. 40 s verwendet. Als Antenne für die Untersuchung diente das USArray – ein aus etwa 400 Stationen bestehendes Seismometernetzwerk in den USA (Abb. 2A). Diese dichte Konfiguration von Stationen erlaubt es, wie mit einer Peilantenne die Richtung zu identifizieren, aus der seismische Wellen im Netzwerk eintreffen. In Abb. 2A ist das Wellenfeld zu dem Zeitpunkt farblich illustriert, in dem die direkte P-Welle im Netzwerk eintrifft. Deutlich zu erkennen ist die Orientierung der

Wellenfront senkrecht zum Azimuth der Ausbreitungsrichtung. Mit Kenntnis von Frequenz und Wellenlänge lässt sich aus dieser Darstellung auch der Auftauchwinkel der Welle ablesen. Die so genannte Langsamkeitsebene ist besser geeignet, um die Verteilung der seismischen Energie in den verschiedenen Raumrichtungen darzustellen, wie dies in Abb. 2B für den zu Abb. 2A korrespondierenden Zeitpunkt und Perioden um 40 s gezeigt ist. Wellen, die direkt von unten auf das Netzwerk einfallen, führen in der Langsamkeitsebene zu einem Maximum direkt im Zentrum. Je flacher die Wellen einfallen, umso weiter entfernt sich deren Signatur vom Zentrum der Darstellung. Die Orientierung des Maximums gibt dabei die Richtung an, in der die Wellen laufen. Die direkten P-Wellen stellen demnach eine ebene Welle dar, die aus einer klar definierten Richtung in das Array einfällt (Abb. 2B).

Zu späteren Zeiten wie in Abb. 2C-E dargestellt, lassen sich in den Seismogrammeinhüllenden in Abb. 1B keine definierten Phasen mehr erkennen und das Wellenfeld scheint von Streuprozessen geprägt zu sein. Dadurch weichen die definierten Phasen einer glatten Energieverteilung, die exponentiell abklingt. Auch regionale Beben, die in einer Entfernung von wenigen hundert Kilometern beobachtet werden, zeigen solche exponentiell abklingenden Seismogramme, wenn das Wellenfeld durch Streuung jedwede Ordnung verloren hat und Bestandteile enthält, die in alle möglichen Richtungen laufen. Die Arrayanalyse der teleseismischen Kodawellen in der Langsamkeitsebene zeigt hingegen eine eindeutige Vorzugsrichtung. Die Wellen laufen auch nach acht

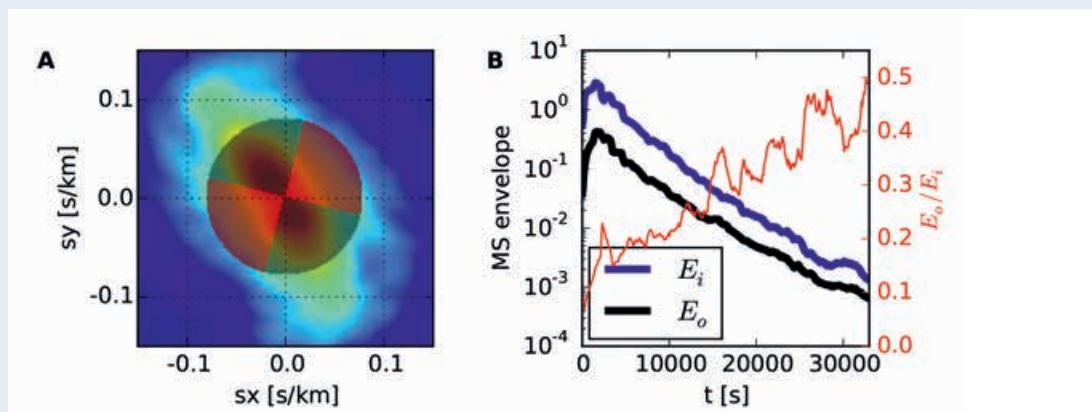


Abb. 3: Vergleich der Energieverteilung in Richtung des Großkreises (E_i) und senkrecht dazu (E_o). A: Bereiche der Langsamkeitsebene, die zur Bestimmung der Energien herangezogen wurden. B: Zeitlicher Verlauf von E_i und E_o sowie deren Verhältnis. Zu erkennen ist der in etwa exponentielle Abfall der Energie in beiden Richtungen sowie die die langsame Annäherung beider Kurven durch den streuungsbedingten Energieaustausch zwischen den E_i und E_o (A: Nachdruck aus Sens-Schönfelder et al., 2015, S. 7487, mit freundlicher Genehmigung von John Wiley and Sons; B: ebd., leicht verändert).

Fig. 3: Comparison of the energy distribution in the direction of the great circle (E_i) and perpendicular to it (E_o). A: Segments of the slowness plane used for the estimation of the energies. B: Temporal evolution of E_i and E_o and their ratio. One can recognize the approximately exponential decrease of the energy in both directions and the slow convergence of both curves related to the exchange of energy between E_i and E_o by scattering.

