

Automatische Bestimmung von Doppelbrechungsparametern in
regionalseismischen Netzwerken (ADORE) für Aufzeichnungen des
Deutschen Seismologischen Regionalnetzes

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Naturwissenschaften

vorgelegt beim Fachbereich Geowissenschaften/Geographie
der Johann Wolfgang Goethe-Universität
in Frankfurt am Main

von
Marcus Walther
aus Halle (Saale)

Frankfurt, 2012
D30

vom Fachbereich Geowissenschaften/Geographie der
Johann Wolfgang Goethe - Universität als Dissertation angenommen.

Dekan: Prof. Dr. Andreas Junge
Gutachter: Prof. Dr. Georg Rümpker
Prof. Dr. Frank Krüger

Datum der Disputation: 28.10.2013

Inhaltsverzeichnis

1. Einführung	1
2. Seismische Anisotropie	5
2.1. Quellen seismischer Anisotropie	5
2.2. Verwendete Bebenphase	8
2.3. Die ebene Welle im homogen anisotropen Medium	12
2.4. Scherwellen-Splitting	14
2.4.1. Die transversale Komponente	15
2.4.2. Wirkung mehrerer anisotroper Schichten	18
3. Untersuchungsgebiet	19
3.1. Geologischer Überblick	19
3.2. Registrierung von Daten	23
3.2.1. Stationen in Deutschland	23
3.2.2. Bisherige Untersuchungen	25
3.2.3. Betrachtete Ereignisse	28
4. Technik	31
4.1. Verwendete Software	31
4.2. Strategie	32
4.3. FK-Analyse	34
4.3.1. Motivation	34
4.3.2. Theorie	37
4.3.3. Anwendung	43
4.4. Inversion	48
4.4.1. Bestimmung der Splittingparameter	48
4.4.2. Ermittlung von Nullrichtungen	48
4.4.3. Manuelle Auswertung	49
4.5. Automatisierung	52
4.5.1. Motivation	52
4.5.2. Ansatz	53
4.5.3. Bewertung	53
4.6. Parallelisierung	59
4.7. Einfacher Zugriff auf Daten	66

5. Tests mit synthetischen Daten	77
5.1. Erstellung der Daten	77
5.2. Auswirkung von Rauschen	80
5.3. Wirkung von Missweisung	85
6. Anwendung und Ergebnisse: Deutsches Regionalnetz	89
6.1. Ergebnisse	90
6.1.1. Einführung: GRA1 - Gräfenberg A1	94
6.1.2. Norden	103
6.1.3. Mitte	120
6.1.4. Süden	165
6.2. Zwei-Schicht-Modellierung	177
6.2.1. Übersicht	177
6.2.2. Ergebnisse	178
6.2.3. Randbedingungen aus Receiver-Funktions-Analyse	185
6.3. Geneigte Schicht	192
6.4. Interpretation	193
7. Anwendung und Ergebnisse: Riftlink Projekt (Uganda)	201
7.1. Einführung	201
7.2. Projektüberblick	202
7.3. Gegenüberstellung manuelle und automatische Auswertung	205
8. Zusammenfassung und Diskussion	209
Abbildungsverzeichnis	215
Tabellenverzeichnis	221
Listings	223
Literaturverzeichnis	225
Anhang	233
A. Abkürzungsverzeichnis und verwendete Symbole	233
B. Daten	235
C. Ergebnisse der Einzelstationen	246
D. Technik	288
E. Zusätzliche Abbildungen	291
F. Mathematische Ergänzungen	297
G. Daten auf DVD	299

1. Einführung

Unter seismischer Anisotropie wird verstanden, dass die Wellengeschwindigkeit von der Ausbreitungsrichtung innerhalb des Materials abhängig ist bzw. mit ihr variiert. Ursache ist entweder eine bevorzugte Ausrichtung von anisotropen Einkristallen oder aber eine Wechsellagerung von Gesteinsschichten abweichender rheologischer Parameter.

Seit einigen Jahrzehnten ist es erwiesen, dass große Teile der Erdkruste, des Erdmantels und auch des Erdkerns Anisotropie aufweisen. In der vorliegenden Arbeit wird die Anisotropie des Erdmantels unter Deutschland und angrenzenden Gebieten mithilfe der Analyse von teleseismischen SKS-Phasen untersucht.

Zahlreiche wissenschaftliche Untersuchungen haben das seismisch anisotrope Verhalten des Mantels weltweit (z.B. Silver & Chan, 1991; Vinnik et al., 1992) und speziell auch unter Deutschland nachgewiesen (z.B. Kind et al., 1985; Brechner et al., 1998; Plenefisch et al., 2001). Als Quelle der Anisotropie im Erdmantel wird vorwiegend die bevorzugte Ausrichtung des Mantelmaterials Olivin angesehen. Der Erdmantel besteht teilweise zu mehr als 50% aus diesem Mineral (Anderson, 1989). Olivin ist als Einkristall anisotrop und besitzt eine orthorhombische Kristallstruktur mit stark unterschiedlichen Wellenausbreitungsgeschwindigkeiten entlang der einzelnen Kristallachsen. Werden die im Normalfall ungeordneten Olivinkristalle z.B. durch Scherung bevorzugt ausgerichtet, weist Olivin auch im makroskopischen Bereich seismische Anisotropie auf.

Der Zusammenhang zwischen Deformation und seismischer Anisotropie lässt der Untersuchung der Anisotropie große Bedeutung zukommen. Die seismische Anisotropie ermöglicht Rückschlüsse auf aktuelle und vergangene tektonische und geodynamische Prozesse des Erdmantels (Silver, 1996; Savage, 1999). Im oberen Erdmantel führen Lithosphäre und Asthenosphäre zu unterschiedlichen Entstehungsformen der seismischen Anisotropie. Angenommen wird, dass die seismische Anisotropie in der Asthenosphäre durch einen Mantelfluss erzeugt wird und damit über die aktuelle Geodynamik Auskunft gibt. In der Lithosphäre geht man davon aus, dass es sich um eine so genannte *fossile* Anisotropie oder *eingefrorene* Anisotropie, handelt, die bei der letzten lithosphärischen Deformation entstanden ist. Während die asthenosphärische Anisotropie über den Asthenosphärenfluss mit der aktuellen Plattenbewegungsrichtung verbunden ist, ordnet sich die schnelle Anisotropieachse im Falle der lithosphärischen Anisotropie parallel zu geologischen Strukturen und Streichrichtungen von Gebirgszügen an.

1. Einführung

Die Anisotropie des Erdmantels äußert sich nicht nur in der Richtungsabhängigkeit der Ausbreitungsgeschwindigkeit, sondern auch in dem physikalischen Phänomen der Scherwellendoppelbrechung. Ähnlich wie bei der Doppelbrechung des Lichtes beim Durchgang durch spezielle Kristalle, wie z.B. Kalkspat, wird die seismische Scherwelle bei Durchgang durch ein anisotropes Medium in zwei orthogonal zueinander polarisierte Scherwellen aufgespalten. Diese breiten sich mit unterschiedlicher Geschwindigkeit durch das Medium aus.

Zur Untersuchung der Mantelanisotropie werden verschiedenartige seismische Phasen und Methoden verwendet, die entweder den Effekt der richtungsabhängigen Ausbreitungsgeschwindigkeit oder der Scherwellendoppelbrechung aufweisen. Eine der populärsten Untersuchungsmethoden ist die Analyse der Scherwellendoppelbrechung bei den sogenannten SKS-Phasen. Hierbei wird ausgenutzt, dass die SKS-Phase bei ihrem Weg zum seismischen Empfänger nach Verlassen der Kern-Mantelgrenze im Falle einer kugelsymmetrischen und radial isotropen Erde nur radial polarisiert ist. Beobachtet man dennoch Energie auf der Transversalkomponente, ist dies ein starkes Indiz für Mantel-Anisotropie unter der Empfängerseite. Ähnlich wird bei der Analyse von Ps-Receiverfunktionen bei Krustenkonversionen von P-Phasen vorgegangen. Weitere Untersuchungsmethoden befassen sich mit der Ausbreitungsgeschwindigkeit von Oberflächenwellen oder Pn-Phasen sowie mit der Polarisationsrichtung von P-Einsätzen.

Insbesondere die Analyse von SKS-Phasen hat gezeigt, dass der Erdmantel in Zentraleuropa seismisch anisotrop ist. Die Fragen, in welchem Tiefenbereich die Anisotropie lokalisiert ist, ob sie mit der Tiefe variiert, welcher Anteil auf Kruste, Lithosphäre und Asthenosphäre zurückzuführen ist, blieben bisher jedoch weitgehend unbeantwortet. Dies liegt unter anderem daran, dass die Phase sehr steil unterhalb der Stationen einfällt und eine Superposition der Wirkungen aller durchquerter anisotroper Gebiete enthält. Eine Rekonstruktion der kompletten anisotropen Struktur des Mediums wird dadurch erschwert.

Ein Hauptziel der Arbeit ist es zu klären, inwieweit die Anisotropie des oberen Erdmantels unter Deutschland und benachbarten Ländern variiert und inwieweit sich die dort befindlichen tektonischen Einheiten - das Norddeutsche Becken im Norden, das Varistikum im mittleren Teil Deutschlands und die Alpen im Süden - und ihre Übergangszonen in den Ergebnissen widerspiegeln. Von weitergehender Bedeutung ist die Untersuchung hinsichtlich der Tiefenerstreckung der gemessenen Anisotropie und inwieweit komplexe Anisotropieverhältnisse, wie z.B. unterschiedliche Anisotropie in Asthenosphäre und Lithosphäre, existieren.

Untersuchungen von SKS-Scherwellen-Doppelbrechung zur Ableitung der Anisotropie wurden für das Gebiet Deutschlands in den letzten zwei Jahrzehnten schon mehrfach durchgeführt (z.B. Vinnik et al., 1994; Bormann et al., 1996; Brechner et al., 1998; Wylegalla et al., 1999; Rabbel et al., 1998). Ein wesentlicher Punkt, in dem sich die vorliegende Arbeit von den vorangegangenen unterscheidet, ist die ungewöhnlich große Datenbasis.

Während sich die meisten vorangegangenen Untersuchungen auf Daten temporärer Experimente oder aber auf einen sehr geringen Datensatz aus der Anfangszeit des permanenten Deutschen Regionalnetzes stützen, wird in dieser Arbeit die komplett vorliegende Datenbasis der beiden Deutschen Permanentnetze, nämlich das Deutsche Regionalnetz (Regional German Seismic Network, GRSN) und das Gräfenberg-Array (GRF), konsequent genutzt. Das bedeutet für das Gräfenberg-Array Daten aus dem Zeitraum von 1979 bis 2009 und für das Regionalnetz Daten von 1991 bis 2009. Weiterhin angeführt werden muss, dass die Anzahl der Regionalnetzstationen in den letzten Jahren kontinuierlich gestiegen ist. Der Effekt der Scherwellendoppelbrechung ist nur bei größeren Beben und einem guten Signal-Rausch-Verhältnis zu beobachten, somit ermöglicht die große Datenbasis die Auswahl qualitativ hochwertiger Ereignisse.

Die große Datenbasis ist auch ein Grund für eine wesentliche Neuerung in dieser Arbeit: die Entwicklung eines Automatisierungsverfahrens zur Berechnung der Anisotropieparameter (Programmpaket *ADORE* - ein Akronym für „Automatische Bestimmung von Doppelbrechungsparametern in regionalseismischen Netzwerken“). Im Gegensatz zu den beiden momentan weltweit bekannten automatischen Programmen (Teanby et al., 2004; Evans et al., 2006) ist *ADORE* so konzipiert, dass die SKS-Phasen nicht á-priori per Hand oder automatisch gepickt werden müssen. Neben der schnellen Bearbeitung großer Datensätze bietet das Programmpaket die Möglichkeit, Variationen der Inversionsparameter schnell und reproduzierbar zu testen. Es ist so zugeschnitten, dass es auch auf Datensätze temporärer Experimente ohne Vorkenntnisse leicht angewendet werden kann.

In Kapitel 2 werden zunächst die theoretischen Grundlagen der Wellenausbreitung in einem homogenen anisotropen Medium und der Effekt der Scherwellendoppelbrechung beschrieben. Dabei wird auf verschieden geartete anisotrope Schichten und deren Auswirkung auf die beobachteten Splittingparameter eingegangen. Weiterhin wird die in der Arbeit untersuchte SKS-Phase und deren spezifische Charakteristika vorgestellt.

Kapitel 3 gibt eine Einführung in das Untersuchungsgebiet und stellt die in der Arbeit verwendeten Daten der beiden deutschen Breitbandstationsnetze - das Deutsche Regionalnetz (GRSN) und das Gräfenberg-Array (GRF) - vor. Ein kurzer Abriss der bisherigen Arbeiten zur Anisotropie des oberen Erdmantels unter Deutschland wird gegeben.

Das Automatisierungsverfahren zur Bestimmung der SKS-Splittingparameter ist ein zentraler Inhalt der Arbeit und wird in Kapitel 4 vorgestellt. Das Programmpaket ist entwickelt worden, um mehrjährige Datensätze, wie z.B. den des Regionalnetzes, mit akzeptablem Arbeitsaufwand und der Möglichkeit der Reproduzierbarkeit und des Tests von Inversionsparametern bearbeiten zu können. Durch den Einsatz parallelisierter Rechnerstrukturen wird eine schnelle Bearbeitung der großen Datensätze garantiert. Die gesamte Automatisierungsstrategie mit der dazu benötigten Vielzahl von technischen Hilfsmitteln wird detailliert dargestellt.

1. Einführung

Anhand von Tests mit synthetischen Daten wird in Kapitel 5 die Leistungsfähigkeit der automatischen Auswertung aufgezeigt. Diese Untersuchungen liefern auch wertvolle Informationen hinsichtlich der Wirkung von Rauscheinfluss und Missweisung von Seismometern.

Kapitel 6 beschreibt die Ergebnisse der Anwendung des Automatisierungsverfahrens auf Datensätze des GRSN und des GRF. Die ermittelten Splittingparameter werden vorgestellt und zunächst hinsichtlich eines anisotropen Einschichtenfalls interpretiert. Für diejenigen Stationen mit guter Datenbelegung wird daraufhin getestet, inwieweit es möglich ist, die Beobachtungen mit zwei anisotropen Schichten zu modellieren. Hier fließen auch die Ergebnisse aus der Analyse anisotroper Receiverfunktionen ein (Eckhardt & Rabbel, 2011). Die dort bestimmten Splittingwerte werden als Randbedingung für die oberste Schicht des anisotropen Zweischichtenfalls eingesetzt und auf Plausibilität geprüft. Die Ergebnisse aus Ein- und Zweischichtfall werden im tektonischen Rahmen interpretiert, d.h. im Hinblick auf die tektonischen Übergangszonen zwischen Norddeutschem Becken, Varistikum und Alpen. Es wird geprüft, inwieweit die Ergebnisse der SKS-Splittinganalyse für das Lithosphären-/Asthenosphären-System mit den Ergebnissen von Anisotropieuntersuchungen anderer seismischer Phasen (Oberflächenwellen, Pn-Phasen) sowie anderer geophysikalischer Verfahren in Verbindung gebracht werden können.

In Kapitel 7 wird das Automatisierungsverfahren auf die Daten eines temporären Experimentes angewendet. Es handelt sich um einen Teil des Datensatz für das Rwenzori-Gebirge in Uganda, der im Rahmen des Riftlink Projekts (<http://www.riftlink.org/>) erhoben wurde. Diese Anwendung stellt einen Test des Verfahrens dar, da der Datensatz bereits manuell ausgewertet wurde und somit ein Vergleich zwischen manuell und automatisch ausgewertetem Datensatz möglich ist.

Kapitel 8 diskutiert die ADORE-Methode abschließend und es wird ein Ausblick auf die weitere Entwicklung gegeben.

2. Seismische Anisotropie

Dieses Kapitel enthält eine Einführung über petrophysikalische Eigenschaften des Erdmantels, Grundlagen der Wellenausbreitung in anisotropen Medien, signifikante Merkmale der verwendeten Kernphase und die Wirkung anisotroper Gebiete auf die Bebenphase.

Durchqueren die in dieser Arbeit untersuchten Scherwellen anisotrope Bereiche, so werden unter bestimmten Voraussetzungen durch einen Doppelbrechungseffekt Energieanteile innerhalb der Polarisationssebenen verlagert. Auch Kompressionswellen liefern Hinweise auf anisotrope Gebiete (Arbeiten für Deutschland u.a. von Enderle et al., 1996; Song et al., 2003). Für die Untersuchung oberflächennaher Bereiche werden hauptsächlich Love- bzw. Rayleigh-Wellen verwendet (Grünewald, 1988; Friederich, 1998; Marone & Romanowicz, 2007).

2.1. Quellen seismischer Anisotropie

Für eine seismische anisotrope Wirkung sind folgende Ursachen bekannt (z.B. Babuska et al., 1993):

1. Heterogenitäten, wie Zonen geringer Geschwindigkeit,
2. intrinsische Anisotropie in Mineralen,
3. Anisotropie durch makroskopische Strukturen, wie Schichten oder Klüfte.

Zur Analyse der Anisotropie des Erdmantels bieten sich verschiedene Kernphasen (siehe Abschnitt 2.2) an. Diese durchqueren auf ihrem Laufweg große Teile des Mantels und weisen große Wellenlängen auf. Die Auflösung kleinskaliger lokaler Heterogenitäten - wie sie z.B. im oberflächennahen Bereich vorkommen - ist nicht möglich. Andererseits können durch regionale strukturelle Heterogenitäten unterhalb der jeweiligen Station Effekte mit vergleichbarer Wirkung zum Scherwellen-Splitting hervorgerufen bzw. abgemildert werden.

Als Ursache für die Beeinflussung der Wellenzüge verbleiben somit:

- Die Wirkung anisotroper Minerale: Innerhalb der Kristallstruktur ist die Ausbreitungsgeschwindigkeit seismischer Wellen richtungsabhängig. Die parallele Ausrichtung der Einkristalle innerhalb eines größeren Gebietes wird *lattice preferred orientation* genannt (LPO, siehe Abbildung 2.1, links).

2. Seismische Anisotropie

- Andererseits können Anisotropieeffekte durch geometrische Anordnungen (*shape preferred orientation*, SPO) von Materialien mit unterschiedlichen Ausbreitungsgeschwindigkeiten hervorgerufen werden (siehe Abbildung 2.1, Mitte und rechts). Ursache sind Schichtungen bzw. Zonen geringerer Geschwindigkeit (z.B. partielle Aufschmelzungen).

Im Untersuchungsgebiet sind bisher im oberen Erdmantel keine geometrischen Strukturen bekannt, welche einen anisotropen Effekt auf die Bebenphase aufprägen könnten. Demnach muss für die beobachtete Anisotropie die *lattice preferred orientation* wirksam sein.

Sofern die Kristallachsen eines relativ großen Gebietes bevorzugt in einer Richtung orientiert sind, addieren sich die anisotropen Auswirkungen. Bei einer erratischen Ausrichtung heben sich Wirkungen benachbarter Kristalle jedoch auf.

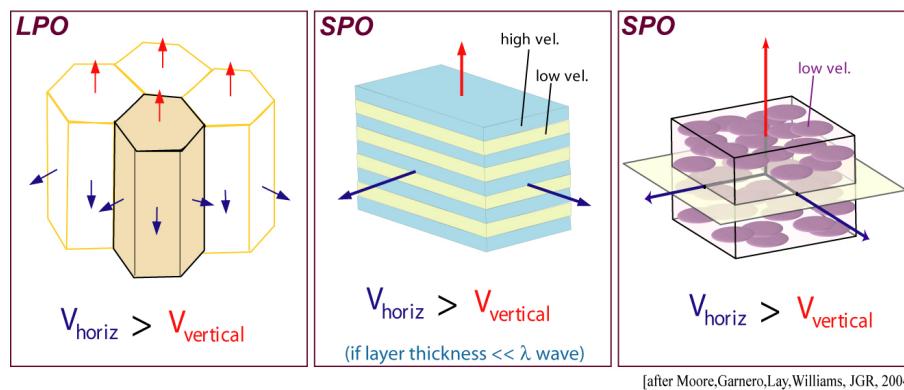


Abbildung 2.1.: Illustration möglicher Quellen anisotroper Effekte: LPO - lattice preferred orientation (links, Ausrichtung anisotroper Minerale), SPO - shape preferred orientation (geometrische Anordnung von Schichten (Mitte) bzw. Zonen geringer Geschwindigkeit (rechts)). Quelle: Ed Garnero, http://garnero.asu.edu/research_images/.

Als Ursache für eine Ausrichtung von Mantelmaterial kommen rezente Fließbewegungen infrage. Dabei richten großräumige Konvektionsprozesse im Erdmantel mitgeführte Mineralien bevorzugt parallel zur Bewegungsrichtung des Materialtransportes aus. Ein vergleichbarer Effekt ist durch lokale Topographie an der Unterkante der Lithosphäre denkbar, z.B. an Gebirgsurzeln.

Kommen die Transportprozesse zum Stillstand, bleibt die Ausrichtung der Minerale erhalten (sogenannte *eingefrorene Zustände*). Ein in Richtung Oberfläche transportiertes Paket von Mantelmaterial wirkt weiterhin auf die einfallende Bebenphase.

Durch die gleichförmige Ausrichtung der Kristallachsen kann man ein einzelnes anisotropes Gebiet als *homogen anisotrop* betrachten (siehe auch Abbildung 2.2).

Als Hauptbestandteile des oberen Erdmantels werden die Minerale Olivin (chemische Zusammensetzung: $(\text{Mg,Fe})_2[\text{SiO}_4]$), Orthopyroxene (verschiedene chemische Zusammensetzungen,

z.B. $\text{Fe}_2^{2+}\text{Si}_2\text{O}_6$) und Granat (verschiedene chemische Zusammensetzungen, z.B. $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$) angesehen (z.B. O'Neill & Wall, 1987).

Insbesondere für Olivin und Orthopyroxene sind anisotrope Wirkungen belegt. Bei Olivin liegt die Geschwindigkeitsdifferenz zwischen schneller und langsamer Achse bei 10 bis 15 % für Scherwellen (Ismail & Mainprice, 1998, andere Veröffentlichungen nennen bis zu 25%), bei den Pyroxenen bis zu 16%.

Die beim Durchgang durch anisotrope Gebiete entstehenden Laufzeitunterschiede können als Maß für die Mächtigkeit des anisotropen Bereiches dienen. Zu beachten ist dabei, dass die beobachteten Werte für die Anisotropie nicht mit den nominellen Werten der intrinsischen, d.h. die für Einkristalle ermittelten, Anisotropie gleichzusetzen sind. Diese stellt das Maximum dar, je nach Grad der Ausrichtung der Mineralachsen ist der messbare Effekt geringer.

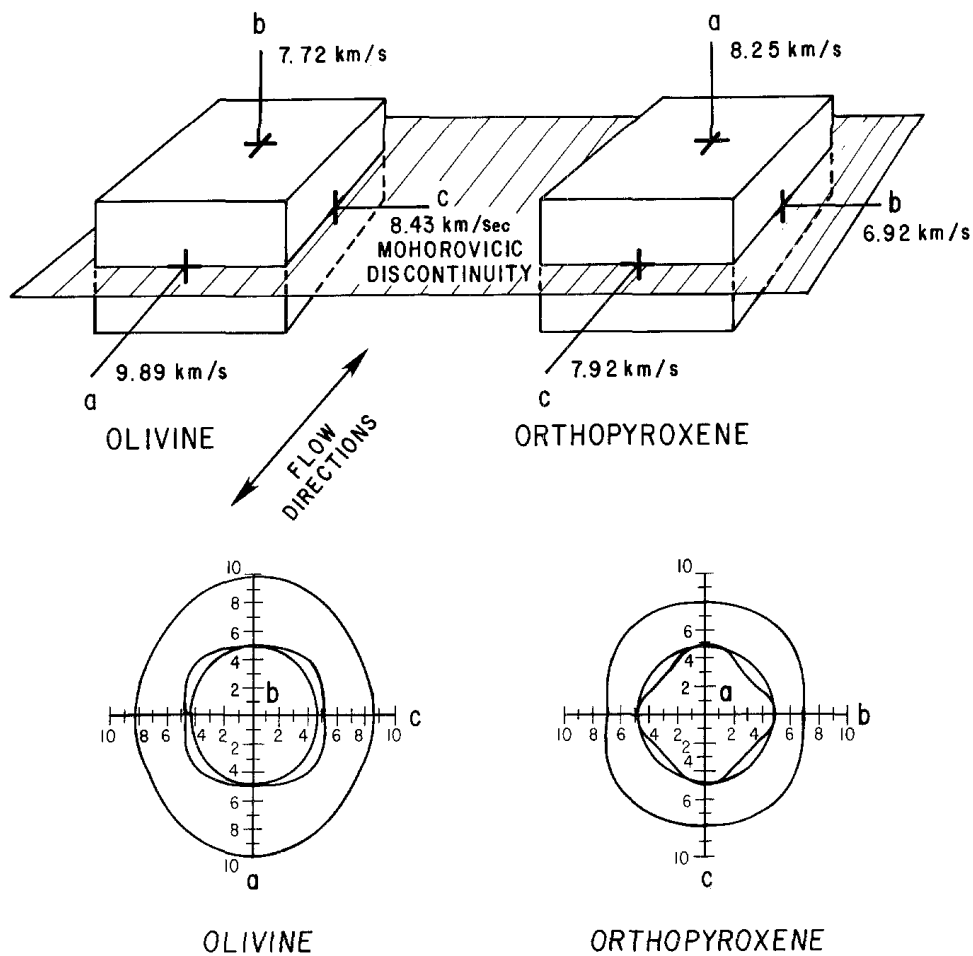


Abbildung 2.2.: Orientierung von Olivin und Orthopyroxenen im Erdmantel. Angegeben sind weiterhin die richtungsabhängigen seismischen Geschwindigkeiten (aus Anderson, 1989).

2. Seismische Anisotropie

Olivin hat eine Dichte von $3.311 \frac{g}{cm^3}$ und besitzt eine orthorhombische Kristallstruktur. Durch die Einregelung der Mineralachsen, wobei die Richtung der schnellen Achse sich parallel zur a -Achse des Olivinkristalls orientiert, entsteht eine *hexagonale Anisotropie* (Savage, 1999).

2.2. Verwendete Bebenphase

In dieser Arbeit wird die teleseismische Kernphase SKS zur Bestimmung von anisotropen Geosteinparametern genutzt. Ihre besondere Eignung zur Detektion von Anisotropie liegt im Laufweg begründet: Eine Scherwelle ausgehend vom Hypozentrum trifft auf den flüssigen Erdkern. Aufgrund mangelnder Scherfestigkeit erfolgt eine Konversion in eine Kompressionswelle. Beim Austritt aus dem Kern wird diese wieder in eine Scherwelle konvertiert und vom Seismometer aufgezeichnet (siehe Abbildung 2.3).

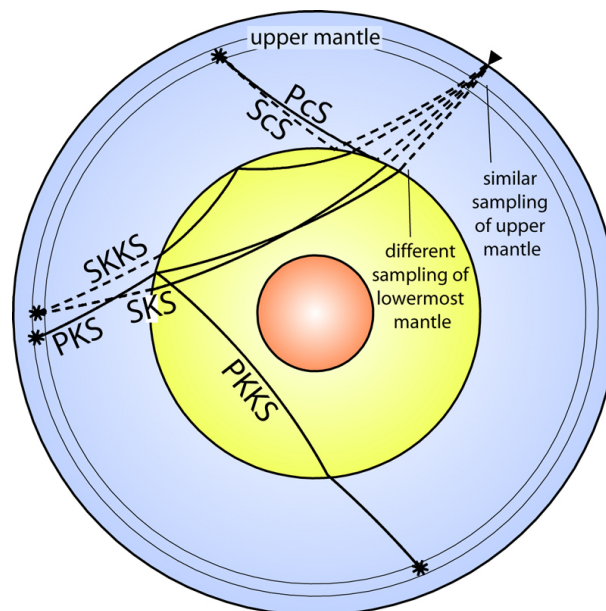


Abbildung 2.3.: Auswahl von Kernphasen und Kernreflexionen, welche auf Grund der Laufwege für die Untersuchung von Scherwellen-Splitting von Einsätzen teleseismischer Beben geeignet sind. Quelle: Ed Garnero, http://garnero.asu.edu/research_images/.

Durch die Konversion an der dem Empfänger zugewandten Kern-Mantel-Grenze entsteht eine linear in radialer Richtung polarisierte Scherwelle, die keinerlei Anteile ggfs. zuvor vorhandener quellenseitiger Anisotropie aufweist.

Damit ist eine wichtige Voraussetzung zur Analyse des Untergrundes unterhalb des Empfängers erfüllt: Es steht eine ebene Welle mit bekannter Polarisierung zur Verfügung.

Weicht die Aufzeichnung des Seismometers von diesen Eigenschaften ab, muss die Bebenphase anisotrope Bereiche oder Heterogenitäten durchlaufen haben. Auf Grund der großen Wellenlänge der SKS-Phase (in der Erdkruste ca. 25 Kilometer, im Mantel ca. 45 km bei einer Frequenz von 0.1 Hertz) prägen u.U. mehrere vorhandene anisotrope Bereiche ihre Wirkung integrativ auf.

Es existieren weitere Phasen, welche diese Eigenschaft ebenfalls aufweisen: SKKS, PKS und PKKS. Erstere wird im Kern nochmals reflektiert und weist einen geringeren Frequenzgehalt und geringere Amplituden auf. Die PKS-Phase wird nur einmalig an der ausgehenden Kern-Mantel-Grenze konvertiert, der Laufweg von PKKS ist analog zu SKKS anzusehen.

In der Abbildung 2.3 sind zusätzlich die Phasen PcS und ScS mit ihren Laufwegen eingezeichnet. Beide Phasen werden an der Kern-Mantel-Grenze reflektiert, allerdings erfährt bei ScS nur der S_V -Anteil eine Konversion, Einflüsse der Quellregion bleiben in der S_H -Komponente erhalten. Somit eignen sich diese Phasen ohne exakte Kenntnisse über Herdvorgang und Quellgebiet nicht zur Analyse von Strukturen unterhalb des Empfängers.

Durch die Beschränkung auf die SKS- bzw. SKKS-Phasen ergeben sich nur eingeschränkte Entfernungsbereiche für die ungestörte Registrierung der Phaseneinsätze. Für SKS liegt dieser zwischen 85 und 130 Grad, für SKKS zwischen 110 und 180 Grad. PKS-Phasen wurden in dieser Arbeit nicht berücksichtigt, da häufig auftretende Vorläuferphasen (PP und SKP) mit ihrer Coda die Phase überlagern. Eine Trennung der Anteile und damit eine ungestörte Registrierung ist nicht möglich. In den Registrierungen der Stationen des GRSN konnten weiterhin nur sehr wenige PKKS-Phasen mit ausreichendem Signal-Rausch-Verhältnis aufgezeichnet werden. Bei diesen konnte kein Einsatz auf der transversalen Komponente beobachtet werden, daher sind sie ebenfalls nicht Teil der Analyse.

Für das GRSN liegen im Entfernungsbereich zwischen 85 und 130 Grad als Hauptbebengebiete das Andenmassiv, der Marianengraben und Teile des Sundabogens (siehe Karte in Abbildung 3.3 auf Seite 24).

Die SKS- wie auch die SKKS-Phase taucht unterhalb der Station sehr steil auf (kleiner 5 Grad gegen die Vertikale, Abbildung 2.4). In größerer Tiefe jedoch unterscheiden sich die Laufwege signifikant, unterschiedliche Bereiche der Kern-Mantel-Grenze werden durchstoßen. Vergleiche zwischen den Phasen SKS und SKKS zeigen jedoch oft identische Splittingparameter. Anisotrope Bereiche befinden sich also eher in Stationsnähe im oberen Mantel als in der Nähe der Kern-Mantel-Grenze (Silver & Chan, 1991; Babuska et al., 1993).

An tektonischen Übergängen zeigt sich, dass benachbarte Stationen deren Einflüsse abbilden - und zwar unabhängig von der Einfallsrichtung des Bebens. Die Existenz tiefer liegender anisotroper Gebiete erscheint damit als unwahrscheinlich bzw. wirken dort vorhandene Anisotropien nur wenig auf die SKS-/SKKS-Phase ein.

2. Seismische Anisotropie

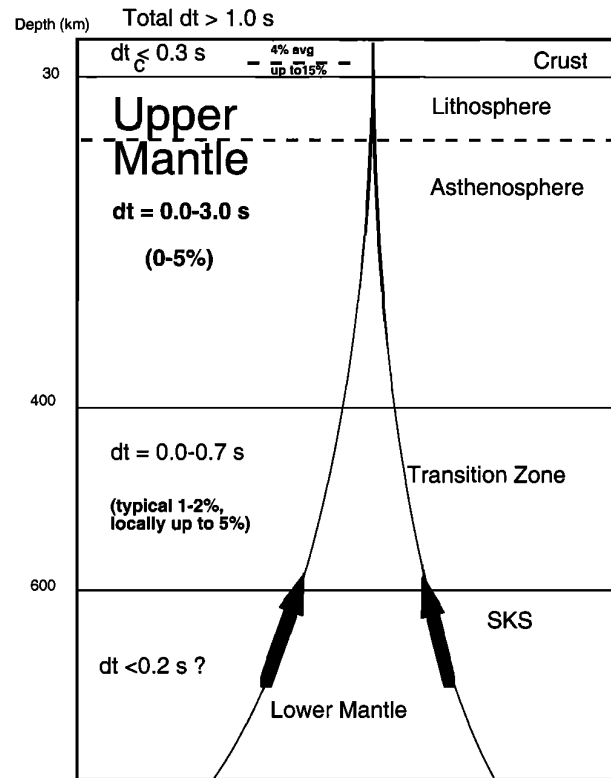


Abbildung 2.4.: Laufweg von Kernphasen durch anisotrope Zonen im Erdmantel und Erdkruste. Angaben über Stärke der Anisotropie und zu Verzögerungszeiten stammen aus einer Zusammenstellung weltweiter Arbeiten (Savage, 1999).

Eine Anisotropie in der D"-Schicht direkt an der Kern-Mantel-Grenze ist erwiesen (siehe auch Abbildung 2.4). Diese entfaltet ihre Wirkung vor allem auf horizontal einfallende Wellen, der Einfluss auf die SKS-Phase ist mit der Wirkung der Kruste vergleichbar (Hall et al., 2004; Nowacki et al., 2010). In einigen wenigen Untersuchungsgebieten wurden daher auch Unterschiede zwischen SKS und SKKS beobachtet (Long & Silver, 2009). Der Laufweg letzterer führt länger entlang der Kern-Mantel-Grenze, die Phase wird entsprechend stärker beeinflusst (Hall et al., 2004).

Durch den steilen Auftauchwinkel lassen sich Messungen mit guter lateraler Auflösung durchführen, die Tiefenauflösung ist jedoch schlecht. Damit eignet sich die Analyse von teleseismischen Scherwellen besonders zur Untersuchung tektonischer Provinzen und ihrer Übergänge.

Für eine Tiefenabschätzung sind weitere Verfahren in die Analyse einzubeziehen. Es bieten sich dabei Anisotropie-Untersuchungen mit Oberflächenwellen (Marone & Romanowicz, 2007, für Deutschland z.B. von Friederich, 1998), oder auch Analysen von Scherwellen-Splitting an Receiverfunktionen (Farra & Vinnik, 2000) an. Beide Methoden können dabei Randbedingungen liefern, um die anisotrope Wirkung der Erdkruste zu quantifizieren. Eine weitere Möglichkeiten bietet die Betrachtung benachbarter Frequenzbereiche (siehe Abschnitt 5.2) oder eine Abschätzung der Tiefenstockwerke anhand einer Betrachtung der Fresnelzonen (Alsina & Snieder, 1995, Abbildung 2.5).

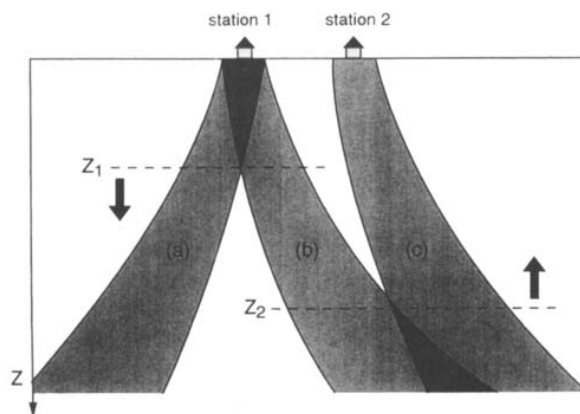


Abbildung 2.5.: Schematische Darstellung der Fresnelzonen von nahezu senkrecht einfallenden SKS-Phasen an benachbarten Stationen (Alsina & Snieder, 1995).

Mit den Voraussetzungen aus den beiden vorangegangenen Abschnitten kann im nachfolgenden Kapitel die Auswirkung der Anisotropie auf eine einfallende ebene Welle abgeleitet werden.

2.3. Die ebene Welle im homogen anisotropen Medium

Die theoretischen Überlegungen vereinfachen sich durch die zuvor genannten Randbedingungen erheblich:

- Einfall einer ebenen Welle,
- vertikale Einfallrichtung,
- Durchquerung eines homogen anisotropen Gebietes,
- hexagonale Anisotropie.

Ausgehend von der allgemeinen Bewegungsgleichung werden in diesem Abschnitt die Ableitungen nach Crampin (1984), Babuska und Cara (1991) sowie Shearer (2009) in verkürzter Form dargestellt.

Für kleine Partikelbewegungen \vec{u} im Vergleich zur Wellenlänge gilt (2. Newton'sches Axiom, Einstein-Notation):

$$(2.1) \quad \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_i}{\partial x_j} \text{ mit } i, j = 1, 2, 3$$

Der Spannungstensor σ kann über den Elastizitätstensor c_{ijkl} und den Dehnungstensor ϵ beschrieben werden:

$$(2.2)$$

$$\sigma_{ij} = c_{ijkl} \epsilon_{kl} \text{ mit}$$

$$(2.3)$$

$$\epsilon_{kl} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_l}{\partial x_k} + \frac{\partial u_k}{\partial x_l} \right)$$

Der Elastizitätstensor vierter Stufe c_{ijkl} weist in der allgemeinen Form 81 Elemente auf. Da Spannungs- und Dehnungstensor symmetrisch sind, gilt $\sigma_{ij} = \sigma_{ji}$ respektive $\epsilon_{kl} = \epsilon_{lk}$, womit sich die Zahl der unabhängigen Koeffizienten auf 36 verringert (6x6 Matrix, siehe Gleichung A.1 auf Seite 297).

Durch die thermodynamische Annahme $c_{ijkl} = c_{klji}$ (Aki & Richards, 1980) kann die Wellenausbreitung in einem anisotropen elastischen Medium über 21 Parameter beschrieben werden.

2.3. Die ebene Welle im homogen anisotropen Medium

Setzt man nun Spannungs- und Dehnungstensor in die Gleichung 2.1 ein, so erhält man die Wellengleichung für ein anisotropes Medium:

$$(2.4) \quad \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = c_{ijkl} \frac{\partial^2 u_k}{\partial x_j \partial x_l}$$

Beschränkt man sich auf die Beschreibung ebener Wellen mit einer Phasengeschwindigkeit c und Amplitude \vec{a} in Richtung \vec{n} , folgt somit für den Verschiebungsvektor

$$(2.5) \quad u_i = a_i F \left(t - \frac{n_m x_m}{c} \right) \text{ mit } i, m = 1, 2, 3.$$

Setzt man dessen Ableitungen in Gleichung 2.4 ein, so entsteht aus

$$(2.6) \quad \rho a_i = c^{-2} c_{ijkl} n_j n_k a_l$$

ein klassisches Eigenwert-Problem der Form

$$(2.7) \quad m_{il} a_l = c^2 a_i$$

mit der Christoffel-Matrix

$$(2.8) \quad m_{il} = \frac{c_{ijkl} n_j n_k}{\rho}$$

Die Elemente der Christoffel-Matrix sind dabei von der Ausbreitungsrichtung abhängig (z.B. Babuska & Cara, 1991). Im Fall einer Ausbreitung senkrecht zur Symmetrieachse folgt:

$$(2.9) \quad m_{ij} = \frac{1}{\rho} \begin{pmatrix} A & 0 & 0 \\ 0 & N & 0 \\ 0 & 0 & L \end{pmatrix}$$

2. Seismische Anisotropie

Vorausgesetzt, dass im oberen Mantel vor allem transversal isotrope Medien mit horizontaler Symmetrieachse (hexagonale Symmetrie) vorherrschen (u.a. Crampin, 1977), lässt die Formel neben der Nulllösung drei Vektoren zu, welche die Gleichung erfüllen.

Nehmen die elastischen Koeffizienten A, N und L (Love, 1927) in Gleichung 2.9 unterschiedliche Werte an, so existieren drei Eigenwerte der Christoffel-Matrix, welche die Ausbreitung drei ebener Wellen senkrecht zur Symmetrieachse beschreiben. Auf Grund der Symmetrieeigenschaften der Matrix sind diese senkrecht zueinander orientiert und resultieren in einer Quasi-P- (p_1) und zwei Quasi-S-Wellen (s_1 und s_2) mit den Geschwindigkeiten

$$\begin{aligned}V_{p_1} &= \sqrt{\frac{A}{\rho}} \\V_{s_1} &= \sqrt{\frac{N}{\rho}} \\V_{s_2} &= \sqrt{\frac{L}{\rho}}\end{aligned}$$

Durch das Vorhandensein von Anisotropie sind Phasengeschwindigkeits- und Gruppengeschwindigkeitsvektor nicht mehr parallel orientiert, sondern hängen vom Grad der Anisotropie ab (Crampin, 1982). Damit liegt die Polarisationsrichtung von p_1 leicht geneigt zur Ausbreitungsrichtung. Analog ist eine Wirkung auf die beiden Quasi-S-Wellen zu beobachten.

Wenn eine einfallende Scherwelle nicht parallel zu den Symmetrieachsen polarisiert ist, spaltet diese sich in zwei senkrecht polarisierte Wellen auf, der Anteil s_1 wird als *schnelle* und s_2 als *langsame* Scherwelle bezeichnet. In Analogie zur Optik wird dieser Vorgang *Doppelbrechung* genannt.

Der Laufzeitunterschied δt wächst mit der Länge des Laufweges l im anisotropen Material und der Stärke der Anisotropie, welche sich in den Geschwindigkeiten der S-Wellen V_{s_1/s_2} äußert:

$$(2.10) \quad \delta t = \left[\frac{1}{V_{s_1}} - \frac{1}{V_{s_2}} \right] l$$

2.4. Scherwellen-Splitting

Eine Scherwelle wird durch anisotrope Bereiche ihres Laufweges beeinflusst. Im Falle einer linear polarisierten Welle wird diese beim Eintritt in ein anisotropes Materialpaket in zwei Anteile aufgespalten, sofern sie nicht parallel zur schnellen bzw. langsamen Achse einfällt (Abbildung

2.6). Entspricht die Einfallsrichtung einer der Achsen, so bleibt die Charakteristik der Welle unbeeinflusst.

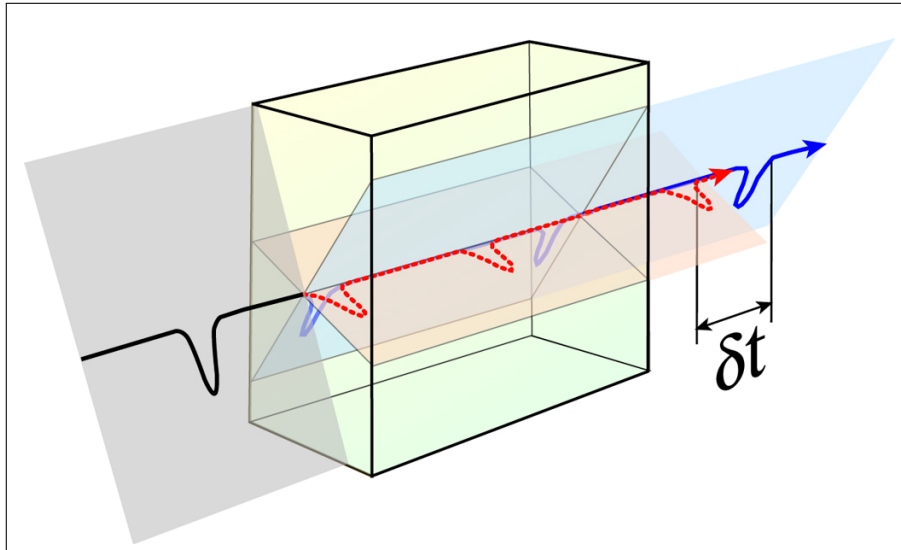


Abbildung 2.6.: Scherwellen-Splitting beim Durchgang durch ein anisotropes Medium: Eine in ein anisotropes Medium einfallende linear polarisierte Scherwelle (links) wird in einen schnellen und langsamen Anteil aufgespalten (Mitte). In diesem Beispiel werden beide Wellenzüge vollständig separiert und weisen einen zeitlichen Versatz δt auf (rechts). Quelle: Ed Garnero, http://garnero.asu.edu/research_images/.

Die separierten Wellenzüge sind senkrecht zueinander orientiert und schwingen parallel zur schnellen bzw. langsamen Achse. Mit zunehmender Mächtigkeit des anisotropen Bereiches bzw. Stärke der Anisotropie nimmt der Laufzeitunterschied der Anteile zu. Diese Differenz wird als *Verzögerungszeit* bezeichnet und dient weiterhin als Maß für den Grad der Anisotropie.

Ist die einfallende Welle ursprünglich linear polarisiert, so erhält man zunächst eine elliptische Polarisation. Läuft die Welle lang genug durch ein homogen anisotropes Gebiet, so trennen sich die beiden Wellenanteile komplett voneinander (wie in Abbildung 2.6 dargestellt).

Auf Grund der großen Wellenlänge von mehr als 20 km (abhängig von der Ausbreitungsgeschwindigkeit im Medium) kommt es bei Verwendung von SKS-Phasen nicht zur Trennung der Wellenanteile. Trotzdem ist dieser Effekt quantifizierbar und die resultierende elliptische Polarisation wird als Merkmal zur Identifikation eines Splitting-Prozesses durch zugrunde liegende Anisotropie verwendet.

2.4.1. Die transversale Komponente

Eine SKS-Phase kann nur dann auf der transversalen Komponente beobachtet werden, wenn die drei folgenden Faktoren erfüllt sind:

2. Seismische Anisotropie

1. Mindestens ein anisotroper Bereich liegt im Pfad der Wellenausbreitung. Auf Grund der großen Wellenlänge von SKS-Phasen kann nur ein hinreichend ausgedehnter Bereich eine messbare Wirkung ausüben.
2. Die Ausgangsenergie der radialen Komponente muss oberhalb eines Schwellwertes liegen, damit der Phaseneinsatz auf der transversalen Komponente oberhalb des Noise-Levels liegt. Dieser Schwellwert ist vor allem von der Amplitude der Phase sowie den Unruhebedingungen der einzelnen Station abhängig.
3. Die einfallende Welle muss eine nicht-parallele Orientierung zur schnellen bzw. langsamen Achse aufweisen. Erfüllt die Einfallrichtung diese Bedingung nicht, so findet keine Doppelbrechung statt (sogenannte *Nullrichtung*).

Existieren für eine Station bereits Aufzeichnungen über Scherwellen-Splitting (ein anisotroper Untergrund ist also vorhanden) und kann für ein Ereignis trotzdem kein transversaler Einsatz beobachtet werden, verbleiben folgende Möglichkeiten:

- Sind für vergleichbare Backazimut-Bereiche bereits Splitting-Daten vorhanden, liegt der Einsatz auf der transversalen Komponente unterhalb des Rauschniveaus.
- Alternativ liegt ein sogenanntes *Null-Splitting* vor, bei welchem Einfallrichtung und schnelle bzw. langsame Achse parallel zueinander orientiert sind. Damit besteht die Möglichkeit, die Orientierung dieser Achsen ebenfalls zu ermitteln. Eine Unterscheidung zwischen den beiden Achsen ist nur durch Vergleich mit Messungen angrenzender Backazimut-Bereiche möglich. Eine Verzögerungszeit als Maß für den Grad der Anisotropie kann hier nicht ermittelt werden.

Ist eine Identifikation sowohl auf radialer als auch auf transversaler Komponente möglich, lassen sich zwei charakteristische Parameter - *Orientierung der schnellen Achse* Φ und *Verzögerungszeit* δt - ermitteln (siehe Abschnitt 4.4). Zunächst sind diese Parameter als scheinbar anzusehen, da die gemessenen Effekte integrativ die Auswirkungen sämtlicher durchquerter Anisotropiezoneen enthalten (Silver & Savage, 1994). Erst durch eine Modellierung basierend auf ausreichend vielen Messungen kann eine genauere Aussage getroffen werden. Können Daten nicht durch das ungeigte Einschicht-Modell erklärt werden, liegen komplexe Anisotropieverhältnisse vor, z.B.:

1. Einfacher Mehrschichtfall,
2. Einschichtfall mit geneigter Schicht,
3. Mehrschichtfall mit geneigter Schicht.

Bei allen Inversionsverfahren ist es üblich, das einfachste Modell auszuwählen, welches die Daten gut erklärt.

Amplitude der transversalen Komponente

Die Amplitude eines transversalen Einsatzes ist wie bereits erläutert von drei Bedingungen abhängig:

1. Stärke der Anisotropie,
2. Amplitude auf der radialen Komponente,
3. Einfallrichtung der Phase (genauer: vom Winkel zwischen der Ausrichtung der horizontalen Achse des anisotropen Materials und der Einfallrichtung der SKS-Phase).

Die mathematische Beschreibung der transversalen Komponente besteht in erster Linie aus einer Ableitung der radialen Komponente und einer einfallswinkelabhängigen Amplitudenfunktion (Vinnik et al., 1989):

$$(2.11) \quad T(t) \approx \frac{1}{2} \delta t \sin 2\alpha R(t)$$

Die Parameter $R(t)$ und $T(t)$ stehen dabei für den zeitlichen Verlauf der radialen bzw. transversalen Komponente, δt ist als Verzögerungszeit ein Maß für die Stärke der Anisotropie und α beschreibt den Winkel zwischen Einfallrichtung und Orientierung der schnellen Achse des anisotropen Mediums (siehe oben).

Ein Amplitudenverhältnis zwischen radialer und transversaler Komponente kann also wie folgt berechnet werden:

$$(2.12) \quad \frac{T(t)}{R(t)} \approx \frac{1}{2} \delta t \sin 2\alpha$$

Leicht zu erkennen ist, dass die Amplitude auf der transversalen Komponente bei einem Winkel zwischen schneller Achse und Einfallrichtung von $\alpha = 45^\circ$ maximal wird. Nähert sich die Einfallrichtung der Lage der schnellen bzw. langsamen Achse an, so sinkt die Amplitude von diesem Maximalwert einer Sinuskurve folgend ab.

Für Verzögerungszeiten unterhalb $\delta t = 2s$ ist die Amplitude auf T geringer als auf R. Wenn man davon ausgeht, dass das Rauschsignal auf beiden Komponenten gleich groß ist, so muss man immer von einem geringeren Signal-Rausch-Verhältnis für den Phaseneinsatz auf der transversalen Komponente ausgehen.

2.4.2. Wirkung mehrerer anisotroper Schichten

Durchquert eine Scherwelle mehrere anisotrope Schichten, so kommt es zu einer Superposition der Wirkungen der einzelnen Schichten. Aus Gründen der Vereinfachung werden hier nur zwei Schichten diskutiert, wobei es zwei grundlegende Möglichkeiten gibt:

- Die Wellenzüge werden in der unteren Schicht komplett separiert.

Damit wird eine *unabhängige Phase* erzeugt, welche in der oberen Schicht wiederum einer Doppelbrechung unterworfen wird. Die zuerst am Empfänger eintreffende Welle spiegelt somit den Einfluss der oberen, die später eintreffende Welle den Einfluss beider Schichten wider. In diesem Fall ist eine Messung der Anisotropie-Parameter gewährleistet.

- Die Wirkung der unteren Schicht führt nicht zur Trennung der Wellenzüge.

In diesem Fall führen die Auswirkungen der oberen Schicht zu einer Verzerrung der Wellenform. Sofern eine Auswertung möglich ist, sind die abgeleiteten Anisotropie-Parameter als scheinbar anzusehen - vor allem in den Fällen, wo die komplexen Anisotropieverhältnisse nicht bekannt sind. Silver und Savage zeigten 1994, dass unter diesen Bedingungen eine charakteristische 90 Grad Periodizität in Abhängigkeit von der Einfallrichtung zu beobachten ist.

Im folgenden Kapitel werden das Untersuchungsgebiet im Bereich des *German Regional Seismic Network* (GRSN) vorgestellt, eine Einführung in die regionale Geologie gegeben und bisher vorliegende Untersuchungen erläutert.

3. Untersuchungsgebiet

In diesem Kapitel werden sowohl die technischen Gegebenheiten erläutert als auch ein kurzer Überblick über die tektonische Situation im Bereich des Deutschen Regionalnetzes (GRSN) gegeben.

3.1. Geologischer Überblick

Die geologischen Strukturen im Bereich des Deutschen Regionalnetzes (GRSN) werden durch die Tektonik Mitteleuropas geprägt (Abbildung 3.1). Es sind drei Hauptbereiche vorhanden, welche im Detail wiederum heterogene Abschnitte aufweisen.

Im Norden bestimmt das Norddeutsche Becken mit seinen mächtigen Sedimentschichten das Bild. Die Ablagerungen erreichen Mächtigkeiten von über 4.000 Meter (Schönenberg & Neugebauer, 1981). Aus reflexionsseismischen Untersuchungen ist bekannt, dass unterhalb der Sedimente noch das kaledonische Grundgebirge vorhanden ist (Ansorge et al., 1992).

Nach Süden hin schließt sich die Subvariszische Saumsenke an (oft auch als Subvariszische Vortiefe bezeichnet), welche während der Variszischen Gebirgsbildungen geformt wurde. Unter der Variszischen Orogenese versteht man die gebirgsbildenden Vorgänge während der Kollision der Kontinente Gondwana und Laurasia im mitteleuropäisch-nordamerikanischen Raum. Diese fand in den geologischen Zeiträumen des Devon und Karbon statt und reicht somit in die Zeit von 400 bis 300 Millionen Jahren vor unserer Zeitrechnung zurück.

In östlicher Richtung enden die variszischen Strukturen an der Osteuropäischen Plattform mit einer recht scharfen Abgrenzung durch die Tornquist-Teisseyre-Linie (in der Abbildung 3.1 als „Caledonian Deformation Front“ bezeichnet).

Die Geologie in der Mitte Deutschlands wird durch drei variszische Faltungsgürtel geprägt (Abbildung 3.2). Diese wurden in geologisch jüngeren Zeiten erneut deformiert und weisen daher eine komplexe Struktur auf. Die einzelnen Abschnitte weisen stark voneinander abweichende Charakteristika auf. Im Folgenden werden die Eigenschaften von Norden nach Süden erläutert (nach Walter, 1995; Oncken, 1998; McCann, 2008).

- *Rhenohertzynikum*: Dieser Bereich besteht hauptsächlich aus Sedimenten und vulkanischen Gesteinen des Devons und der unteren Kreidezeit. Die Gesteine weisen einen ge-

3. Untersuchungsgebiet

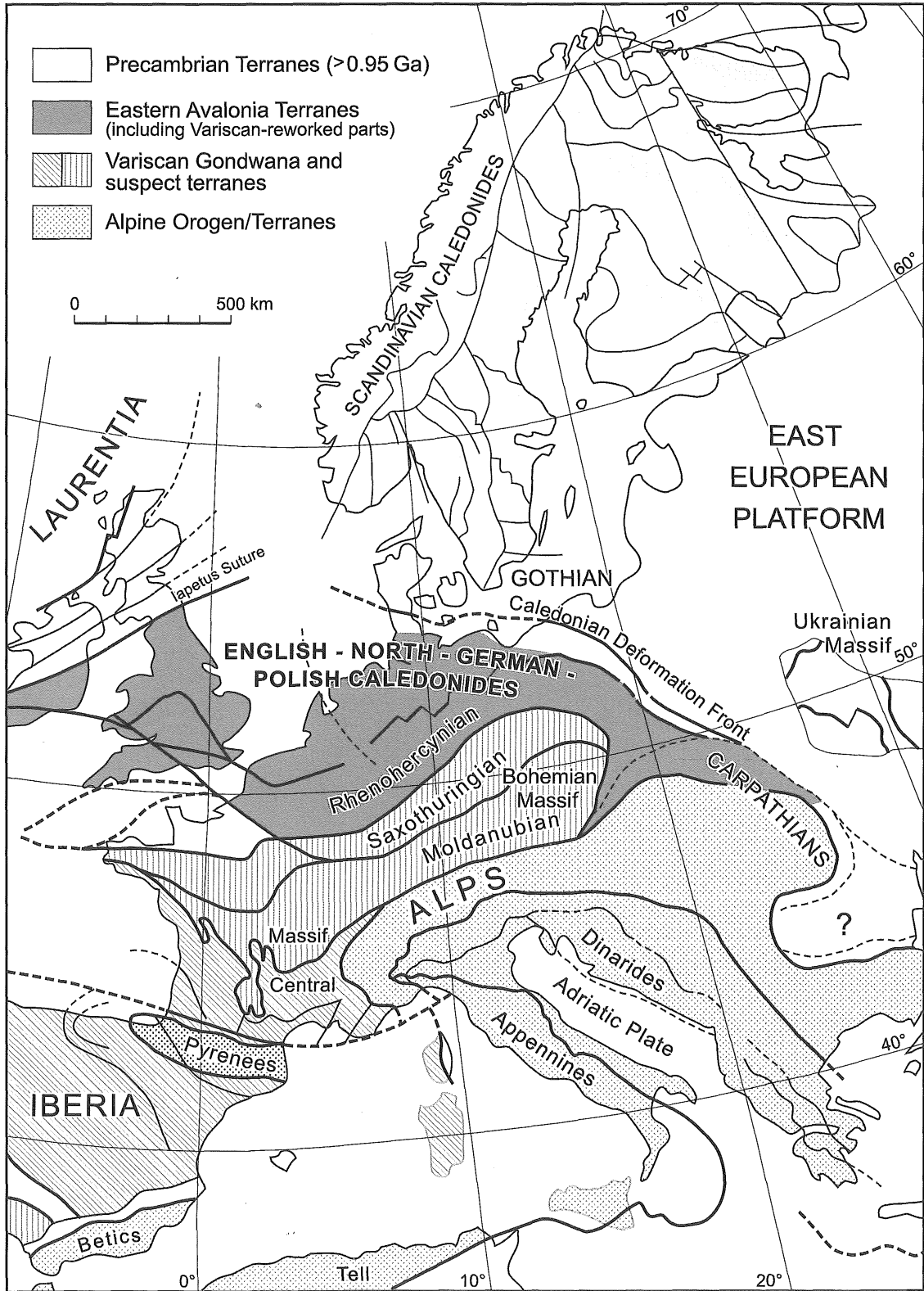


Abbildung 3.1.: Tektonische Großstrukturen in Zentraleuropa (aus McCann, 2008)

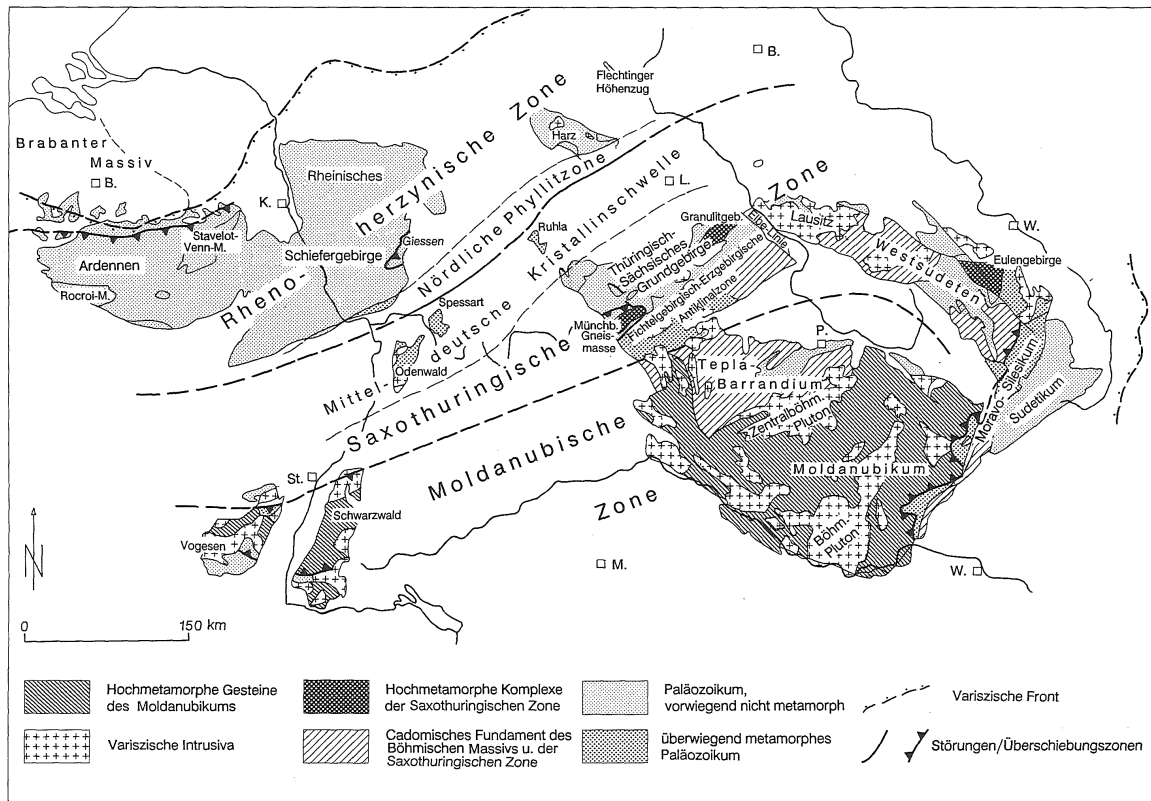


Abbildung 3.2.: Gliederung der Varisziden in Mitteleuropa nach Franke (1989) aus „Geologie von Mitteleuropa“ (Walter, 1995).

3. Untersuchungsgebiet

ringen Grad an metamorpher Überprägung auf, dieser nimmt jedoch nach Süden hin zu. An der Oberfläche anstehende Ausläufer des Grundgebirges findet man im Harz und im Rheinischen Schiefergebirge.

- *Saxothuringikum*: Hier herrschen metamorphe Gesteine vor, z.B. Gneise, Schiefer und Eklogite. Als Ausgangsmaterial werden Meeressedimente und Sedimente aus Inselbögen angesehen. Im Übergangsbereich zwischen Rhenoherynikum und Saxothuringikum existieren Gebiete mit sehr hohem metamorphem Anteil (vor allem im Hunsrück, Taunus und Harz). Zusammen mit den kristallinen Strukturen im Odenwald, Spessart und Kyffhäuser bilden diese Aufbrüche die *Mitteldeutsche Kristallinschwelle*. Im Harz belegt der *Brokengranit* den Aufstieg von Tiefengestein im Oberkarbon.
- *Moldanubikum*: Die Übergangszone zwischen Saxothuringikum und Moldanubikum ist durch metamorph überprägte Gesteine der späten Erdfrühzeit und des Erdalters charakterisiert. Besonders im Böhmisches Massiv, im Schwarzwald und den Vogesen bilden granitische Intrusionen ein weiteres Merkmal. Dieses Grundgebirge ist von einer Sedimentschicht aus dem Erdmittelalter überdeckt, im Süden durch die Ablagerungen im alpinen Molassebecken. Auf Grund der Geometrie mit den Begrenzungen oberer Rheingraben, Alpen und Böhmisches Massiv spricht man vom *Süddeutschen Dreieck*.

Im Süden des Untersuchungsgebietes dominiert der Alpenbogen die Geologie. Die Auffaltung und Hebung dieses Gebirges durch die Kollision von Afrika und Europa begann vor ca. 135 Millionen Jahren und war im Tertiär vor ca. 35 Millionen Jahren abgeschlossen.

Während der Öffnung des Atlantiks bildete sich ein Graben- und Riftsystem vom Nordatlantik und der Nordsee aus nach Zentraleuropa. Durch die Kollision des afrikanischen Kontinents mit Europa wurden einige Riftzonen aktiviert, in Deutschland so zum Beispiel der Rheingraben mit den angrenzenden Gebirgen Vogesen und Schwarzwald.

Im Allgemeinen folgen rezente Störungen und weitere tektonische Merkmale den durch die variszische und alpinen Orogenese vorgeprägten Spannungs- und Stressrichtungen, im Einzelnen sind dies Nord-Süd, Ost-West, Nordwest-Südost und Nordost-Südwest.

Durch die komplexen geologischen Prozesse in den vergangenen 400 Millionen Jahren ist davon auszugehen, dass diese Vorgänge untere Kruste und oberen Mantel beeinflusst haben (siehe auch Ansorge et al., 1992). Ein Ziel dieser Arbeit ist es, diese Zusammenhänge zu belegen.

3.2. Registrierung von Daten

3.2.1. Stationen in Deutschland

In Deutschland existiert seit 1972 das Gräfenberg-Array (GRF-Array, siehe Harjes & Seidl, 1978; Buttkus, 1986), welches zur Detektion von unterirdischen Atomwaffentests eingerichtet wurde. Aus diesem Grund erfolgte die Aufzeichnung von Beginn an kontinuierlich, so dass heute ein Zugriff auf beliebige Daten des weltweit ältesten digital und permanent aufzeichnenden Breitband-Arrays möglich ist. Bereits seit Beginn der Aufzeichnungen stehen die Daten auch zu wissenschaftlichen Auswertungen zur Verfügung.

Seit 1991 wächst das Angebot an digitalen seismischen Breitband-Stationen in Deutschland. Der Aufbau wurde im Deutschen Regionalnetz *German Regional Seismic Network* (GRSN) gebündelt (Korn, 2002).

Grundlegend für die Forschung in der Seismologie sind qualitativ hochwertige Registrierungen der Wellendaten. Die Permanentstationen in Deutschland weisen sämtlich ein hohes Qualitätsniveau auf, so dass sich bei der Verarbeitung der Daten nur minimale Einschränkungen ergeben haben.

Für die vorliegende Arbeit wurden die drei Hauptstationen des GRF-Arrays (GRA1, GRB1 und GRC1) ausgewertet, da diese seit 1976 Daten als Drei-Komponenten-Aufnehmer digital registrieren. Hauptsächlich aber stützt sich die Arbeit auf die Stationen des GRSN und assoziierter Stationen, dessen Merkmale im Folgenden dargestellt werden.

Durch die zunehmende einfache Verfügbarkeit von Daten der Landesnetze oder Universitäten konnten auch weitere Stationen seismologische Aufzeichnungen beitragen. Diese sind in der Art der Datenaufbereitung zu den GRSN-Stationen kompatibel aufgebaut und werden als *assoziiert* gekennzeichnet. Insgesamt konnten in dieser Arbeit Daten von 27 kontinuierlich registrierenden Breitband-Stationen verwendet werden (siehe Abbildung 3.3). Der Datenzugriff erfolgte über das Archiv des Seismologischen Zentralobservatoriums (SZO, vormals SZGRF) der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (bis Mitte 2007 in Erlangen, danach in Hannover).

In dieser Arbeit wurden für die vollautomatische Analyse Daten ab 1993 berücksichtigt, da erst ab diesem Zeitpunkt ein ausreichend dichtes Netz von 3-Komponenten-Stationen für die automatische Detektion passender Beben zur Verfügung stand (siehe Abschnitt 4.3). Für den Zeitraum seit 1979 wurde die Ereignisliste von Brechner et al. (1998) übernommen, die Wellenformdaten im Rahmen von ADORE jedoch erneut prozessiert.

3. Untersuchungsgebiet

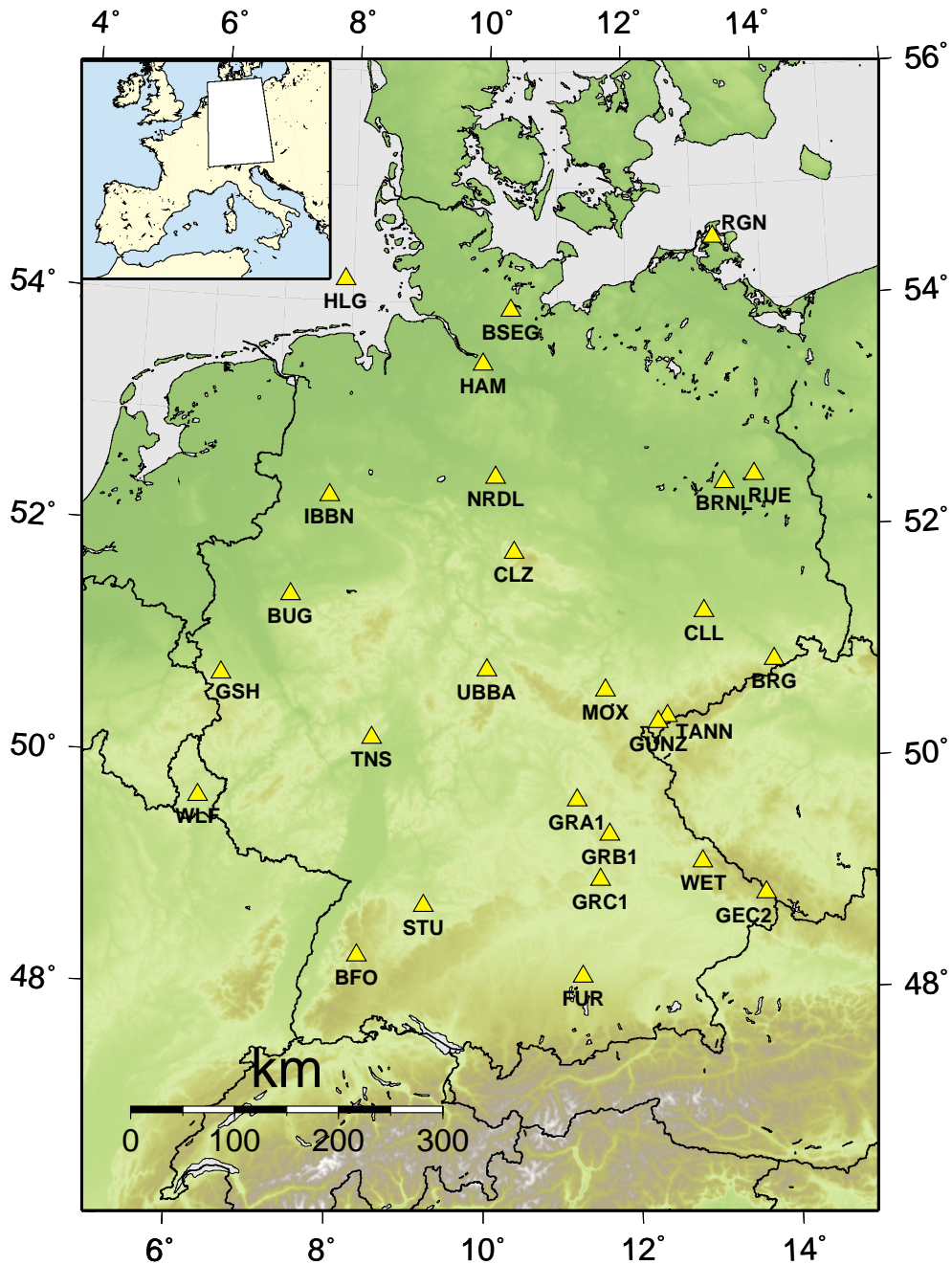


Abbildung 3.3.: Karte der hier verwendeten Breitband-Stationen in Deutschland und Luxemburg (Station Walferdange, WLF). Für drei Stationen des GRF-Array (GRA1, GRB1 und GRC1) wurden Aufzeichnungen ab 1979 verwendet, die hier gezeigten Stationen des GRSN tragen ebenfalls für die jeweilige gesamte Betriebsdauer zu den Ergebnissen bei.

3.2.2. Bisherige Untersuchungen

In den vergangenen Jahrzehnten wurden für Stationen in Deutschland bereits mehrere Untersuchungen der SKS-Anisotropie durchgeführt (siehe Tabelle 3.1). Insbesondere frühe Arbeiten zählen zu den ersten weltweiten Untersuchungen der Mantel-Anisotropie überhaupt, da durch den langjährigen Betrieb des Gräfenberg-Arrays entsprechende breitbandige seismologische Aufzeichnungen zur Verfügung standen.

Kind et al. ermittelten 1985 für Summenspuren (Beams) der 3-Komponenten-Stationen des Gräfenberg-Arrays eine mittlere Lage der schnellen Achse von $\Phi = 0^\circ$ gegenüber Nord. Für die Station in Stuttgart konnte deren Orientierung mit 50 Grad festgestellt werden. Da diese Werte durch die Geometrie des Fränkischen Jura plausibel erschienen, verortete man die zugrunde liegenden Quellen der Anisotropie in die Lithosphäre.

Für die nördlichste 3-Komponenten-Station des GRF-Array (GRA1) bestimmten Silver und Chan 1988 aus Aufzeichnungen zweier Beben die Richtung der schnellen Achse mit $\Phi = 79^\circ$ und eine Verzögerungszeit δt von 0.85 Sekunden.

Durch Beamforming am GRF-Array entstanden die Ergebnisse von Vinnik et al. (1989). Für die Gräfenberg-Stationen wurde die Richtung der schnellen Achse mit knapp 90° und die Verzögerungszeit mit 0.7 Sekunden bestimmt.

Farra et al. bestimmten 1991 aus P-Vorläufern und den Amplitudendifferenzen zwischen S_H und S_V eines einzelnen Erdbebens ein Zwei-Schichten-Modell unterhalb des Gräfenberg-Arrays.

Im gleichen Jahr erneuerten Silver und Chan ihre Analyse anhand einer neuen Methodik. Die Ergebnisse für GRA1 blieben vergleichbar ($\Phi = 77 \pm 4^\circ$, $\delta t = 1.05 \pm 0.15s$).

Im Jahr 1993 veröffentlichten Bormann et al. Messungen basierend auf analogen Aufzeichnungen der späteren GRSN-Stationen Moxa (MOX), Collm (CLL) und Berggießhübel (BRG). An allen drei Standorten konnte die Lage der schnellen Achse mit $\Phi = 100^\circ$ und Verzögerungszeiten zwischen 0.7 und 1.2 Sekunden ermittelt und teilweise mit der Orientierung der paläozoischen Faltungsgürtel erklärt werden.

Vinnik und Kind werteten 1993 teleseismische S-Wellen von Erdbeben im Zeitraum 1983 bis 1990 am Gräfenberg-Array aus. Nach einer Stapelung der Daten hinsichtlich Herdgebiet wurde eine anisotrope Wirkung des Quellgebietes nachgewiesen.

Ein Jahr später ermittelten Vinnik et al. für SKS-Phasen an einigen Stationen des GRSN eine Abhängigkeit von der Einfallsrichtung des Bebens. Durch die Einführung eines einzelnen Zwei-Schichten-Modells für die Stationen BFO, FUR und CLZ konnten diese nur teilweise erklärt werden.

3. Untersuchungsgebiet

Autor(en)	Datenbasis	Anzahl Beben	Anzahl Messungen
Kind et al. (1985)	GRF, STU ^a	25	30
Silver und Chan (1988)	GRA1 ^b	2	2
Vinnik et al. (1989)	GRF	25	31
Farra et al. (1991)	GRF	1	1
Silver und Chan (1991)	GRA1	6	3
Bormann et al. (1993)	GDR ^c	13	19
Vinnik und Kind (1993)	GRF ^d	42	17
Vinnik et al. (1994)	GRSN	(8)	26
Glahn (1993)	URACH ^e , GRF	13, 13	30, 10
Knappmeier (1994)	GRSN	21	98
Bormann et al. (1996)	GRSN	(2)	(9)
Plomerová et al. (1998)	GRF, GRSN, TMP ^f	89	120
Brechner et al. (1998)	GRSN, GRF	(25), 34	90, 93
Wylegalla et al. (1999)	GRSN, TMP ^g	19	39
Plenefisch et al. (2001)	GRSN, TMP ^h	6	19, 59
Walker et al. (2005)	TMP ⁱ	(25)	319
Kummerow und Kind (2006)	TMP ^j	36	(300)

^aspätere GRSN-Station Stuttgart

^b3-Komponenten-Station des GRF

^cGrundlage der Arbeit waren analoge Aufzeichnungen im Gebiet der DDR.

^dDie Untersuchung stützt sich auf teleseismische S-Phasen.

^eDaten der temporären Stationsnetze Urach und südlicher Rheingraben (keine GRSN-Stationen).

^ftemporäre Stationen dienen zur Verdichtung des Netzes

^gMitte und Norden Deutschlands, Dänemark, Schweden; angegeben sind nur Ergebnisse von GRSN-Standorten.

^hDaten mehrerer temporärer Experimente im Bayerischen Vogtland.

ⁱTemporäres Experiment in der Eifel.

^jTemporäres Experiment *Transalp*; wenige Ergebnisse aus dem Süden Deutschlands.

Tabelle 3.1.: Übersicht der Arbeiten zur Bestimmung der Anisotropie aus teleseismischen Schwerwellen im Bereich des GRSN. Die *Anzahl der Messungen* beschreibt die erfolgreichen Bestimmungen der Splittingparameter „Richtung der schnellen Achse“ und „Verzögerungszeit“. Zahlen in Klammern kennzeichnen Schätzungen, in den entsprechenden Veröffentlichungen sind keine exakten Angaben enthalten.

In der Dissertation von Glahn (1993) wurden aus neun gemittelten Messungen Unterschiede zwischen den Stationen GRA1, GRB1 und GRC1 festgestellt - ein Beamforming mit diesen Stationen wird als unzulässig angesehen. Die Mächtigkeit einer anisotropen Schicht unterhalb des GRF-Arrays liegt Glahn zufolge im Bereich 130 bis 275 Kilometer, eine Streuung der Werte mit dem Backazimut wurde beobachtet.

Knappmeier untersuchte 1994 in seiner Diplomarbeit 11 Stationen des GRSN auf SKS-Schwellen-Splitting, was auch an allen Standorten gelang. Bei den Stationen Taunus (TNS) und Blackforest (BFO) wurde eine Abhängigkeit der Verzögerungszeit vom Backazimut festgestellt, welche im Fall von BFO mit einer Aufwölbung des Mantels unterhalb des Rheingrabens erklärt wird.

Im Jahr 1996 fassten Bormann et al. bisherige Ergebnisse aus der Analyse von Scherwellen-Doppelbrechung zusammen und diskutierten mögliche Ursachen und Quellen.

Eine weitere Untersuchung für das GRF-Array und GRSN fand durch Brechner et al., 1998 statt. In dieser Arbeit wurden die Aufzeichnungen der seismologischen Stationen des GRSN bis zum Jahr 1998 bearbeitet, für drei Stationen (GRA1, GRC1 und Clausthal-Zellerfeld (CLZ)) konnten Zwei-Schicht-Modelle erstellt werden. Andere Standorte zeigten Hinweise auf eine, zwei oder geneigte anisotrope Schichten bzw. komplexe Verhältnisse im Untergrund. Die Datenbasis reichte zur näheren Analyse allerdings nicht aus.

Ausgehend von einer Untersuchung von P-Laufzeitresiduen für Stationen im Varistikum und Anwendung einer alternativen Inversionsmethode favorisieren Plomerová et al., 1998 für MOX, GRA1, GRB1, GRC1 und FUR Modelle mit einer stark geneigten anisotropen Schicht.

Spätere Untersuchungen konzentrieren sich auf kleinere Gebiete, wie z.B. die Übergangszone zwischen Saxothuringikum und Moldanubikum in Südostdeutschland (Plenefisch et al., 2001), die Eifel (Walker et al., 2005) oder den Rheingraben (Ritter et al., 2010). Daten aus großräumigen Experimenten über die Grenzen des GRSN hinaus liegen für Teile Norddeutschlands (Wylegalla et al., 1999) und den Alpenraum (Kummerow & Kind, 2006) vor.

Gemeinsam ist allen bisherigen Arbeiten, dass entweder Daten eines geringen Zeitraumes (z.B. frühe Arbeiten oder auf Grund geringer Registrierungsdauer bei temporären Experimenten) oder weniger Stationen (z.B. Konzentration auf bestimmtes Gebiet) verwendet wurden.

Auch in benachbarten Ländern wurden angrenzende geologische Strukturen auf eine Anisotropie des Erdmantels durch Analyse teleseismischer Schwerwellen untersucht, so z.B. von Makeyeva et al., 1990 für das Böhmisches Massiv.

In der vorliegenden Arbeit können einerseits durch die Verfügbarkeit langjähriger Aufzeichnungen als auch durch den starken Ausbau des Stationsnetzes detailliertere Aussagen über die Strukturen im Erdmantel getroffen werden. Die Vielzahl der Daten bedingt allerdings auch einen stark steigenden Aufwand bei der Auswertung der Daten. In dieser Arbeit wurde diesem Umstand durch die Anwendung eines Automatisierungsverfahrens Rechnung getragen.

Die Ergebnisse der hier beschriebenen bisherigen Arbeiten werden im Kapitel 6 mit den Resultaten dieser Arbeit verglichen und in die Interpretation einbezogen.

3.2.3. Betrachtete Ereignisse

Prinzipiell kommen für eine Analyse von SKS-Phasen alle Beben im Entfernungsbereich von 90 bis 130 Grad infrage, welche ausreichend Energie freisetzen und eine ungestörte Registrierung der SKS-Phase erlauben. Zur Identifikation dieser Ereignisse wurden zwei Methoden angewandt, welche im Kapitel 4.3 detailliert vorgestellt werden.

Bezogen auf das Deutsche Seismologische Regionalnetz (GRSN) liegen die Erdbebenherde in diesem Entfernungsbereich vor allem in den Anden Südamerikas, im Indonesischen Inselbogen und im Bereich des Marianengrabens (siehe Abbildung 3.4).

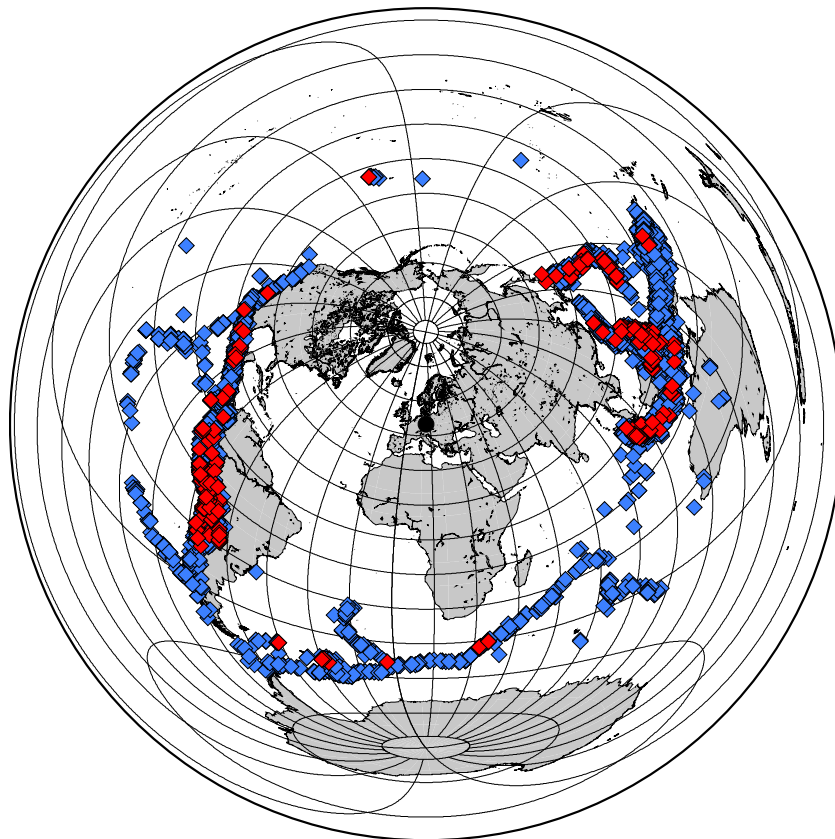


Abbildung 3.4.: Weltkarte mit 6.230 Beben der Magnitude ≥ 5.5 , welche im SKS-Epizentralentfernungsbereich von 90 bis 130 Grad im Zeitraum von 1979 bis 2009 stattgefunden haben (blau), sowie Epizentren der 240 Beben, für die Splittingparameter zumindest für eine Station der seismologischen Netze in Deutschland berechnet werden konnten (rot).

Es zeigt sich, dass bereits ab einer Magnitude von $m_b \geq 5.5$ ein Scherwellen-Splitting an Stationen des GRSN beobachtet werden kann, abhängig von der Abstrahlcharakteristik ist aber oft eine höhere Magnitude notwendig. Von 6.230 Beben Zeitraum zwischen 1979 und 2009 weisen nur 240 eine beobachtbare SKS-Phase auf (Tabelle A.2 im Anhang auf Seite 245). Ein-

sätze sehr starker Erdbeben ($m_b > 8$) eignen sich auf Grund des ausgedehnten Bruchvorganges tendenziell schlechter für eine Untersuchung.

Das theoretische Maximum für sämtliche Beben-Stations-Kombinationen liegt bei 4.790. Jedoch konnte nicht immer bei allen Stationen eine Berechnung der Splittingparameter durchgeführt werden. Neben unterschiedlichem Rauschniveau, den Einflüssen der regionalen Geologie wurde dies u.a. auch durch Einschränkungen in der Verfügbarkeit der Daten in dem betreffenden Zeitraum verursacht.

Damit verbleiben schlussendlich noch 3.236 verfügbare Aufzeichnungen, bei denen die Richtung der schnellen Achse und Verzögerungszeit bestimmt bzw. die als Null-Messung klassifiziert werden konnten. Nach einem anschließenden automatischen Selektionsvorgang hinsichtlich Signal-Rausch-Verhältnis und Stabilität der ermittelten Parameter stehen noch 777 Datensätze hoher Qualität zur Interpretation zur Verfügung.

In Abbildung 3.5 ist die Häufigkeitsverteilung des Backazimutes der Datensätze für alle Einsätze hoher Qualität an den Stationen des GRSN für alle betrachteten Periodenbereiche dargestellt. Erkennbar ist eindeutig die Fokussierung auf die beiden Hauptbebenrichtungen mit großem Anteil aus Richtung der Anden. Im Anhang auf Seite 297 ist zusätzlich ein kartesisches Histogramm enthalten.

Im anschließenden Kapitel folgen die Darlegungen zur Methodik für die Analyse der Wellenformen. Besonderes Augenmerk wird auf den Einsatz einer Vielzahl technischer Hilfsmittel gelegt, um die große Anzahl der Daten reproduzierbar und mit akzeptablem Zeitaufwand verarbeiten zu können.

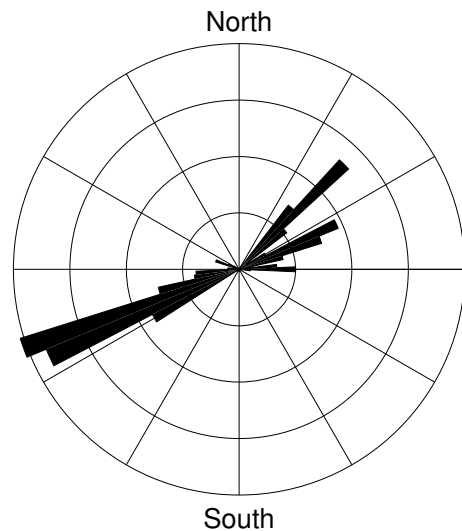


Abbildung 3.5.: Histogramm der Einfallsrichtungen (siehe Text).

4. Technik

Um eine große Anzahl von SKS-Splitting-Analysen mit einem akzeptablen Arbeitsaufwand durchführen zu können, wurde eine Vielzahl technischer Hilfsmittel verwendet bzw. entwickelt. Dazu zählt sowohl die Nutzung der Dateninfrastruktur des Seismologischen Zentralobservatoriums (SZO) als auch der Einsatz parallelisierter Rechnerstrukturen (siehe Abschnitt 4.5) und die Verwendung bestehender Softwarepakete.

Auf Grund des großen Umfanges der zu untersuchenden Daten (infolge der langen Registrierungsdauer und großer Stationsanzahl) wurde eine umfassende Strategie entwickelt, um eine optimale Auswertung zu erreichen. Neben der Zeitersparnis bei der Routineauswertung profitiert man durch eine absolute Reproduzierbarkeit der Auswertung, definierte Bewertungskriterien und eine einfache Erweiterbarkeit der Analyse mit z.B. weiteren Filtern.

Im Programmpaket ADORE werden die für eine Bestimmung von Splittingparametern notwendigen Prozessschritte zusammengefasst: von der Selektion passender Beben, dem Zugriff und der Bearbeitung seismologischer Daten, der Inversionsberechnung bis hin zur qualitativen Klassifizierung der Ergebnisse. Diese eng verzahnten Teilbereiche werden dabei vollständig automatisiert bearbeitet.

4.1. Verwendete Software

Neben der Inversionsroutine (Rümpker & Silver, 1998) ist sämtliche in der vorliegenden Arbeit verwendete Software frei verfügbar. Diesem *open source*-Gedanken liegt die Idee zugrunde, jedermann einen freien Zugang zu Programmen zu ermöglichen, diese entsprechend eigenen Anforderungen zu verändern und diese Änderungen ggfs. wieder zurückfließen zu lassen. Es müssen keinerlei Lizenzen für den Betrieb beschafft, keine Rechteinhaber kontaktiert werden.

Zum Einsatz kommen folgende Softwarepakete:

- Relationales Datenbanksystem: PostgreSQL <http://www.postgresql.org/>,
- Programmiersprache: python <http://www.python.org/>,
- Visualisierung Metadaten: Django <http://www.djangoproject.org/>,
- Visualisierung Ergebnisse: matplotlib <http://matplotlib.sourceforge.net/> und PyX <http://pyx.sourceforge.net/>,

4. Technik

- Visualisierung Karten: Generic Mapping Tools <http://gmt.soest.hawaii.edu/>,
- verteiltes Rechnen: Twisted <http://www.twistedmatrix.org/>,
- Seismologische Routinen: Seismic Handler <http://www.seismic-handler.org/>.

Als Betriebssystem-Plattform kann ein beliebiges Linux-System dienen, ein Teil der o.g. Software kann auch unter anderen Betriebssysteme verwendet werden (z.B. Windows, MacOS).

Die entwickelte Software ist ebenfalls frei unter der Adresse <http://adore.marcus-walther.de/> verfügbar, als Lizenz wurde die GNU Public License in der Version 3 gewählt (GPLv3).

Als Programmiersprache kommt *python* zum Einsatz, welche in Kombination mit numerischen Routinen in Fortran eine sehr effiziente Datenverarbeitung ermöglicht. Für einen tieferen Einblick sind in diesem Kapitel einige Quellcode-Fragmente abgedruckt.

4.2. Strategie

Um eine umfangreiche Analyse der vorhandenen Daten durchführen zu können, lässt sich eine Methodik mit drei großen Teilbereichen entwerfen:

1. Auswahl der passenden Erdbeben,
2. Berechnung der Splittingparameter (siehe Kapitel 4.4),
3. Bewertung der Ergebnisse.

Durch den Einsatz technischer Hilfsmittel kann die Abarbeitung der formalisierten Teilaufgaben für den Bearbeiter erheblich vereinfacht werden. Darunter zählen sowohl die Auswahl passender Beben als auch die weitere Datenverarbeitung zur Bestimmung der Splittingparameter. In Darstellung 4.1 auf der folgenden Seite ist ein Ablaufschema zur Illustration der Arbeiten abgebildet.

Zunächst müssen aus der Vielzahl von Erdbeben mit einem potentiellen SKS-Einsatz - aufgrund von Magnitude und Ort des Epizentrums - diejenigen ausgewählt werden, zu welchen tatsächlich ein derartiger Phaseneinsatz an den Stationen des GRSN registriert werden konnte. Zur Identifikation dieser Ereignisse wird die Frequenz-Wellenzahl-Analyse eingesetzt (siehe Kapitel 4.3). Als Basis dient die Energie auf der radialen Komponente.

Um einen Einfluss anderer Phasen (wie z.B. S und ScS) und deren Coda auszuschließen, die eine korrekte Analyse der Splittingparameter verhindern, muss der Datensatz automatisch um weitere Beben reduziert werden. Liegt eine „konkurrierende“ Phase zeitlich nah an der Einsatzzeit der SKS-Phase, so wird das Beben verworfen. Die dazu notwendigen theoretischen Laufzeitkurven werden aus dem IASP91-Erdmodell berechnet (Kennett & Engdahl, 1991).