Stunden entlang des Großkreises, der Station und Empfänger verbindet. Die langanhaltende Koda teleseismischer Beben stellt also kein zufälliges, diffuses Wellenfeld dar, obwohl die Energieverteilung in der Zeit keine getrennten Phasen erkennen lässt. Um die Ursache für diesen Unterschied zu untersuchen, wurden Wellenfeldsimulationen berechnet, die vorhersagen, wie die Signale des Bebens im Ochotskischen Meer an den USArray-Stationen aussehen würden, wenn die Erde aus lateral homogenen Schalen bestünde. Die Ergebnisse dieser Simulationen sind in Abb. 1B in blassen Farbtönen eingezeichnet. In tiefen Frequenzen werden die Beobachtungen erwartungsgemäß sehr gut von dem Schalenmodell vorhergesagt. Dies ist selbst bei Perioden um 10 s noch der Fall. Da es in dem theoretischen Schalenmodell zu keiner Streuung kommt, entsteht die zeitlich glatte Energieverteilung durch den internen Nachhall innerhalb der Schalenstruktur, die ausschließlich kugelförmige Schichtgrenzen hat und damit die persistente Vorzugsrichtung der Wellenausbreitung ermöglicht. Da die Laufzeiten der teleseismischen Koda ein Vielfaches der Zeit betragen, in der die Wellen die Erde durchlaufen, wirkt der Erdkörper bei diesen langen Laufzeiten als geschlossenes System.

Dennoch interagieren auch die Wellen in der späten Koda mit der Erdkruste, die wie oben erklärt, zu Streuung führt. Zu sehr langen Zeiten wird sich also die Energie in alle Richtungen verteilen und die Vorzugsrichtung entlang des Großkreises verlieren. Dieser graduelle Übergang zu einer isotropen Energieverteilung wurde mit einem einfachen Vergleich der Energie untersucht, die auf dem Großkreis und senkrecht dazu läuft. In Abb. 3A sind die Bereiche der Langsamkeitsebene dargestellt, die für den Vergleich herangezogen wurden. Der zeitliche Verlauf der Energien in diesen Bereichen in Abb. 3B zeigt eine etwa exponentielle Abnahme über mehrere Größenordnungen. Deutlich zu erkennen ist aber auch, dass die Energien nicht in einem konstanten Verhältnis zueinander stehen, sondern sich mit zunehmender Zeit annähern. Aus dem Anstieg des Verhältnisses lässt sich die Zeitkonstante für die Streuprozesse berechnen, die aus der Großkreisrichtung herausführen. Diese liegt bei rund zehn Stunden.

Fazit

Da die seismische Interferometrie auf diffuse Wellenfelder angewiesen ist, ist für deren Anwendung auf Raumwellen in teleseismischen Distanzen die Kenntnis der Eigenschaften des Wellenfelds von großer Bedeutung. In der ersten Untersuchung konnte unter anderem mit Hilfe des Ringlasers in Wettzell gezeigt werden, dass auch bei teleseismischen Wellen die Streuung in der Kruste unterhalb des Sensors für die Signalform maßgeblich ist. Dies gilt für Perioden um 1 s. Bei diesen Perioden klingt das Wellenfeld aufgrund der Streuung relativ schnell ab und ist im Falle des Ochotsk-Bebens nach 1,5 h im Bereich des Umgebungsrauschens. Bei längeren Perioden ist das Wellenfeld über viele Stunden oberhalb des Rauschens zu detektieren. In der zweiten Untersuchung wurde gezeigt, dass dieser

Teil des Wellenfelds hauptsächlich mit der 1D-Schalenstruktur der Erde interagiert und nur sehr schwach an 3D-Strukturen gestreut wird. Es dauert etwa zehn Stunden, um die Vorzugsrichtung entlang des Großkreises zu verwischen. Die teleseismische Koda größerer Beben ist also nur in bestimmten Fällen für die interferometrische Rekonstruktion seismischer Phasen geeignet. Dazu müssen die Stationen auf einem gemeinsamen Großkreis mit der Quelle und in einem geeigneten Abstand voneinander liegen. Die gleichen Einschränkungen gelten für die schwachen Quellen des Umgebungsrauschens.

Um teleseismische Wellen zwischen zwei Stationen rekonstruieren zu können, müssen also Quellen entlang des Großkreises aktiv sein, der die beiden Stationen verbindet. Ein wichtiger Spezialfall sind Stationen, die im Vergleich zur Wellenlänge eng beieinander stehen. Bei diesen Stationen tragen alle Richtungen zur Rekonstruktion von Reflexionen aus der tiefen Erde bei. Da dies für tiefe Frequenzen bei vielen seismologischen Feldexperimenten des GFZ der Fall ist, bilden diese Ergebnisse eine Grundlage, um neue Signalquellen für die Untersuchung der tiefen Erde zu erschließen.

Literatur

- Gaebler, P. J., Sens-Schönfelder, C., Korn, M. (2015): The influence of crustal scattering on translational and rotational motions in regional and teleseismic coda waves. - *Geophysical Journal International*, 201, pp. 355–371.
- Gassner, A., Thomas, C., Krüger, F., Weber, M. (2015): Probing the core–mantle boundary beneath Europe and Western Eurasia: A detailed study using PcP. - *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 246, pp. 9–24.
- Snieder, R., Sens-Schönfelder, C. (2015): Seismic interferometry and stationary phase at caustics. - *Journal of Geophysical Research*, 120, 6, pp. 4333–4343.
- Sens-Schönfelder, C., Margerin, I., Campillo, M. (2009): Laterally heterogeneous scattering explains Lg blockage in the Pyrenees. - *Journal of Geophysical Research*, 114, B07309.
- Sens-Schönfelder, C., Eulenfeld [Richter], T. (2013): Am Puls der Erde - Natürliche Vibrationen und deren Analyse mit der seismischen Interferometrie. - *System Erde*, 3, 1, pp. 32–39.
- Sens-Schönfelder, C., Snieder, R., Stähler, S. C. (2015): The lack of equipartitioning in global body wave coda. - *Geophysical Research Letters*, 42, 18, pp. 7483–7489.
- Yuan, X., Kind, R., Li, X., Wang, R. (2006): The S receiver functions: synthetics and data example. - *Geophysical Journal International*, 165, 2, pp. 555–564.