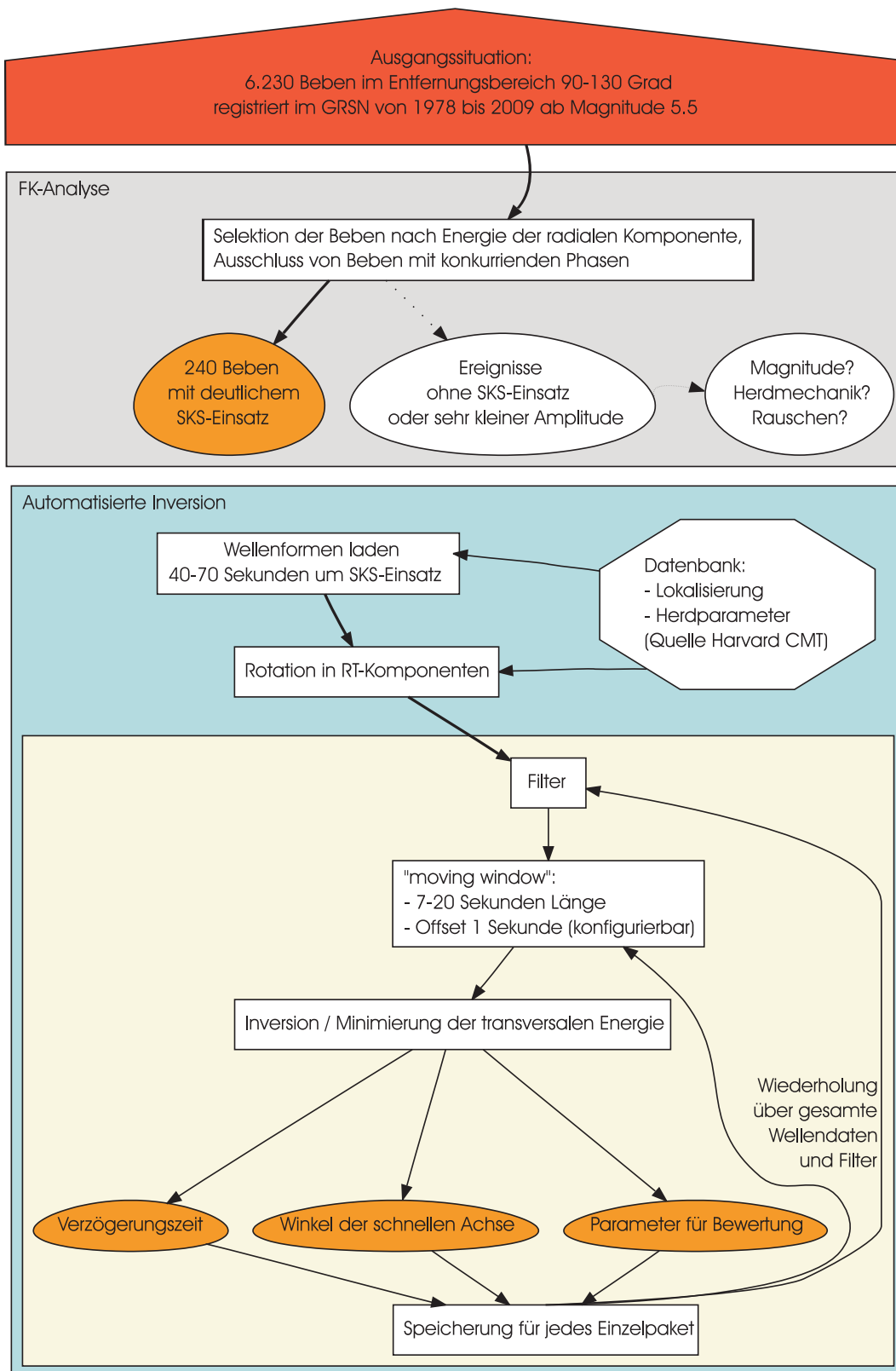


Abbildung 4.1.: Ablaufschema Preprocessing und Datenverarbeitung in ADORE (siehe Text).

4. Technik

Es zeigt sich, dass nur für eine sehr kleine Untermenge der Beben (knapp 4 Prozent) eine SKS-Phase im GRSN aufgezeichnet werden konnte. Die übrigen Ereignisse weisen somit einen Bruchvorgang auf, bei dem in Empfängerrichtung nur ungenügend Scherwellen-Energie abgestrahlt wurde. Sofern ein SKS-Einsatz überhaupt vorhanden ist, so wird dieser durch das Rauschen an den Seismometer-Standorten maskiert.

Die Wellenformdaten der nun vorliegenden Liste von Erdbeben werden anschließend auf Scherwellensplitting untersucht. Bis zu diesem Zeitpunkt ist nur bekannt, dass auf der radialen Seismometer-Komponente ein SKS-Einsatz vorhanden ist.

Dazu werden die in Einfallsrichtung (RT-System) rotierten Spuren mit einer maximalen Länge von 70 Sekunden geladen und in definierbaren Periodenbereichen gefiltert. Durch die Anwendung eines gleitenden Fensters mit variabler Länge und einer Schrittweite von einer Sekunde werden in einer Programmschleife die Wellenformdaten ausgeschnitten. Für jedes dieser Fenster wird die Inversion nach den Splittingparametern durchgeführt (siehe Kapitel 4.4). Dieser *Brute-Force-Ansatz* gewährleistet die Abdeckung des kompletten Wellenzuges (allerdings mit dem Nachteil eines hohen Rechenaufwandes).

Unabhängig davon, ob der SKS-Phaseneinsatz im jeweils gewählten Datenfenster liegt, erhält man aus der Inversion (siehe Kapitel 4.4) eine Berechnung der *schnellen Achse* Φ , der *Verzögerungszeit* δt und zusätzliche Parameter zur Bewertung des Inversionsresultates (wie z.B. Grad der Linearisierung der transversalen Komponente).

Diese Parameter erlauben es anschließend, diejenigen Datenfenster zu isolieren, welche tatsächlich den SKS-Phaseneinsatz enthalten und auch komplett abdecken (siehe Kapitel 4.5.3). Von maßgeblichem Einfluss sind dabei der Grad der Linearisierung und die erzielte Energie-reduktion auf der transversalen Komponente (Abbildung 4.2). Da diese Ergebnisse für viele verschiedene aufeinanderfolgende und teilweise überlappende Datenfenster vorliegen, können stabile Abschnitte des Wellenzuges mit den gesuchten Eigenschaften bestimmt werden. Schlussendlich wird daraus das optimale Datenfenster ausgewählt. Im weiteren Verlauf werden nur die Inversionsresultate dieses Fensters zur Interpretation herangezogen.

4.3. FK-Analyse

4.3.1. Motivation

Im Entfernungsbereich zwischen 85 und 130 Grad kommt es jährlich zu vielen Erdbeben der Magnitude 5 oder größer. Nur wenige dieser Ereignisse weisen tatsächlich eine signifikante SKS-Phase an Stationen des GRSN auf (siehe Tabelle 4.1, Seite 42). Ausschlaggebend dafür ist vor allem der Bruchvorgang im Herd und dabei die Abstrahlung der S_V -Welle in Richtung der Seismometerstandorte in Deutschland (siehe Abbildung 4.3). Ist der S_V -Abstrahlkoeffizient

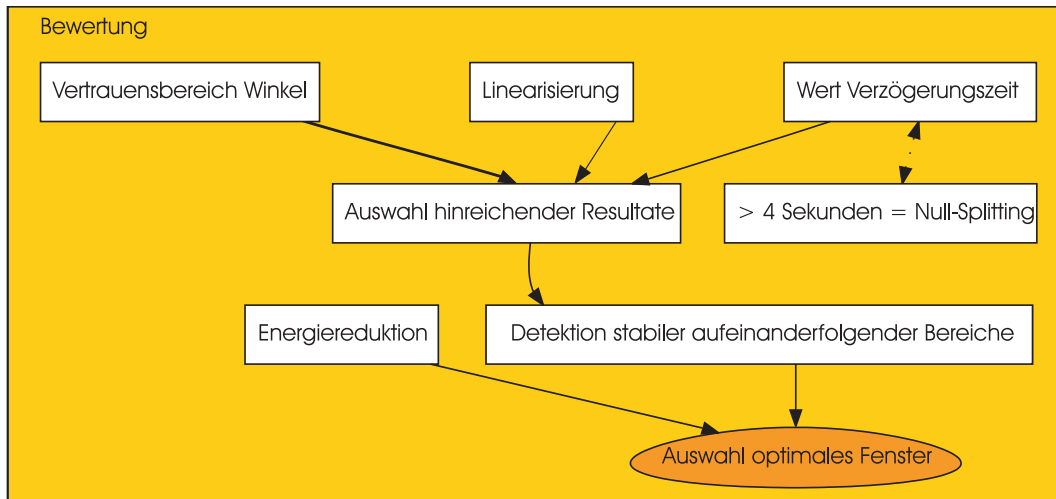


Abbildung 4.2.: Struktur zur Bewertung der Inversionsergebnisse

für die SKS-Phase klein, besitzt die Phase nicht genügend Energie, um sich aus dem Rauschen herauszuheben. Für eine Einzelstation lässt sich aus dem Strahlparameter, dem Azimut ϕ und den Herdparametern Dip δ , Slip λ und Strike θ (Aki & Richards, 1980, Kapitel 4.5) ein Abstrahlkoeffizient des S_V -Energieanteils berechnen (Zeile 4.3), welcher in Empfängerrichtung emittiert wird:

(4.1)

$$R_P = s_R(3 \cos^2 i - 1) - q_R \sin(2i) - p_R \sin^2 i$$

(4.2)

$$R_{S_H} = -q_L \cos i - p_L \sin i$$

(4.3)

$$R_{S_V} = 1.5s_R \sin(2i) + q_R \cos(2i) + 0.5p_R \sin(2i)$$

mit

$$i = \arcsin\left(\frac{sv}{r}\right)$$

$$s_R = \sin \lambda \sin \delta \cos \delta$$

$$q_R = \sin \lambda \cos 2\delta \sin(\text{strike} - \phi) + \cos \lambda \cos \delta \cos(\theta - \phi)$$

$$p_R = \cos \lambda \sin \delta \sin(2 * (\theta - \phi)) - \sin \lambda \sin \delta \cos \delta \cos(2 * (\theta - \phi))$$

$$p_L = \sin \lambda \sin \delta \cos \delta \sin(2 * (\theta - \phi)) + \cos \lambda \sin \delta \cos(2 * (\theta - \phi))$$

$$q_L = -\cos \lambda \cos \delta \sin(\theta - \phi) + \sin \lambda \cos(2\delta) \cos(\theta - \phi)$$

4. Technik

Für jeden Wellentyp (P , S_V und S_V) kann ein spezifischer Koeffizient ermittelt werden. Um eine SKS-Phase beobachten zu können, ist die Abstrahlung von S_V -Wellen notwendig, da nur diese in den flüssigen Bereich des Erdkerns eindringen und dort in eine Kompressionswelle konvertiert werden.

Der Abstrahlkoeffizient R_{S_V} kann Werte zwischen -1 und 1 annehmen. Je größer der Absolutwert, desto größer ist der in Richtung der Station emittierte S_V -Energieanteil. Erfahrungen zeigen, dass ab einem Wert von 0.6 mit einem beobachtbaren SKS-Einsatz gerechnet werden kann.

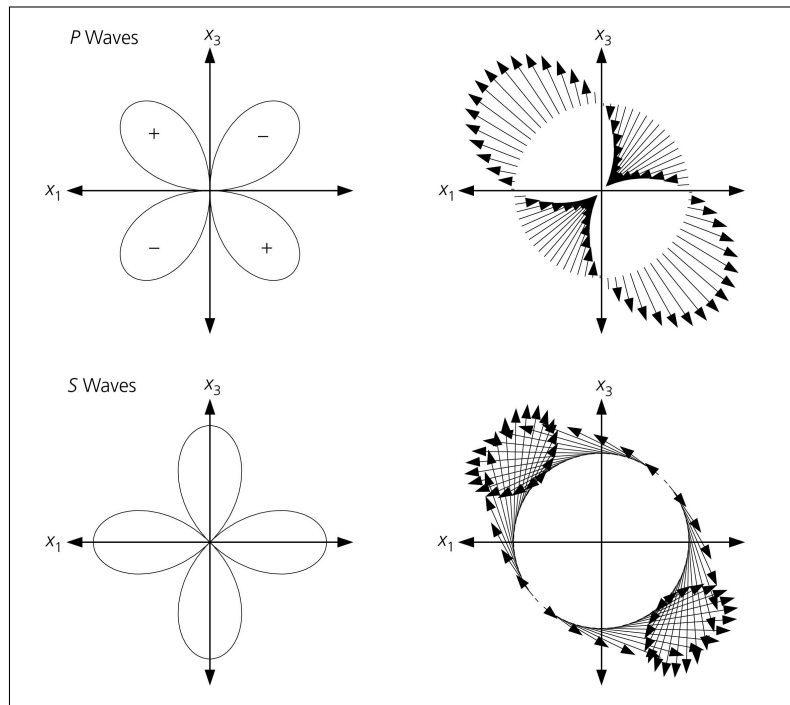


Abbildung 4.3.: Abstrahlungsmuster von P- und S-Wellen eines isotropen Scherbruchs in zwei-dimensionaler Darstellung für Amplitude (links) und Richtung (rechts) (nach Stein & Wysession, 2002).

Als weiteres Kriterium für einen energiereichen SKS-Einsatz dient die Stärke des Bebens: Durch die zweifache Konvertierung an der Kernmantel-Grenze hängt das Vorhandensein radialer Phasenanteile stark von der Magnitude des Bebens ab. Unterhalb einer Bebenstärke von 5.5 sind praktisch keine SKS-Einsätze oberhalb des Rauschniveaus auf der radialen Komponente zu beobachten.

Eine manuelle Durchsicht aller Ereignisse ist nur sehr schwer mit konstanter Qualität möglich und würde einen sehr hohen Zeitaufwand erfordern. Die Verwendung des o.g. Abstrahlkoeffizienten als Auswahlkriterium führt bereits zu einer starken Reduzierung der möglichen Ereignisse. Eine weitere Möglichkeit ist der Einsatz automatischer Picker (siehe Teanby et al., 2004).

Eine deutlich bessere Methode zur Detektion eines Phaseneinsatzes bietet sich bei Vorhandensein eines regionalen seismologischen Netzwerkes an. Ausgewählte Stationen werden als Array genutzt und die Phaseneinsätze aus den Registrierungen bestimmt. Durch die Anwendung einer Frequenz-Wellenzahl-Analyse im Regionalnetz ist eine Identifikation der SKS-Phasen direkt an den Empfängern möglich. Diese Analyse der Wellenformen wird am SZO routinemäßig automatisch durchgeführt und steht ebenfalls online zur Verfügung (Stammler, 2009). Dabei werden die Stationen BFO, CLL, WET, TNS, MOX, BSEG, BRG, und FUR (siehe Abbildung 3.3) für eine Analyse genutzt. Die Auswahl der Stationen wurde so getroffen, dass eine ausreichende regionale Abdeckung erzielt wird und damit die ermittelten Ergebnisse als gültig für alle Stationen in Deutschland angesehen werden können. Auch wenn einige Stationen zu einem bestimmten Zeitpunkt keine Daten liefern, ist eine FK-Analyse möglich, sofern noch mindestens fünf Stationen verwendet werden können.

Durch diesen Ansatz ist man in der Lage, Beben im SKS-Entfernungsbereich (90 bis 130 Grad) auf das tatsächliche Auftreten einer registrierbaren SKS-Phase zu untersuchen. Die Anzahl der weiter zu analysierenden Datensätze wird erheblich reduziert (siehe Tabelle 4.1 auf Seite 42).

Die Anwendung einer FK-Analyse zur Identifikation eines SKS-Einsatzes ist zu bevorzugen, da diese mit tatsächlich vorliegenden Wellenformen arbeitet.

4.3.2. Theorie

Eine ebene Welle lässt sich durch Slowness und Azimut eindeutig beschreiben. Um diese für eine Array-Registrierung zu bestimmen, berechnet man für verschiedene Kombinationen dieser Parameter für jede Arraystation eine Laufzeitkorrektur und die Summenspur der Aufzeichnung.

Diejenige Kombination, welche zu einer Maximierung der Phasenamplitude in der Summenspur aller Arraykomponenten führt, entspricht den Werten, mit denen die Wellenfront das Array erreicht. Die Berechnung der Laufzeitkorrekturen ist im Zeitbereich sehr aufwendig und wird daher meist im Frequenzbereich ausgeführt (Capon, 1969).

Dabei entspricht eine Phasenverschiebung im Frequenzbereich einer zeitlichen Verschiebung im Zeitbereich. Liegen die Signale der einzelnen Seismometer-Registrierungen in Phase, so ist die Energieaufnahme des Arrays maximal (Harjes & Henger, 1973). Zur Berechnung wird ein Zeitfenster von wenigen Sekunden Länge gewählt, welches die zu untersuchende Phase enthält. Die Energieaufnahme des Array wird als Funktion von Slowness und Backazimut berechnet und in Polarkoordinaten in einem sogenannten FK-Diagramm dargestellt (siehe Abbildung 4.11 auf Seite 47).

Die FK-Darstellung beruht auf der Projektion einer gedachten Halbkugel unterhalb des Array auf die Oberfläche (Abbildung 4.4). Jedem Punkt, in welchem eine einfallende Welle die Halb-

4. Technik

kugel durchstößt, kann ein Wertepaar im Backazimut-Slowness-Raum zugeordnet werden. Der Abstand vom Zentrum entspricht dabei der Slowness, der Winkel dem Backazimut (relativ zu Nord).

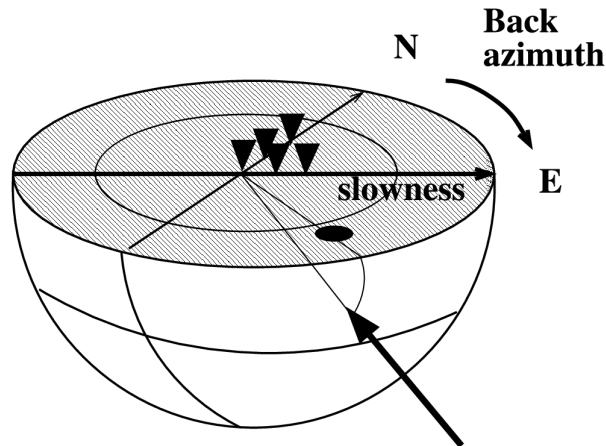


Abbildung 4.4.: Prinzip der FK-Projektion (aus Rost & Thomas, 2002).

In dieser Arbeit wird das Programmpaket von *NORSAR* (Norwegian Seismic Array) verwendet (siehe Fyen, 1989 und Schweitzer et al., 2002). Für jeden bearbeiteten Zeitschnitt werden fünf Werte ermittelt (siehe auch Abbildung 4.5 auf der folgenden Seite):

1. P_r - *relative power*: Maß für die Ähnlichkeit (semblance) der Einzelspuren innerhalb der gesamten Array-Aufzeichnung. Dieser Wert wird normiert ausgegeben und nimmt somit Werte zwischen Null und Eins an.
2. P_a - *absolute power*: Maß für die Amplitude auf der Summenspur, entspricht damit einem Energiemaß.
3. u - *slowness* und
4. A - *backazimuth*: Ermitteltes Wertepaar im F-K-Raum.
5. Q - *quality*: Dieser Wert spiegelt die Eindeutigkeit und Schärfe des Maximums wider, d.h. bei Abwesenheit weiterer Maxima im F-K-Raum verstärkt sich dieses Merkmal. Dabei werden sowohl der Abstand vom globalen Maximum als auch die Höhe der Nebenmaxima berücksichtigt.

Für die bearbeiteten Daten sind Lokalisierungen für die Beben aus dem Harvard-Katalog bereits vorhanden, so dass man die theoretische Einsatzzeit für die SKS-Phase leicht berechnen kann. Durch einen Vergleich von theoretischer Ankunftszeit mit den Energiemaxima der FK-Analyse lässt sich abschätzen, ob ein Phaseneinsatz oberhalb des Rauschniveaus aufgezeichnet wurde. Die Bewertung des ermittelten Backazimutes erfolgt nicht über den Wert selbst, sondern

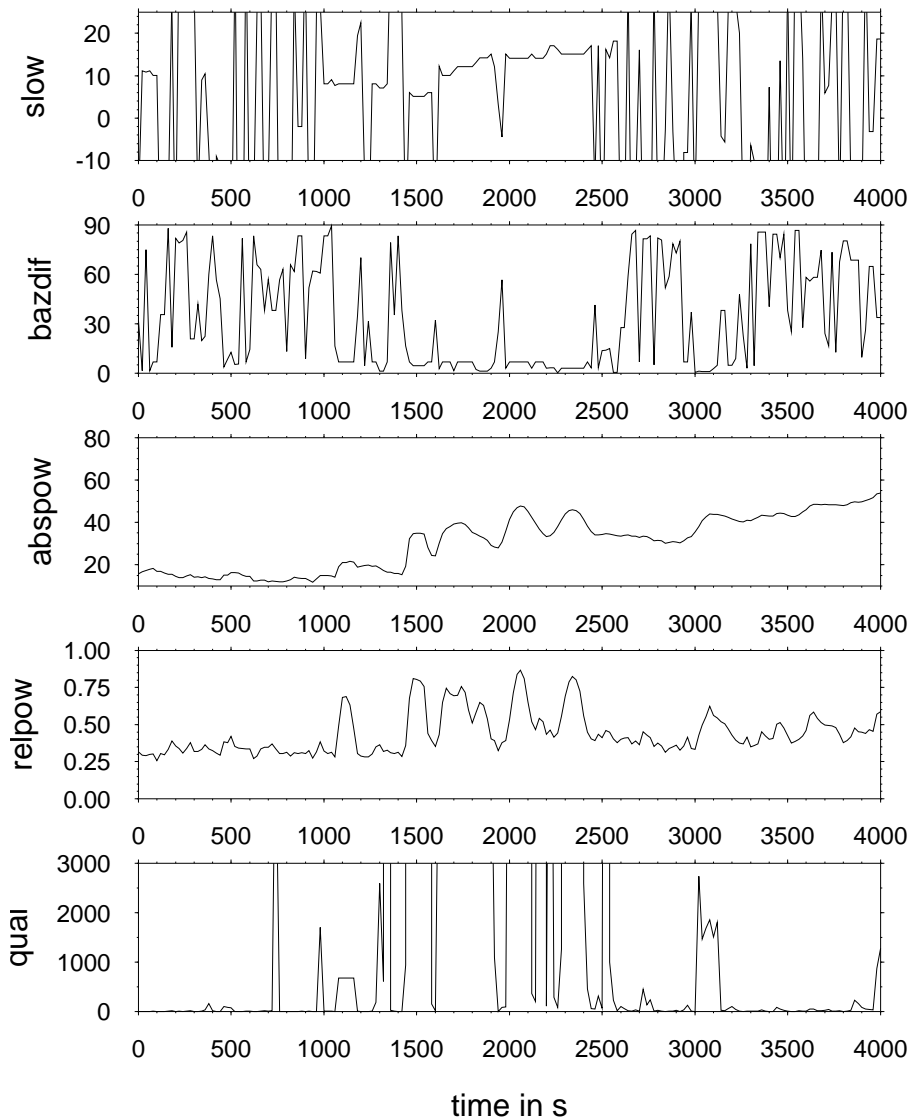


Abbildung 4.5.: Darstellung der Kriterien für die Identifikation eines Phaseneinsatzes aus der FK-Analyse. Für große Beben werden 4.000 Sekunden Wellenformdaten ab der Herdzeit analysiert. Die Auswertung umfasst die Parameter Slowness und Backazimut, sowie Kennwerte zur Beurteilung von möglichen Phaseneinsätzen: *absolute power* (Maß für den Energiegehalt auf der Summenspur), *relative power* (Maß für die Ähnlichkeit der Einzelspuren) und *quality* (Maß für die Eindeutigkeit und Schärfe des Maximums).

4. Technik

es wird die Abweichung von der theoretischen Berechnung für das bekannte Hypozentrum genutzt.

Die Koeffizienten der Bewertungsfunktion (Gleichung 4.4) wurden von Klaus Stammler während seiner Tätigkeit am SZO empirisch ermittelt. Je nach Charakteristik der zu detektierenden Phase werden angepasste Parameter verwendet, um eine optimale Detektionsleistung zu erzielen.

$$(4.4) \quad E = m_q Q + m_r P_r + m_a P_a + m_{qr} Q P_r + m_{qa} Q P_a \\ + m_{ra} P_r P_a + m_{gra} Q P_r P_a$$

Mit den Koeffizienten $m_q = 0.005$, $m_r = 3.0$, $m_a = 0.3$, $m_{qr} = 0.0$, $m_{qa} = 0.0$, $m_{ra} = 1.0$ und $m_{gra} = 0.0$. Diese dienen der Detektion langperiodischer Phasen entsprechend der Charakteristik von SKS-Phasen. Wie man erkennen kann, verschwinden spätere Glieder mit einem $m_{q\dots}$ Faktor. Die Gleichung 4.4 reduziert sich somit zu

$$(4.5) \quad E = m_q Q + m_r P_r + m_a P_a + m_{ra} P_r P_a$$

Eine möglicher Phaseneinsatz gilt als detektiert, sofern folgende Kriterien erfüllt sind (b_{theo} : theoretischer Backazimut, b : aus den Daten ermittelter Backazimut, u : Slowness):

$$(4.6) \quad E \geq E_{min}$$

$$(4.7) \quad b - b_{theo} \leq b_{diff}$$

$$(4.8) \quad u_{min} \leq u \leq u_{max}$$

Als Eingabeparameter wurden die nachfolgenden Werte eingesetzt (u_{theo} : theoretische Slowness):

$$E_{min} = 30.0$$

$$b_{diff} = 10.0$$

$$u_{min} = u_{theo} - 1$$

$$u_{max} = u_{theo} + 1$$

Die Bewertungsfunktion für ein ausgewähltes Ereignis ist in Abbildung 4.6 dargestellt. Mögliche Phaseneinsätze sind durch lokale Maxima gekennzeichnet. Anschließend werden diese mit der theoretischen Ankunftszeit der gesuchten Phase verglichen. Da der Wertebereich für die Slowness bereits überprüft wurde, werden so letztmalig fehlerhafte Einsatzzeiten verworfen. Für die weitere Analyse verbleiben somit nur Phasen, welche in Laufzeit und Auftauchwinkel mit der SKS-Phase übereinstimmen.

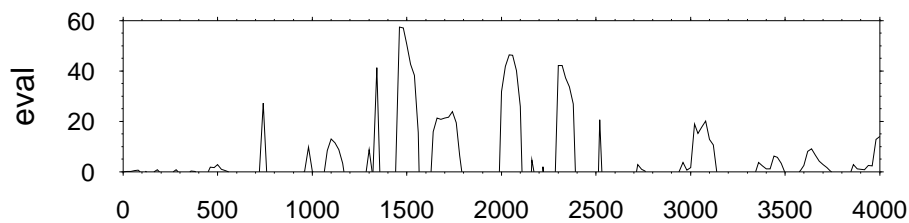


Abbildung 4.6.: Bewertungsfunktion einer FK-Analyse eines beispielhaften Bebens (siehe Gleichung 4.4 und Abbildung 4.5 auf Seite 39).

Der Aufwand, geeignete Ereignisse zu identifizieren, reduziert sich hiermit um einen Faktor von drei bis 14 (siehe Tabelle 4.1 auf Seite 42).

Aus dem Datensatz wurden nun diejenigen Beben entnommen, bei denen die SKS-Phase energiereich auftritt oder aber eine in zeitlicher Nähe zum SKS-Einsatz konkurrierende Phase eine positive Detektion hervorgerufen hat. Vorwiegend handelt es sich dabei um S-Phasen im Entfernungsbereich um 90 Grad oder ScS-Einsätze.

Bei Störung einer vorhandenen SKS-Phase kann keine repräsentative Inversion berechnet werden. Die Entfernung solcher Ereignisse verringert die Anzahl der zu bearbeitenden Beben weiter. Dies wird durch einen Vergleich der theoretischen Ankunftszeiten von SKS und potentieller Störphasen erzielt. Liegen diese Zeiten zu nah beieinander, wird das Ereignis nicht verwendet.

Insgesamt reduziert sich die Anzahl der zu analysierenden Beben um mehr als 95%. Ein manueller Eingriff ist dabei nicht notwendig. Der Datensatz wurde durch die Programmlogik eher zu stark als zu schwach reduziert. Als Folge kann eine Störung durch Coda oder Vorläufereinsätze benachbarter Phasen ausgeschlossen werden.

4. Technik

Jahr	Anzahl Beben	Ergebnis FK	nach Kontrolle
1979	192	n/a	3
1980	130	n/a	1
1981	120	n/a	1
1982	143	n/a	3
1983	217	n/a	2
1984	170	n/a	3
1985	187	n/a	3
1986	155	n/a	1
1987	208	n/a	4
1988	174	n/a	2
1989	139	n/a	3
1990	192	n/a	3
1991	167	n/a	4
1992	213	n/a	4
1993	193	n/a	12
1994	212	19	5
1995	259	12	6
1996	273	46	9
1997	188	40	14
1998	177	31	11
1999	184	27	6
2000	278	36	16
2001	231	32	14
2002	193	24	8
2003	213	10	3
2004	200	16	3
2005	238	29	9
2006	218	22	7
2007	325	43	35
2008	196	28	24
2009	222	33	21
Summe	6.230	(448)	240

Tabelle 4.1.: Anzahl der Erdbeben pro Jahr im SKS-Entfernungsbereich mit Magnitude größer 5.5. In den Jahren 1979 bis 1993 konnte noch keine FK-Analyse durchgeführt werden, da die Zahl der zur Verfügung stehenden Stationen für die notwendigen Berechnungen noch nicht ausreichte. Somit wurde die Ereignisliste von Brechner et al. (1998) für diese Zeiträume ersatzweise verwendet. Die „Anzahl der Beben“ beruht auf dem Katalog des National Earthquake Information Center (NEIC).

4.3.3. Anwendung

Exemplarisch soll hier eine Anwendung der FK-Analyse dargestellt werden. Als Beispiel dient ein Beben vom 27. Juli 2007 in Bolivien (Herdzeit 11:41:27, $m_b = 5.9$).

Für eine eindeutige Kennzeichnung der Beben wird in dieser Arbeit der Harvard-Katalog verwendet, für dieses Beben lautet die ID *C072703D*. Durch die Verwendung eines frei zugänglichen Kataloges wird eine Nachvollziehbarkeit der Arbeiten gewährleistet. Weiterhin sind im Katalog Informationen über den Bruchvorgang enthalten (siehe auch Kapitel 4.2).

Der Herd für Harvard-ID C072703D ist zwischen 95 und 98 Grad von den Stationen in Deutschland entfernt. Bei einer Herdtiefe von 345.1 km bedeutet das eine Laufzeit von knapp 23 Minuten für die SKS Phase.

Für dieses Beben ist eine Lokalisierung aus internationalen Katalogen vorhanden. Somit können die Spuren in Einfallsrichtung rotiert werden (ZRT-System). Zur Detektion eines SKS-Einsatzes ist die radiale Komponente von Interesse. Weiterhin können aus den bekannten Herdparametern die theoretischen Einsatzzeiten berechnet und für die Analyse bzw. Darstellung der Daten genutzt werden (siehe Abbildung 4.7).

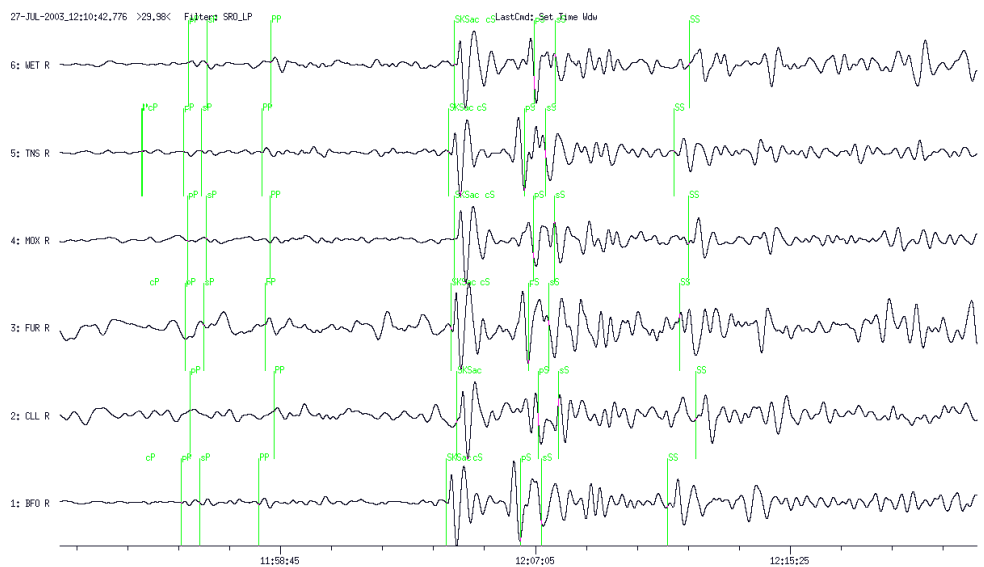


Abbildung 4.7.: Registrierungen der radialen Komponente durch die Stationen BFO, MOX, CLL, FUR, TNS und WET für das Beben C072703D, gefiltert mit SRO-LP. Klar zu erkennen ist der SKS-Einsatz auf den horizontalen Komponenten. Grün markiert sind theoretische Ankunftszeiten verschiedener Phasen.

Für die automatische Detektion der SKS-Phase werden die Wellendaten mit dem Filter *SRO-LP* (Simulationsfilter für ein langperiodisches Instrument) bearbeitet, um in der Breitbandaufzeichnung niederfrequente Einsätze zu betonen. Für die Detektion weiterer Phasen werden

4. Technik

ebenfalls angepasste Filter eingesetzt: Zum Beispiel für die P-Phase das Filter *WWWSN-SP* (ein Simulationsfilter für ein historisches kurzperiodisches Instrument) auf der vertikalen Komponente.

Gut zu erkennen ist der Einsatz der SKS-Phase, welche sich klar auf der radialen Komponente abbildet. Weiterhin sind Einsätze von Tiefenphasen zu beobachten, welche einige Minuten hinter dem SKS-Einsatz liegen. Ein Einsatz der Phasen S und ScS ist kaum auszumachen bzw. nicht vorhanden. Die theoretischen Einsatzzeiten für diese Phasen liegen knapp 47 Sekunden nach dem SKS-Einsatz. Damit ist eine Störung der SKS-Wellenform ausgeschlossen - im Gegensatz zu naher bzw. früherer Einsatzzeit der „konkurrierenden“ Phasen. Die Wellenzüge - sofern vorhanden - werden durch die Anwendung eines spezialisierten Filters ebenfalls besser getrennt (siehe Abbildungen 4.8 und 4.9). Zur Analyse der Splittingparameter werden Bandpass-Filter im Bereich von zwei bis 50 Sekunden verwendet (siehe auch Abschnitt 4.4). Diese Filter akzentuieren den Frequenzbereich der Kernphase SKS und ermöglichen die weitere Bearbeitung.

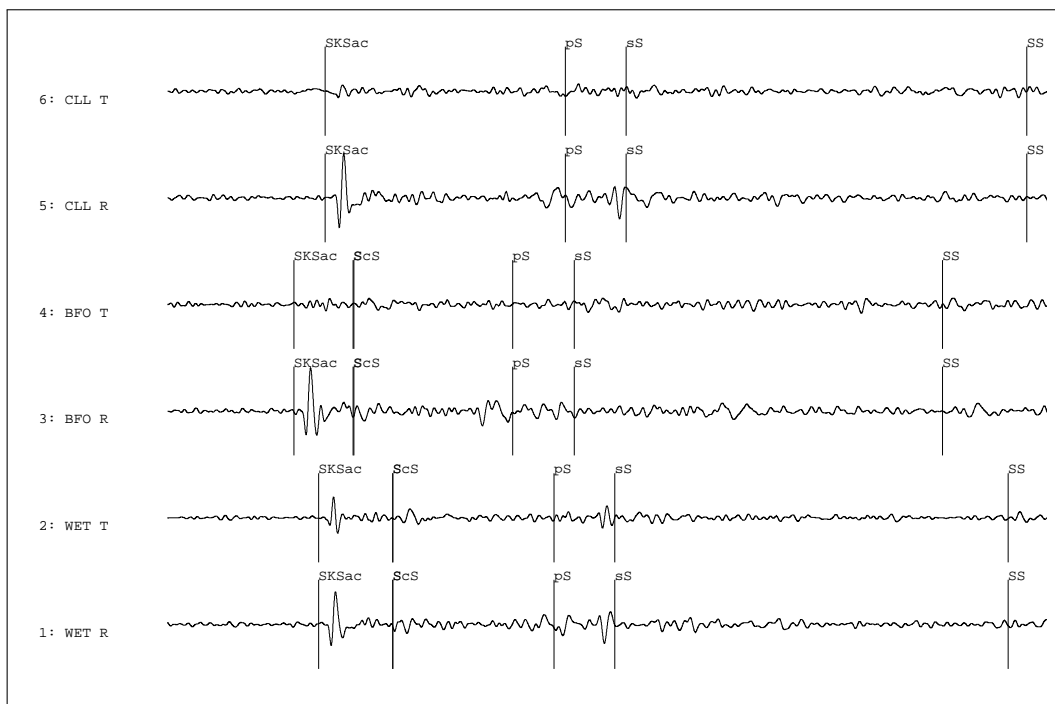


Abbildung 4.8.: Aufzeichnung der Stationen WET, CLL und BFO für das Ereignis C072703D, gefiltert mit einem Bandpass zwischen 5 und 30 Sekunden. Gezeigt werden die Ankunftszeiten der SKS-Phase und benachbarter Phasen.

Um einen Phaseneinsatz zu erkennen, werden die Daten des Arrays abschnittsweise mit dem FK-Detektor bearbeitet. Auch hier ist die verwendete Fensterlänge abhängig vom betrachteten Phasentyp (kurzperiodische Phasen mit kürzerem Fenster als langperiodische Phasen). Abbildung 4.10 zeigt exemplarisch ein 125 Sekunden langes Fenster mit dem SKS-Einsatz. Kann

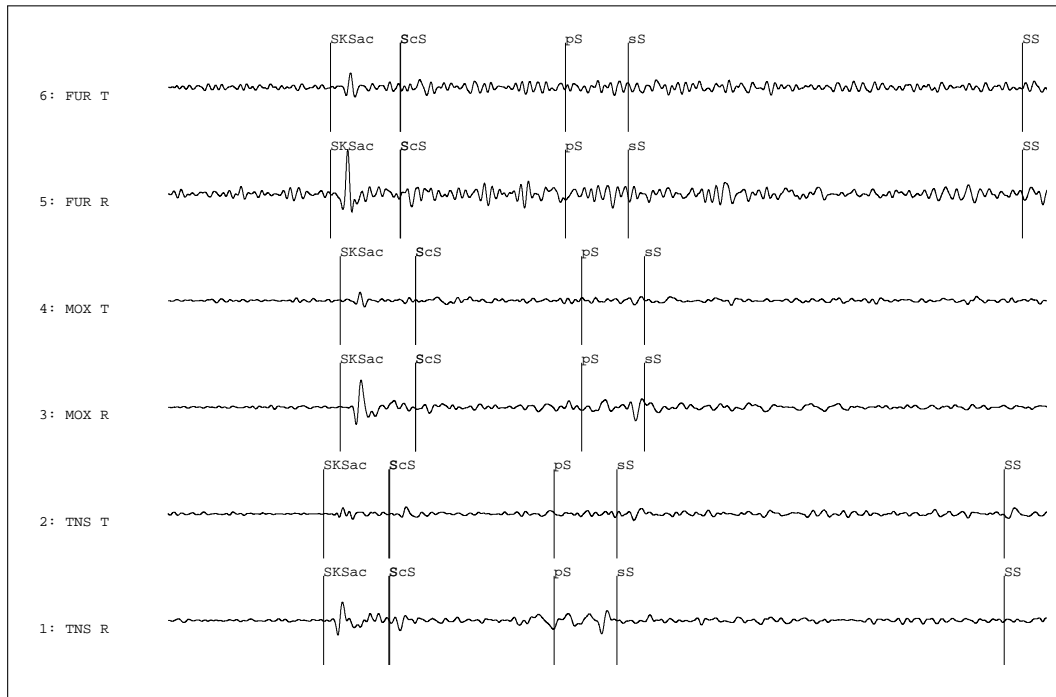


Abbildung 4.9.: Aufzeichnung der Stationen FUR, TNS und MOX für das Ereignis C072703D, gefiltert mit einem Bandpass zwischen 5 und 30 Sekunden. Gezeigt werden die Ankunftszeiten der SKS-Phase und benachbarter Phasen. Gut zu erkennen ist der SKS-Einsatz auf radialer und transversaler Komponente.

4. Technik

kohärente Energie detektiert werden, so kann aus der Geometrie des verwendeten Arrays ein Maximum im Phasenraum berechnet werden. Dieser Punkt kann durch Slowness und Backazimut beschrieben werden und ist im Zeitbereich bekannt.

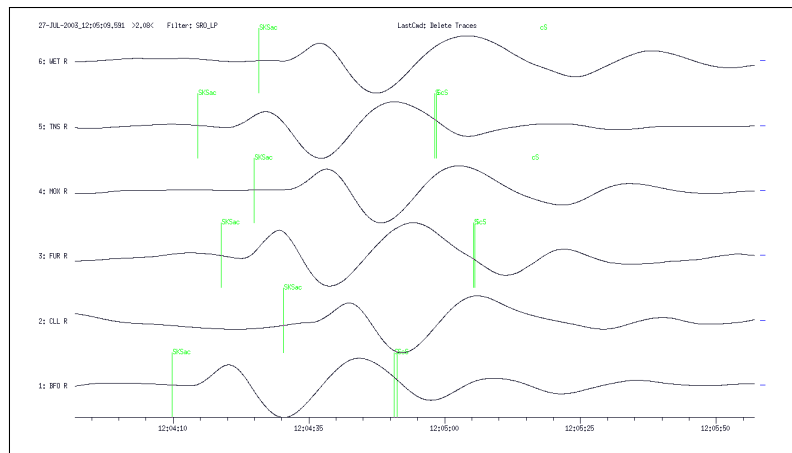


Abbildung 4.10.: Vergrößertes Datenfenster als Quelle für einen Schritt der FK-Analyse, Aufzeichnungen der Stationen BFO, CLL, FUR, MOX, TNS und WET für das Ereignis C072703D.

Der hier ermittelte Wert für den Backazimut von 239 Grad und für die Slowness von $5.6 \frac{s}{s}$ liegt nahe bei den theoretischen Werten (Backazimut 246 Grad, Slowness $5.2 \frac{s}{s}$). In Abbildung 4.11 ist in Polarkoordinaten der Phasenraum dargestellt. Die Slowness wird dabei durch den Abstand vom Zentrum (Radialkoordinate), der Backazimut durch die Winkelkoordinate repräsentiert. Die Farbskala reicht von Blau (keine kohärente Energie) bis Gelb (starke Kohärenz).

Durch einen Vergleich der zeitlichen Abfolge der Maxima der Bewertungsfunktion (siehe vorangegangener Abschnitt und Abbildung 4.6 auf Seite 41) mit der theoretischen Einsatzzeit für die SKS-Phase des zugrundeliegenden Bebens kann automatisch entschieden werden, ob ein SKS-Phaseneinsatz vorliegt.

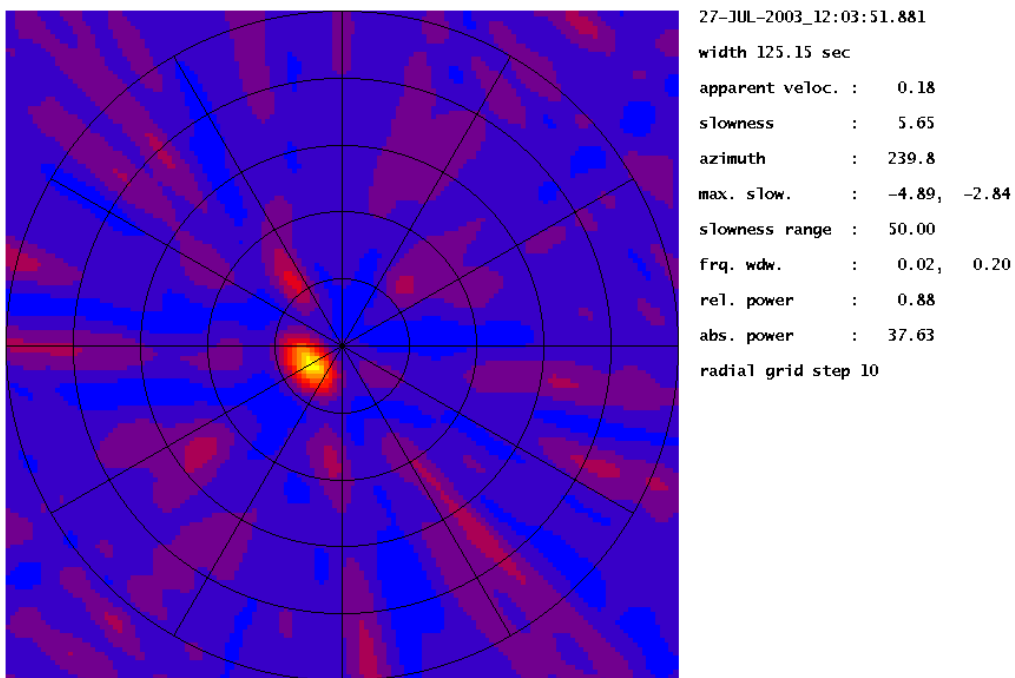


Abbildung 4.11.: Darstellung des FK-Phasenraumes mit Bereich der SKS-Phase (siehe Abbildung 4.10) des Ereignisses C072703D. Die Slowness wurde mit $5.65 \frac{s}{km}$ und der Backazimut mit 239.8° bestimmt.

4.4. Inversion

Zur Bestimmung der Splittingparameter muss anhand der Wellenformen eine Inversion durchgeführt werden.

Gebräuchliche Verfahren für die Analyse von SKS-Phasen sind die Methode zur Minimierung der Energie der transversalen Komponente, die Eigenwert-Methode (beide Silver & Chan, 1991) und das Rotations-Korrelations-Verfahren (Bowman & Ando, 1987). Weitere Autoren wie Vinnik et al. (1994) und Babuska et al. (1993) entwickelten vergleichbare bzw. erweiterte Methoden zur Ableitung der Splittingparameter für SKS-Phasen.

4.4.1. Bestimmung der Splittingparameter

In dieser Arbeit wird die Inversionsmethode nach Rämpker und Silver (1998) verwendet. Diese beruht auf der Methode zur Minimierung des transversalen Energieanteils.

Basis des Verfahrens bildet eine reguläre Gitterraum-Suche, wobei der Wertebereich der schnellen Achse mit 0 bis 180 Grad und die Verzögerungszeit mit 0 bis 4 Sekunden abgedeckt wird. Werden als Schrittweite 1 Grad und 0.1 Sekunde (dies entspricht der Hälfte der Samplingfrequenz der seismologischen Aufzeichnungen mit 20 Hz) genutzt, so besteht das Gitter aus 7.200 Punkten.

Für jeden Gitterpunkt erfolgt die Berechnung eines inversen Operators. Dieser wird auf die Wellenformen angewandt, ein anschließender Vergleich mit der beobachteten Wellenform führt zu einem Maß für die Güte des Operators, dem *Misfit*.

Das Wertepaar aus Φ und δt , mit welchem eine maximale Minimierung der Amplitude der transversalen Komponente erzielt werden kann, wird als Inversionsresultat selektiert. Durch die Einführung eines Vertrauensbereiches lässt sich ein Maß für die Signifikanz des ermittelten Ergebnisses ableiten. Eine Darstellung des Minimierungsgrades für eine exemplarische Inversion ist in Abbildung 4.13 eingefügt (Seite 51, unten Mitte).

Zur Beschleunigung des Verfahrens wird der Vergleich der Wellenformen nicht im Zeitbereich, sondern unter Anwendung einer Fast-Fourier-Transformation im Frequenzbereich durchgeführt.

4.4.2. Ermittlung von Nullrichtungen

Von einem Null-Splitting spricht man, wenn für das vorliegende Ereignis zwar auf der radialen Komponente ein Einsatz der SKS-Phase beobachtet werden kann, aber auf der Transversalen kein entsprechender Energieanteil vorhanden ist.

Als Ursache kommt neben einem isotropen Untergrund oder einem Einfall der Welle parallel zur schnellen bzw. langsamen Achse (die sogenannte Nullrichtung) nur ein schwaches SKS-Signal infrage, welches unterhalb des Rauschniveaus liegt. Die Amplitude auf der transversalen Komponente ist generell geringer als die auf der radialen Spur. Bietet die Aufzeichnung nur ein geringes Signal-Rausch-Verhältnis, so wird zunächst der transversale Einsatz durch Rauschen überdeckt.

Auf Grund des fehlenden transversalen Einsatzes schlägt die Inversion fehl. Charakteristisch ist dabei eine scheinbar sehr große ermittelte Verzögerungszeit, welche am maximalen Rand des Gitterraumes liegt und damit über 4 Sekunden beträgt. Dieses Merkmal kann genutzt werden, um ein Null-Splitting zu identifizieren. Ähnlich hohe Verzögerungszeiten sind ein Hinweis auf einen Einfall nahe der Null-Richtungen bzw. zu groß gewählte Datenfenster (cycle-skipping). Letztes wird durch die automatischen Routinen ausgeschlossen (siehe Abschnitt 4.5.2).

4.4.3. Manuelle Auswertung

Vorausgesetzt, es liegt eine Liste mit Erdbeben vor, welche eine SKS-Phase enthalten, gliedert sich eine Analyse in folgende Schritte:

1. Daten laden
2. Daten filtern
3. Identifikation der SKS-Phase und Auswahl eines Fensters rund um den Phaseneinsatz (Abbildung 4.12)
4. Daten an Inversionsprogramm übergeben
5. Inversion durchführen
6. Ergebnisse bewerten (Beispiel siehe Abbildung 4.13 auf Seite 51)
7. Resultate speichern

Skripte bzw. Programme können bei der konventionellen Abarbeitung dieses Schemas unterstützen, aber vor allem die Auswahl des passenden Fensters und die Bewertung der Inversion sind dem Auswerter vorbehalten.

Die manuelle Bearbeitung eines einzelnen Bebens und einer einzelnen Station kann von einer geübten Person relativ schnell durchgeführt werden. Zunehmende Stationsanzahl, weitere Beben, Filter, usw. erfordern dann jedoch einen großen Zeitaufwand.

Für das bereits aus der FK-Analyse (siehe Abschnitt 4.3) bekannte Erdbeben in Bolivien vom 27. Juli 2003 (Harvard-ID C072703D) soll hier exemplarisch eine manuelle Auswertung vorgestellt werden. Auf die Darstellung der notwendigen Arbeitsschritte zur Datenorganisation wird

4. Technik

an dieser Stelle verzichtet. Für die Station Fürstenfeldbruck (FUR) sollen die Splittingparameter bestimmt werden.

Zunächst erfolgt eine manuelle Kontrolle, ob die zu bearbeitende Phase von weiteren Phasen gestört sein könnte. In diesem Beispiel befinden sich konkurrierende Phasen - wie S, ScS, PcS oder SS - in ausreichendem Abstand zum SKS-Einsatz. Die Einsätze von S und ScS liegen sehr nah beisammen, so dass eine optische Unterscheidung kaum möglich ist (Abbildung 4.12).

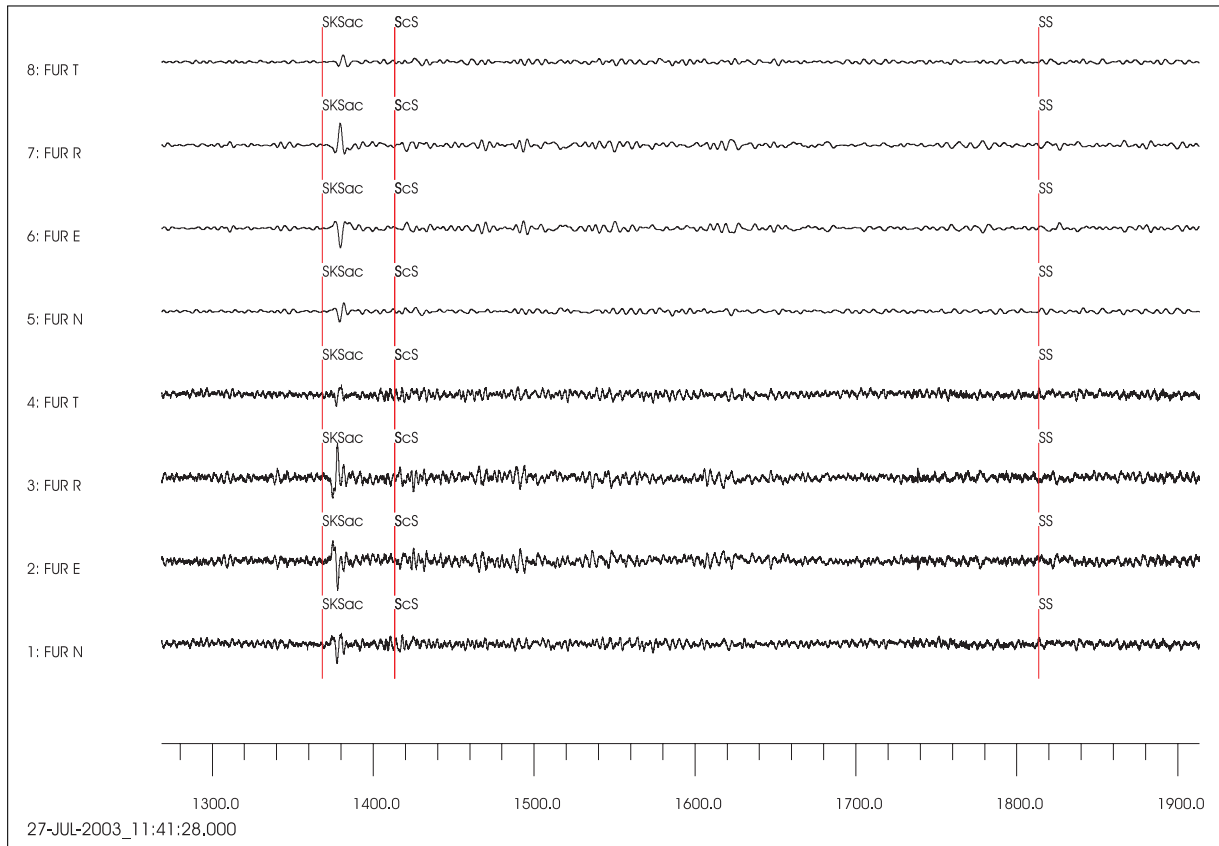


Abbildung 4.12.: Beben vom 27. Juli 2003 (Herdzeit 11:41:28 UTC, Bolivien), Aufzeichnung an der Station Fürstenfeldbruck (FUR). Abgebildet sind die horizontalen Komponenten NE und RT (in Einfallsrichtung rotiert). Die ersten vier Spuren zeigen das ungefilterte Breitband-Signal, die Spuren 5-8 wurden mit einem Bandpass 5-20 Sekunden gefiltert. Die gezeigten Phasen markieren jeweils die theoretische Einsatzzeit.

Bereits hier ist zu erkennen, dass auf der transversalen Komponente ebenfalls ein SKS-Einsatz vorhanden ist. Man kann also davon ausgehen, dass im Untergrund ein Scherwellen-Splitting stattgefunden hat. Als Bearbeiter muss man nun denjenigen Bereich des Wellenzuges ausschneiden, welcher nur noch das charakteristische Wavelet der SKS-Phase enthält. Anschließend können diese Daten an das Inversionsprogramm übergeben werden.

Während der Inversion müssen die zuvor ausgeschnittenen Daten neu geladen werden. Der Algorithmus sucht nun nach der Funktion $f(\Phi, \delta t)$, welche die Energie auf der transversalen Komponente minimiert. In Abbildung 4.13 ist ein Plot der Ergebnisse dargestellt.

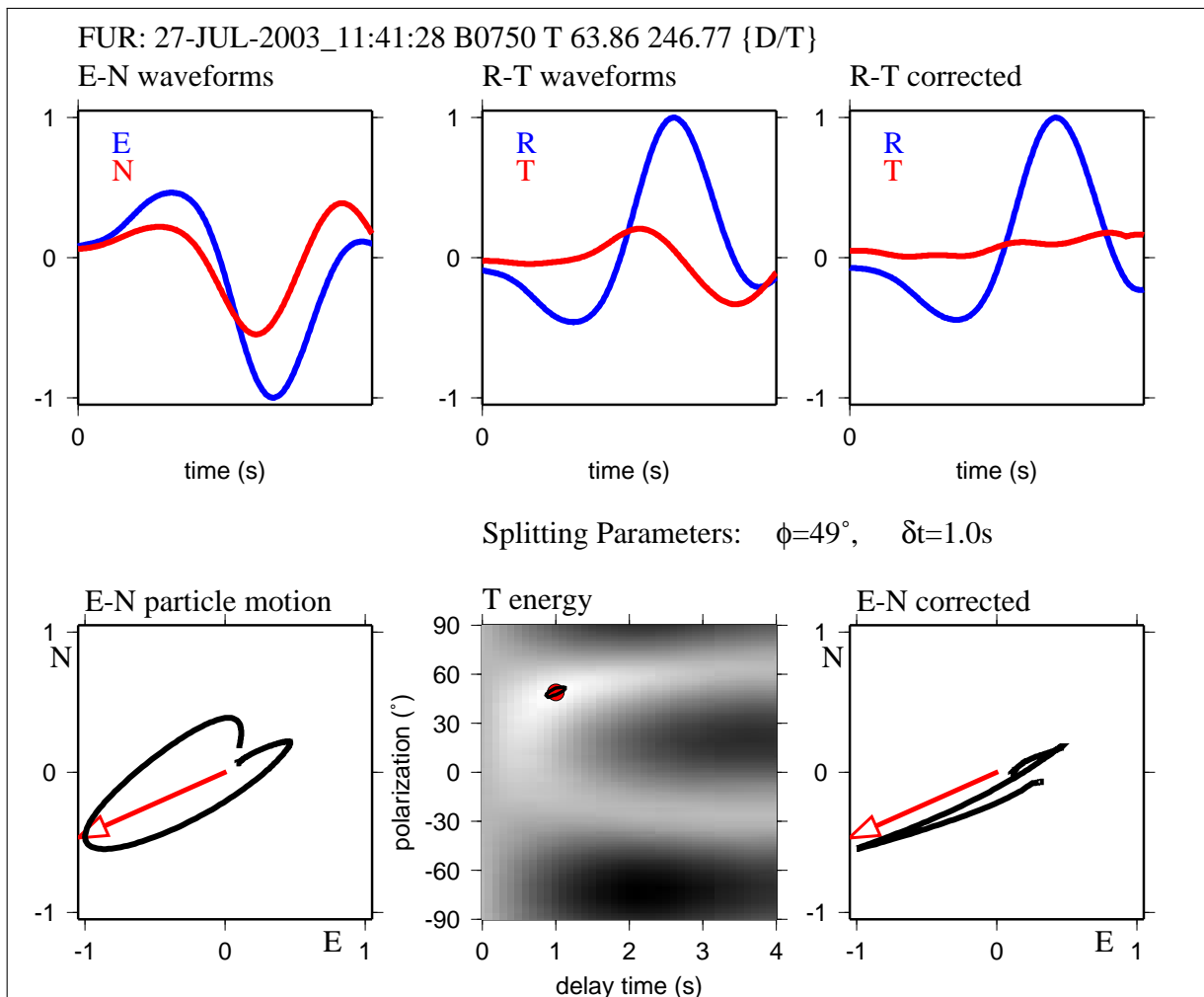


Abbildung 4.13.: Abbildung der Ergebnisse einer manuell ausgeführten Inversion (Erklärung im Text).

Neben der Angabe für Beben und Station enthält die erste Textzeile Informationen über den verwendeten Filter (hier: Bandpass 7 bis 50 Sekunden) und den theoretischen bzw. aus den Daten durch Polarisationsanalyse bestimmten Backazimut (hier: theoretisch 246.77° , Daten: 63.86°). Idealerweise stimmen beide Angaben überein bzw. sind um 180° verschoben (hier beträgt der Unterschied 182.9°). Nachfolgend werden die Wellenformdaten im unrotierten, rotierten und invertierten Zustand gezeigt. An dieser Stelle muss eine deutliche Reduzierung der Amplitude der transversalen Komponente nach der Inversion erkennbar sein.

4. Technik

Nach der Angabe der ermittelten Splittingparameter (hier: Richtung der schnellen Achse $\Phi = 49^\circ$ und Verzögerungszeit $\delta t = 1.0s$) stehen für eine Beurteilung des Inversionsergebnisses drei weitere Abbildungen zur Verfügung.

An erster Stelle steht die Partikelbewegung in der Horizontalebene vor der Inversion. Sofern es einen Zeitunterschied zwischen dem Phaseneinsatz auf der radialen zur transversalen Komponente gibt, so muss die resultierende Teilchenbewegung elliptisch sein. An zweiter Stelle steht die Abbildung der Misfit-Funktion der Gittersuche. Mit einem roten Punkt wird der Punkt in der $\Phi - \delta t$ - Ebene markiert, für welchen die Energiereduktion maximal wird. Weiterhin ist der 95-Prozent-Vertrauensbereich mit einer Linie markiert, so dass eine Abschätzung für die Qualität der Inversion möglich ist. Zum Schluss ist die Partikelbewegung nach der Inversion abgebildet. Ein erfolgreiches Resultat ist durch eine nun linearisierte Teilchenbewegung gekennzeichnet.

Zusätzlich wird zu den Partikelbewegungen die Richtung des Backazimutes eingezeichnet. Die Ausrichtung der großen Halbachse der Polarisationsellipse und die linearisierte Partikelbewegung sollten dazu parallel liegen. Ist dies nicht erfüllt, so bestehen unter Umständen Fehler in der Ausrichtung des Seismometers (siehe auch Abschnitt 5.3).

Als Abschluss der manuellen Auswertung müssen - bei positiver Bewertung der Inversion durch den Bearbeiter - sämtliche Parameter notiert werden, um später eine Interpretation der Werte im übergeordneten Zusammenhang vornehmen zu können.

4.5. Automatisierung

4.5.1. Motivation

Die manuelle Auswertung weist neben dem Zeitfaktor zwei weitere Nachteile auf: Erstens sind die subjektiven Kriterien zur Auswahl des Datenfensters nur selten reproduzierbar und zweitens basiert die Bewertung des Inversionsresultates meist nur auf einem einzelnen Fenster ohne Berücksichtigung direkt benachbarter Daten. In letzter Zeit gehen einige Autoren dazu über, die Stabilität des Resultates mit einer Boot-Strap-Analyse zu untermauern (z.B. Plomerová et al., 2006; Hormuth, 2010).

Maßgebliches Ziel einer Automatisierung muss also neben der vollen Reproduzierbarkeit der Inversion auch die Bewertung des Ergebnisses hinsichtlich Stabilität, Qualität und Fehler sein.

Um dies zu erreichen, wurde in der vorliegenden Arbeit eine Methodik entwickelt, bei welcher eine sehr große Anzahl von Inversionen durchgeführt wird. Damit stehen Resultate verschiedenster Fensterpositionen und -längen zur Auswertung parallel zur Verfügung. Im Gegensatz zu einer Boot-Strap-Analyse besteht keine Beschränkung hinsichtlich der Zahl der analysierten Bereiche.

Die entwickelten Logiken sind Hauptteil des Programmpaketes ADORE.

4.5.2. Ansatz

Die Bearbeitung der Daten gliedert sich in zwei unabhängige Abschnitte. Einerseits werden Aufgaben wie Laden der Daten, Filterung und Speicherung der Ergebnisse weitgehend in serieller Reihenfolge von einem Master-System bearbeitet. Die Ausführung der Inversionen hingegen ist vollständig parallelisiert. Nur somit wird eine akzeptable Ausführungsgeschwindigkeit erreicht (siehe auch Abschnitt 4.6).

Ausgehend von der bekannten Herdzeit werden die entsprechenden Wellenformdaten der ersten zu bearbeitenden Station geladen. Da sich die theoretische Einsatzzeit der SKS-Phase berechnen lässt, kann der für die Inversion notwendige Bereich eingegrenzt werden. Bewährt hat sich ein Zeitfenster mit einem Vorlauf von fünfzehn Sekunden gegenüber der theoretischen Einsatzzeit und einer Gesamtlänge von 70 Sekunden. Damit ist gewährleistet, dass Ungenauigkeiten im verwendeten Erdmodell, Einflüsse der lokalen Geologie sowie geringe Zeitfehler in der Registrierung für die Analyse keine Rolle spielen, da die SKS-Phase auf jeden Fall im Zeitfenster liegt. Für die bevorstehende Analyse sind nur die horizontalen Komponenten notwendig (Beispiel siehe Abbildung 4.12).

In der vorliegenden Arbeit werden die Daten ungefiltert und in drei festen Periodenbereichen bearbeitet: 2–10, 5–20 und 10–50 Sekunden.

Ziel ist es, nicht nur das am besten passende Frequenzfenster zu ermitteln, sondern auch eine eventuelle Frequenzabhängigkeit der Daten aufzulösen, welche ein Hinweis auf komplexe Anisotropiebedingungen sein können (z.B. siehe Rümpker et al., 2003).

Grundlage der weiteren Bearbeitung ist die Anwendung eines variablen Fensters auf die Wellendaten. Dabei wird sowohl die Position als auch die Länge des Fensters variiert. Eine Verschiebung um jeweils eine Sekunde und Fensterlängen von sieben bis zwanzig Sekunden (jeweils in Ein-Sekunden-Schritten) führt zu einer Gesamtzahl von 800 notwendigen Inversionen pro Filter und Beben-Stations-Kombination.

Sämtliche Berechnungen werden in eine globale Warteschlange eingestellt, aus der sich die im lokalen Netzwerk vorhandenen *Client*-Systeme automatisch bedienen (Abschnitt 4.6). Die Ergebnisse werden zum *Master* zurückgeschickt und dort gespeichert.

4.5.3. Bewertung

Die Bewertung der gesammelten Inversionsergebnisse geht nur von einer Voraussetzung aus: dem Vorhandensein eines Phaseneinsatzes auf der radialen Komponente innerhalb des gesamten Datenfensters. Diese Voraussetzung ist durch die Anwendung der FK-Analyse erfüllt (siehe Abschnitt 4.3).

4. Technik

Wurden die Aufzeichnungen einer Station nicht durch die FK-Methode ausgewählt und ist durch einen Bedienungsfehler die SKS-Phase nicht im Datenfenster vorhanden, kann es zu einer falschen Assoziation durch den Bewertungsalgorithmus kommen. So kann einerseits eine unerwünschte Phase (z.B. ScS) analysiert werden, andererseits kann oft auch in Rauschdaten ein Splittingergebnis ermittelt werden. In diesem Fall erfolgt auf Grund der Unterschreitung des definierten Signal-Rausch-Verhältnisses automatisch eine Warnung durch ADORE.

Im Rahmen der Automatisierung innerhalb von ADORE erfolgt die Selektion der optimalen Fensterposition anhand anderer Kriterien als jener, welche bei einer manuellen Auswertung gewählt werden. Dies liegt einerseits daran, dass eine komplexe Mustererkennung hinsichtlich Phaseneinsatz und Elliptizität durch einen Menschen relativ leicht durchgeführt werden kann, diese jedoch für Computersysteme große Hindernisse darstellen. Andererseits können in einem informationstechnischen Prozess Berechnungen ausgeführt werden, welche einem Menschen nicht in kurzer Zeit möglich sind (z.B. Linearisierungsgrad oder Polarisationsanalyse). Ein weiterer großer Vorteil des Computereinsatzes ist die gewonnene Reproduzierbarkeit aller Ergebnisse, wie sie bei einer manuellen Bearbeitung praktisch nicht zu erzielen ist.

Der Brute-Force-Ansatz von ADORE erlaubt es, auf eine Vielzahl von Bewertungsparametern parallel zuzugreifen. Für mehrere hundert benachbarte bzw. überlappende Fenster liegen diese Parameter vor, so dass eine grundlegende Analyse hinsichtlich Trends und Stabilität durchgeführt wird.

Für eine abschließende Ermittlung der optimalen Fensterposition für die Ablese der Splitting-Informationen innerhalb des gesamten Datenfensters greift ADORE auf zwei hinreichende Parameter zu, welche während der Inversion parallel zu dieser selbst ermittelt wurden:

1. Backazimut und
2. Qualität der Linearisierung der transversalen Komponente (im Folgenden *Rotationsindex*), L_R .

Der Backazimut wird für jeden Inversionsschritt aus den Daten des aktuell bearbeiteten Fensters über eine Polarisationsanalyse berechnet (z.B. Müller et al., 2008). Dabei wird aus den niederfrequenten Anteilen der Aufzeichnung die Richtung des Welleneinfalles bestimmt.

Mittels eines Vergleiches mit dem theoretischen Backazimut kann auch auf die korrekte Ausrichtung des Seismometers geschlossen werden. Insbesondere bei der Auswertung von Daten temporärer Experimente ist diese Kontrollmöglichkeit von Vorteil (siehe auch Kapitel 5.3 und 7).

Durch die Methode der Minimierung der transversalen Komponente (siehe Abschnitt 4.4) wird die ursprünglich elliptische Polarisation der einfallenden SKS-Phase in eine radiale Polarisation zurückgeführt. Die resultierende Partikelbewegung ist somit linear und lässt sich in diesem Fall über das Verhältnis von größtem zu kleinstem Eigenwert innerhalb des Fensters messen.

Da die Inversionsmethode von der Art der im Fenster vorliegenden Daten - Rauschen, Phasensatz, komplette Phase, Phasenabklingen - vollkommen unabhängig ist, erhält man in jedem Fall ein Ergebnis. Isoliert betrachtet gibt es eine gewisse Wahrscheinlichkeit, außerhalb des Phaseneinsatzes eine perfekte Linearisierung der transversalen Komponente und damit einen guten Rotationsindex zu erzielen. Sei es einerseits durch schon sehr geringe Ausgangsenergie (z.B. im Fall eines Null-Splittings) oder eine durch Zufall gute Minimierung (z.B. in Rauschaufzeichnungen).

Da jedoch jedem Inversionsschritt innerhalb des Gesamtfensters die Bewertungsparameter Backazimut und Rotationsindex mehrfach zugeordnet werden - über verschiedene Längen der Einzel Fenster (immer bezogen auf die Mitte des Fensters), geht diese Wahrscheinlichkeit gegen Null. Man erhält nur im Fall eines Phaseneinsatzes eine positive Bewertung. Auch bleiben Ergebnisse mit Null-Splitting erhalten, da sie beide Kriterien erfüllen (im Gegensatz zu Rauschen).

Eine weitere Verbesserung der Bewertung lässt sich durch einen Vergleich mit den Ergebnissen benachbarter bzw. überlappender Fenster erzielen. Nur im Falle eines Phaseneinsatzes sind sowohl der Backazimut und der Rotationsindex über mehrere aufeinanderfolgende Fenster stabil.

Ausdrücklich erwähnt werden soll hier, dass die jeweils berechneten Inversionsparameter *schnelle Achse* Φ und *Zeitverzögerung* δt nicht direkt zur Bewertung herangezogen werden (abweichend zur Inversionsmethode von Teanby et al., 2004).

Während der Entwicklung von ADORE wurde zur Justierung der Methode eine Analysedarstellung wie in Abbildung 4.14 genutzt. Neben den in das R-T-System rotierten Wellenformen, einer Markierung der theoretischen Einsatzzeit der SKS-Phase (gestrichelte vertikale Linie) werden eine Vielzahl von Bewertungsparametern gezeigt.

Farblich kodiert enthält die Abbildung den Verlauf der einzelnen Parameter für verschiedene Fensterlängen. Im ADORE-System werden Werte zwischen 7 und 20 Sekunden genutzt (Farbverlauf von Rot bis Blau). Die Position der Datenpunkte ist immer auf die Mitte des zugehörigen Datenfensters bezogen.

Der weiteren Erklärung vorgreifend kann man auf den ersten Blick erkennen, dass sowohl die Splittingparameter Φ (in der Abbildung *axis*) und Verzögerungszeit δt (*lag*) als auch alle Bewertungsparameter im Bereich des Phaseneinsatzes eine hohe Kongruenz aufweisen. Bei manuellen Auswertungen folgt man oft der Ansicht, dass das gewählte Fenster um die SKS-Phase nicht zu klein sein darf. Die hier gezeigten Parameter- und Ergebnisverläufe offenbaren jedoch, dass dies zumindest bei dem hier angewandten Inversionsverfahren unnötig ist.

Durch die Wahl eines kurzen Datenfensters kann man weiterhin den Effekt des sogenannten *cycle skipping* ausschließen. Hierbei wird durch die Wahl eines zu großen Fensters die tat-

4. Technik

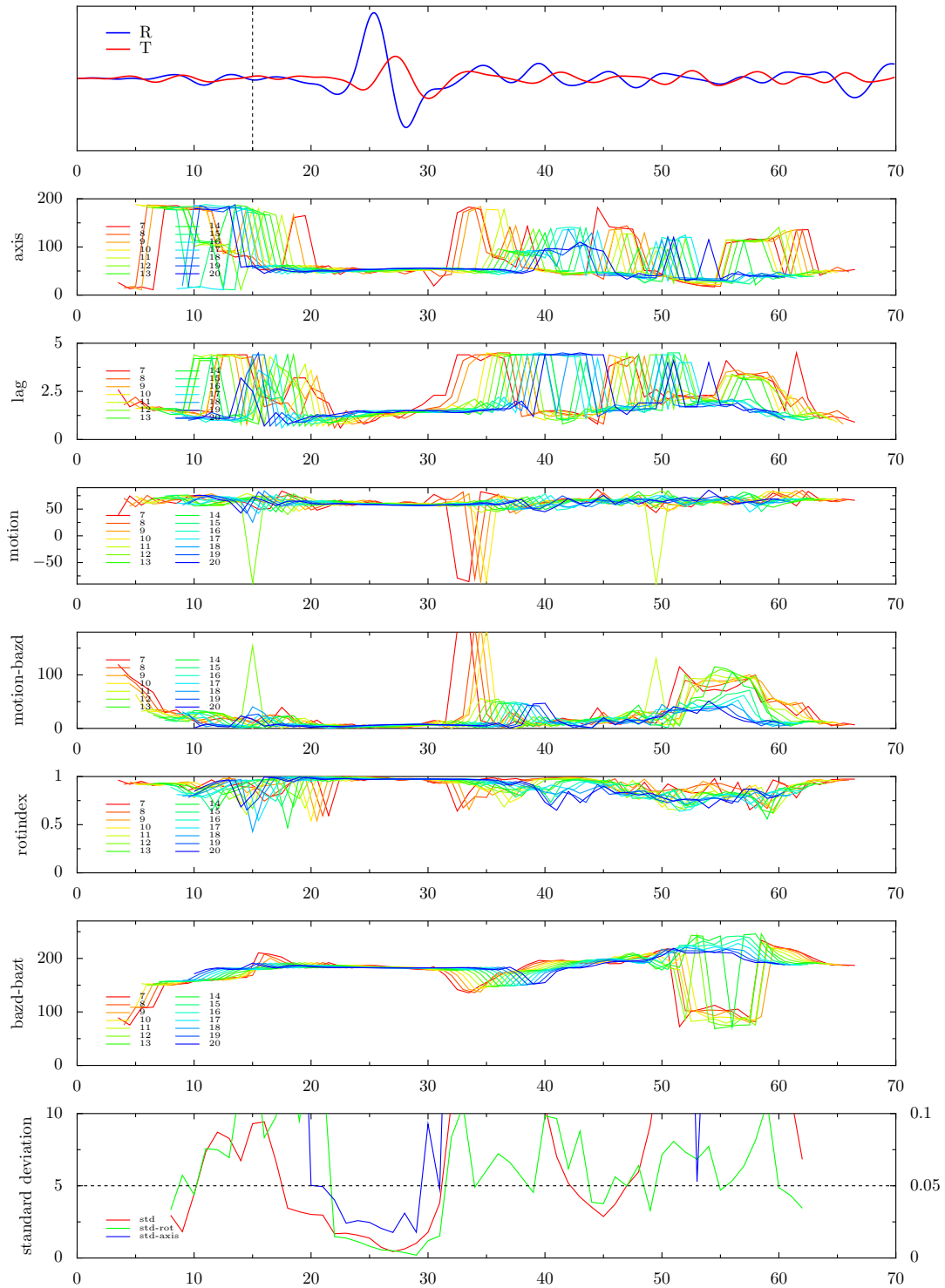


Abbildung 4.14.: Analysedarstellung der Bewertungsparameter für eine Inversion an der Station Fürstfeldbruck im Periodenbereich von 5 bis 20 Sekunden für das Beben C072703D (Bolivien, weitere Erklärung im Text).

sächliche Position des Phaseneinsatzes auf der transversalen Komponente in der Gittersuche übersprungen. Infolge wird die Verzögerungszeit massiv überschätzt.

Neben der Darstellung der Splittingparameter Φ und δt folgen in Abbildung 4.14 die Parameter „Richtung der Partikelbewegung nach Inversion“ (*motion*), die Differenz zwischen dieser und der durch Polarisationsanalyse bestimmten Einfallrichtung (*motion-bazd*), Linearisierungsgrad (*rotindex*) und Differenz zwischen theoretischem und jenem per Polarisationsanalyse aus den Daten bestimmtem Backazimut *bazd-bazt*. Schussendlich folgt die Darstellung der auf verschiedener Standardabweichungen basierender Eingabeparameter für die charakteristische Funktion zur Ermittlung des optimalen Fensters (*standard deviation*).

Parallel zu einem Phaseneinsatz sollten folgende Merkmale sowohl innerhalb einer Fensterlänge als auch fensterlängen-übergreifend zu erkennen sein:

1. Die Richtung der schnellen Achse wird stabil ermittelt. Offsets mit Werten um 180 Grad werden automatisch berücksichtigt.
2. Der Wert für die Verzögerungszeit weist nur geringe Schwankungen auf.
3. Die Richtung der Partikelbewegung nach der Inversion ist nahezu konstant.
4. Der Unterschied zwischen der Partikelbewegung und der aus den Wellenformen bestimmten Einfallrichtung ist konstant gering.
5. Der Linearisierungsgrad liegt nahe Eins.
6. Die Differenz zwischen theoretischer Einfallrichtung und dem Wert aus den Daten liegt nahe Null oder um 180 Grad.

Zur Auswahl des optimalen Fensters nutzt ADORE diese Merkmale jedoch nicht direkt, sondern drei weitere charakteristische Funktionen, welche von diesen Daten abgeleitet werden (Formeln 4.9 f.). In Abbildung 4.14 sind diese grafisch in der letzten Zeile dargestellt. Es handelt sich dabei um den zeitlichen Verlauf der Standardabweichungen der Werte für schnelle Achse Φ (*std-axis*), Backazimut aus den Daten (*std*) und Linearisierungsgrad über alle Fensterlängen (*std-rot*).

$$(4.9) \quad S(x) = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \text{ mit}$$

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$$

in den jeweiligen Ausprägungen für $x := \Phi$, $x := BAZ$ und $x := L_R$.

4. Technik

Ein gültiges Ergebnis kann durch zwei Elementmengen charakterisiert werden (Formulierungen 4.10 f.). Die Variable w kennzeichnet dabei den Mittelpunkt des Fensters.

(4.10)

$$E_A = \{w | \forall S(\Phi(w)) : S(\Phi(w)) \leq 5^\circ \wedge \forall S(BAZ(w)) : S(BAZ(w)) \leq 5^\circ\} \text{ sowie}$$

(4.11)

$$E_B = \{\forall S(L_R(w)) : S(L_R(w)) \leq 0.05\}$$

Dabei setzt sich die Menge E_A wie folgt zusammen:

1. Die Standardabweichung der Richtung der schnellen Achse über die Summe der Fensterlängen an gleicher Fensterposition darf einen Wert von 5 Grad nicht überschreiten.
2. Die Standardabweichung für den Backazimut liegt dort ebenfalls bei maximal 5 Grad.

Elemente der Menge E_B erfüllen folgende Bedingung:

- Die Standardabweichung des Linearisierungsgrades an gleicher Fensterposition muss kleiner als 0.05 sein.

Als letzte Koinzidenzbedingung für die Bestimmung des optimalen Fensters muss die Schnittmenge von E_A und E_B mindestens 50 Prozent zusammenhängender Elemente von E_A enthalten:

(4.12)

$$E_F := E_A \cap E_B \text{ wobei} \\ |E_F| \geq 0.5|E_A| \text{ und } \forall z \in E_F : z_i - z_{i-1} = 1$$

Zusätzlich kann nun mit der Beziehung $Q = 100 \frac{|E_F|}{|E_A|}$ eine Abstufung hinsichtlich der Qualität der Fensterbestimmung vorgenommen werden:

- Q kleiner 70: schlecht / poor,
- Q kleiner 85: ausreichend / fair,
- Q mindestens 85 : gut / good.

Die Verzögerungszeit geht nicht in diesen Selektionsprozess ein, damit Nullrichtungen ebenfalls erfasst werden können (siehe auch Kapitel 4.4.2).

Anschließend werden die ermittelten Fensterpositionen einer Plausibilitätsprüfung hinsichtlich einer minimalen Fensterlänge unterzogen. Die Ausführung der Inversion in mehreren Frequenz-

bereichen erlaubt einen weiteren Test: Das Ergebnis ist nur plausibel, wenn die Position des optimalen Fensters in den verschiedenen Periodenbereichen vergleichbar ist (unter Berücksichtigung periodenspezifischer Merkmale, wie z.B. größere Fensterlänge mit größeren Perioden).

Da erst jetzt das optimale Fenster bekannt ist, kann das Signal-Rausch-Verhältnis nur zum Abschluss in den Rohdaten bestimmt werden. Dies ist von essentieller Bedeutung für die Aussagekraft der Resultate (siehe Kapitel 5.2). Oftmals kommt es hier noch zu einer Ablehnung der gesamten Inversionsresultate für die aktuell verarbeitete Beben-Station-Kombination.

Das Inversionsergebnis dieses Fensters kann nun aus den zwischengespeicherten Daten der Brute-Force-Berechnung einfach abgelesen werden. Von einer Mittelwert-Bildung über benachbarte bzw. überlappende Fenster wurde abgesehen. Da das optimale Fenster bereits durch die Stabilität der Nachbarn spezifiziert wird, ist durch eine solche Durchschnittsberechnung kein weiterer Vorteil zu erwarten.

Das Endergebnis wird auch als grafische Darstellung als PDF exportiert (Abbildung 4.15). Dies erlaubt eine schnelle stichprobenartige Kontrolle der Resultate. Bei der Präsentation erfolgte eine Anlehnung an die manuelle Auswertung. So können die relevanten Parameter schnell erfasst werden.

In dieser Darstellung sind zunächst sowohl die unrotierten (grau) als auch die in Einfallrichtung rotierten Spuren (rot und blau) abgebildet. Die theoretische Einsatzzeit der SKS-Phase ist durch eine gestrichelte Linie, das schlussendlich gewählte Datenfenster zur Bestimmung der Splittingparameter durch zwei durchgezogene vertikale Linien markiert. Hier beginnt das optimale Fenster bei 18 Sekunden (berechnet vom Beginn des gesamten Datenfensters) und ist 14 Sekunden lang. Alle nachfolgenden Angaben beziehen sich auf dieses optimale Fenster.

Es folgen die Darstellungen der Partikelbewegung vor und nach der Inversion. Zusätzlich sind zwei Richtungen für die Einfallrichtung angegeben: in blau basierend auf der Polarisationsanalyse der Daten und in rot aus theoretischer Berechnung. Die Wellenform nach der Inversion ist ebenfalls vorhanden.

Anschließend folgt eine zwei-dimensionale Darstellung der Fehlerfunktion inklusive Abbildung des Vertrauensbereiches. Ein detaillierter Überblick erfolgt in Textform. Die hier ermittelten Ergebnisse für das Beben C072703D in Bolivien mit $\Phi = 48^\circ$ und $\delta t = 1.2s$ liegen nahe an den zuvor manuell bestimmten Werten von $\Phi = 49^\circ$ und $\delta t = 1.0s$ (siehe Abbildung 4.13).

4.6. Parallelisierung

Die Berechnung eines Standard-Wellenzuges mit 70 Sekunden Länge für ein Beben und eine Station mit 800 Einzelinversionen pro Filter ist sehr zeitintensiv. Auf Standard-PC-Hardware benötigt eine Inversion ca. 3.3 Sekunden, d.h. insgesamt dauert die Berechnung knapp 45 Mi-

4. Technik

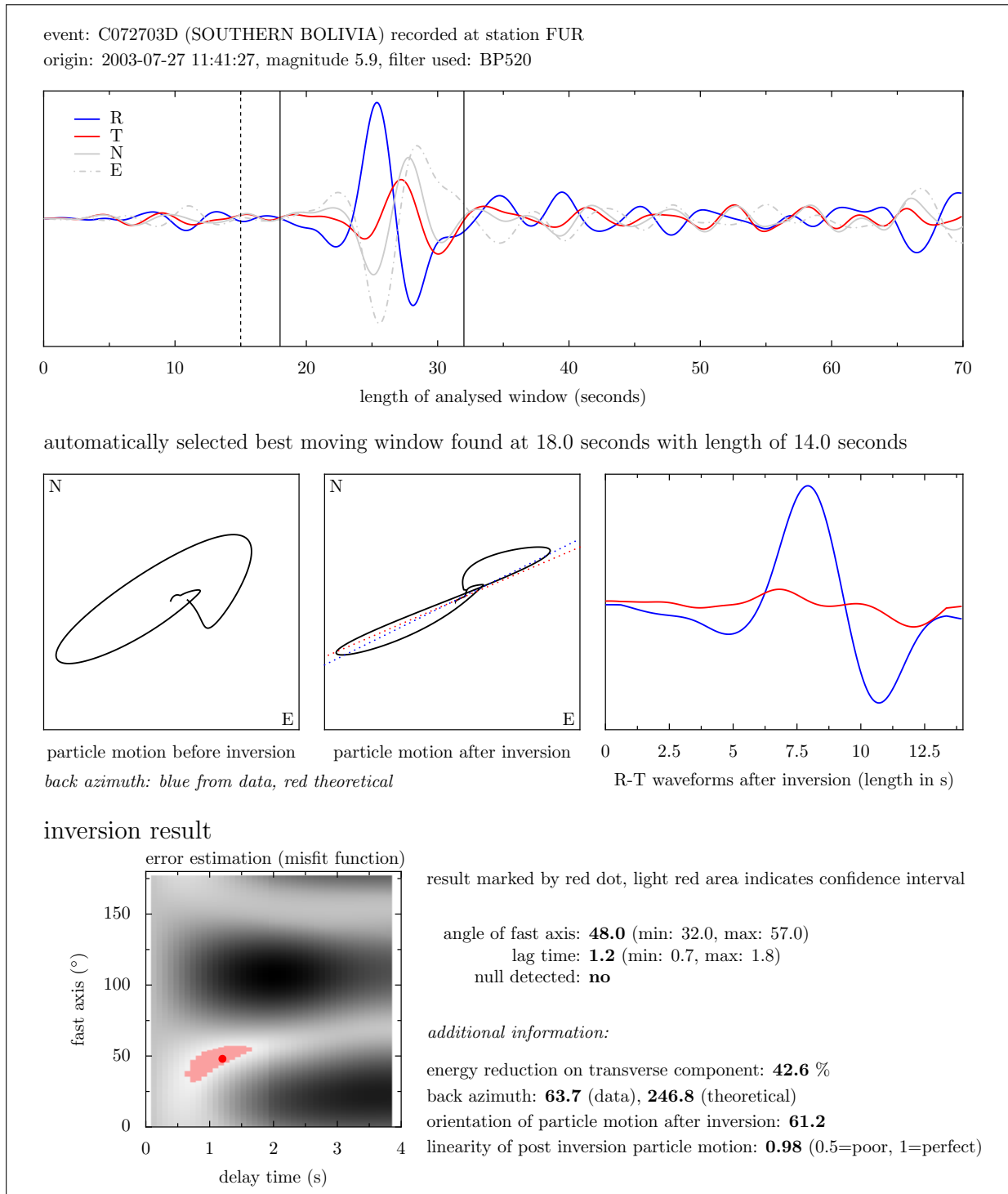


Abbildung 4.15.: Ergebnisdarstellung für eine Inversion an der Station Fürstentfeldbruck im Periodenbereich von 5 bis 20 Sekunden für das Beben C072703D (weitere Erklärung im Text).

nuten. Neben der Analyse der ungefilterten Daten werden drei weitere Filter eingesetzt, so dass die Rechenzeit auf knapp drei Stunden anwächst. In der vorliegenden Arbeit wurden 240 Beben mit durchschnittlich 13 aktiven Stationen analysiert, hier würde sich eine Gesamtrechenzeit von mehr als 9.140 Stunden (mehr als 54 Wochen) ergeben.

Um diese Zeitspanne zu verkürzen, werden zunächst aktuelle Prozessordesigns mit mehreren CPU-Kernen ausgenutzt. Die Idee dabei ist, dass selbst bei scheinbar maximaler Auslastung von Einzelkern-CPU's noch immer ungenutzte Rechenleistung im Prozessor vorhanden ist. Die Firma Intel begann als erste damit, die Zentraleinheit virtuell zu teilen („Hyper-Threading“). Dabei wird dem Betriebssystem (hier Linux in verschiedenen Versionen) eine höhere Zahl an CPU's gemeldet, als tatsächlich vorhanden sind. Die virtuellen CPU's teilen sich den vorhandenen Arbeitsspeicher (shared memory), eine Synchronisation des Speichers entfällt demnach. Neuere Entwicklungen verbessern dieses Konzept weiter zu Multi-Kern-Architekturen (siehe Abbildung 4.16). Seit Mitte 2007 stehen im SZGRF einige dieser leistungsfähigen Rechner zur Verfügung (Tabelle A.9 im Anhang auf Seite 288).

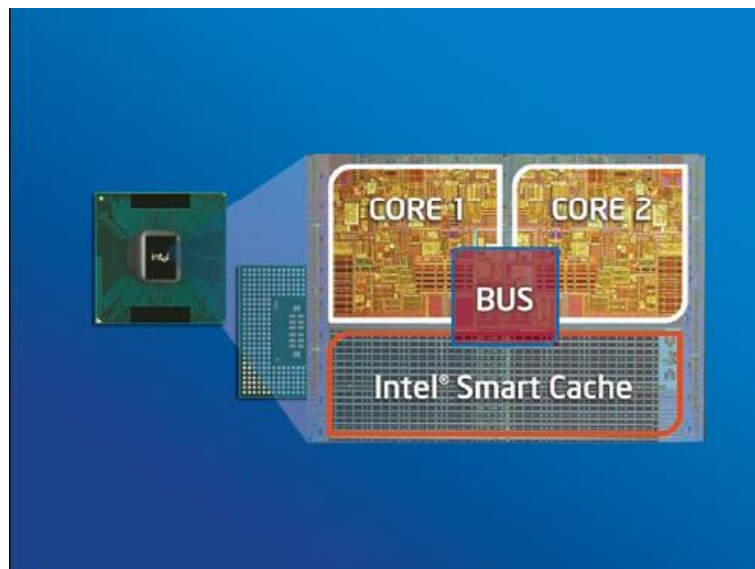


Abbildung 4.16.: Schematischer Aufbau einer Mehrkern-CPU mit shared memory Architektur, Quelle: Intel Corp.

Damit werden Applikationen in die Lage versetzt, Berechnungen parallel auf „mehreren“ Zentraleinheiten auszuführen. Hardware-intern werden die Befehle optimiert, so dass der Rechenkern möglichst maximal ausgelastet wird. Als Resultat liegen die Ergebnisse schneller vor, als auf der gleichen CPU bei serieller Ausführung - obwohl der Einzelprozess langsamer ausgeführt wird (im Vergleich zum Fall, dass der komplette Prozessor zur Verfügung steht). Der Grad der Beschleunigung hängt dabei von der Art der Berechnung ab und wird stark durch den seriellen Anteil des Programmes bestimmt. Die theoretisch maximale Beschleunigung lässt sich durch

4. Technik

die Anwendung des Amdahl'schen Gesetzes auf die Multi-Core Architektur berechnen (Akhter & Roberts, 2006):

$$(4.13) \textit{ speedup} = \frac{1}{S + 0.67((1 - S)/n) * H(n)}$$

S beschreibt den Anteil des Programmes, welcher nur seriell ausgeführt werden kann (z.B. Speichern, Synchronisation von Ergebnissen, usw.), n die Zahl der virtuellen Prozessoren und H muss applikationsabhängig empirisch ermittelt werden. Mit den hier eingesetzten Programmen konnte je nach CPU-Architektur eine Steigerung von ca. 30-66% erzielt werden (Tabelle 4.2).

Rechner	CPU	Betriebsart	Einzelinversion
szpc31	Intel P4 3,00 GHz	Einkern	3.27 s
szpc31		Hyper-Threading	2.29 s
serv01	Intel Xeon X3210 2,13 GHz	Einkern	1.63 s
serv01		Quadcore	0.61 s
serv06	Intel Xeon X3220 2,40 GHz	Einkern	1.44 s
serv06		Quadcore	0.57 s
exup03	Intel Xeon E5345 2,33 GHz	Einkern	1.47 s
exup03		2x Einkern	0.93 s
exup03		Dual-Quadcore	0.50 s

Tabelle 4.2.: Effekt der Mehrkernarchitekturen: Zeiten für Einzelinversionen auf den verwendeten Systemen (Auszug), Werte gemittelt über 100 Inversionen.

Diese Beschleunigung ist allerdings noch nicht ausreichend, um die vorliegende Aufgabe in akzeptabler Zeit zu lösen (benötigt würden noch immer mindestens 7 Wochen). Daher wurde im nächsten Schritt begonnen, die Berechnungen auf verschiedene Rechner zu verteilen. Dort wiederum werden wie oben beschrieben alle vorhandenen Rechenkerne genutzt. Von besonderem Vorteil für die Lösung ist dabei, dass die Einzelinversionen voneinander komplett unabhängig sind und eine Synchronisierung von Zwischenergebnissen entfällt.

Zur Realisierung wurde auf das Software-Framework *twisted* zurückgegriffen. Dieses in Python realisierte Paket erlaubt es, auf entfernten Rechnern Berechnungen durchzuführen. Das Handling des Netzwerktransportes wird dabei vollkommen transparent integriert, so dass Änderungen am bestehenden Code überschaubar bleiben.

Die Struktur des Systems gliedert sich somit in Client und Server. Im Fall des *twisted*-Frameworks ist diese Nomenklatur nur davon abhängig, welche Seite erstmalig die Netzwerkverbindung initiiert: Ein Client erfragt eine Verbindung zum Server. Ist diese Verbindung einmal hergestellt, ist es sehr einfach möglich vom Client aus Befehle zum Server zur Ausführung zu senden. Umgekehrt kann der Server auch Befehle zum Client senden, die Rollen werden also vertauscht, die Bezeichnungen *Client* und *Server* bleiben aber aus Gründen der Übersicht erhalten.

Gesteuert werden alle Prozesse von einem *Master*, welcher sowohl die Datenhaltung zentralisiert (Wellenformen laden und filtern, Ergebnisse speichern, usw.) und weiterhin als Client für alle Server agiert (Abbildung 4.17).

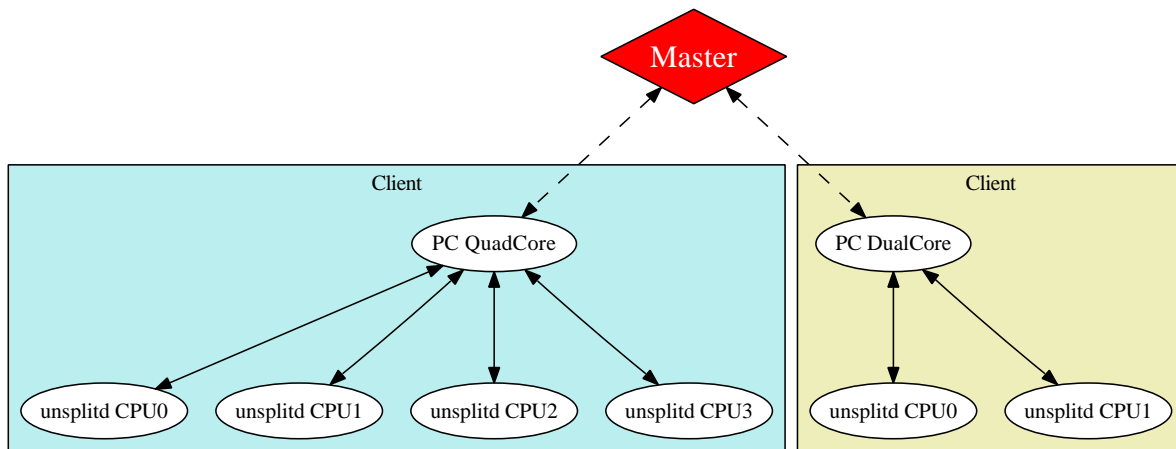


Abbildung 4.17.: Verteilung der Inversionsberechnung im Netzwerk, Ansteuerung von Mehrkern-Architekturen.

In *twisted* sind sogenannte *perspective broker* (PB) realisiert, welche eine symmetrische und asynchrone Netzwerkschnittstelle abbilden. Symmetrisch bedeutet dabei, dass die Kommunikation isoliert immer zwischen genau einem Netzwerkclient und genau einem Server erfolgt. Für das obige Setup bedeutet dies, dass für jeden Server ein Client auf dem Master gestartet werden muss, dessen Berechnungen sich nicht mit denen der anderen Clients überschneiden dürfen.

Dafür existiert eine einfache Lösung: *Threads*. Threads sind Programmteile, welche unabhängig voneinander parallel ausgeführt werden. Bei Start des Hauptprogrammes wird für jeden Server im Netzwerk ein Client in einem separaten Thread gestartet, welcher nun nur für die Kommunikation mit „seinem“ Server zuständig ist (siehe Listing 4.1). In der Variable *serverlist* sind hintereinander die Server mit IP-Adresse und Port gelistet (Zeile 10). Für jeden Eintrag wird ein Thread gestartet, welcher dann auf Aufgaben wartet (Zeile 11).

```

1 class dispatcher(threading.Thread):
2     def __init__(self):
3         threading.Thread.__init__(self)
4
5         # init servers
6         self.clist = []
7         flist = []
8
9         i = 0
10        for server_ip, server_port in serverlist:

```

4. Technik

```
11         c = unsplitc(server_ip, server_port)
12         self.clist.append(c)
13
14         factory = pb.PBClientFactory()
15         flist.append(factory)
16
17         reactor.connectTCP(server_ip, server_port, flist[i])
18         flist[i].getRootObject().addCallback(self.clist[i].initialize)
19
20         i += 1
21
22         # we want the reactor non-blocking -> separate thread as daemon
23         self.net = threading.Thread(target=reactor.run, kwargs={"
24             installSignalHandlers": False, })
25         self.net.setDaemon(True)
26         self.net.start()
```

Listing 4.1: Hauptprogramm: Start eines Clients pro Server (aus unsplitc.py)

Wichtiger Aspekt der *twisted*-Architektur sind die sogenannten *Deferreds*, auf Deutsch in etwa „Zurückgestelltes“. Jede Änderung eines Zustandes in einer Rechnerarchitektur kostet Zeit. Die CPU kann z.B. auf das Einlesen von Daten von der Festplatte oder Netzwerkschnittstelle warten, ebenso benötigt selbst der Aufbau von Netzwerkverbindungen Zeit - je nach Schnelligkeit des Netzwerkes und der beteiligten Rechner mehr oder weniger. Diese Wartezeit kann entweder ungenutzt bleiben (der Rechner ist bis zum Abschluss der Anfragen blockiert) oder die CPU wendet sich vorübergehend anderen Aufgabe zu. Um auf die vorliegende Problemstellung zurückzukommen - z.B. dem Aufbau von Verbindungen zu anderen Servern - sind folgende Schritte dafür notwendig:

1. Initiierung des ersten Prozesses (1): Anfrage Client₁ - Server₁,
2. Prozess (1) vereinbart mit der CPU, dass eine Nachricht verschickt wird, wenn die Anfrage (nicht) erfolgreich war,
3. CPU wendet sich einem zweiten Prozess (2) zu: Anfrage Client₂ - Server₂,
4. Anfrage Client₃ - Server₃, Anfrage Client₄ - Server₄, ...
5. Die Prozesse (1) und (2) melden sich, wenn ein Ergebnis der Anfrage vorliegt.
6. Die CPU kann je nach Ergebnis weiter verfahren.

Dieses Vorgehen ermöglicht die maximale Auslastung der Zentraleinheit, da unnötige Wartezeiten vermieden werden. Es gibt einen weiteren Vorteil: Antwortet ein System nicht auf die erste Verbindungsanfrage, ist gesichert, dass dorthin auch keine Datenpakete zur Inversion geschickt werden. Als Nutzer dieser Lösung kann man somit alle möglichen Rechner als Client

konfigurieren, unabhängig davon, ob diese ständig zur Verfügung stehen oder nicht - benutzt werden automatisch nur die aktuell verfügbaren Rechner (Abbildung 4.18).

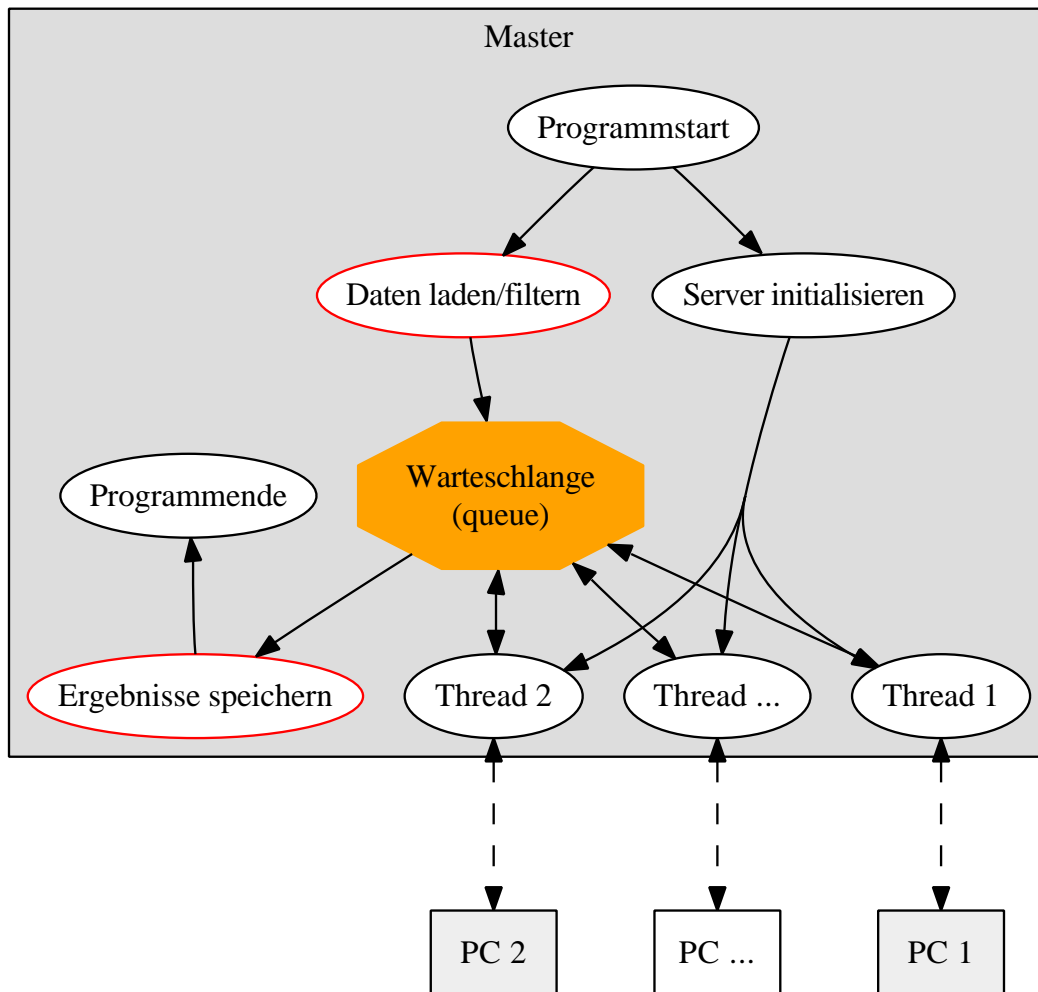


Abbildung 4.18.: Kommunikationsschema zwischen Master- und Clientrechnern. Auf dem Master erfolgt die Verwaltung sämtlicher Datenprozesse. Für jeden Client wird eine separate Verbindung mittels eines Threadprozesses genutzt.

Im Listing 4.1 ist dies in den Zeilen 17 und 18 definiert: Zunächst wird eine Verbindung zum jeweiligen Server initiiert und dann vereinbart, dass der Rückgabewert der Verbindung an die Funktion „initialize“ des für den Server zuständigen Clients weitergereicht wird. Der Hauptprozess kann sich sofort der nächsten Client-Server-Verbindung zuwenden.

Durch diese Maßnahmen wird schlussendlich die Zeit für eine Inversion von 3.3 Sekunden für einen Einzelrechner auf unter 55 Millisekunden reduziert. Dies entspricht einer Beschleunigung um einen Faktor von 60, wodurch die notwendigen Berechnungen für den gesamten betrachteten Datensatz des GRSN in einer Woche durchführbar sind.

4.7. Einfacher Zugriff auf Daten

Die Verwaltung von Stationsparametern, Filterkonfigurationen und Erdbebeninformationen wurde über ein Webportal realisiert (Abbildung 4.19). Änderungen können bequem über einen beliebigen Webbrowser durchgeführt werden, fehleranfälliges und zeitraubendes Editieren von Konfigurationsdateien entfällt.

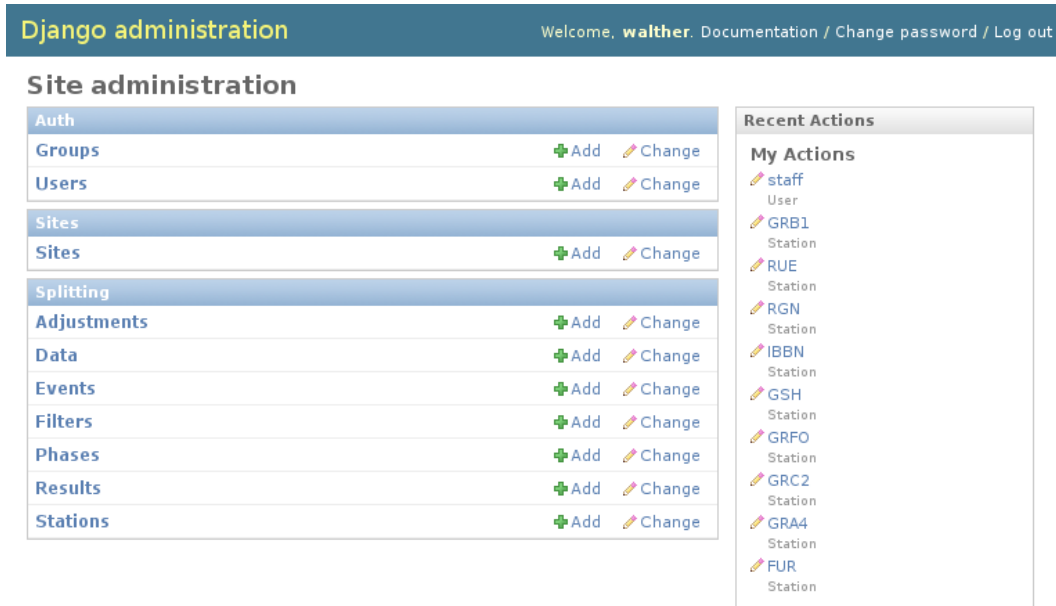


Abbildung 4.19.: Webbasierte Oberfläche zur Verwaltung von Metadaten, wie Erdbebeninformationen, Filter und Stationsparametern.

Als Basis wird das quelloffene Framework *django* verwendet. Dieses wird unter Nutzung von *postgreSQL* als Datenbank und *python* als Programmiersprache realisiert.

Als besonderer Vorteil kann die Definition des Datenmodells direkt im Programmcode erwähnt werden. Zunächst werden alle Datenfelder als Variablen angelegt und mit den entsprechenden Eigenschaften versehen (siehe Listing 4.2):

- Maximallänge,
- Datentyp (Ganz- oder Gleitkomma-Zahl, Datum, etc),
- bei Zahlen Anzahl der Stellen und ggfs. der Nachkommastellen,
- Beschreibung.

Für einen leichten Zugang zu den Daten wird ein Verwaltungsbereich definiert. In der Klasse *Admin* können Informationen zusammengefasst (*fields*) und die Zahl der in der Gesamtüber-

sicht dargestellten Spalten beschränkt werden (*list_display*). Außerdem wird der Umfang der Suchfunktion festgelegt (*search_fields*).

```

1 class Event( models.Model ):
2     HarvardID = models.CharField(maxlength=14, unique=True)
3     Origin = models.DateTimeField( 'hypocenter_datetime' )
4     Latitude = models.FloatField(max_digits=11, decimal_places=4)
5     Longitude = models.FloatField(max_digits=12, decimal_places=4)
6     Depth = models.FloatField(max_digits=5, decimal_places=2)
7     Location = models.CharField(maxlength=200, blank=True)
8     mb = models.FloatField( 'body_wave_magnitude', max_digits=4,
9         decimal_places=1)
10    ms = models.FloatField( 'surface_wave_magnitude', max_digits=4,
11        decimal_places=1)
12    bw_num = models.IntegerField( 'number_of_body_waves' )
13    bw_phases = models.IntegerField( 'number_of_phases' )
14    Strike = models.FloatField(max_digits=5, decimal_places=2)
15    Dip = models.FloatField(max_digits=5, decimal_places=2)
16    Slip = models.FloatField(max_digits=5, decimal_places=2)
17
18    class Admin:
19        fields = (
20            ( 'Identification', { 'fields': ( 'HarvardID', 'Origin
21                ' ) } ),
22            ( 'event_information', { 'fields': ( 'Latitude', '
23                Longitude', 'Depth', 'Location' ) } ),
24            ( 'magnitude', { 'fields': ( 'mb', 'ms' ) } ),
25            ( 'inversion', { 'fields': ( 'bw_num', 'bw_phases' ) } ),
26            ( 'moment_tensor_solution', { 'fields': ( 'Strike', 'Dip
27                ', 'Slip' ) } ),
28        )
29        list_display = ( 'HarvardID', 'ermittelten 'Origin', 'Location
30            ', 'mb', 'ms' )
31        search_fields = [ 'HarvardID', 'Location' ]

```

Listing 4.2: Datenmodell: Ereignis aus dem Harvard-Katalog, Auszug aus models.py

Das Framework erstellt anschließend automatisch die entsprechenden Tabellen in der Datenbank (Beispiel für die *events*-Tabelle siehe Listing 4.3). Dabei werden die im Programmcode definierten Datenfelder an die Erfordernisse relationaler Datenbanken angepasst und notwendige Primärschlüssel erstellt (Feld *id*). Zusätzlich kapselt das Framework den Datenaustausch zwischen Anwendungslogik und der Datenbank.

4. Technik

```
1 CREATE TABLE splitting_event (  
2     id serial NOT NULL,  
3     "HarvardID" character varying(14) NOT NULL,  
4     "Origin" timestamp with time zone NOT NULL,  
5     "Latitude" numeric(11,4) NOT NULL,  
6     "Longitude" numeric(12,4) NOT NULL,  
7     "Depth" numeric(5,2) NOT NULL,  
8     "Location" character varying(200) NOT NULL,  
9     mb numeric(4,1) NOT NULL,  
10    ms numeric(4,1) NOT NULL,  
11    bw_num integer NOT NULL,  
12    bw_phases integer NOT NULL,  
13    "Strike" numeric(5,2) NOT NULL,  
14    "Dip" numeric(5,2) NOT NULL,  
15    "Slip" numeric(5,2) NOT NULL  
16 );
```

Listing 4.3: Generierte Datenstruktur für ein Ereignis aus dem Harvard-Katalog

Das Portal verfügt über eine integrierte Nutzerverwaltung mit einstellbaren Berechtigungsbe-
nen. Es ist somit möglich, bestimmten Nutzern z.B. die Pflege von Stationsparametern zu
gestatten, während Änderungen an Bebeninformationen jedoch verhindert werden. Es wird
immer ein Protokoll der durchgeführten Arbeiten erstellt, was die Nachverfolgbarkeit durch-
geführter Änderungen erleichtert (rechte Spalte in Abbildung 4.19). Sollen viele Nutzer das
System nutzen, so erleichtert die Möglichkeit, Nutzer in Gruppen zu verwalten, die Adminis-
tration erheblich.

In der vorliegenden Version können folgende Metadaten über die Weboberfläche verwaltet
werden:

1. Erdbebeninformationen:

Diese Daten sind unter dem Schlagwort *events* abgelegt. Nach Auswahl dieses Punktes
wird zunächst eine Liste mit allen in der Datenbank vorhandenen Einträgen angezeigt
(Abbildung 4.20).

Für diese Arbeit wurden alle verfügbaren Informationen aus dem Harvard-Katalog einge-
fügt. Dieser umfasst weltweit Beben ab einer Magnitudenschwelle 5 seit dem Jahr 1976
und steht zum Download unter <http://www.harvard-cmt.org/> zur Verfügung. Dieses
Datenpaket wurde per Skript aufbereitet und in die Datenbank eingespielt.

Für jedes einzelne Beben werden einheitlich folgende Parameter erfasst (siehe auch Ab-
bildung A.41 im Anhang auf Seite 293):

- Harvard-ID - eindeutige Kennung für ein Beben,

Django administration Welcome, **walther**. Documentation / Change password / Log out

Home > Events

Select event to change Add event +

Q Go

HarvardID	Hypocenter datetime	Location	Body wave magnitude	Surface wave magnitude
M010176A	Jan. 1, 1976, 1:29 a.m.	KERMADEC ISLANDS REGION	6.2	0.0
C010576A	Jan. 5, 1976, 2:31 a.m.	PERU	6.0	0.0
C010676A	Jan. 6, 1976, 9:08 p.m.	OFF EAST COAST OF KAMCHA	5.7	6.0
C010976A	Jan. 9, 1976, 11:54 p.m.	VANUATU ISLANDS	6.1	0.0
C011376A	Jan. 13, 1976, 1:29 p.m.	ICELAND REGION	6.0	6.4
M011476A	Jan. 14, 1976, 3:56 p.m.	KERMADEC ISLANDS	6.3	0.0
M011476B	Jan. 14, 1976, 4:47 p.m.	KERMADEC ISLANDS REGION	6.5	8.0
B011476C	Jan. 14, 1976, 10:43 p.m.	KERMADEC ISLANDS REGION	5.5	6.3
B011576A	Jan. 15, 1976, 6:06 a.m.	KERMADEC ISLANDS REGION	5.3	6.2
B011576B	Jan. 15, 1976, 4:12 p.m.	KERMADEC ISLANDS	5.1	6.1
M012176A	Jan. 21, 1976, 10:05 a.m.	KURIL ISLANDS	6.3	7.0
C012376A	Jan. 23, 1976, 5:45 a.m.	FLORES SEA	6.4	0.0
C012476A	Jan. 24, 1976, 9:48 p.m.	KERMADEC ISLANDS REGION	6.2	0.0
B012676A	Jan. 26, 1976, 7:01 p.m.	KERMADEC ISLANDS REGION	6.0	0.0

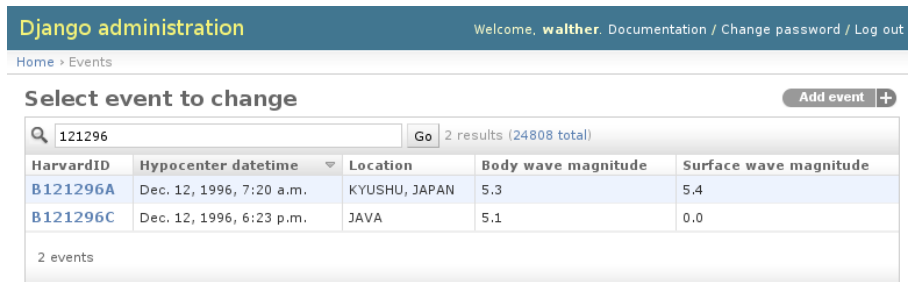
Abbildung 4.20.: Verwaltung von Erdbebenparametern, Daten wurden aus dem Harvard-Katalog aufbereitet und in eine eigene Datenbank eingefügt.

- Herdzeit,
- Lokation (Längen- und Breitengrad),
- Herdtiefe,
- kurze Ortsbeschreibung (Flinn-Engdahl-Region),
- Magnitude (Raum- und Oberflächenwellenstärke, sofern vorhanden),
- Qualitätsinformationen für Momententensor-Berechnung (Anzahl der verwendeten Raumwellen und Gesamtzahl der genutzten Phasen),
- Ergebnis der Momententensor-Inversion (Hauptebene mit Dip, Slip, Strike).

Die Oberfläche verfügt über eine leistungsstarke Suchfunktion, mit welcher einfach Beben eines bestimmten Tages ermittelt werden können.

Diese kann über die eindeutige Harvard-ID erfolgen: Bis Ende 2004 wurde eine Struktur verwendet, welche zuerst den Tag, dann den Monat und abschließend das Jahr enthält. Flankiert wird diese mit zwei Buchstaben, der erste ist ein Qualitätsmerkmal (weitere Informationen sind auf der Harvard-CMT Homepage verfügbar), der zweite ein Zähler für die Anzahl der Beben an diesem Tag (A = erstes Beben, B = zweites Beben, usw.). Ein Beispiel mit der Suche nach Beben am 12. Dezember 1996 ist in Abbildung 4.21 dargestellt. Ab 2005 enthält die Harvard-ID einen Zeitstempel der Form *JahrMonat-TagStundeMinute* (YYYYMMDDHHMM), welche eine höhere Flexibilität bei der Datenverarbeitung erlaubt (Beispiel siehe Abbildung 4.22). Leider ist dieser Bruch in der

4. Technik



Django administration Welcome, walther. Documentation / Change password / Log out
Home > Events

Select event to change Add event +

Q 121296 Go 2 results (24808 total)

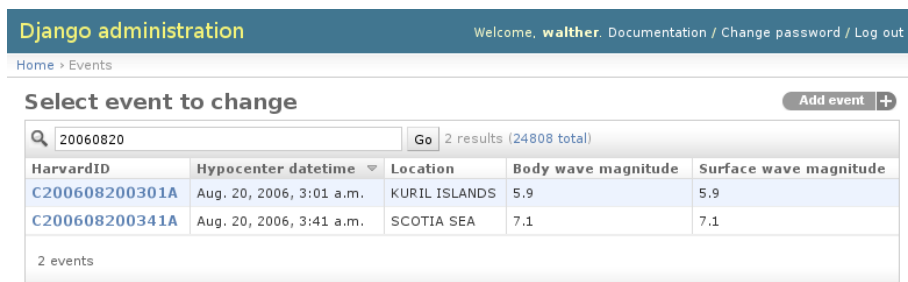
HarvardID	Hypocenter datetime	Location	Body wave magnitude	Surface wave magnitude
B121296A	Dec. 12, 1996, 7:20 a.m.	KYUSHU, JAPAN	5.3	5.4
B121296C	Dec. 12, 1996, 6:23 p.m.	JAVA	5.1	0.0

2 events

Abbildung 4.21.: Beispiel für eine Suche im Harvard-Katalog mit Kennung in alter Form. Hier das Suchergebnis für erfasste Beben vom 12. Dezember 1996.

Harvard-ID mit Nachteilen für die Benutzer verbunden, da man sich dieses Umstands immer bewusst sein muss, um Suchen korrekt ausführen zu können.

Die Suche umfasst ebenfalls die Ortsbeschreibung des Bebens. Die Eingabe „columbia“ listet alle Ereignisse auf, welche mit diesem Ort klassifiziert wurden. Da erstens die Länge der Ortsbeschreibung beschränkt und zweitens die Ortsangabe in der Struktur nicht standardisiert ist, besteht eine gewisse Möglichkeit, passende Beben zu übersehen. Diese Art der Suche dient also eher informativen Zwecken.



Django administration Welcome, walther. Documentation / Change password / Log out
Home > Events

Select event to change Add event +

Q 20060820 Go 2 results (24808 total)

HarvardID	Hypocenter datetime	Location	Body wave magnitude	Surface wave magnitude
C200608200301A	Aug. 20, 2006, 3:01 a.m.	KURIL ISLANDS	5.9	5.9
C200608200341A	Aug. 20, 2006, 3:41 a.m.	SCOTIA SEA	7.1	7.1

2 events

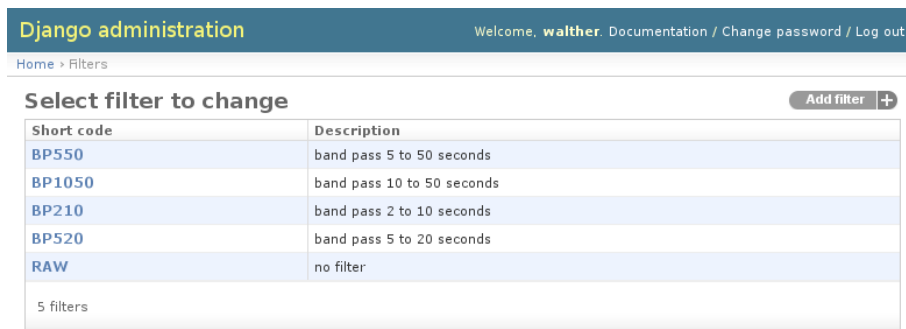
Abbildung 4.22.: Beispiel für eine Suche im Harvard-Katalog mit Kennung in neuer Form. Hier das Suchergebnis für erfasste Beben vom 20. August 2006.

2. Filter:

Die während der Bearbeitung eingesetzten Filter können via *filters* bearbeitet werden (Abbildung 4.23). Jedes Filter wird über maximal sieben Parameter klassifiziert (Darstellung im Anhang in Abbildung A.44):

- eindeutige Kurzbezeichnung,
- Beschreibung,
- Filtertyp mit folgenden Möglichkeiten:
 - kein Filter,

- Bandpass,
 - Hochpass,
 - Tiefpass.
- vier Parameter, welche die Randbedingungen des Filtertyps beschreiben.



The screenshot shows the Django administration interface for filter management. The header includes 'Django administration', 'Welcome, walther. Documentation / Change password / Log out', and a breadcrumb 'Home > Filters'. The main content area is titled 'Select filter to change' and contains a table with the following data:

Short code	Description
BP550	band pass 5 to 50 seconds
BP1050	band pass 10 to 50 seconds
BP210	band pass 2 to 10 seconds
BP520	band pass 5 to 20 seconds
RAW	no filter

Below the table, it indicates '5 filters'. There is an 'Add filter +' button in the top right corner of the table area.

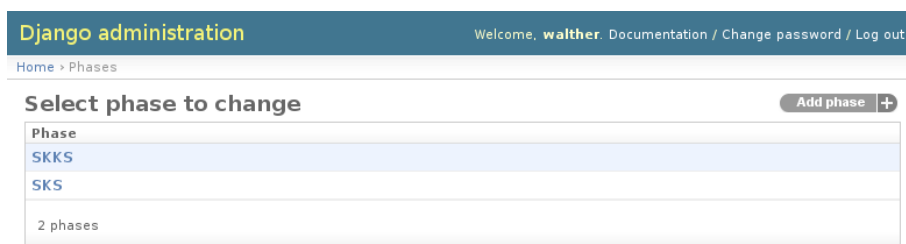
Abbildung 4.23.: Verwaltung von Filterparametern

In der vorliegenden Version werden diese Informationen nicht zur automatischen Generierung von Filterdateien für *Seismic Handler* genutzt.

3. Phasen:

ADORE ist in der Lage, verschiedene Phasen als Ausgangspunkt zu nutzen. Daher sind im Punkt *phases* die dazu notwendigen Informationen abgelegt (Abbildungen 4.24 und A.45):

- internationaler Phasenname,
- interner Phasecode für *Seismic Handler*.



The screenshot shows the Django administration interface for phase management. The header includes 'Django administration', 'Welcome, walther. Documentation / Change password / Log out', and a breadcrumb 'Home > Phases'. The main content area is titled 'Select phase to change' and contains a table with the following data:

Phase
SKKS
SKS

Below the table, it indicates '2 phases'. There is an 'Add phase +' button in the top right corner of the table area.

Abbildung 4.24.: Verwaltung von Phaseninformationen.

Die Informationen werden für die Berechnung der theoretischen Einsatzzeit verwendet.

4. Stationsparameter:

Metadaten über Stationen sind unter dem Punkt *stations* gespeichert. Analog zu den Beendaten erhält man dort eine Liste mit bekannten Stationen, die zusätzlich nach

4. Technik

zugrundeliegendem Netzwerk gruppiert werden können (Abbildung 4.25 mit den Elementen des Gräfenberg-Arrays, Abbildung A.42 im Anhang auf Seite 294 mit Stationen des GRSN). Die Gruppierung erfolgt durch Auswahl des entsprechenden Netzwerkes in der rechten Spalte.

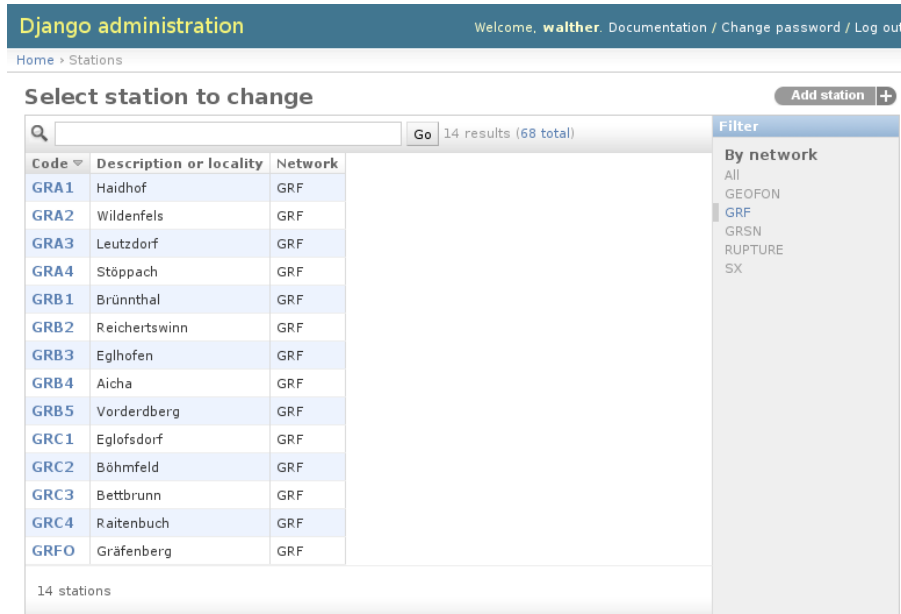


Abbildung 4.25.: Verwaltung von Stationsparametern. Die Ansicht wurde für die Anzeige der Gräfenberg-Array-Elemente gruppiert.

Für jede einzelne Station sind folgende Parameter erfasst (siehe auch Abbildung A.43 im Anhang):

- Stationskennung,
- geographische Position (Längen- und Breitengrad),
- Name der Station,
- Höhe über Normal-Null und sofern zutreffend
- zugrundeliegendes Netzwerk.

Die Suchfunktion wird hier über den Stationscode realisiert, was der allgemeinen Arbeitsweise in der Seismologie entspricht.

5. Stationskorrekturen:

Insbesondere bei temporären Experimenten kann nicht immer sichergestellt werden, dass die Ausrichtung des Seismometers korrekt erfolgt ist. Da die Abbildung der Scherwellen-Parameter zur Rotation der Radial- und Transversalkomponente nicht-linear erfolgt (sie-

he Abschnitt 5.3), kann bereits aus geringer Missweisung ein großer Unterschied in den berechneten Splittingparametern folgen.

Ein etwas anderer Effekt entsteht durch Zeitfehler. An sich ist die Inversion der Splittingparameter zeitunabhängig. Jedoch muss der SKS-Wellenzug im bearbeiteten Datenfenster liegen: Dieses wird anhand theoretischer Ankunftszeiten ermittelt und ist somit gegenüber größeren Zeitfehlern sensibel.

Für beide Fälle lassen sich in der Datenbank unter dem Punkt *adjustments* entsprechenden Korrekturen eintragen. Exemplarisch zeigt Abbildung 4.26 die Winkelkorrektur für die Station MWEY des temporären Uganda-Netzwerkes im RIFTLINK-Projekt (Wölbern et al., 2010).

The screenshot shows a Django administration page for 'Change adjustment' for station MWEY. The form contains the following fields:

- Station:** MWEY (dropdown menu)
- Time offset in seconds:** 0.0 (text input)
- Declination offset in degrees:** -3.0 (text input)
- Start of correction period:** Date: 2006-08-25, Time: 00:00:00
- End of correction period:** Date: 2006-08-26, Time: 00:00:00

At the bottom of the form, there are four buttons: 'Delete' (with a red asterisk icon), 'Save and add another', 'Save and continue editing', and 'Save'.

Abbildung 4.26.: Exemplarische Winkelkorrektur um -3 Grad für Station MWEY (RUPTURE-Netzwerk Uganda)

Ein Korrekturdatensatz umfasst folgende Einträge:

- Stationscode,
- Zeitoffset (wird beim Laden der Daten subtrahiert),
- Winkelkorrektur (wird vor Bestimmung der Splittingparameter als Rotation im Uhrzeigersinn angewandt),
- Start- und Endzeitpunkt für eine Gültigkeitseinschränkung. Damit können Veränderungen berücksichtigt werden, die z.B. im Rahmen einer Wartung auftreten.

Wird ein Ereignis innerhalb des Gültigkeitszeitraumes der Korrektur prozessiert, so werden die Daten entsprechend angepasst. Für jedes Zeitfenster wird nur der erste eingetragene Korrekturdatensatz verwendet, weitere Korrekturen werden ignoriert.

4. Technik

6. Ergebnisspeicherung:

Die Datenbankstruktur ist dafür vorbereitet, optional die Ergebnisse von Inversionsrechnungen aufzunehmen (Punkt *results*). Die Informationen sind damit für weitere Auswertungen durch weitere Programme mit einer PostgreSQL-Schnittstelle leicht zugänglich. Alternativ können kommaseparierte Dateien (CSV) mit den Inversionsergebnissen erstellt werden (Beispiel im Anhang siehe Seite 289).

7. Wellenform-Datenverwaltung:

In der vorliegenden Arbeit wurden die Wellenformdaten direkt über den *Seismic Handler* und die Infrastruktur des *SZO* geladen, so dass der Punkt *data* nicht für die Verwaltung von Wellenformen genutzt wurde. Steht eine solche Infrastruktur nicht zur Verfügung, besteht hier die Möglichkeit, Daten zur Bearbeitung in das System einzustellen und damit für die Inversion verfügbar zu machen (Abbildung 4.27). In diesem Fall ergibt sich folgendes Ablaufschema:

- a) Auswahl des passenden Harvard-Bebencodes,
- b) Auswahl der zu bearbeitenden Station,
- c) Auswahl des Datenformates,
- d) Auswahl der Datendateien,
- e) Auswahl der zu prozessierenden Phase,
- f) optional: Eingabe eines Kommentars.

Es können maximal drei Dateien hochgeladen werden. Dabei ist von Bedeutung, in welchem Datenformat die Aufzeichnungen vorliegen. Für die Inversion sind die horizontalen Komponenten essentiell. Weitere Komponenten werden ebenso wie Spuren anderer als der gewählten Station ignoriert.

Liegen beispielsweise die Daten im *miniseed*-Format vor, so sind mindestens zwei Dateien einzustellen: N- und E-Komponente. Wird das *Q-File* Format verwendet, muss die Dateidatei (*.QBN) die beiden horizontalen Komponenten enthalten. Als zweite Datei muss die korrespondierende Headerdatei (*.QHD) hochgeladen werden.

Für alle Dateien gilt gleichermaßen, dass eine Kennung für die enthaltene Komponente enthalten sein muss. Bei vielen Formaten ist diese Anforderung bereits durch die Format-Definition erfüllt, bei z.B. ASCII-Daten muss der Header *COMP* zusätzlich definiert werden.

Sofern das Datenformat nicht explizit gewählt wurde, wird versucht, den Datentyp automatisch zu erkennen.

Django administration Welcome, **walther**. [Documentation](#) / [Change password](#) / [Log out](#)

[Home](#) > [Data](#) > [Add data](#)

Add data

Event identification

Event: [+](#)

Station: [+](#)

Data upload (if empty data is taken from server - if available)

Data Type: auto detect GSE ASCII Q-File Mini-SEED

First: [Durchsuchen...](#)

Second: [Durchsuchen...](#)

Third: [Durchsuchen...](#)

Comment and state

Phases: [+](#)

Hold down "Control", or "Command" on a Mac, to select more than one.

Comment:

Process State: new in process done

Abbildung 4.27.: Formular zum Hochladen von Daten im Administrationsbereich, Start der Inversionsrechnung.

5. Tests mit synthetischen Daten

In diesem Kapitel wird das ADORE-System zur automatischen Bestimmung von SKS-Splittingparametern mit synthetischen Daten getestet. Mit diesen Untersuchungen soll aufgezeigt werden, inwieweit die Automatik tatsächlich das vorgegebene Signalfenster ermittelt und bis zu welchem Rauschanteil die Splittingparameter in einem tolerierbaren Rahmen rekonstruiert werden.

5.1. Erstellung der Daten

Für die Tests kommt das gesamte Framework des ADORE-Systems zum Einsatz. Lediglich auf die Identifikation des Bebens durch eine FK-Analyse mit einem regionalen seismischen Netzwerk wird verzichtet, da das Beben durch die synthetischen Daten bereits vorgegeben ist. Auch das eigentliche Inversionsverfahren wird hier nicht getestet, da dies von den Autoren in früheren Arbeiten durchgeführt wurde (z.B. Rümpker et al., 2003; Wüstefeld & Bokelmann, 2007).

Für die Auflösung der vorgegebenen Anisotropieparameter (Richtung der schnellen Achse, Verzögerungszeit) sollte zum einen der Winkel zwischen der schnellen Achse des anisotropen Mantelmaterials und der Polarisationsrichtung der einfallenden SKS-Welle als auch das aufgeprägte Rauschen ausschlaggebend sein. Beides wird in den Tests simuliert.

Die Versuchsanordnung wurde ohne Beschränkung der Allgemeinheit wie folgt gestaltet:

- Fixe Testquelle an Position 25.0° W, 63° S in 500 Kilometer Tiefe (ähnlich den Ereignissen in Südamerika),
- Teststation (Code *MWA1*) an Position 49.144° N, 12.8782° E (entspricht der geographischen Position der Station Wettzell),
- eine anisotrope Schicht unter der Teststation, in der die schnelle Achse variiert wird. Die Verzögerungszeit ist auf 1.5 Sekunden gesetzt.

Durch die im Modell gewählte Lage von Quelle und Empfänger ergibt sich für die SKS-Phase eine theoretische Laufzeit von 1.360 Sekunden und eine Einfallrichtung von 244° .

5. Tests mit synthetischen Daten

Wie oben bereits erwähnt, ist für die Auflösung der Splittingparameter von Bedeutung, in welchem Maß die Einfallrichtung von der Lage der schnellen Achse abweicht, da dieser Parameter die Energieaufteilung der SKS-Phase auf die Radial- und Transversalkomponente bestimmt. Bei einem Offset von 45 Grad erfolgt eine maximale Energieübertragung auf die transversale Komponente. Je weiter die Annäherung an die Nullrichtungen erfolgt, desto schwieriger ist die Rekonstruktion der schnellen Achse Φ und insbesondere der Verzögerungszeit δt .

Die Variation dieses Offsets kann entweder durch die Verschiebung der Quelle (analog zu realen Beben) oder durch die Veränderung der schnellen Achse im Modell erzielt werden. Beide Geometrien sind in den Auswirkungen gleichbedeutend, hier wurde die Modifikation der schnellen Achse des Modells gewählt.

Durch die Variation der schnellen Achse im Untergrundmodell in 10°-Schritten von Null bis 170° erhält man einen Überblick über die Leistungsfähigkeit der automatischen Fensterbestimmung. Die Positionen über 90° sollten Ergebnisse liefern, die symmetrisch zu denen unter 90° ausfallen. Dies kann als weiterer Test für das System verwendet werden.

Der zweite wichtige Parameter für die Auflösung der Anisotropieparameter ist der Rauschanteil. Er wird im synthetischen Test für jede gewählte schnelle Achse von Null bis auf 90 Prozent der Amplitude des Nutzsignales der radialen Komponente in 10%-Schritten erhöht. Somit muss eine Gesamtzahl von 180 Auswertungen berechnet werden.

Damit das komplette ADORE-System genutzt werden kann, wurden in die Datenbank diese 180 virtuellen Beben eingefügt. Die Beben werden analog zu realen Ereignissen mit einer Harvard-ID versehen, die Kennungen reichen von *SYNTH001* bis *SYNTH180* (Abbildung 5.1). Aus technischen Gründen werden den Ereignissen Herzzeiten mit einem Abstand von 10 Minuten zugewiesen. Jedem Ereignis können somit synthetische Daten mit einer bestimmten Kombination der Modelleigenschaft schnelle Achse und einem Rauschniveau zugeordnet werden.

Der SKS-Phaseneinsatz wird durch einen Sinus-Impuls simuliert (Rümpker & Silver, 1998):

$$(5.1) \quad wf = \sin\left(\frac{2\pi}{\delta t}(t - t_0)\right) \sin\left(\frac{\pi}{n\delta t}(t - t_0)\right)$$

In Gleichung 5.1 werden die Eingabeparameter aus einer Steuerdatei verarbeitet. Als Vorlage für alle hier durchgeführten Berechnungen dient Listing 5.1.

Listing 5.1: Vorlage für die Eingabedatei zur Erzeugung synthetischer Spuren

```
1 0. 140. 2048
2 60. 15. 1
3 244
4 $NOISE
5 $AXIS $LAG
```

Select event to change

Q SYNTH Go 180 results (24988 total)

HarvardID	Hypocenter datetime	Location	Body wave magnitude	Surfac
SYNTH001	Dec. 31, 1999, 11:38 p.m.	SYNTHETIC SOURCE #001	0.0	0.0
SYNTH002	Dec. 31, 1999, 11:48 p.m.	SYNTHETIC SOURCE #002	0.0	0.0
SYNTH003	Dec. 31, 1999, 11:58 p.m.	SYNTHETIC SOURCE #003	0.0	0.0
SYNTH004	Jan. 1, 2000, 12:08 a.m.	SYNTHETIC SOURCE #004	0.0	0.0
SYNTH005	Jan. 1, 2000, 12:18 a.m.	SYNTHETIC SOURCE #005	0.0	0.0
SYNTH006	Jan. 1, 2000, 12:28 a.m.	SYNTHETIC SOURCE #006	0.0	0.0
SYNTH007	Jan. 1, 2000, 12:38 a.m.	SYNTHETIC SOURCE #007	0.0	0.0
SYNTH008	Jan. 1, 2000, 12:48 a.m.	SYNTHETIC SOURCE #008	0.0	0.0
SYNTH009	Jan. 1, 2000, 12:58 a.m.	SYNTHETIC SOURCE #009	0.0	0.0
SYNTH010	Jan. 1, 2000, 1:08 a.m.	SYNTHETIC SOURCE #010	0.0	0.0
SYNTH011	Jan. 10, 2000, 11:38 p.m.	SYNTHETIC SOURCE #011	0.0	0.0
SYNTH012	Jan. 10, 2000, 11:48 p.m.	SYNTHETIC SOURCE #012	0.0	0.0
SYNTH013	Jan. 10, 2000, 11:58 p.m.	SYNTHETIC SOURCE #013	0.0	0.0
SYNTH014	Jan. 11, 2000, 12:08 a.m.	SYNTHETIC SOURCE #014	0.0	0.0
SYNTH015	Jan. 11, 2000, 12:18 a.m.	SYNTHETIC SOURCE #015	0.0	0.0
SYNTH016	Jan. 11, 2000, 12:28 a.m.	SYNTHETIC SOURCE #016	0.0	0.0
SYNTH017	Jan. 11, 2000, 12:38 a.m.	SYNTHETIC SOURCE #017	0.0	0.0
SYNTH018	Jan. 11, 2000, 12:48 a.m.	SYNTHETIC SOURCE #018	0.0	0.0
SYNTH019	Jan. 11, 2000, 12:58 a.m.	SYNTHETIC SOURCE #019	0.0	0.0
SYNTH020	Jan. 11, 2000, 1:08 a.m.	SYNTHETIC SOURCE #020	0.0	0.0
SYNTH021	Jan. 20, 2000, 11:38 p.m.	SYNTHETIC SOURCE #021	0.0	0.0

Abbildung 5.1.: Speicherung virtueller Beben für die Analyse synthetischer Daten (Ausschnitt).

In der ersten Zeile der Eingabedatei wird die Länge der synthetischen Spur festgelegt: Start bei $t_0 = 0.0$ Sekunden, Ende bei 140.0 Sekunden. Der Diskretisierungsabstand beträgt $\frac{140.0}{2048.0} = 0.068$ Sekunden. In Zeile 2 wird der Phaseneinsatz konfiguriert: Beginn bei 60.0 Sekunden, Breite $\delta t = 15.0$ Sekunden für $n = 1$ Wellenzug.

In Zeile drei folgt der konstante Einfallswinkel, in Zeile vier der Rauschanteil (0 bis 90 Prozent) - steuerbar als Variable \$NOISE (mit Werten von 0.0 bis 0.9). Die Modellparameter werden schließlich in der letzten Zeile angegeben: Richtung der schnellen Achse (als Variable \$AXIS) und die Verzögerungszeit \$LAG.

Der Rauschanteil ist als Amplitudenmaß definiert. Die synthetischen Daten umfassen einen absoluten Wertebereich von Null bis Eins. In diesem Datenbereich kann das Rauschen festgelegt werden, zum Beispiel begrenzt ein Wert von 0.5 die Maximalamplitude des Rauschens auf diesen Wert (dies entspricht 50 Prozent der Amplitude des Nutzsignals). Das Rauschen wird durch eine feste Initialisierung des Zufallsgenerators und anschließende Ermittlung von normalverteilten Zufallszahlen erzeugt und auf die ungestörte Datenspur summiert.

Als Ergebnis erhält man Wellenformdaten der Nord- und Ostkomponente (Abbildung 5.2 zeigt die Daten des *SYNTH003* Bebens). Aus technischen Gründen werden die Datensamples zur Weiterverwendung mit einem Faktor von 1.000 multipliziert: Im Originalformat wird der Wertebereich von Null bis Eins verwendet, die Weiterverarbeitung erfolgt jedoch im Dateiformat

5. Tests mit synthetischen Daten

miniseed, welches nur ganzzahlige Werte unterstützt. Ohne die Ausweitung des Wertebereiches würde die Auflösung der Wellenformen bei der Formatumwandlung verloren gehen.

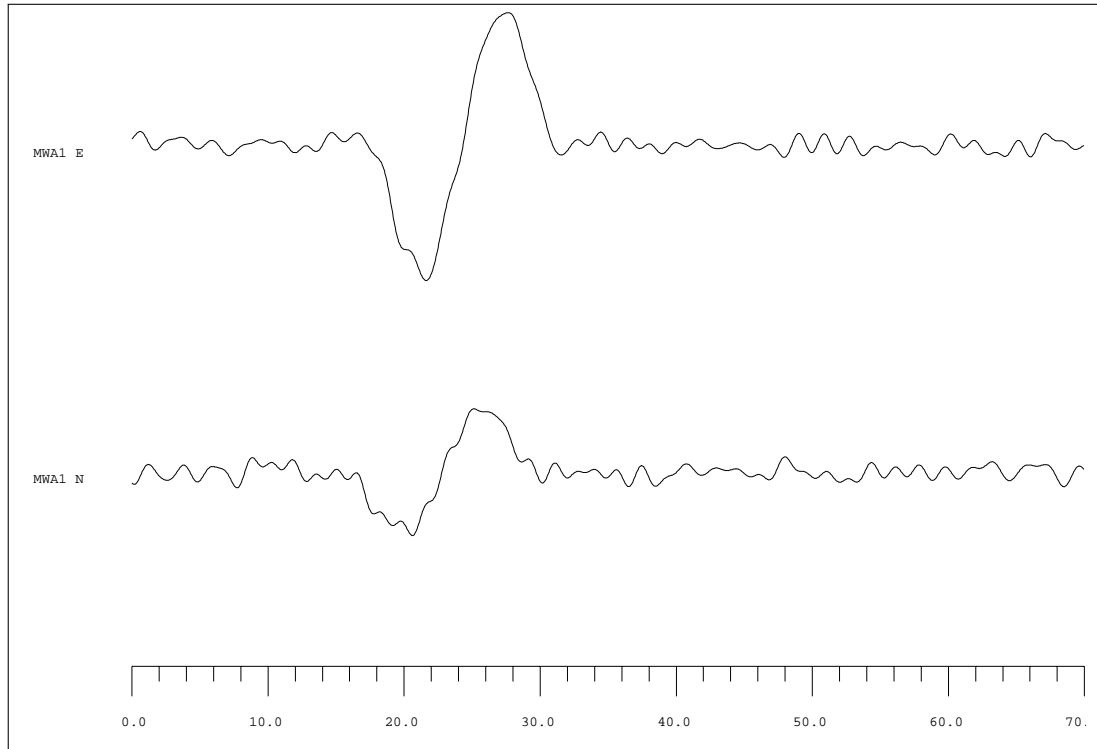


Abbildung 5.2.: Beispiel synthetischer Daten anhand des virtuellen Events *SYNTH003*. Die Nord- und Ostkomponente der Teststation *MWA1* zeigen einen klaren Phaseneinsatz. Die schnelle Achse hat hier einen Wert von 0° . Der Backazimut liegt bei 244° , der Rauschanteil liegt bei 20%.

Damit die Daten auf einfache Weise für ADORE zugänglich sind, wurden diese temporär im Wellenform-Archiv des Seismologischen Zentralobservatoriums gespeichert. Die Verarbeitung der Daten erfolgte anschließend analog zu aufgezeichneten Bebandaten. Durch die Angabe einer synthetischen „Harvard-ID“ (SYNTH001 bis SYNTH180) und des Codes der Teststation *MWA1* wird das Processing durchgeführt. Dies schließt die Anwendung verschiedener Filterbereiche ein.

5.2. Auswirkung von Rauschen

Zur Beurteilung der Inversionsresultate wird für jede Kombination aus Einfallswinkel und Rauschniveau die Abweichung zwischen Ein- und Ausgabe für die schnelle Achse (Abbildung 5.3) und für die Verzögerungszeit dargestellt (Abbildung 5.4).

Die gezeigte Verteilung der Abweichung der gemessenen Parameter von denen des Modells überrascht zunächst. Die schnelle Achse (Abbildung 5.3) kann fast unabhängig vom Rauschniveau rekonstruiert werden (grüne Einfärbung). Im Bereich von -50° bis -15° und hoher Rauschanteile von über 40 Prozent gelingt dies nicht (braune und rote Farbtöne). Die Richtungen der schnellen bzw. langsamen Achse bei 0° und 90° werden gut klassifiziert (Nullrichtungen, graue Einfärbung).

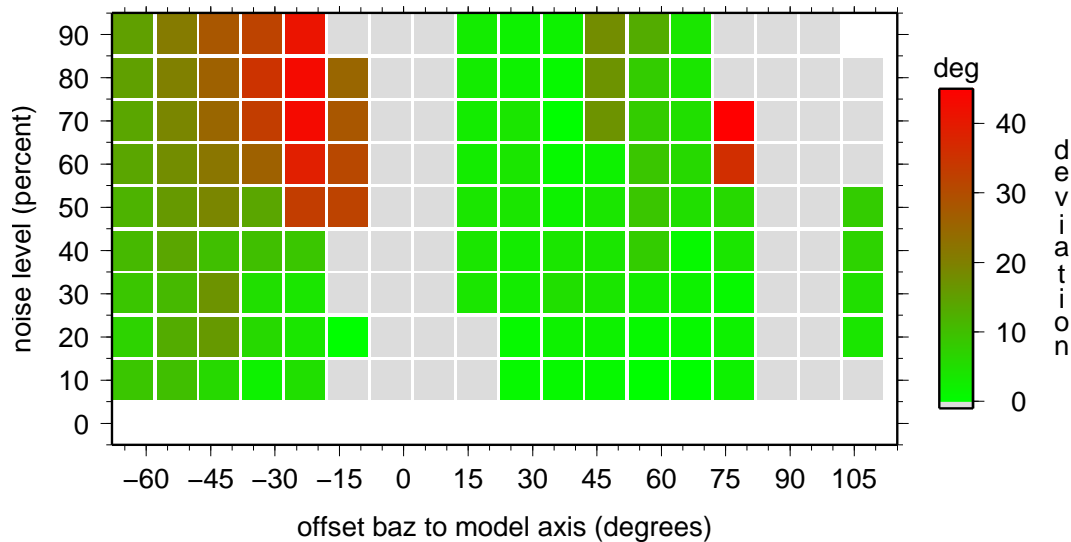


Abbildung 5.3.: Abweichung der über Inversion ermittelten schnellen Achse von den Modellparametern bei fester Initialisierung des Zufallsgenerators für die Erzeugung des Rauschanteils, Bandpass-Filterung von fünf bis 20 Sekunden. Graue Bereiche kennzeichnen durch ADORE als Null-Messung klassifizierte Bereiche.

Eine stichprobenartige Kontrolle der Ergebnisse der Inversionsresultate zeigte, dass die durch ADORE gewählten Fenster korrekt positioniert wurden und die Ergebnisse der Inversion einwandfrei sind.

Die Ursache für die unsymmetrische Verteilung der Abweichungen ist vielmehr darin begründet, dass auf dem auf wenige Sekunden beschränkten Datenfenster (die Länge liegt im Bereich 10 bis 20 Sekunden) kein weißes Rauschen vorhanden sein kann. Somit ist den Daten eine zufällige Vorzugsrichtung aufgeprägt. Der feste Wert für die Initialisierung des Zufallsgenerators sorgt dafür, dass für jede Einfallsrichtung identisches Rauschen erzeugt wird, für die Erhöhung des Rauschniveaus wird dieses entsprechend skaliert. Somit wird die Vorzugsrichtung gleichartig für den gesamten Wertebereich auf die Inversionsergebnisse aufgeprägt.

Abbildung 5.4 zeigt die Abweichung der ermittelten Verzögerungszeit von den Modelleingaben. Auch hier lassen sich Bereiche erkennen, an denen die Rekonstruktion besser gelingt, als dies zu vermuten wäre. Eine symmetrische Struktur lässt sich nicht erkennen.

5. Tests mit synthetischen Daten

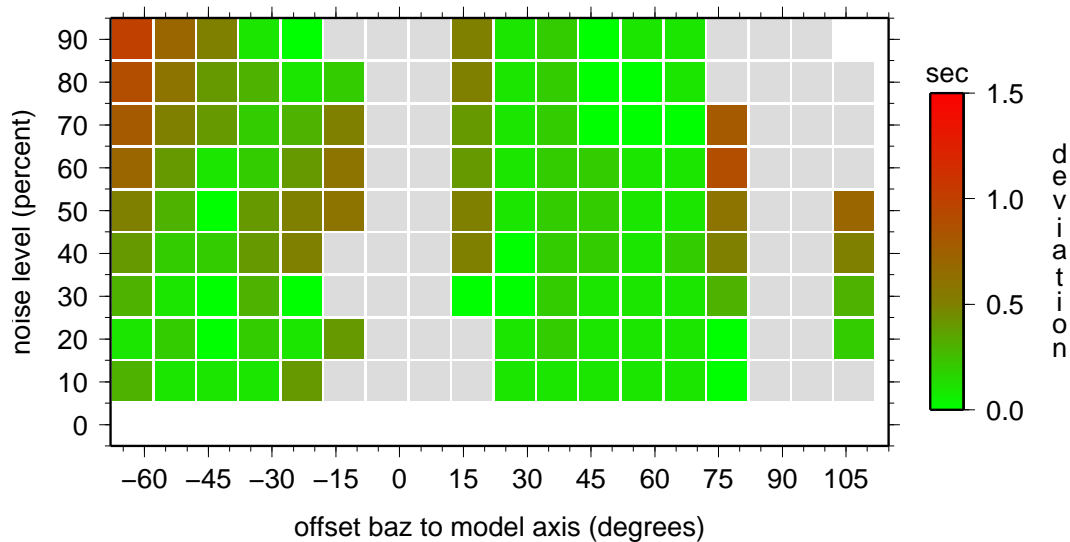


Abbildung 5.4.: Abweichung der über Inversion ermittelten Verzögerungszeit von den Modellparametern bei fester Initialisierung des Zufallsgenerators. Weitere Erklärungen in der Bildunterschrift bei Abbildung 5.3.

Für die weitere Untersuchung des Rauscheinflusses wurde die Fixierung des Zufallsgenerators aufgehoben. Für jede Kombination von Einfallsrichtung und Rauschlevel wurde die Inversion 1.000 Mal mit einem neuen Initialisierungsvektor durchgeführt, um einen Einfluss durch aufgeprägte Vorzugsrichtungen zu unterbinden.

Die Gesamtzahl von nun 180.000 Beben-Analysen wurde nicht mehr im kompletten ADORE-Framework durchgeführt, sondern nur noch im Frequenzbereich von 5 bis 20 Sekunden und mit fester Fensterposition (diese ist durch die synthetische Datenquelle exakt bekannt). Durch diese Vereinfachungen ist die Berechnung innerhalb weniger Tage durchführbar.

Die Initialisierungsvektoren des Zufallsgenerators wurden aus einem Wertebereich von 1 bis 1.000.000 gezogen. Abbildung 5.5 zeigt, dass diese Vorgabe erfüllt ist: die Werte sind praktisch gleichverteilt.

Die in Abbildung 5.3 gezeigte Struktur legt den Schluss nahe, dass es durch ein bestimmtes Rauschen immer möglich ist, die Modellparameter exakt wiederherzustellen. Diese Annahme bestätigt auch Abbildung A.46 im Anhang auf Seite 296, welche die minimale Abweichung der schnellen Achse aus den jeweils 1.000 Inversionen zeigt. Jegliche Kombination von Modell und Rauschen ist durch die Aufprägung eines „geeigneten“ Rauschens nahezu fehlerfrei zu rekonstruieren.

Vollkommen anders stellt sich die Lage dar, wenn man die maximale Abweichung betrachtet (Abbildungen 5.6 und 5.7). Hier stellt sich die erwartete symmetrische Verteilung ein, welche

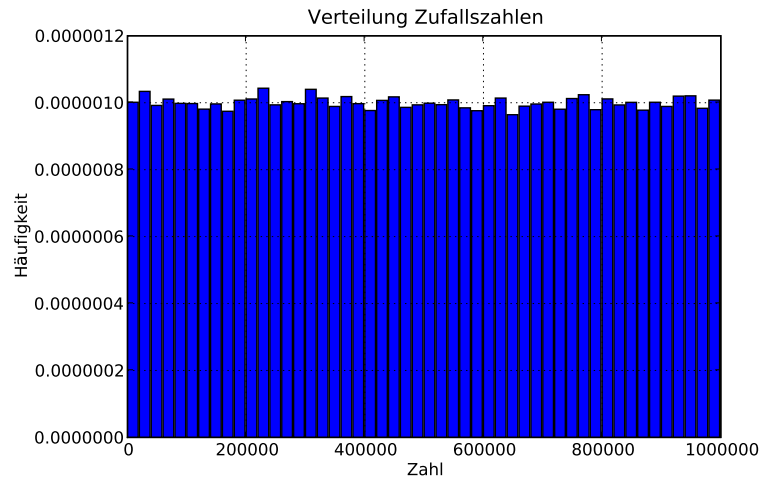


Abbildung 5.5.: Verteilung der Initialisierungsvektoren des Zufallsgenerators zur Rauscherzeugung.

von den Symmetrieachsen des Modells bestimmt wird (Lage der schnellen bzw. langsamen Achse).

Rauschfreie Daten lassen eine Rekonstruktion der Modellparameter unabhängig vom Einfallswinkel zu, mit zunehmendem Rauschanteil verschlechtern sich die Ergebnisse drastisch. Nur bei großem Abstand von den Modellachsen kann eine verlässliche Bestimmung der schnellen Achse und der Verzögerungszeit auch bei einem Rauschniveau von 20% bei vertretbarem Fehler gewährleistet werden. Mit größerem Rauschanteil und in der Nähe der Modellachsen steigt die Abweichung stark an.

Für reale Daten kann nicht ermittelt werden, welche Vorzugsrichtung durch Rauschen den Wellenformen aufgeprägt wurde. Für ein Einzelereignis muss man daher davon ausgehen, dass ein Muster analog der Abbildung 5.3 vorliegt. Die Feinstruktur dieses Musters ist jedoch zufällig, der Einfallswinkel ist durch die Geometrie von Hypozentrum und Station vorgegeben.

Als Schlussfolgerungen aus den Tests für die Auswertung realer Daten ergeben sich:

1. Durch Rauschen kann eine nicht zu vernachlässigende Vorzugsrichtung aufgeprägt werden. Es spielt dabei keine Rolle, dass die Daten vor der Inversion gefiltert werden. Ausschlaggebend ist das Rauschniveau der ungefilterten Daten.
2. Die Auswirkungen von Rauschen können vor allem für höhere Rauschniveaus nicht vorhergesagt werden.
3. Ist die Möglichkeit für die Auswertung mehrerer Beben für vergleichbare Einfallswinkel gegeben, so kann die Schwelle für eine verlässliche Bestimmung der Splittingparameter erhöht werden. Liegen viele Auswertungen vor, so ergibt sich im Idealfall eine Fehlerverteilung wie in Abbildung 5.8 (Mittelwert der Abweichungen).

5. Tests mit synthetischen Daten

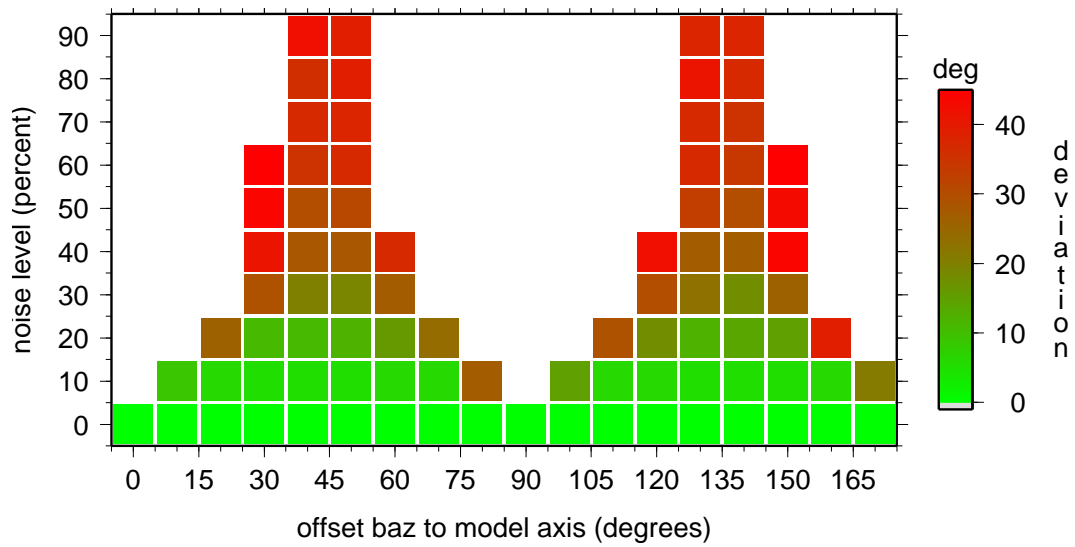


Abbildung 5.6.: Maximale Abweichung der über Inversion ermittelten schnellen Achse von den Modellparametern bei variabler Initialisierung des Zufallsgenerators für die Erzeugung des Rauschanteils, Bandpass-Filterung von 5 bis 20 Sekunden. Für die weißen Abschnitte liegt die Abweichung bei über 45 Grad.

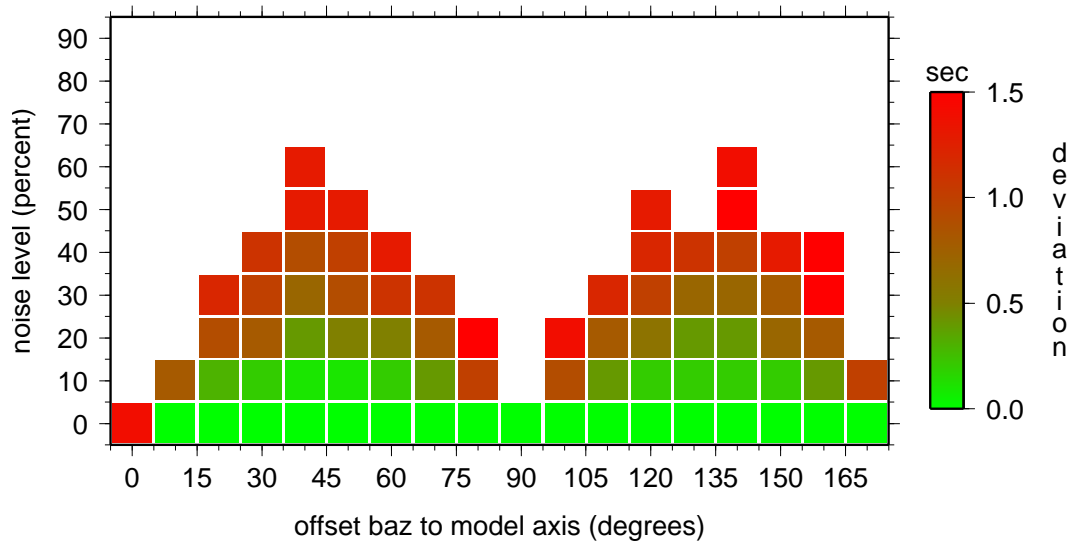


Abbildung 5.7.: Maximale Abweichung der über Inversion ermittelten Verzögerungszeit von den Modellparametern bei variabler Initialisierung des Zufallsgenerators für die Erzeugung des Rauschanteils, Bandpass-Filterung von 5 bis 20 Sekunden. Für die weißen Abschnitte liegt die Abweichung bei über drei Sekunden.

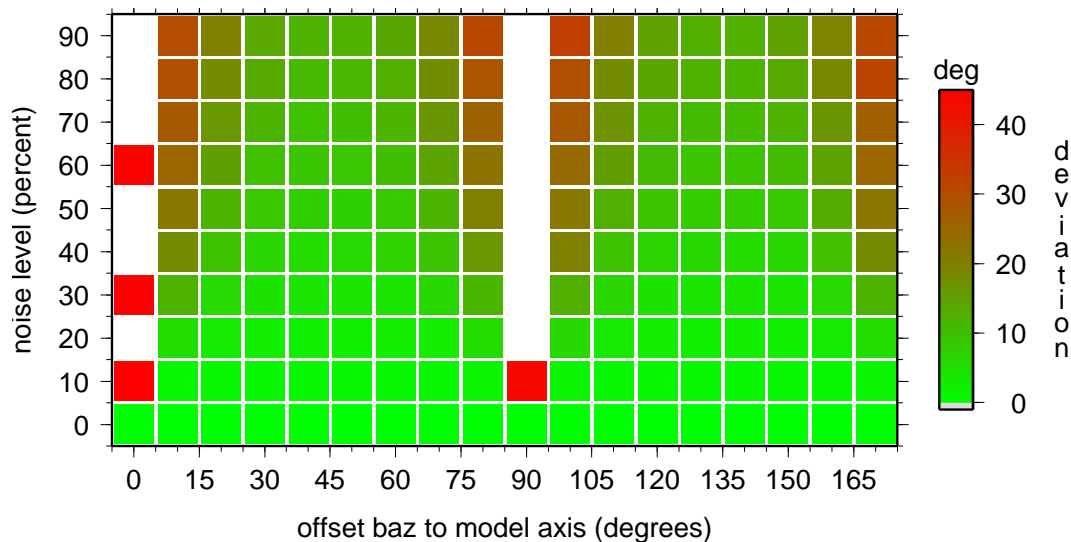


Abbildung 5.8.: Mittlere Abweichung der über Inversion ermittelten schnellen Achse von den Modellparametern bei variabler Initialisierung des Zufallsgenerators für die Erzeugung des Rauschanteils, Bandpass-Filterung von 5 bis 20 Sekunden. Für die weißen Anteile liegt die Abweichung bei über 45 Grad.

Im ADORE-Programmpaket werden diese Ergebnisse berücksichtigt. Nur Wellenformdaten ausreichender Qualität mit einem Rauschanteil von maximal 30 Prozent werden für eine Inversion verwendet (siehe Kapitel 4.5.3).

5.3. Wirkung von Missweisung

Insbesondere bei temporären Experimenten stellt die korrekte Ausrichtung der Seismometer eine besondere Herausforderung dar. Die Bestimmung der Splittingparameter ist jedoch sehr sensitiv auf Winkelabweichungen und folgt dabei einem nicht-linearen Verlauf.

Erfolgt eine systematische zusätzliche Rotation von synthetischen Daten, so lässt die Wirkung dieser Missweisung gut simulieren (Abbildungen 5.9 und 5.10). Zugrunde liegt dort ein anisotropes Modell mit einer schnellen Achse von Null Grad und einer Verzögerungszeit von 1.5 Sekunden.

Die rote Linie zeigt das Ergebnis bei korrekt ausgerichteter Station. Mit steigender Abweichung nimmt der Fehler stark zu. Extremwerte zeigen sich im Bereich der langsamen bzw. schnellen Achse (0, 90, 180 Grad). Auch die Rekonstruierbarkeit der Verzögerungszeit (Abbildung 5.10) wird stark durch eine Missweisung verzerrt.

5. Tests mit synthetischen Daten

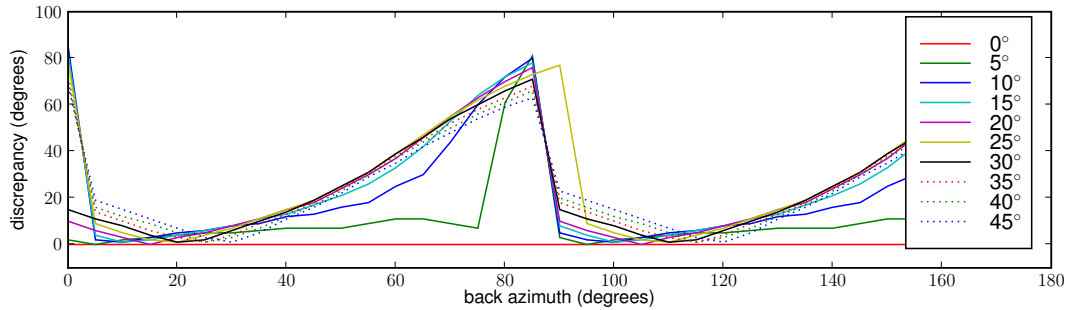


Abbildung 5.9.: Auswirkungen von Missweisung auf die Rekonstruktion der schnellen Achse. Dargestellt ist die Abweichung der durch Inversion ermittelten schnellen Achse von dem im Modell festgelegten Parameter mit einem Wert von Null Grad.

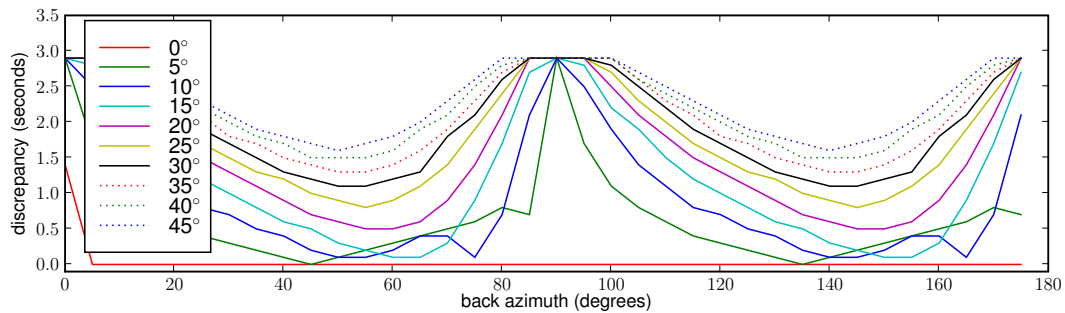


Abbildung 5.10.: Auswirkungen von Missweisung auf die Rekonstruktion der Verzögerungszeit. Das Untergrundmodell wurde mit 1.5 Sekunden Verzögerungszeit definiert, in der Abbildung ist die Abweichung in Sekunden von diesem Wert dargestellt.

Als Schlussfolgerungen für die Auswertung kann man festhalten:

1. Eine Missweisung durch nicht korrekt aufgestellte Seismometer verzerrt die Splittingparameter signifikant.
2. Eine Abweichung von maximal zehn Grad ist tolerabel.
3. Für größere Abweichungen müssen vor der Inversion Korrekturen durchgeführt werden.

Für die permanenten Stationen des Deutschen Regionalnetzes (GRSN) kann man davon ausgehen, dass die Stationen mit großer Sorgfalt aufgestellt wurden und somit keine merkliche Missweisung aufweisen. Für die Verwendung von Daten temporärer Installationen können Korrekturen für Missweisung und Zeitfehler im ADORE-Paket konfiguriert werden (siehe Kapitel 4.7).

Für die Identifikation einer Missweisung aus den registrierten Daten bietet sich beispielsweise eine Polarisationsanalyse von Fernbeben an. Hier kann der Backazimut über die Berechnung der Kovarianz-Matrix aus den Aufzeichnungen bestimmt werden, wodurch ein Vergleich mit dem theoretischen Wert möglich ist (Means, 1972). Eine größere Abweichung kann als Hinweis auf eine Missweisung der Station aufgefasst werden. Lokale Heterogenitäten sollten hierbei keinen signifikanten Einfluss zeigen.

Bei der Analyse der Daten des Riftlink-Projektes (siehe Kapitel 7) wurde dies als iterativer Prozess während der Berechnung von Φ und δt angewendet. Traten bei großen Perioden signifikante Abweichungen zwischen theoretischem und berechnetem Backazimut auf, so wurde eine Korrektur um diesen Winkel vorgenommen und die Inversion wiederholt.

6. Anwendung und Ergebnisse: Deutsches Regionalnetz

Dieses Kapitel umfasst die Analyse und Interpretation von seismologischen Daten aus Deutschland. Dabei handelt es sich um Stationen des Deutschen Regionalnetzes (GRSN) und assoziierter Stationen, wie z.B. im Gräfenberg-Array, weiterer Stationen in Deutschland von Universitäten und anderen öffentlichen Einrichtungen sowie der Station Walferdange in Luxemburg. Die Methode der automatischen Bestimmung der Splittingparameter (ADORE) wurde maßgeblich anhand der Daten dieser Stationen entwickelt.

Hauptziel dieser Arbeit ist die Bestimmung von Variationen der Anisotropie unterhalb Deutschlands. Besonderes Augenmerk liegt dabei auf der Analyse von Einflüssen tektonischer Einheiten und komplexer Anisotropiebedingungen.

Auf Grund des Umfangs der bearbeiteten Daten des GRSN können nicht alle Ergebnisse detailliert hier abgebildet werden. Sämtliche Ergebnisberichte stehen jedoch im PDF-Format auf der beiliegenden DVD zur Verfügung.

Alle Darstellungen von Auswertungen sind dort im Verzeichnis „/plots/“ abgelegt. Die Benennung der einzelnen Dateien folgt dem Schema „pyx-HARVARDID-STATION.pdf“, für das im weiteren Verlauf gezeigte Beispiel der Station GRA1 und dem Beben C042300B (Abbildung 6.2 auf Seite 95) ergibt sich also als Dateiname *pyx-C042300B-GRA1.pdf*.

Die PDF-Darstellungen für die charakteristische Funktion zur Ermittlung der optimalen Fensterposition befinden sich im Verzeichnis „/eval/“ und folgen dem obigen Schema. Die Dateien beginnen dort mit dem Präfix „eval“, also z.B. *eval-C042300B-GRA1.pdf*.

Weiterhin liegen sämtliche Daten in auswertbarer Form als kommagetrennte Textdateien vor (CSV). Im Verzeichnis „/csv/“ befindet sich auch die jeweils notwendige Dokumentation der Datenstrukturen.

Die Rohdaten mit den Resultaten aller Inversionen umfassen eine Größe von mehr als 1,2 Terabyte. Diese Datenmenge entspricht dem Inhalt von über 285 DVDs - diese Daten sind daher dieser Arbeit nicht beigelegt. Als Medium für die Archivierung kommen zwei externe USB-Festplatten zum Einsatz.

6.1. Ergebnisse

Die Inversion zur Bestimmung der Splittingparameter (schnelle Achse Φ und Verzögerungszeit δt) liefert für eine Einzelmessung immer sogenannte *effektive Splittingparameter*, welche sich aus der Superposition aller durchlaufener anisotroper Gebiete ableiten.

Für die Zusammenstellung eines ersten Überblickes über die Ergebnisse dieser Arbeit wird zunächst von der Annahme ausgegangen, dass sich unterhalb Deutschlands nur eine homogene anisotrope Schicht mit horizontaler Symmetrieachse befindet. In diesem Fall können sämtliche bestimmten Splittingparameter gemittelt werden. Abhängigkeiten vom Backazimut und Variationen mit der Frequenz werden bei diesem Ansatz a-priori ausgeschlossen.

Abbildung 6.1 auf der folgenden Seite zeigt das Untersuchungsgebiet mit den analysierten Stationen und den für jede Station gemittelten Splittingparametern. Die Ergebnisse beziehen sich auf die Auswertungen im Frequenzbereich 5 bis 20 Sekunden, welcher erfahrungsgemäß die stabilsten Resultate liefert.

Sofern für eine Station mehr als vier qualitativ hochwertige Messungen vorliegen, sind in der Abbildung folgende Angaben enthalten:

1. Die Orientierung des roten Pfeils bildet die Lage der schnellen Achse gegenüber Nord ab, die über den Median aller Einzelergebnisse gebildet wurde.
2. Die Länge des roten Pfeils gibt den Median der ermittelten Verzögerungszeiten wieder. Der entsprechende Maßstab ist unten rechts in der Grafik enthalten.
3. Als Streuungsmaß für die Orientierung der schnellen Achse werden die Werte des unteren und oberen Quartils genutzt. Diese Information ist dem jeweiligen roten Pfeil in Blau hinterlegt.

Ein Maß für die Streuung der Verzögerungszeit ist aus Gründen der Übersichtlichkeit in der Grafik nicht enthalten. Diese Angaben werden jeweils bei den nachfolgenden Detailinformationen der Stationen aufgeführt.

Konnten für eine Station weniger als vier hochwertige Datenpaare ermittelt werden (HAM und GSH), so sind die Resultate der Einzelmessungen lediglich als Pfeil dargestellt. Auch hier gibt die Orientierung die Lage der schnellen Achse und die Länge die Verzögerungszeit an.

In erster Näherung lassen sich der Karte folgende Charakteristika entnehmen:

In Küstennähe zeigt sich ein uneinheitliches Bild. Während für die Station Bad Segeberg (BSEG) eine Nord-West/Süd-Ost-Richtung für die schnelle Achse ermittelt wurde, liegt diese an der Station Rügen (RGN) nahezu senkrecht dazu. Die Einzelmessungen für Hamburg (HAM) divergieren ebenfalls erheblich, an der Station Helgoland (HLG) steht keine ausrei-

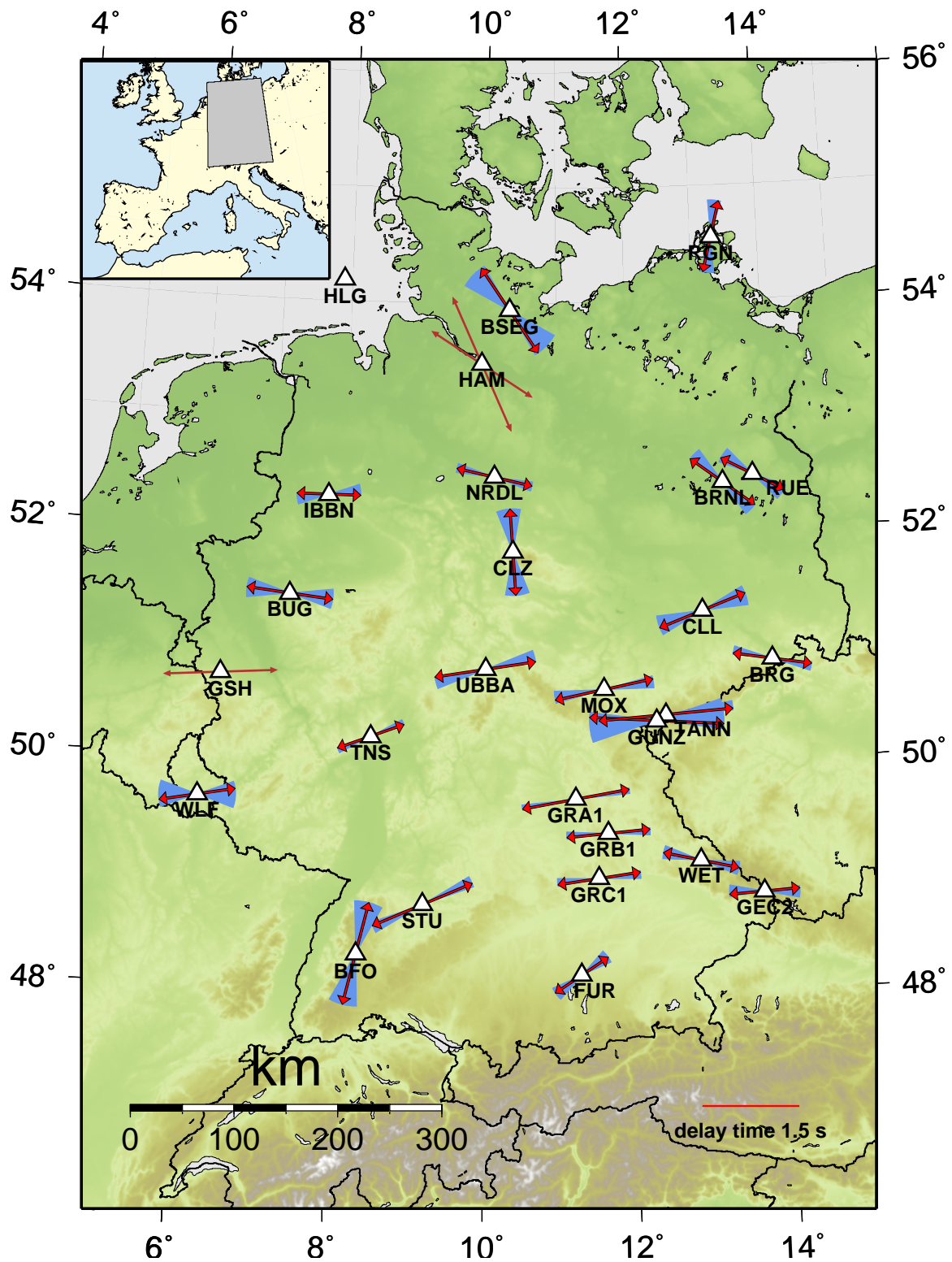


Abbildung 6.1.: Karte der Stationen mit Splittingparametern bei Einschichtfall im Periodenbereich von 5 bis 20 Sekunden (detaillierte Erklärung im Text).

chende Datenqualität zur Verfügung. Die Verzögerungszeiten für die Stationen BSEG, RGN und HAM liegen zwischen 1 und 1.6 Sekunden.

Nach Süden hin ergibt sich ein konsistenteres Bild. Die Stationen Ibbenbüren (IBBN), Bochum (BUG), Niedersachsen-Riedel (NRDL) und Großhau (GSH) weisen nahezu eine Ost-West-Orientierung der schnellen Achse auf, die Streuung ist sehr klein. Die Werte für die Verzögerungszeit liegen um 1.2 Sekunden. Im Osten verschiebt sich die Lage der schnellen Achsen in Richtung NW/SO, die Stationen Berlin (BRNL) und Rüdersdorf (RUE) zeigen dabei starke Übereinstimmungen. Dies ist auf Grund der geografischen Nähe auch zu erwarten.

Für den Harz mit der Station Clausthal-Zellerfeld (CLZ) wurde eine nahezu Nord-Süd verlaufende schnelle Achse festgestellt. Die Verzögerungszeit liegt ebenfalls im Bereich von einer Sekunde. Damit unterscheidet sich die Station in der Orientierung der schnellen Achse erheblich von den Richtungen der umgebenden Stationen.

Bei den Stationen auf Festgestein in den Mittelgebirgen wie Walferdange (WLF), Taunus (TNS), Unterbreizbach (UBBA), Moxa (MOX), und Collm (CLL) weist die Lage der schnellen Achse in Richtung Ost-Nord-Ost. Ein vergleichbares Bild zeigen die Ergebnisse für die drei bearbeiteten Stationen des GRF-Arrays (GRA1, GRB1 und GRC1). Abgesehen von den Stationen im Vogtland (TANN und GUNZ) und GRA1 beträgt die Verzögerungszeit im Mittel 1.2 Sekunden, für die genannten Stationen liegt der Wert ca. eine halbe Sekunde höher.

An Berggießhübel (BRG), Wettzell (WET), Tannenbergesthal (TANN), Gunzen (GUNZ) und der Basisstation des GERESS-Arrays (GEC2) hingegen ist eine Verschiebung hin zu Ost-Süd-Ost mit Verzögerungszeiten von 1.2 Sekunden zu beobachten.

Die südlichsten Stationen Black Forest Observatory (BFO), Stuttgart (STU) und Fürstenfeldbruck (FUR) zeigen individuelle Eigenschaften. Während BFO eine schnelle Achse von 15 Grad mit einer Verzögerungszeit von 1.5 Sekunden aufweist, liegen die schnellen Achsen bei STU und FUR bei Süd-West/Nord-Ost. Die Verzögerungszeit von STU ist der von BFO vergleichbar. FUR weist einen geringeren Wert von knapp unter einer Sekunde auf.

Es ist festzuhalten, dass an allen bearbeiteten Stationen ein SKS-Splitting als Merkmal von anisotropen Regionen im Untergrund feststellbar war. Weiterhin münden die Ergebnisse unter der Annahme eines Einschnittfalls mit Ausnahme der nördlichsten Stationen bereits in einem konsistenten Gesamtbild. Benachbarte Stationen zeigen zumeist vergleichbare Ergebnisse. Eine tektonische Interpretation der Ergebnisse folgt in Kapitel 6.4.

Im Folgenden werden die Ergebnisse aller Einzelstationen dargestellt. Exemplarisch für alle weiteren Stationen erfolgt zunächst anhand der Gräfenberg-Station GRA1 eine detaillierte Beschreibung der erzielbaren Resultate (Abschnitt 6.1.1). Diese Station ist seit 1976 als permanent digital aufzeichnender Standort in Betrieb. Zusammen mit den beiden weiteren 3-Komponenten-Stationen GRB1 und GRC1 bietet sie somit einen weltweit einmaligen Daten-

satz, welcher in Teilen schon in früheren Arbeiten ausgewertet wurde und somit für Vergleiche prädestiniert ist.

Anschließend folgen die Stationen des Deutschen Regionalnetzes, assoziierter Stationen und der luxemburgischen Station Walferdange. Sofern Wellenform-Aufzeichnungen für einen Zeitraum von mehr als vier Jahren vorhanden sind, wurden die Stationen in der Analyse berücksichtigt. Zunächst werden Ergebnisse für die Stationen im Gebiet des Norddeutschen Beckens (Abschnitt 6.1.2), danach in der Mitte Deutschlands (Mittelgebirge, Abschnitt 6.1.3) und abschließend im Süden des Untersuchungsgebietes (Schwarzwald und Alpenvorland, siehe Abschnitt 6.1.4) präsentiert.

Auf Grund der erhöhten Rauschbedingungen und teilweise kurzer Registrierungsdauer konnten die Stationen Helgoland (HLG), Großhau (GSH) und Hamburg (HAM) nicht für eine hinreichend stabile Auswertung herangezogen werden. Für diese Stationen liegen nur Einzelergebnisse vor. Für die Station HLG sind keinerlei Ergebnisse verfügbar, welche den hier gesetzten Qualitätskriterien genügen.

Auch für die anderen beiden bearbeiteten Periodenbereiche (2 bis 10 Sekunden bzw. 10 bis 50 Sekunden) wurden unter der Annahme eines anisotropen Einschichtfalls Karten vergleichbar mit Abbildung 6.1 erstellt (siehe Anhang auf den Seiten 291 und 292).

Es zeigen sich für Stationen mit großer Datenbasis generell nur geringe Unterschiede in der Orientierung der schnellen Achse Φ und Verzögerungszeit δt . Liegen für eine Station jedoch nur wenige Splittingparameter für einen Periodenbereich vor, können größere Abweichungen beobachtet werden. Diese haben auf Grund der statistischen Unsicherheiten jedoch nur eine geringe Aussagekraft.

6.1.1. Einführung: GRA1 - Gräfenberg A1

Die Station GRA1 ist Teil des Gräfenberg-Arrays (GRF-Array, siehe Karte auf Seite 24) und ist seit 1976 in kontinuierlichem Betrieb. Wie für alle Stationen des GRF-Arrays bildet der Fränkische Jura den Stationsuntergrund, die Seismometer sind direkt auf dem anstehenden Festgestein positioniert.

Für GRA1 wurden 274 Erdbeben aus den Jahren 1979 bis Mitte 2009 ausgewertet. Nach einer ersten Selektion nach Stabilität der Ergebnisse und Signal-Rausch-Verhältnis verbleiben 202 Beben zur weiteren Analyse. Für 69 Ereignisse konnten Splittingparameter sehr hoher Qualität automatisch bestimmt werden. Die restlichen Ergebnisse erfüllen einerseits nicht die gestellten Qualitätsanforderungen bzw. lieferten keine Splittingparameter (Null-Messungen).

Die Qualität der Wellenformdaten von GRA1 ist durchweg als sehr gut anzusehen. Der Abdruck sämtlicher Einzelberichte der Inversionen würde den Rahmen dieser Arbeit sprengen, exemplarisch ist unter Abbildung 6.2 ein Inversionsbericht für den Frequenzbereich 5 - 20 Sekunden eingefügt.

Unter der Annahme, dass unterhalb der Station nur eine einzige anisotrope Schicht existiert, können die erzielten Splittingparameter gemittelt werden. In Tabelle 6.1 sind die dann gültigen Ergebnisse aufgeführt.

Filterbereich	n	$\tilde{\Phi}$	Q1(Φ)	Q3(Φ)	δt	Q1(δt)	Q3(δt)
2 - 10s	50	83°	78°	90°	1.7s	1.2s	1.9s
5 - 20s	50	80°	78°	85°	1.7s	1.4s	2.0s
10 - 50s	12	80°	79°	85°	1.8s	1.5s	2.1s

Tabelle 6.1.: Anzahl und Mittelwerte der ermittelten Splittingparameter für GRA1 bei einem angenommenen Einschichtfall. In der Spalte “n” ist die Anzahl der ermittelten Splittingparameter aufgeführt. Zur Abschätzung der Streuung sind mit “Q1” und “Q3” die Angaben zum unteren bzw. oberen Quartil enthalten.

Auffällig ist, dass für den langperiodischen Frequenzbereich (10 - 50 Sekunden) im Vergleich nur sehr wenige Ergebnisse vorliegen. Die Hauptenergie der SKS-Phase liegt demnach außerhalb dieses Periodenbereiches, daraus folgt eine signifikante Verringerung der Amplitude. Da ein Phaseneinsatz auf der transversalen Komponente maßgeblich für die Ermittlung von Splittingparametern ist, war in vielen Fällen keine Minimierung der Funktion $f(\Phi, \delta t)$ möglich. Auf diese Nullmessungen wird im Folgenden noch detailliert eingegangen.

Weiterhin lässt sich feststellen, dass die ermittelte mittlere Verzögerungszeit δt über alle Frequenzbänder nahezu konstant ist. Der Wert für die Richtung der schnellen Achse Φ hingegen liegt im Periodenbereich von 2 bis 10 Sekunden um drei Grad höher. Dies kann ein Hinweis darauf sein, dass im Untergrund komplexe Anisotropiebedingungen vorliegen.

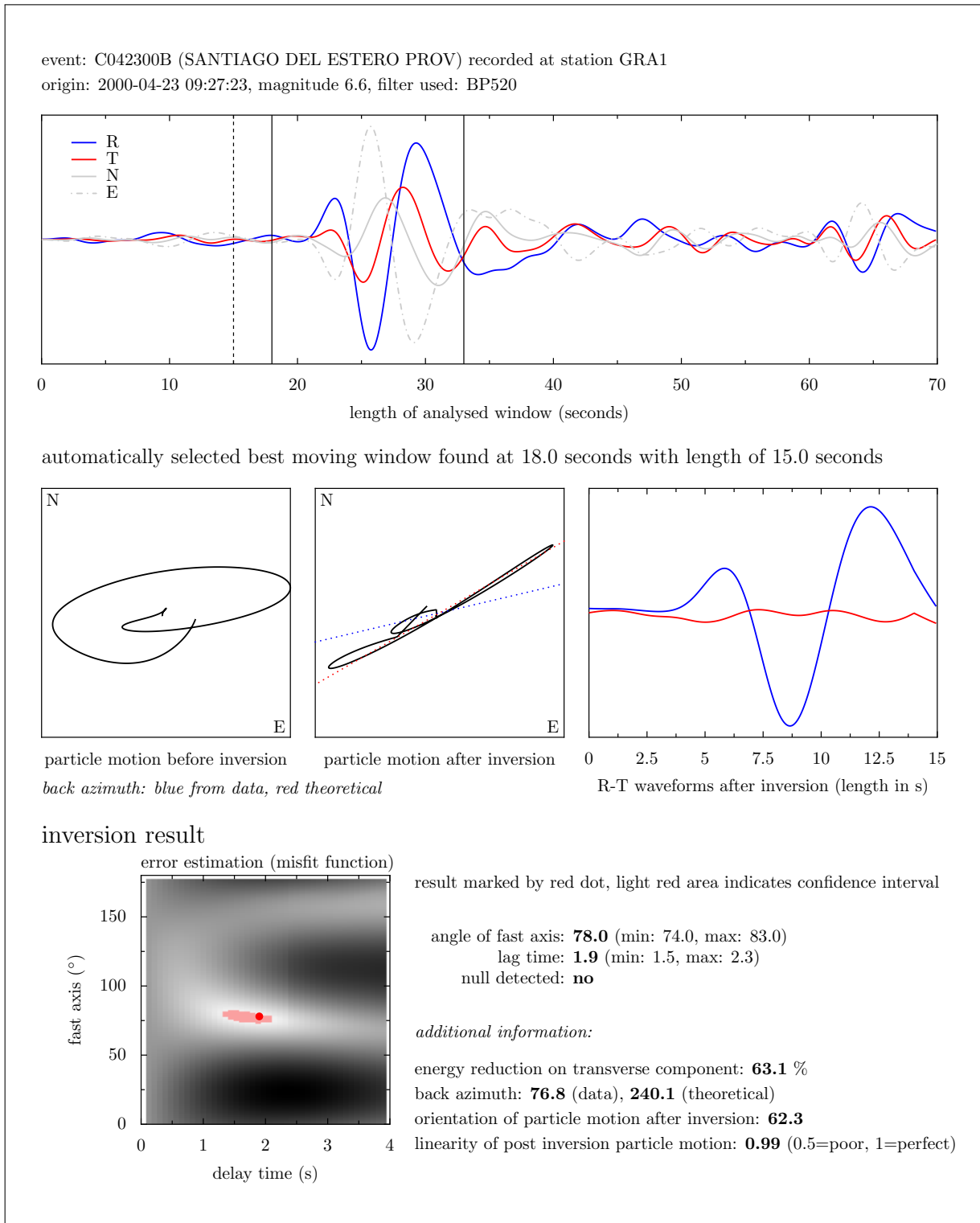


Abbildung 6.2.: Inversionsbericht für GRA1, Ereignis C042300B (Santiago del Estero), Frequenzbereich 5 - 20 Sekunden.

6. Anwendung und Ergebnisse: Deutsches Regionalnetz

Grundlage der Auswertungen sind jedoch die jeweils für ein Beben bestimmten Splittingparameter. In Abbildung 6.3 wurde die schnelle Achse in Bezug zum Backazimut gesetzt. Die Ergebnisse für die Station GRA1 zeigen einige auffällige Merkmale.

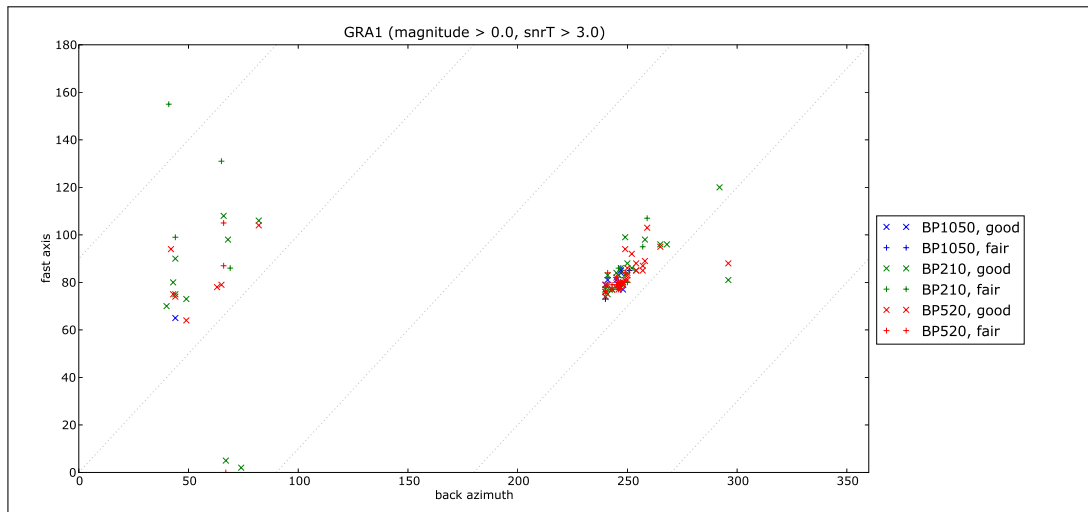


Abbildung 6.3.: Splittingergebnisse für die Station GRA1. Abgebildet ist die Lage der schnellen Achse für verschiedene Filter und Qualitätsstufen gegenüber Nord im Bezug auf die Einfallsrichtung der Beben. Die gestrichelten Linien entsprechen der Null-Richtung für den Einschichtfall. Berücksichtigt wurden alle Beben ohne Magnitudeneinschränkung, deren Aufzeichnungen ein Signal-Rausch-Verhältnis größer drei auf der Transveral-Komponente aufweisen.

Klar erkennbar sind zwei Hauptbebenrichtungen: Im Bereich von 40 bis 70 Grad sind das die Ereignisse in Indonesien, den Philippinen, entlang des Marianengrabens und Japan. Die Beben aus dem Andenmassiv und damit verbundener tektonischer Einheiten (Subduktionszone) weisen einen Backazimut von 230 bis 270 Grad auf.

Innerhalb kleiner Backazimut-Intervalle streuen die ermittelten Ergebnisse für die schnelle Achse um ca. 10 Grad, was auch in früheren Untersuchungen zu beobachten war.

Die Richtung der schnellen Achse ist offenbar von der Einfallsrichtung abhängig: Im Bereich um 40° Einfallsrichtung liegen diese bei 60° und haben bei 70° Backazimut einen Wert von ca. 90°. Im Bereich von 240° Einfallsrichtung weist die schnelle Achse einen Wert von ca. 70° auf, bei 270° bereits 90°. In den einzelnen Abschnitten der jeweiligen Hauptbebengebiete wächst die schnelle Achse mit zunehmendem Backazimut.

Die beiden Richtungen liegen nahezu um 180 Grad versetzt. Spiegelt man alle Einfallsrichtungen größer 180 Grad in den Bereich unterhalb 180 Grad, so erhält man die Darstellung 6.4. Die beiden Zonen ergänzen sich gut, die Orientierung der schnellen Achse ändert sich nahezu linear mit einem steigenden Backazimut. Dadurch erhält man Hinweise auf die zugrunde liegende anisotrope Struktur (siehe 6.4). Die ermittelten Positionen im Koordinatensystem liegen

nicht auf der Linie der Nullrichtung für eine einfache Schicht (in der Abbildung die gestrichelte Linie).

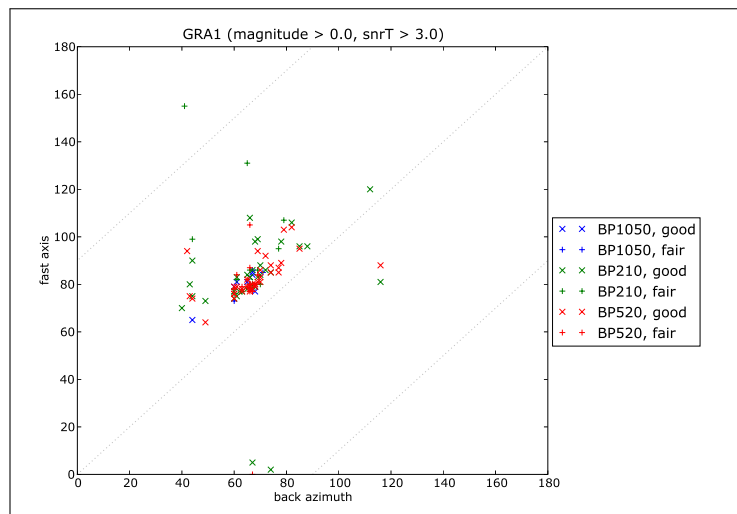


Abbildung 6.4.: Splittingergebnisse der schnellen Achse für die Station GRA1 mit angenommener Periodizität von 180 Grad.

Global betrachtet sind fünf Ausreißer mit stark abweichenden Werten für Φ erkennbar. Für den entsprechenden Backazimut-Bereich liegen alle übrigen Ergebnisse um 90 Grad darunter bzw. darüber. Dieses Phänomen tritt häufig bei missinterpretierten Null-Messungen auf, da diese entweder die Lage der schnellen oder langsamen Achse liefern. Da vor allem der kurzperiodische Bereich von 2 bis 10 Sekunden betroffen ist, lässt sich eine Verzerrung durch Rauschen vermuten - obwohl versucht wird, dies auszuschließen.

Betrachtet man die einzelnen Filterbereiche isoliert, so können auch die während der Inversion ermittelten Fehlerbereiche abgebildet werden. In der Abbildung 6.5 sind diese sowohl für die Orientierung der schnellen Achse Φ als auch für die Verzögerungszeit δt dargestellt.

Grundsätzlich sind die Ergebnisse vergleichbar. Es zeigt sich jedoch, dass im Frequenzbereich von 5-20 Sekunden sowohl die Ermittlung der Orientierung der schnellen Achse als auch der Verzögerungszeit mit den geringsten Fehlern möglich ist.

Durch die Einbindung der Fehlerangaben kann man erkennen, dass Werte mit zunächst starker Abweichung zu benachbarten Messungen einen relativ großen Fehlerbereich aufweisen. Diese Ergebnisse fügen sich damit ins Gesamtbild ein, auf Grund der hohen Fehler werden diese Werte im Folgenden aber nicht mehr berücksichtigt.

Hinsichtlich der Verzögerungszeit kann man erkennen, dass mit abnehmender Frequenz die Fehlerbereiche zunehmen, insgesamt jedoch ein konsistenteres Bild liefern. Offenbar ist die Bestimmung von δt sensitiv auf höherfrequente Anteile in den Wellenformdaten.

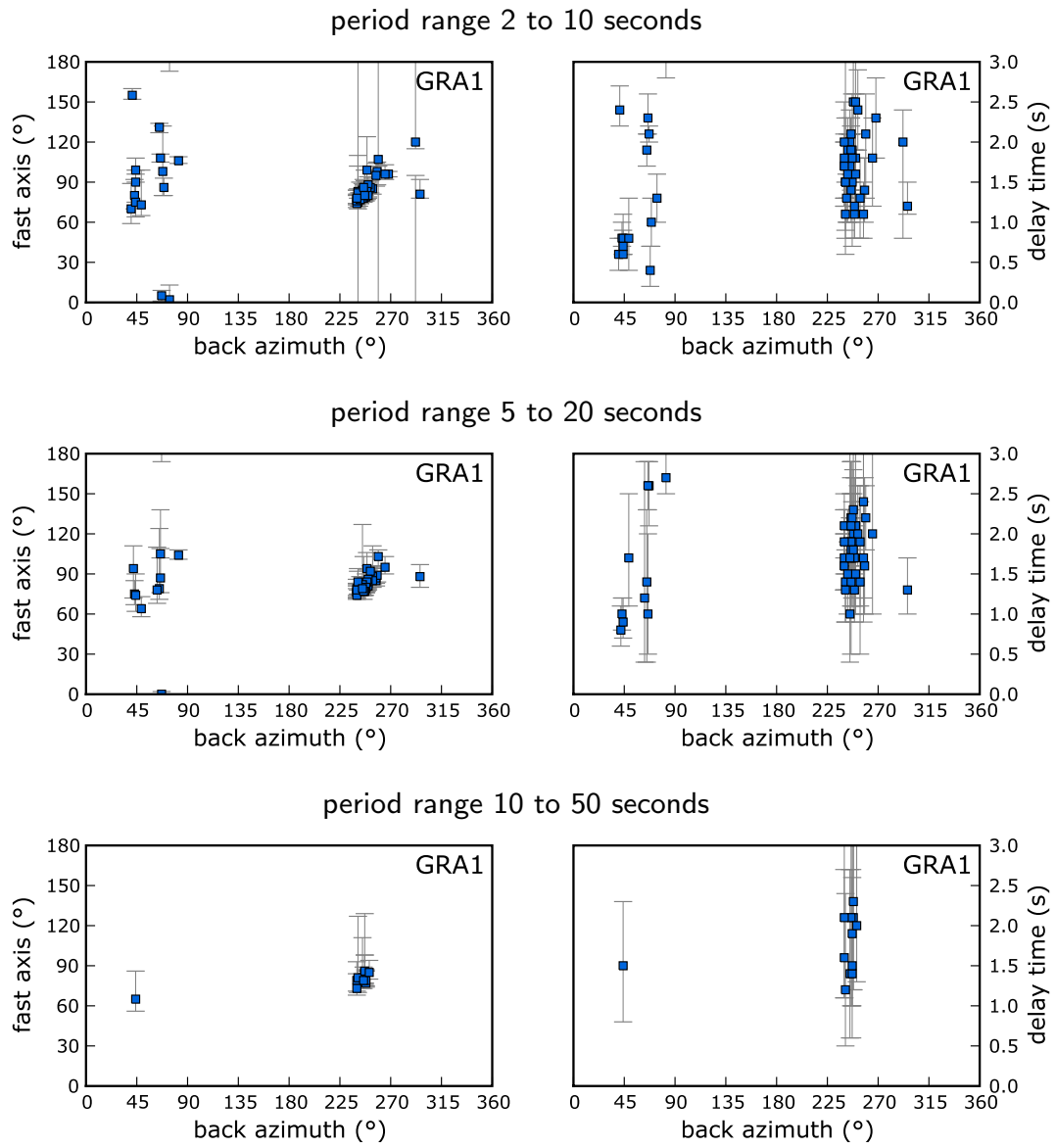


Abbildung 6.5.: GRA1: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen für schnelle Achse und Verzögerungszeit in verschiedenen Periodenbereichen.

Im Frequenzbereich von 10-50 Sekunden werden die Werte von Φ von allen Fehlerbereichen der benachbarten Messungen überdeckt, die Ergebnisse sind somit konsistent. Gleiches trifft auf die Bestimmung der Verzögerungszeit zu, auch wenn in diesem Fall die Fehlerbereiche auf Grund des Filterbereiches naturgemäß größer sind.

In allen Frequenzbereichen deutet sich für Φ und δt eine Abhängigkeit vom Backazimut an. Sowohl schnelle Achse als auch Verzögerungszeit scheinen mit zunehmendem Backazimut größer zu werden.

Aus den Ergebnissen der verschiedenen Frequenzbereiche (verwendet wurden Bandpass-Filter von 2–10, 5–20 und 10–50 Sekunden) können zunächst keine klaren Abgrenzungen abgeleitet werden. Zu beobachten ist, dass die Filter mit längerer Periode nahezu identische Resultate zeigen, Ergebnisse im Periodenbereich von 2 bis 10 Sekunden zeigen zum Teil größere Abweichungen.

Frequenzabhängigkeit

Zur genaueren Analyse einer eventuell vorhandenen Frequenzabhängigkeit müssen pro Erdbeben die Einzelmessungen der verschiedenen Periodenbereiche verglichen werden - sofern eine automatische Bestimmung möglich war. Für die Station GRA1 konnte dieser Vergleich in 49 Fällen durchgeführt werden. Tabelle 6.2 enthält weitere statistische Daten über die Abweichung zwischen den Filterbereichen.

	BP210-BP520	BP210-BP1050	BP520-BP1050
Anzahl Wertepaare	33	6	10
Abweichung (Durchschnitt)	1.3°	1.7°	0.6°
Abweichung (Median)	1.0°	2.0°	1.0°
Standardabweichung Messreihe	3.7°	5.1°	4.3°

Tabelle 6.2.: Unterschiede bei den Ergebnissen für die schnelle Achse nach Frequenzbereichen für die Station GRA1. Die Tabelle enthält jeweils den durchschnittlichen Unterschied (bzw. alternativ basierend auf dem Median) zwischen Einzelmessungen jeweils eines Erdbebens. Die letzte Zeile gibt die Standardabweichung innerhalb der Vergleichsreihe an.

Die Tabelle enthält in der ersten Zeile jeweils die Anzahl der durchgeführten Vergleiche. Anschließend folgen die durchschnittliche Differenz zwischen den Ergebnissen der zwei Frequenzbereiche basierend auf dem Durchschnitt bzw. Median. Zuletzt folgt die Standardabweichung innerhalb der Messreihe.

Da für den Filterbereich BP1050 nur wenige Ergebnisse ermittelt werden konnten, stehen hier zum Vergleich die wenigsten Wertepaare zur Verfügung. Die Ergebnisse sind somit weniger repräsentativ.

Sofern keine Frequenzabhängigkeit in den Daten vorhanden ist, müsste die durchschnittliche Abweichung theoretisch Null betragen. Einzelmessungen mit negativen bzw. positiven Differenzen heben sich auf. Bei einer deutlichen durchschnittlichen Abweichung kann jedoch eine Abhängigkeit vom Frequenzgehalt vermutet werden.

Für die Station GRA1 wurden folgende Abweichungen in den Wertepaaren festgestellt:

- Φ ist im Durchschnitt in BP210 um 1.3 Grad (Median: 1.0 Grad) größer als in BP520.
- Φ ist im Durchschnitt in BP210 um 1.7 Grad (Median: 2.0 Grad) größer als in BP1050.
- Φ ist im Durchschnitt in BP520 0.6 Grad (Median: 1.0 Grad) größer als in BP1050.
- Die Summe aus den Differenzen zwischen BP210-BP520 und BP520-BP1050 ergibt bei Verwendung des Median (jeweils 1.0 Grad) genau den Unterschied zwischen BP210-BP1050 (2 Grad). Unter der Nutzung des arithmetischen Mittels ist ein Unterschied von 0.2 Grad festzustellen ($1.3^\circ + 0.6^\circ = 1.9^\circ \neq 1.7^\circ$).

Für die Station GRA1 lässt sich festhalten, dass es Differenzen zwischen den verschiedenen Periodenbereichen gibt. Diese sind jedoch sehr gering, so dass sie nicht als signifikant für einen Frequenzeffekt angesehen werden können.

Null-Messungen

Auch Messungen, für welche keine Anisotropie ermittelt konnte - sogenannte Nullrichtungen - liefern wertvolle Informationen. Nullmessungen treten auf, wenn entweder keine Anisotropie vorliegt (was für GRA1 nicht zutrifft), die Energie auf der transversalen Komponente zu gering ist (stärkere Beben oder Beben mit anderer Orientierung des Bruchvorganges aus ähnlicher Richtung müssten demnach durch Anisotropie beeinflusste Werte zeigen) oder der Einfall der Welle erfolgt parallel zur schnellen oder langsamen Achse (in diesem Fall findet keine Doppelbrechung statt).

Nullmessungen sind bei Verwendung der hier genutzten Inversionsmethode dadurch charakterisiert, dass die Verzögerungszeit sehr hoch ist (über 3.5 Sekunden) bzw. der Wert nicht stabil ermittelt werden konnte (das Vertrauensintervall ist dann sehr breit - z.B. 1.0 bis 3.4 Sekunden).

Auf Grund der Charakteristik der Scherwellen-Doppelbrechung gibt es eine recht große Übergangszone bei der Annäherung der Einfallrichtung an eine Nullrichtung. Die Amplitude der transversalen Komponente nimmt mit einer Sinusfunktion ab (siehe auch Kapitel 2.4.1).

Um dem Dilemma der Auswahl „echter Nullen“ zu entkommen, wurde als Kriterium ein sehr hohes Signal-Rausch-Verhältnis auf der radialen Komponente ausgewählt. Da man davon aus-

gehen kann, dass der Rauschanteil auf beiden Komponenten gleich groß ist, verbleiben nur noch zwei Ereignistypen:

1. Beben komplett ohne transversalen Einsatz: Diese liegen exakt in der Nullrichtung.
2. Beben mit sehr geringem transversalen Einsatz: Die Einfallsrichtung liegt sehr nahe an der Nullrichtung. Auf Grund des hohen Signal-Rausch-Verhältnisses ist noch ein Einsatz auf T erkennbar, dieser taugt jedoch nicht mehr zur Bestimmung von Splittingparametern.

Ziel ist, alle Beben ohne sichtbaren transversalen Einsatz zu identifizieren. Als maßgebliche Kriterien für die Selektion werden daher die Signal-Rausch-Verhältnisse der radialen bzw. transversalen Komponente genutzt. Ein Null-Splitting wäre durch eine hohe SN-Rate für die radiale (R) und eine sehr niedrige für die transversale Komponente (T, im Idealfall Eins oder kleiner) gekennzeichnet (siehe auch Wüstefeld & Bokermann, 2007).

Für die Station GRA1 weisen 18 von 81 als Null-Messungen klassifizierte Beben für die radiale Komponente ein SN-Verhältnis größer 8 auf. Von diesen zeigen nur vier für die transversale Komponente ein Signal-Rausch-Verhältnis unter zwei (Tabelle 6.3).

Harvard-ID	BAZ	Δ	Quellgebiet	m_b	SNR_R	SNR_T
C200605262254A	88°	101.9°	Java, Indonesia	6.2	10.7	1.0
C111199C	90°	88.4°	Northern Sumatera	6.0	10.7	0.8
B050693C	259°	91.7°	Western Brazil	5.8	8.0	0.9
C042699C	268°	90.6°	Ecuador	5.6	10.2	1.0

Tabelle 6.3.: Erdbeben mit SKS-Phase ohne transversalen Einsatz an der Station GRA1 im Periodenbereich von 5 bis 20 Sekunden. Die Daten sind aufsteigend nach der Einfallsrichtung sortiert (BAZ, zweite Spalte). Die dritte Spalte gibt die Herdentfernung zur Station an. Neben der Raumwellen-Magnitude des Bebens sind die Werte für das Signal-Rausch-Verhältnis der radialen und transversalen Komponente aufgeführt.

In dieser Übersicht fällt als erstes auf, dass hier ausschließlich Beben mit relativ geringer Magnitude vertreten sind. Die schnelle Achse weist nach den vorliegenden Daten aus den Null-Messungen eine Richtung zwischen 88 und 90 Grad bzw. 259 und 268 Grad gegenüber Nord auf. In einem Einschichtfall wird durch die Lage der Nullrichtung der schnellen Achse gleichzeitig die langsame Achse definiert (um 90 Grad versetzt). Es dürfte also in den Backazimut-Intervallen von 79 bis 90, 169 bis 180, 259 bis 270 und von 349 bis 360 Grad keine zuverlässigen Messungen für Φ und δt geben.

Beim Vergleich der Einfallsrichtungen aus den Null-Messungen mit den vorliegenden Splittingparametern (z.B. Abbildung 6.3) ist in weiten Teilen eine Übereinstimmung zu erkennen. Das Vorhandensein der vereinzelt Splitting-Berechnungen im gleichen Backazimut-Bereich wie Null-Messungen (um 80 bzw. 260 Grad) kann durch ein einfaches Anisotropiemodell nicht erklärt werden.

6. Anwendung und Ergebnisse: Deutsches Regionalnetz

In den folgenden Abschnitten werden die Ergebnisse aller weiteren Stationen vorgestellt. Diese wurden dabei nach ihrer geographischen Lage von Norden nach Süden gruppiert. Sofern eine Analyse hinsichtlich Frequenzabhängigkeit bzw. Nullmessungen auf Grund ungenügender Datenlage nicht möglich war, erscheinen bei den betroffenen Stationen keinerlei Angaben zu diesen Themen.

6.1.2. Norden

In diesem Abschnitt werden die Ergebnisse von Stationen im Norden Deutschlands präsentiert. Die bestimmende geologische Großstruktur ist das Norddeutsche Becken und im Osten die Tornquist-Teisseyre-Transformstörung. Im Süden erfolgt ein Übergang zu den variszischen Mittelgebirgen.

Im Norden lassen sich drei Gruppen von Stationen identifizieren (Kartenüberblick z.B. siehe Seite 91). Erstens sind das die küstennahen Stationen Helgoland (HLG), Hamburg (HAM) und Rügen (RGN). Diesen ist gemeinsam, dass nur sehr wenige Ergebnisse auf Grund des erhöhten Rauschniveaus verfügbar sind und ein eher uneinheitliches Bild liefern. Für HLG verbleiben nach Anwendung der Qualitätskriterien keine verwertbare Daten.

Weiter im Landesinneren setzt sich die zweite Gruppe aus den Stationen Bad Segeberg (BSEG), Berlin (BRNL) und deren Nachfolgestation in Rüdersdorf (RUE) zusammen. Die Ergebnisse zeigen für die schnelle Achse eine NW-SO-Orientierung (Überblick ab Seite 107).

Die Stationen Ibbenbüren (IBBN) und Niedersachsen-Riedel (NRDL) bilden die dritte Gruppe. Die Orientierung der schnellen Achse verläuft etwa in West-Ost-Richtung, dieser Mittelwert basiert aber nur auf wenigen Ergebnissen.

Ergebnisse für die einzelnen Stationen sind auf den folgenden Seiten enthalten:

Hamburg - HAM	104
Rügen - RGN	104
Berlin - BRNL	107
Rüdersdorf - RUE	109
Bad Segeberg - BSEG	112
Ibbenbüren - IBBN	115
Niedersachsen-Riedel - NRDL	117

HAM - Hamburg

Die Station Hamburg ist seit dem Jahr 1991 Teil des GRSN. Auf Grund des erhöhten Rauschniveaus der Küstennähe bzw. urbaner Einflüsse konnten nur 26 Beben bearbeitet werden. Aus den zunächst 22 vorliegenden Inversionsresultaten verbleiben nur zwei mit hoher Qualität im Periodenbereich von 2 bis 10 Sekunden. Eine genauere Analyse analog zu beispielsweise GRA1 war nicht möglich.

Abbildung 6.6 zeigt die Lage der schnellen Achse Φ und die Verzögerungszeit δt inklusive der Fehlerbereiche. Tieferegehende Analysen von Splittingwerten sind mit dieser geringen Datenanzahl nicht möglich.

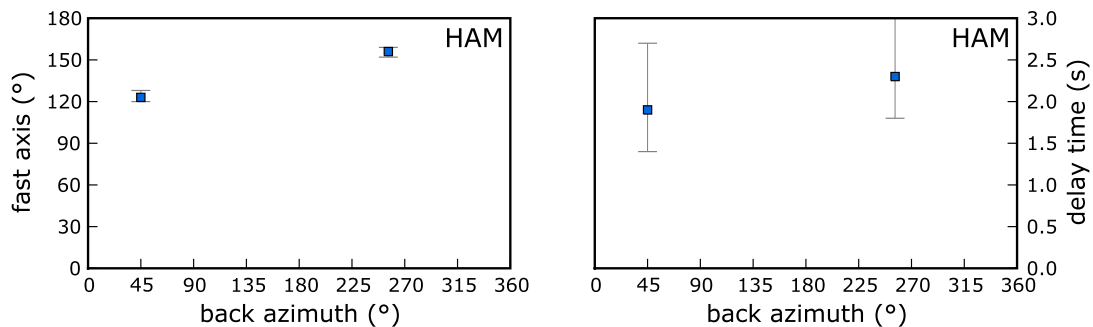


Abbildung 6.6.: HAM: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen für schnelle Achse und Verzögerungszeit im Frequenzbereich 2 bis 10 Sekunden.

RGN - Rügen

Die Station auf der Insel Rügen ist in einem Seismometerbunker über Sedimenten mit mehreren Kilometern Mächtigkeit eingelassen. Auf Grund der erhöhten Rauschbedingungen durch die Nähe der Ostsee konnten aus den Daten der Jahre 1996 bis 2008 von 197 möglichen Beben 142 analysiert und nur 12 hochwertige Splittingparameter bestimmt werden.

Trotzdem konnten für die Periodenbereiche BP210 und BP520 noch statistische Daten abgeleitet werden (Tabelle 6.4). Die Differenz für die Richtung der schnellen Achse beträgt 8 Grad, δt in beiden Fällen 1.1 Sekunden.

Betrachtet man die Einzelergebnisse für Φ genauer (Abbildung 6.7), so herrscht zunächst ein uneinheitliches Bild vor. Unter Berücksichtigung der üblichen Schwankungen um bis zu 20 Grad bei der Bestimmung der Lage der schnellen Achse kann man jedoch die Werte um 175 Grad den Werten um 10 Grad zuordnen ($175^\circ \triangleq -5^\circ$). Die Ausreißer befinden sich demnach bei den drei Werten mit $\Phi \approx 60^\circ$.

Filterbereich	n	$\tilde{\Phi}$	Q1(Φ)	Q3(Φ)	δt	Q1(δt)	Q3(δt)
2 - 10s	8	19°	14°	93°	1.1s	1.0s	2.2s
5 - 20s	7	11°	-7°	11°	1.1s	0.9s	1.1s
10 - 50 s	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a

Tabelle 6.4.: Anzahl und Mittelwerte der ermittelten Splittingparameter für RGN bei einem angenommenen Einschichtfall. Der Eintrag *n/a* bedeutet, dass zu wenige Splittingparameter für eine statistische Bewertung ermittelt werden konnten.

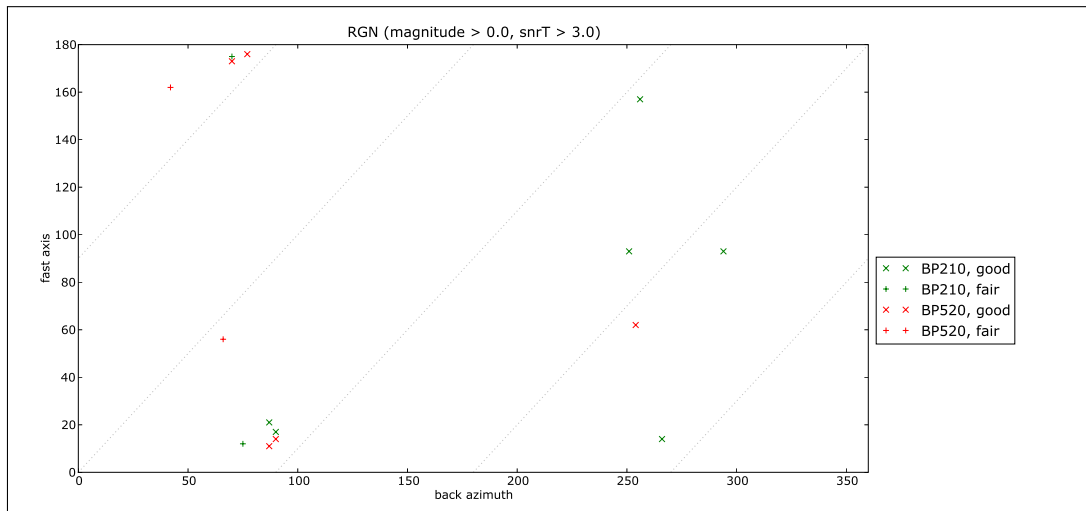


Abbildung 6.7.: Splittingergebnisse der schnellen Achse Φ für die Station RGN (Erläuterungen zur Abbildung siehe Darstellung 6.3 auf Seite 96).

Auch die Transformation der Werte in den Bereich unterhalb 180 Grad ändert nichts an diesem Eindruck (Abbildung A.27, Anhang Seite 273). Ein Wert um $\Phi = 90^\circ$ im Periodenbereich BP210 weist einen auffällig großen Fehler auf (Abbildung 6.8 auf Seite 106). Alle weiteren ermittelten Resultate zeigen unter Berücksichtigung der Rauschbedingungen geringe Fehler.

Die Verzögerungszeiten für Beben aus dem Andengürtel weisen durchweg höhere Werte auf als jene aus dem Backazimutbereich von 40 bis 90 Grad.

Nullmessungen

Von 88 Null-Messungen verbleiben bei der Station RGN 23 mit hohem Signal-Rausch-Verhältnis der radialen Komponente. Zwei Beben zeigen gleichzeitig eine geringe Amplitude auf der Transversalen (Tabelle 6.5).

Die hier ermittelte Null-Richtung von ca. 50 Grad passt nicht in das Bild der ermittelten schnellen Achse aus den Splittingergebnissen. Auch eine senkrecht dazu liegende Richtung von 140 Grad erfüllt diese Eigenschaft nicht.

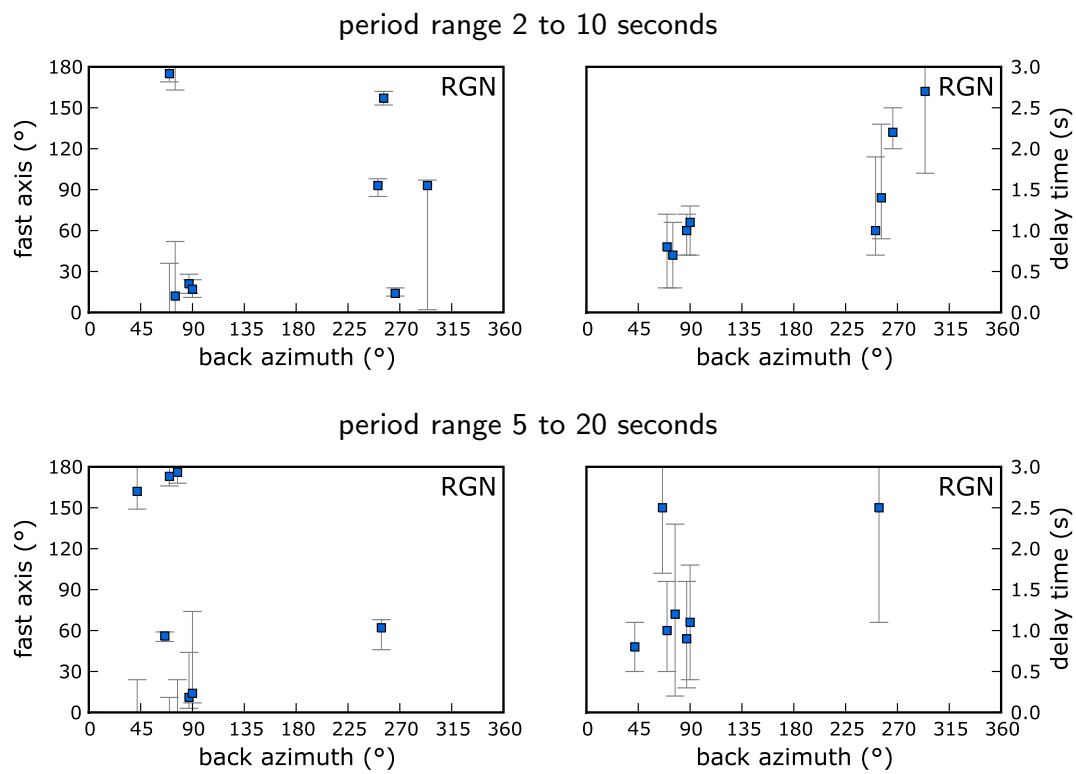


Abbildung 6.8.: RGN: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen für schnelle Achse und Verzögerungszeit

Harvard-ID	BAZ	Δ	Quellgebiet	m_b	SNR_R	SNR_T
C042397G	48°	100.4°	Mariana Islands	6.2	11.1	1.4
C200805092151A	50°	100.9°	South Of Mariana Islands	6.1	10.8	1.5

Tabelle 6.5.: Erdbeben mit SKS-Phase ohne transversalen Einsatz an der Station RGN im Periodenbereich von 5 bis 20 Sekunden.

BRNL - Berlin

Die Station Berlin wurde im Zeitraum von 1992 bis 1997 betrieben. Nachfolger dieser Station ist Rüdersdorf (RUE, siehe Abschnitt 6.1.2). Direkter Stationsuntergrund für BRNL sind tertiäre und eiszeitliche Sedimente.

Aus den Daten von sechs Jahren Betrieb der Station BRNL wurden 72 Beben analysiert, für 52 konnten stabile Ergebnisse ermittelt werden. Nur Messungen für 6 Beben entsprechen dabei den gesetzten Anforderungen. Tabelle 6.6 zeigt die Ergebnisse bei einem angenommenen Einschichtfall.

Filterbereich	n	$\tilde{\Phi}$	Q1(Φ)	Q3(Φ)	δt	Q1(δt)	Q3(δt)
2 - 10 s	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a
5 - 20s	4	126°	123°	145°	1.2s	1.2s	2.0s
10 - 50 s	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a

Tabelle 6.6.: Anzahl und Mittelwerte der ermittelten Splittingparameter für BRNL bei einem angenommenen Einschichtfall. Für BP210 und BP1050 konnte keine statistische Auswertung erstellt werden.

Einzelresultate sind vor allem für Erdbeben aus dem Backazimut-Bereich um 50 Grad vorhanden (Abbildung 6.9 auf der folgenden Seite). Die Richtung der schnellen Achse liegt um 120 Grad (± 10 Grad). Die Streuung ist damit gering, eine Abhängigkeit vom Einfallswinkel ist nicht zu beobachten.

Die Fehlerbetrachtung zeigt, dass alle bestimmten Wertepaare geringe Fehler aufweisen. Im Periodenbereich von 5 bis 20 Grad sind zudem die Fehler bei der Bestimmung der Verzögerungszeit δt am geringsten.

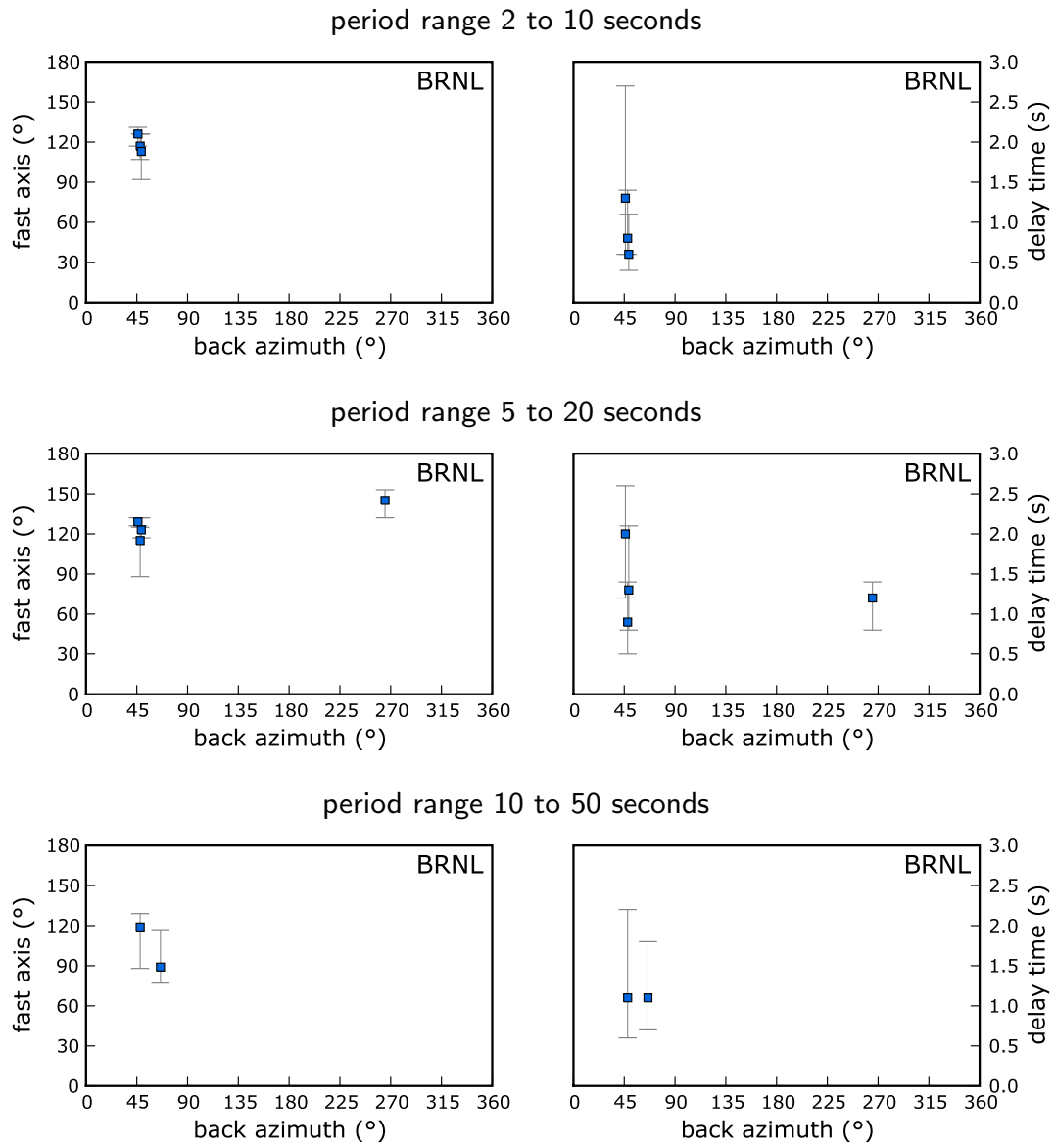


Abbildung 6.9.: BRNL: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen für schnelle Achse und Verzögerungszeit

RUE - Rüdersdorf

In Rüdersdorf wurde durch einen aufsteigenden Salzdom Kalkstein aus der Zeit des Muschelkalkes an die Oberfläche gehoben. Aus diesem Grund wurde als Nachfolger der Station BRNL der Standort Rüdersdorf für ein Instrument des GRSN gewählt, da eine höhere Datenqualität zu erwarten ist.

Für die Station RUE wurden Daten aus dem Zeitraum 2000 bis 2009 verarbeitet. Nach einer ersten Analyse verbleiben 105 SKS-Einsätze von 149 potenziell möglichen Aufzeichnungen. Nach der Qualitätskontrolle stehen 28 hochwertige Splittingparameter zur Verfügung.

Unter der Annahme einer anisotropen Schicht lassen sich Mittelwerte über alle Resultate bilden (Tabelle 6.7). Die Richtung der schnellen Achse unterscheidet sich um 5 Grad, die Verzögerungszeit wurde in beiden Fällen mit 1.1 Sekunden ermittelt.

Filterbereich	n	$\tilde{\Phi}$	Q1(Φ)	Q3(Φ)	δt	Q1(δt)	Q3(δt)
2 - 10s	18	114°	103°	118°	1.1s	0.8s	1.2s
5 - 20s	23	119°	105°	124°	1.1s	0.8s	1.2s
10 - 50 s	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a

Tabelle 6.7.: Anzahl und Mittelwerte der ermittelten Splittingparameter für RUE bei einem angenommenen Einschichtfall.

Die Einzelergebnisse für Φ in Abbildung 6.10 zeigen Unterschiede in Abhängigkeit von der Einfallsrichtung der SKS-Phase. Im Gegensatz zur Station BRNL konnten auch Beben aus dem Andenbogen berücksichtigt werden, tendenziell sind die Werte für Φ aus dieser Quellregion größer.

Kombiniert man die Werte mit denen unterhalb 180 Grad BAZ, so ergibt sich Darstellung 6.11.

Es ist schwer einzuschätzen, ob sich die Resultate für Φ ergänzen oder das Bild eher verzerren. Betrachtet man einen Korridor für einen Backazimut zwischen 40 und 90 Grad, so ist eine lineare Zunahme von Φ von $\approx 120^\circ$ bis $\approx 150^\circ$ zu beobachten. Allerdings bilden dann die Werte unterhalb dieses Korridors einen großen Pool an Ausreißern.

Ein Blick auf die Fehlerbereiche von Φ und δt zeigt, dass die Bestimmung der Lage der schnellen Achse mit sehr kleinen, die Bestimmung der Verzögerungszeit mit den üblichen Fehlern möglich war (Abbildung 6.12). Große Fehlerbereiche, die zum Ausschluss einzelner Werte führen würden, sind nicht vorhanden.

6. Anwendung und Ergebnisse: Deutsches Regionalnetz

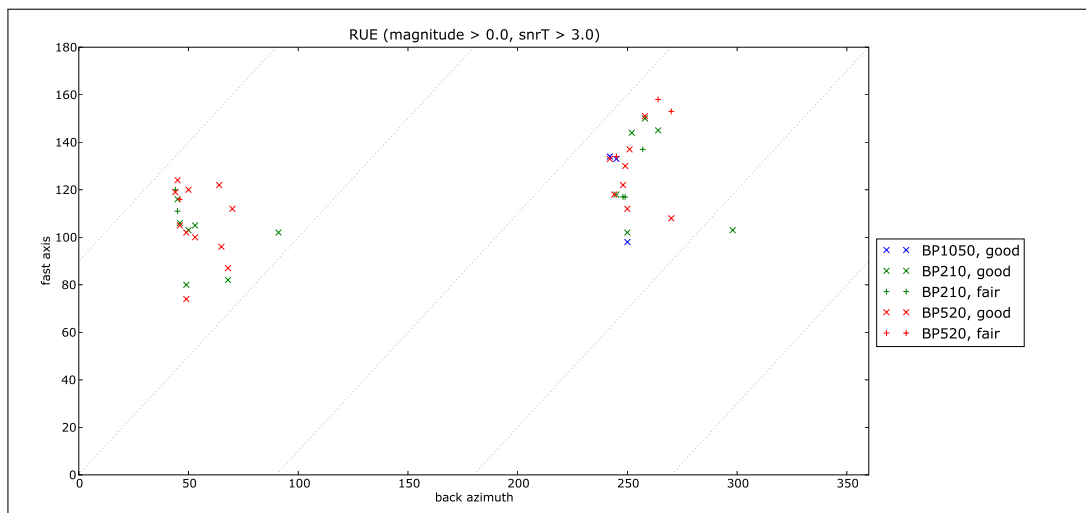


Abbildung 6.10.: Splittingergebnisse der schnellen Achse Φ für die Station RUE (Erläuterungen zur Abbildung siehe Darstellung 6.3 auf Seite 96).

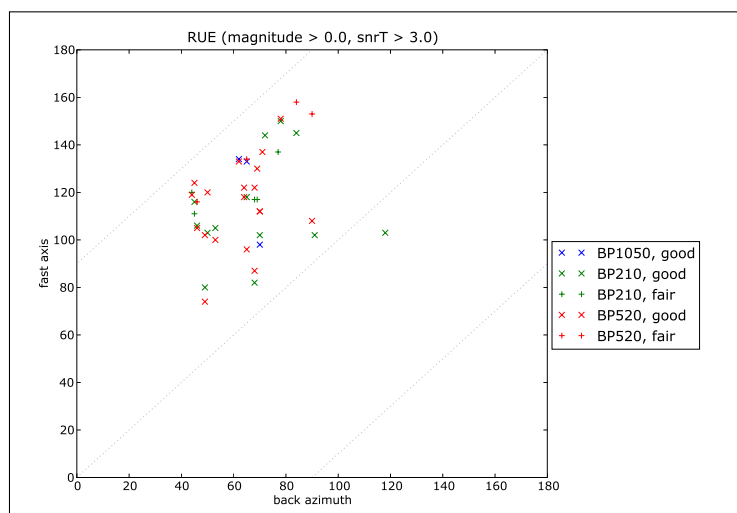


Abbildung 6.11.: Splittingergebnisse der schnellen Achse für die Station RUE mit angenommener Periodizität von 180 Grad.

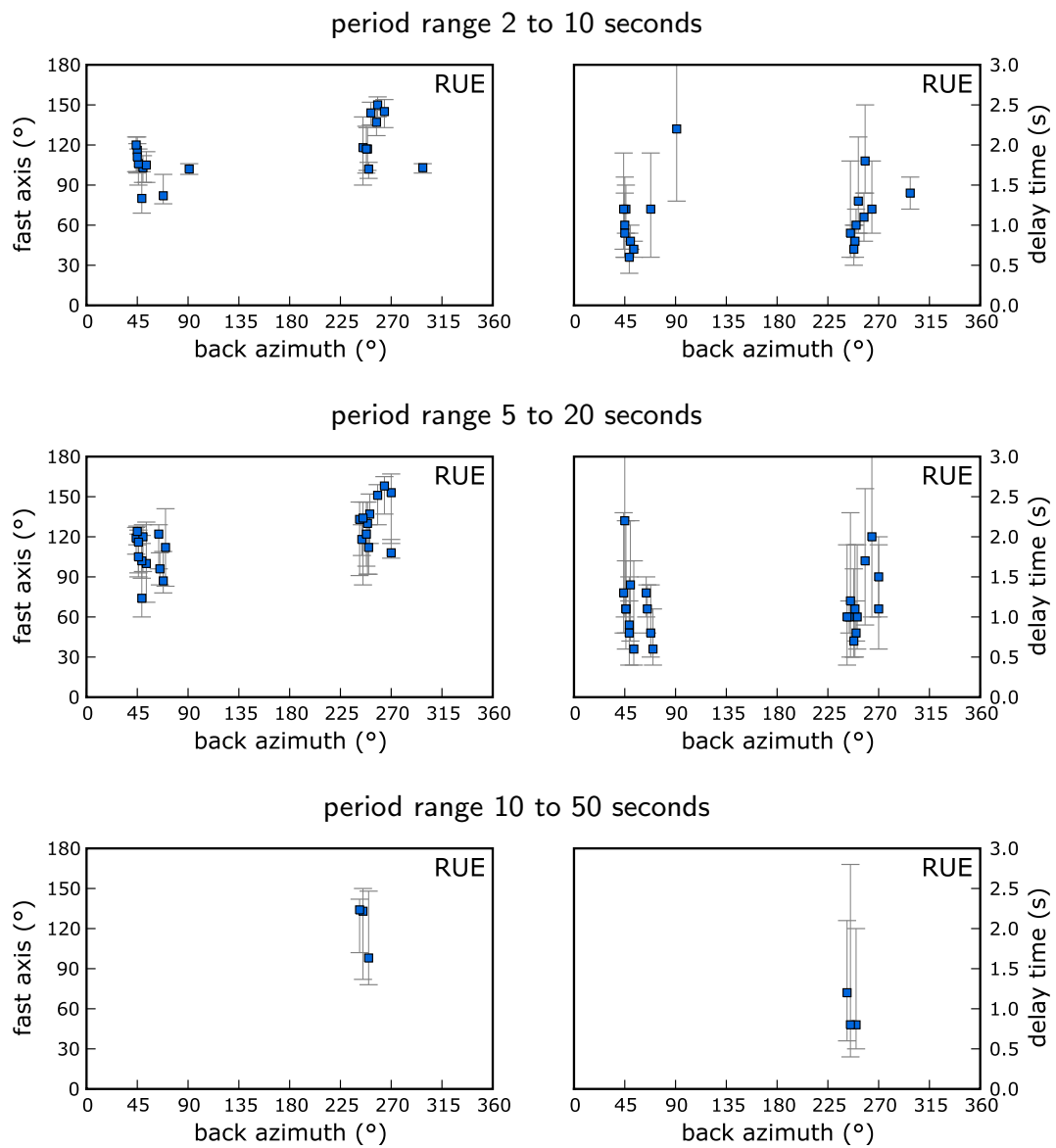


Abbildung 6.12.: RUE: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen für schnelle Achse und Verzögerungszeit.

Frequenzabhängigkeit

Ein Vergleich der Ergebnisse über mehrere Periodenbereiche hinweg war für 18 Beben möglich. Aus Tabelle 6.8 kann man entnehmen, dass die Ergebnisse des BP210 durchschnittlich um 6 Grad unter denen der beiden anderen Frequenzbereiche liegen.

	BP210-BP520	BP210-BP1050	BP520-BP1050
Anzahl Wertepaare	13	2	3
Abweichung (Durchschnitt)	-6.2°	-5.5°	4.7°
Abweichung (Median)	-5.0°	-5.5°	1.0°
Standardabweichung Messreihe	7.7°	9.5°	6.6°

Tabelle 6.8.: Unterschiede bei den Ergebnissen für die schnelle Achse nach Frequenzbereichen für die Station RUE.

BSEG - Bad Segeberg

Die Station Bad Segeberg als Teil des GRSN ist seit 1995 in Betrieb. Den geologischen Untergrund bildet Anhydrit des Zechsteins, dieses Gestein ist als sogenannter *Kalkfelsen* aufgeschlossen. Die Station befindet sich in einem Stollen dieses Aufbruchs. Aus den Daten des Zeitraumes 1997 bis 2009 konnten 181 Beben untersucht und davon 143 zur Analyse berücksichtigt werden. Für 19 Beben liegen hochwertige Messungen vor.

Tabelle 6.9 enthält die Werte der Splittingparameter Φ und δt unter der Annahme einer anisotropen Schicht im Untergrund.

Filterbereich	n	$\tilde{\Phi}$	Q1(Φ)	Q3(Φ)	δt	Q1(δt)	Q3(δt)
2 - 10s	16	140°	137°	148°	1.2s	1.1s	1.5s
5 - 20s	8	148°	143°	150°	1.8s	1.4s	2.4s
10 - 50 s	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a

Tabelle 6.9.: Anzahl und Mittelwerte der ermittelten Splittingparameter für BSEG bei einem angenommenen Einschichtfall.

Bei der Betrachtung der Einzelergebnisse in der Abbildung 6.13 fällt auf, dass vor allem Erdbeben aus den Anden eine gute Bestimmung der Splittingparameter ermöglichen. Hier scheint die Richtung der schnellen Achse mit dem Winkel der Einfallsrichtung zuzunehmen. Für Beben aus dem Backazimut-Bereich von 40 bis 90 Grad kann keine derartige Aussage getroffen werden.

Unter Berücksichtigung einer Periodizität mit 180 Grad verstärkt sich dabei der Eindruck einer nahezu linearen Abhängigkeit von der Einfallsrichtung (Abbildung A.6 auf Seite 252).

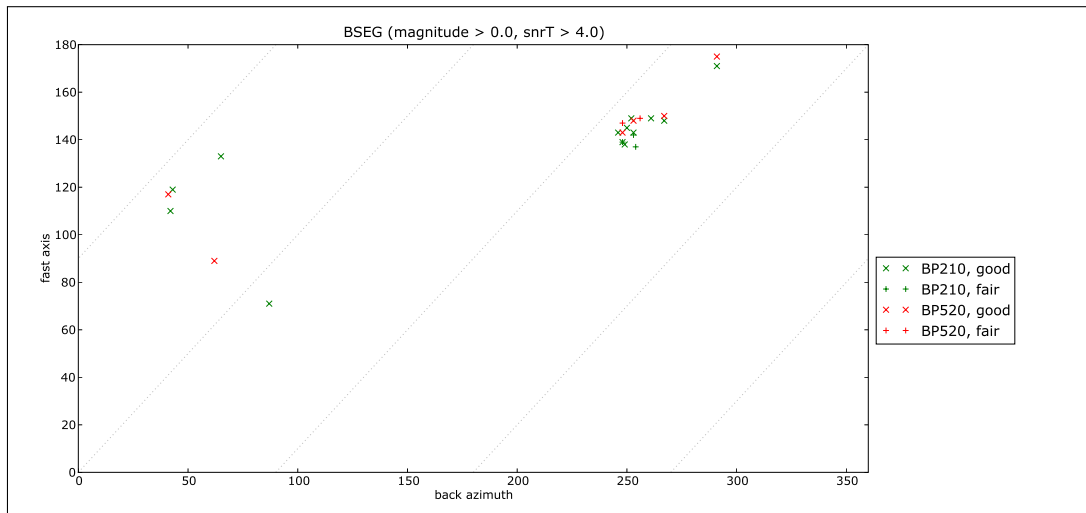


Abbildung 6.13.: Splittingergebnisse der schnellen Achse Φ für die Station BSEG (Erläuterungen zur Abbildung siehe Darstellung 6.3 auf Seite 96).

Die Fehlerbetrachtung zeigt, dass sowohl Φ als auch δt mit geringen Unsicherheiten behaftet sind (Abbildung 6.14 auf der folgenden Seite).

Nullmessungen

Für die Station BSEG wurden 83 Null-Messungen identifiziert. Ein Signal-Rausch-Verhältnis von größer Acht für die radiale Komponente weisen 20 Ereignisse auf. Davon sind gleichzeitig mit einem geringen Nutz-Stör-Verhältnis für die Transversale acht Beben gekennzeichnet (Tabelle 6.10).

Harvard-ID	BAZ	Δ	Quellgebiet	m_b	SNR_R	SNR_T
C200808151025A	63°	93.2°	Samar, Philippines	5.8	9.0	1.4
C200502151442A	66°	101.1°	Talau Islands, Indonesi	6.1	9.8	1.9
B081396C	70°	104.5°	Molucca Sea	5.7	9.2	1.2
C071696C	73°	100.8°	Minahassa Peninsula	6.0	11.8	1.0
C052198B	74°	101.1°	Minahassa Peninsula	6.2	8.4	0.5
C042300B	240°	103.3°	Santiago Del Estero Prov	6.6	19.8	1.8
C051200C	246°	101.3°	Jujuy Province, Argentin	6.2	9.0	1.5
B061901D	247°	101.4°	Chile-bolivia Border Reg	5.5	13.3	1.2

Tabelle 6.10.: Erdbeben mit SKS-Phase ohne transversalen Einsatz an der Station BSEG im Periodenbereich von 5 bis 20 Sekunden.

Die Ergebnisse aus den Null-Messungen liefern einen Winkel zwischen 63 und 74 Grad sowie 240 bis 247 Grad für die Lage der Nullrichtung. Beide Bereiche liegen um ca. 180 Grad versetzt und sind somit konsistent.

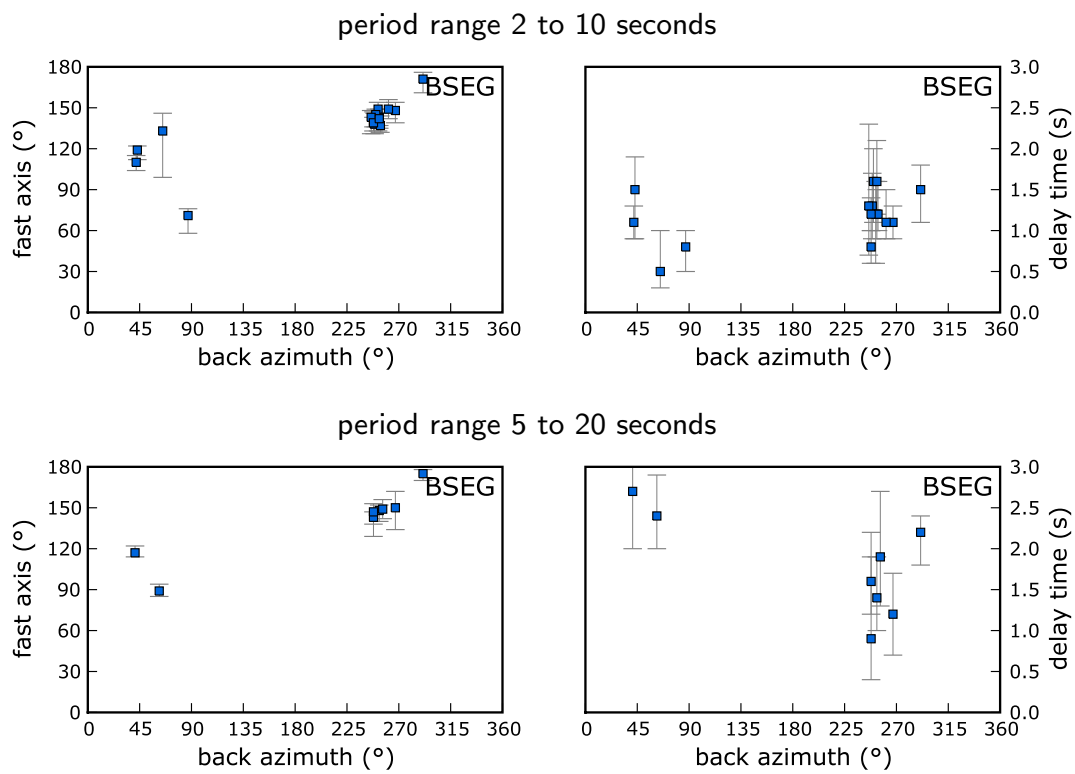


Abbildung 6.14.: BSEG: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen für schnelle Achse und Verzögerungszeit

Vergleicht man die Werte für die Nullrichtung mit dem ermittelten Splittingergebnis für die schnelle Achse Φ , so liegt diese um nahezu 90 Grad versetzt. Die Nullmessungen offenbaren hier also die Richtung der langsamen Achse.

IBBN - Ibbenbüren

Die Station Ibbenbüren befindet sich auf einer Sedimentschicht, welche karbonische Ablagerungen überdeckt. In den Daten der Jahre 1996 bis 2009 konnten 184 Ereignisse identifiziert und davon 133 analysiert werden. Nur für 14 SKS-Phaseneinsätze konnten hochwertige Splittingparameter bestimmt werden.

Bei einem angenommenen Einschicht-Fall liegt die Richtung der schnellen Achse um 90 Grad, die Verzögerungszeit beträgt ca. 1 Sekunde (Tabelle 6.11).

Filterbereich	n	$\tilde{\Phi}$	Q1(Φ)	Q3(Φ)	δt	Q1(δt)	Q3(δt)
2 - 10s	13	90°	80°	98°	0.9s	0.9s	1.1s
5 - 20s	7	92°	72°	92°	1.0s	0.8s	1.0s
10 - 50 s	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a

Tabelle 6.11.: Anzahl und Mittelwerte der ermittelten Splittingparameter für IBBN bei einem angenommenen Einschichtfall.

Es existieren auffallend wenige Resultate für Beben aus dem Andenbogen (Einfallsrichtung um 240 Grad, siehe Abbildung 6.15). Die Werte für Φ aus der zweiten Hauptbebenrichtung wachsen mit dem Backazimut von 60 bis auf 110 Grad.

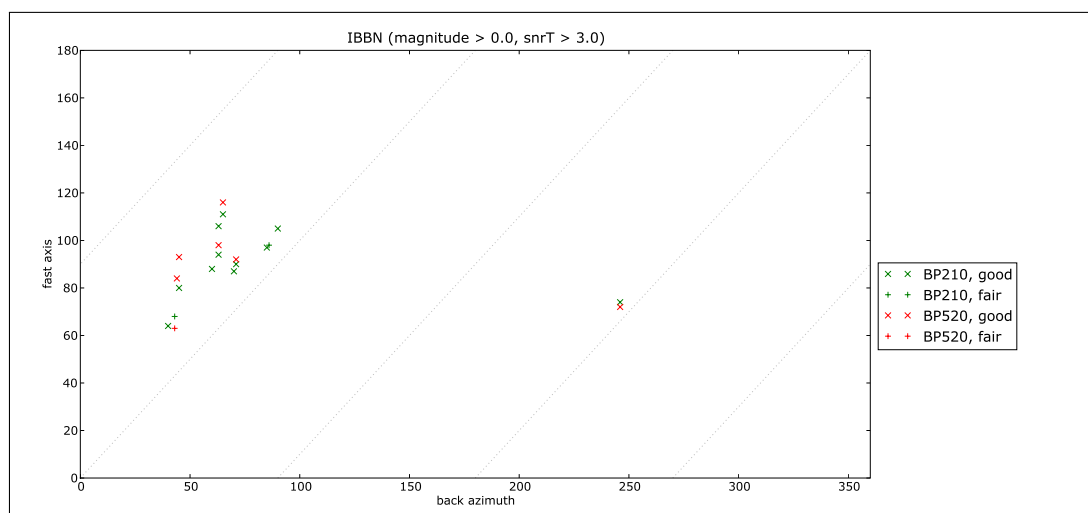


Abbildung 6.15.: Splittingergebnisse der schnellen Achse Φ für die Station IBBN (Erläuterungen zur Abbildung siehe Darstellung 6.3 auf Seite 96).

Transformiert man die wenigen Ergebnisse für Φ der Einfallrichtung um 240 Grad in den Bereich unterhalb 180 Grad, so fügen sich alle Werte in den bereits identifizierten Verlauf ein (Abbildung A.24 im Anhang auf Seite 270).

In der Abbildung 6.16 sind neben den Fehlerbereichen zusätzlich die Werte für die Verzögerungszeit enthalten. Hier zeigt sich ein Unterschied zwischen den beiden Haupteinfallrichtungen: für den Andenbereich ist die Verzögerung um ca. 1 Sekunde größer: $\delta t = 2.1s$ (BP210) bzw. 2.2 Sekunden (BP520).

Die Bestimmung der Wertepaare Φ und δt ist in beiden Periodenbereichen mit geringen Fehlern möglich.

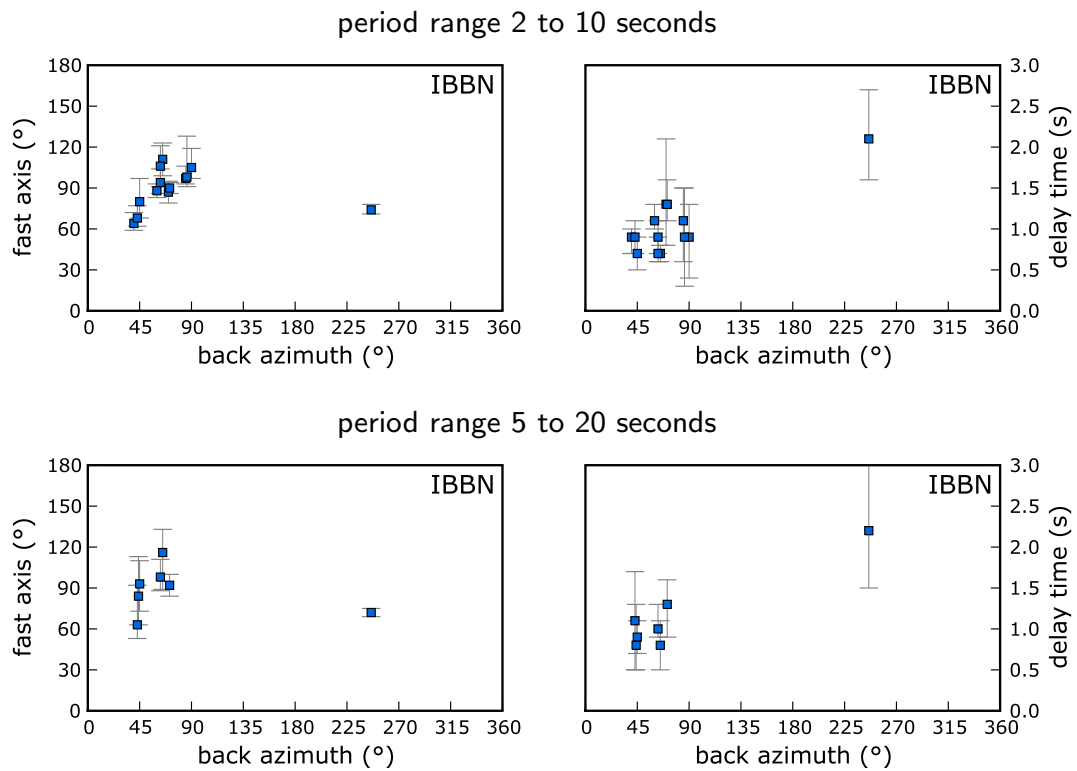


Abbildung 6.16.: IBBN: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen für schnelle Achse und Verzögerungszeit.

Nullmessungen

Im Datensatz von IBBN konnten 77 Nullmessungen bestimmt werden, von denen 11 ein hohes Signal-Rausch-Verhältnis der Radialen aufweisen. Durch eine gleichzeitig niedrige SN-Rate auf der Transversalkomponente waren vier gekennzeichnet (Tabelle 6.12).

Harvard-ID	BAZ	Δ	Quellgebiet	m_b	SNR_R	SNR_T
C200503211223A	240°	98.8°	Salta Province, Argentin	6.1	20.9	1.0
C051200C	243°	99.2°	Jujuy Province, Argentin	6.2	8.7	1.3
C072401C	248°	97.5°	Northern Chile	5.7	11.3	0.8
C070501K	254°	97.6°	Near Coast Of Peru	6.2	15.8	1.8

Tabelle 6.12.: Erdbeben mit SKS-Phase ohne transversalen Einsatz an der Station IBBN im Periodenbereich von 5 bis 20 Sekunden.

Die Null-Messungen umfassen Aufzeichnungen aus einem Bereich von 240 bis 254 Grad. Dies würde den geringen Anteil von Ergebnissen aus dem Andenraum erklären, jedoch nicht die Existenz der dort ebenfalls vorliegenden beiden Splittingergebnisse. Die korrespondierenden Nullrichtungen für einen Einschichtfall liegen um 65, 155 und 335 Grad.

NRDL - Niedersachsen-Riedel

Für die Station Niedersachsen-Riedel wurden Daten des Zeitraumes 2005 bis 2009 analysiert. Von ursprünglich 89 möglichen SKS-Phaseneinsätzen konnten 65 bearbeitet werden. Nach der Qualitätskontrolle verbleiben 5 Wertepaare für die Richtung der schnellen Achse Φ und Verzögerungszeit δt .

Unter diesen Umständen sind statistische Aussagen nicht möglich. In der Abbildung 6.17 (folgende Seite) sind die Resultate für Φ und δt in den Periodenbereichen BP210 und BP520 dargestellt.

Es sind erhebliche Unterschiede zwischen den Einzelergebnissen auszumachen, die für sich gesehen jeweils gut bestimmt worden sind.

Nullmessungen

In den Aufzeichnungen der Station wurden drei von insgesamt 34 Nullmessungen identifiziert, welche neben einem hohen Signal-Rausch-Verhältnis auf der Radialkomponente eine sehr geringe Amplitude auf der transversalen Komponente aufweisen (Tabelle 6.13).

Harvard-ID	BAZ	Δ	Quellgebiet	m_b	SNR_R	SNR_T
C200709281338A	43°	95.1°	Mariana Islands Region	7.4	13.3	1.3
C200805092151A	50°	100.7°	South Of Mariana Islands	6.1	11.1	1.5
C200511301653A	67°	99.2°	Mindanao, Philippines	5.8	11.7	0.8

Tabelle 6.13.: Erdbeben mit SKS-Phase ohne transversalen Einsatz an der Station NRDL im Periodenbereich von 5 bis 20 Sekunden.

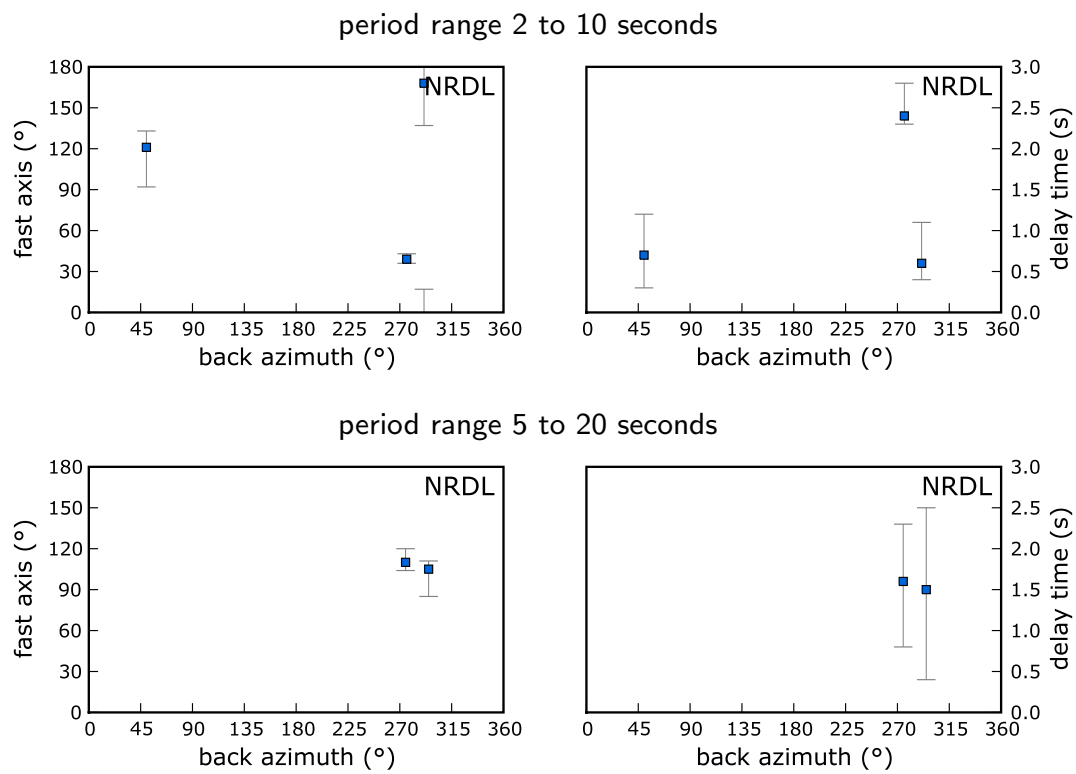


Abbildung 6.17.: NRDL: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen für schnelle Achse und Verzögerungszeit.

Die Nullrichtungen liegen im Bereich zwischen 43 und 67 Grad. Unter der Annahme, dass dies die Orientierung der langsamen Schicht darstellt, ist eine gute Übereinstimmung mit Ergebnissen der Splittinganalyse im Periodenbereich von 5 bis 20 Sekunden vorhanden.

6.1.3. Mitte

In diesem Abschnitt werden die Ergebnisse von Stationen in der Mitte Deutschlands vorgestellt. Für dieses Gebiet sind Mittelgebirge prägend, welche während der variszischen Gebirgsbildung entstanden.

Die Station Gräfenberg GRA1 befindet sich ebenfalls in diesem Gebiet, deren Resultate wurden jedoch bereits im Abschnitt 6.1.1 erläutert.

Die Ergebnisse sind in alphabetischer Reihenfolge nach dem Stationscode aufgeführt:

Berggießhübel - BRG	121
Bochum - BUG	124
Collm - CLL	127
Clausthal - Zellerfeld - CLZ	130
Geress - GEC2	133
Gräfenberg A1 - GRA1	94
Gräfenberg B1 - GRB1	136
Gräfenberg C1 - GRC1	140
Großhau - GSH	143
Gunzen - GUNZ	144
Moxa - MOX	147
Tannenbergsthal - TANN	150
Taunus - TNS	152
Unterbretzbach - UBBA	155
Wetzell - WET	158
Walferdange - WLF	161

BRG - Berggießhübel

Den Stationsuntergrund der Station Berggießhübel bildet metamorphes Festgestein (Hornblendeschiefer). Im Zeitraum von 1993 bis 2009 konnten 215 Erdbeben analysiert werden, bei 181 wurden Wertepaare stabil ermittelt. Von hoher Qualität sind Splittingparameter von 52 Beben.

Betrachtet man die analysierten Periodenbereiche, so sind die von vergleichbaren Stationen (wie GRA1) bekannten Merkmale zu erkennen: Mit zunehmender Periode nimmt der Wert der schnellen Achse ab, unterscheidet sich jedoch von Minimum zum Maximum nur um 9 Grad bei einem angenommenen Einschichtfall (Tabelle 6.14).

Filterbereich	n	$\tilde{\Phi}$	Q1(Φ)	Q3(Φ)	δt	Q1(δt)	Q3(δt)
2 - 10s	29	103°	98°	107°	1.1s	0.9s	1.2s
5 - 20s	40	101°	97°	111°	1.2s	1.0s	1.4s
10 - 50s	28	95°	91°	104°	1.4s	1.2s	1.8s

Tabelle 6.14.: Anzahl und Mittelwerte der ermittelten Splittingparameter für BRG bei einem angenommenen Einschichtfall.

Die Einzelergebnisse für die Richtung der schnellen Achse Φ zeigen erwartungsgemäß eine größere Streuung (Abbildung 6.18). Auch für die Station BRG sind Beben im Andenbogen (um 250 Grad Backazimut) in Südostasien (40 bis 90 Grad) Quellen für die Analyse.

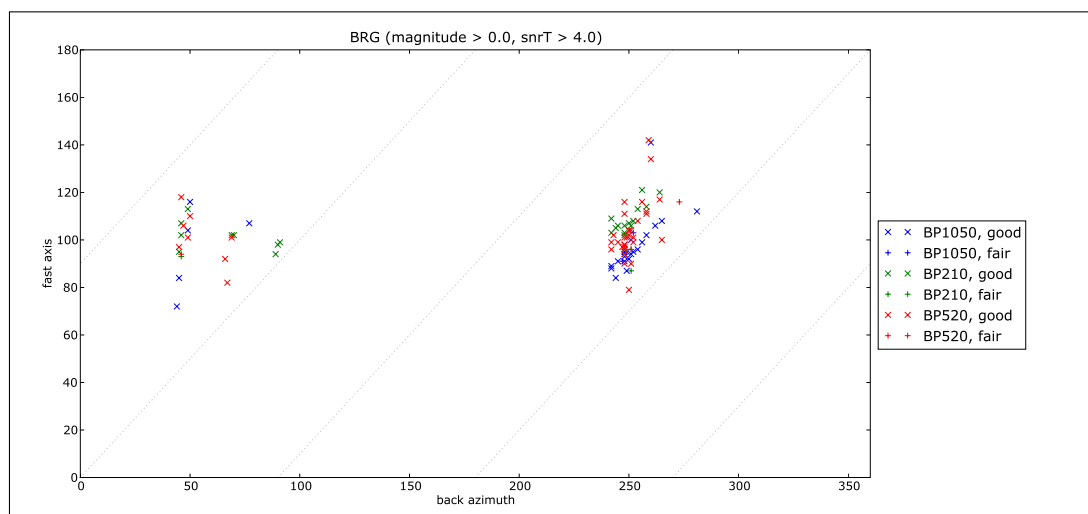


Abbildung 6.18.: Splittingergebnisse der schnellen Achse Φ für die Station BRG (Erläuterungen zur Abbildung siehe Darstellung 6.3 auf Seite 96).

Im Gegensatz zu den bisher betrachteten Stationen im Norden erscheint das Bild recht homogen, ein Zusammenhang zur Einfallsrichtung ist nicht unmittelbar erkennbar. Die Richtung der schnellen Achse liegt bis auf fünf Ausnahmen im Bereich zwischen 80 und 120 Grad. Die

6. Anwendung und Ergebnisse: Deutsches Regionalnetz

Ergebnisse aus beiden Haupteinfallrichtungen ergänzen sich gut (Abbildung A.3 im Anhang auf Seite 250).

In den drei betrachteten Periodenbereichen wurden die Splittingparameter Φ und δt mit geringen Fehlern bestimmt (Abbildung 6.19 auf folgender Seite). Für die mittleren Perioden (BP520) liegt die größte Anzahl stabiler Ergebnisse vor.

Frequenzabhängigkeit

Die Einzelergebnisse für die Station BRG weisen nicht darauf hin, dass eine ausgeprägte Frequenzabhängigkeit vorhanden ist. Für 56 Kombinationen konnte der Unterschied zwischen den einzelnen Filterbereichen ermittelt werden (Tabelle 6.15).

	BP210-BP520	BP210-BP1050	BP520-BP1050
Anzahl Wertepaare	22	12	22
Abweichung (Durchschnitt)	2.1°	13.2°	5.5°
Abweichung (Median)	3.0°	13.0°	7.0°
Standardabweichung Messreihe	6.2°	6.1°	6.9°

Tabelle 6.15.: Unterschiede bei den Ergebnissen für die schnelle Achse nach Frequenzbereichen für die Station BRG.

Die gefundenen Differenzen sind höher als z.B. bei den Stationen des Gräfenberg-Arrays, liegen allerdings weiterhin unterhalb der Streuung innerhalb der Einzelergebnisse.

Nullmessungen

In den Auswertungen der Daten wurden 56 Null-Messungen identifiziert. Ein Signal-Rausch-Verhältnis von größer Acht für die radiale Komponente weisen davon 9 Ereignisse auf. Gleichzeitig ein geringes Nutz-Stör-Verhältnis für die Transversale zeigen zwei Beben (Tabelle 6.16).

Harvard-ID	BAZ	Δ	Quellgebiet	m_b	SNR_R	SNR_T
C111199C	92°	86.7°	Northern Sumatra	6.0	16.3	0.9
C200607171545A	93°	100.0°	South Of Java, Indonesia	6.0	8.9	0.8

Tabelle 6.16.: Erdbeben mit SKS-Phase ohne transversalen Einsatz an der Station BRG im Periodenbereich von 5 bis 20 Sekunden.

Nach diesen Ergebnissen liegt die schnelle Achse in einer Richtung von ca. 92 Grad gegenüber Nord. Bei einem angenommenen Einschichtfall können weitere Nullrichtungen bei 182 und 362 Grad (langsame Achse) und 272 Grad erwartet werden. Die ermittelten Splittingergebnisse stimmen damit gut überein.

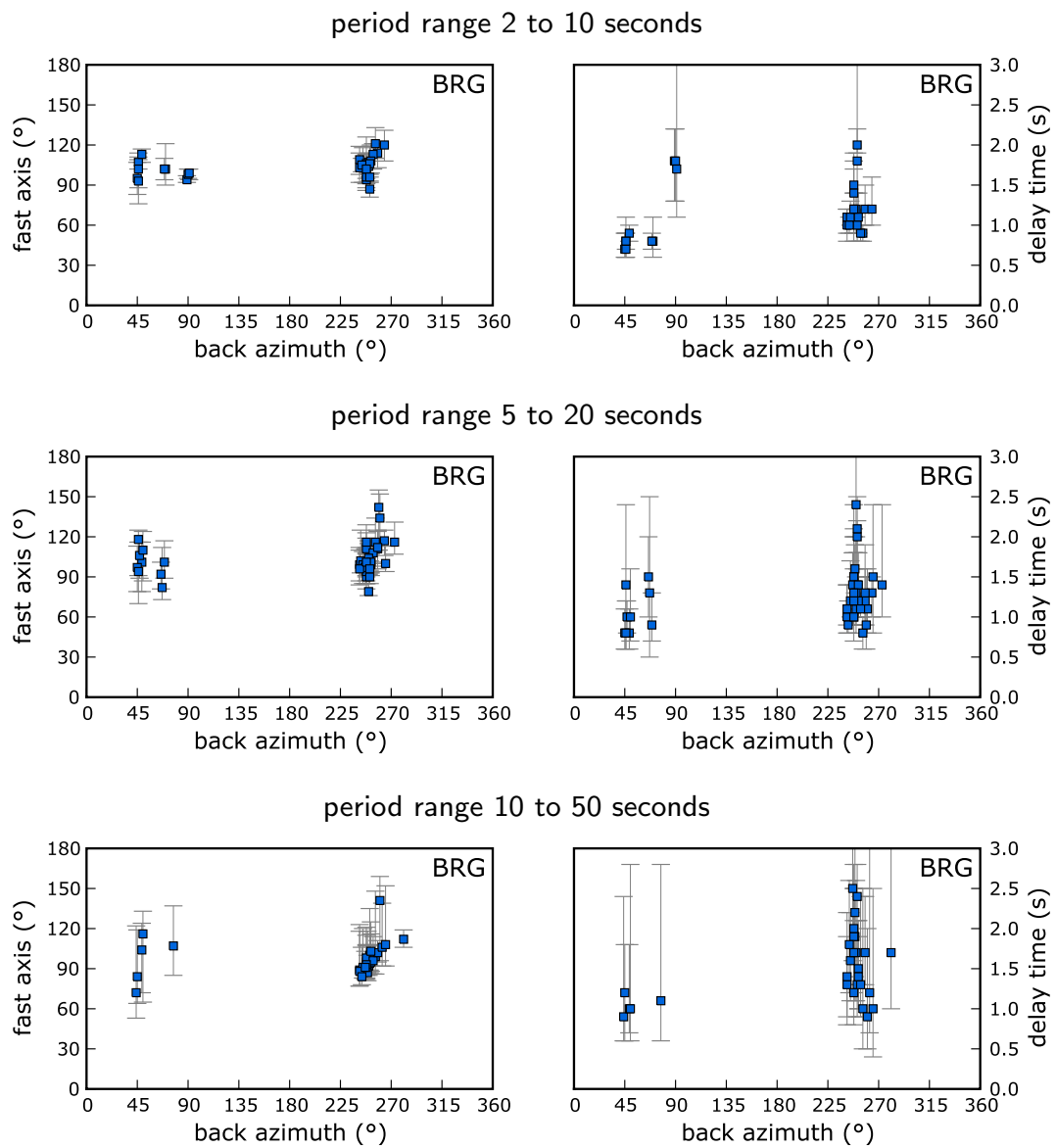


Abbildung 6.19.: BRG: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen für schnelle Achse und Verzögerungszeit.

BUG - Bochum

Die Station der Ruhr-Universität Bochum ist seit 1981 in Betrieb und seit 1993 Teil des GRSN. Ab diesem Zeitpunkt stehen breitbandige Aufzeichnungen zur Verfügung. Den Stationsuntergrund bilden klastische Sedimentgesteine der Kreidezeit.

Im Zeitraum 1993 bis 2009 wurden 226 Beben aufgezeichnet, 158 SKS-Phasen konnten verarbeitet werden. Schlussendlich erwiesen sich 33 Splittingparameter als hochwertige Messungen. Tabelle 6.17 zeigt die Ergebnisse für die einzelnen Periodenbereiche bei einem angenommenen Einschichtfall. Für den Periodenbereich BP1050 konnte nur ein Wertepaar aus Richtung der schnellen Achse Φ und Verzögerungszeit δt bestimmt werden.

Filterbereich	n	$\tilde{\Phi}$	Q1(Φ)	Q3(Φ)	δt	Q1(δt)	Q3(δt)
2 - 10s	22	98°	90°	103°	1.0s	0.8s	1.2s
5 - 20s	19	91°	81°	109°	1.3s	0.9s	1.7s
10 - 50 s	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a

Tabelle 6.17.: Anzahl und Mittelwerte der ermittelten Splittingparameter für BUG bei einem angenommenen Einschichtfall.

Durch die Mittlung der Ergebnisse für Periodenbereich BP210 erhält man 98 Grad für die Richtung der schnellen Achse Φ , im Bereich BP520 beträgt Φ 91 Grad. Die Verzögerungszeit liegt bei 1.0 bzw. 1.3 Sekunden. In Abbildung 6.20 sind die Einzelmessungen in Abhängigkeit vom Backazimut dargestellt.

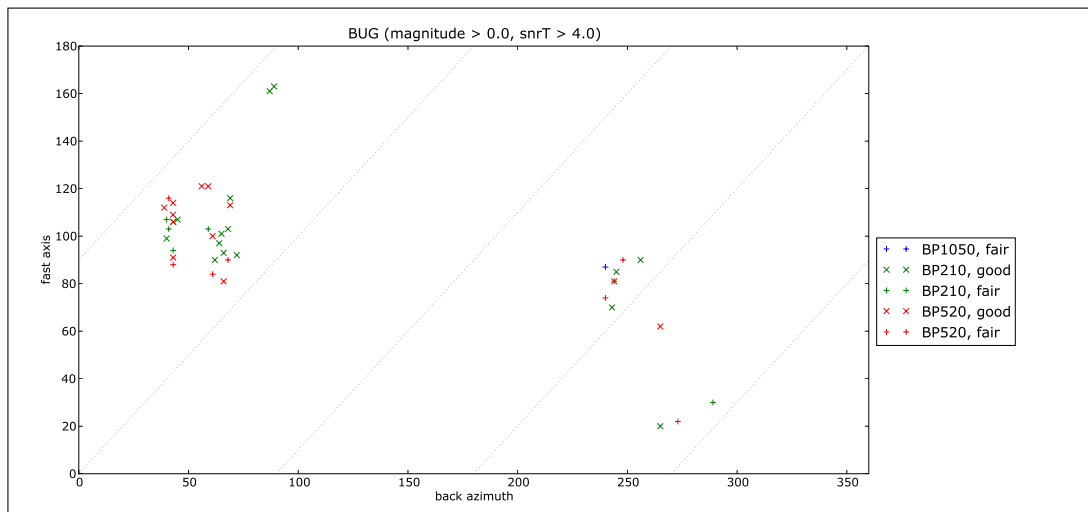


Abbildung 6.20.: Splittingergebnisse der schnellen Achse Φ für die Station BUG (Erläuterungen zur Abbildung siehe Darstellung 6.3 auf Seite 96).

Es fällt auf, dass die Ergebnisse für Φ für die Einfallsrichtungen aus Südamerika (Backazimut um 250 Grad) um bzw. unterhalb 80 Grad, für einen Backazimut um 50 Grad jedoch eher

oberhalb 80 Grad liegen (Abbildung 6.20). Damit zeigt BUG einen entgegengesetzten Trend als viele andere Stationen, bei denen Φ mit dem Backazimut zunimmt.

Eine weitere Abhängigkeit vom Backazimut ist auf den ersten Blick nicht erkennbar. Eine Kombination der Werte bei einer 180°-Periodizität liefert keine zusätzlichen Erkenntnisse (Abbildung A.9 im Anhang auf Seite 255).

Abbildung 6.21 zeigt die Einzelergebnisse inklusive der Fehlerbereiche der Werte. Im Periodenbereich BP210 fällt ein Wert mit sehr hohen Fehlern auf. Hier ergibt die Inversion zwei lokale Minima, so dass der Fehlerbereich als sehr hoch ermittelt wurde (Inversionsbericht siehe Anhang, Abbildung A.7 auf Seite 253).

Im Vergleich zeigt sich das bekannte Bild: Die Ermittlung der Splittingparameter ist im Periodenbereich von 5 bis 20 Sekunden mit den geringsten Fehlern möglich. Über die Frequenzbereiche hinweg ergibt sich jedoch trotzdem ein konsistentes Bild. Insbesondere der Versatz zwischen den Ergebnissen für Φ in den zwei Hauptbebenrichtungen ist überall vorhanden. Auch die Verzögerungszeiten unterscheiden sich, δt liegt bei Einfall der SKS-Phase aus dem Bereich der Anden tendenziell höher (vor allem im BP520).

Frequenzabhängigkeit

Für den Periodenbereich von 10 bis 50 Sekunden liegt nur ein Ergebnis vor, so dass hierfür keine Bestimmung eines Offsets bestimmt werden kann. Für den Unterschied zwischen BP210 und BP520 liegen acht Vergleichswerte vor (Tabelle 6.18). Hier zeigen sich jedoch keine (Mittelwert) bzw. nur kleine (Median) Unterschiede in den Werten für die Richtung der schnellen Achse.

	BP210-BP520	BP210-BP1050	BP520-BP1050
Anzahl Wertepaare	8	0	1
Abweichung (Durchschnitt)	0.0°	n/a	n/a
Abweichung (Median)	1.5°	n/a	n/a
Standardabweichung Messreihe	10.4°	n/a	n/a

Tabelle 6.18.: Unterschiede bei den Ergebnissen für die schnelle Achse nach Frequenzbereichen für die Station BUG.

Nullmessungen

In den Auswertungen der Daten für die Station BUG wurden 74 Null-Messungen identifiziert. Ein Signal-Rausch-Verhältnis von größer Acht für die radiale Komponente weisen 21 Ereignisse auf. Gleichzeitig ein geringes Nutz-Stör-Verhältnis für die Transversale zeigen fünf Beben (Tabelle 6.19).

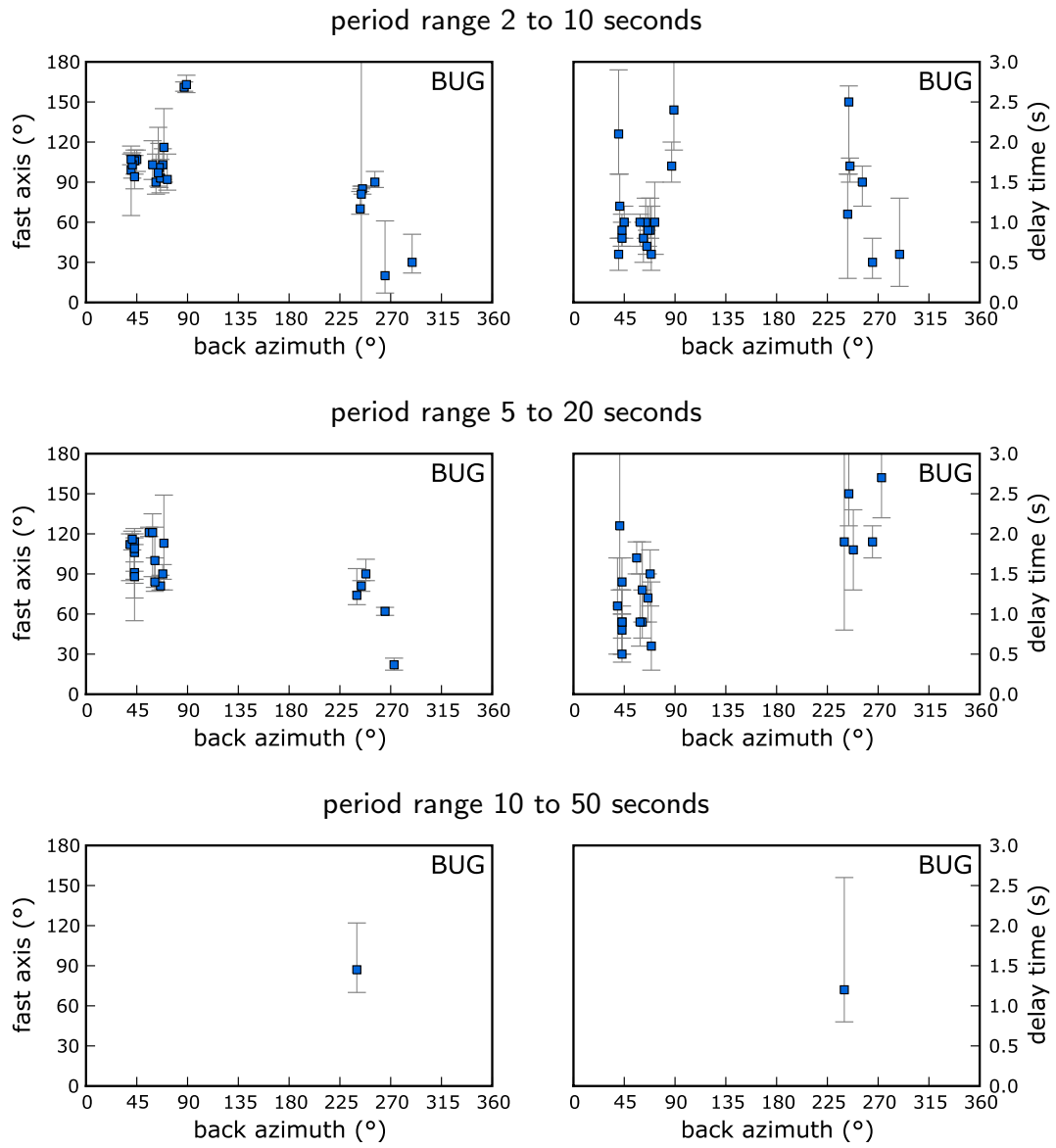


Abbildung 6.21.: BUG: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen für schnelle Achse und Verzögerungszeit.

Harvard-ID	BAZ	Δ	Quellgebiet	m_b	SNR_R	SNR_T
C081499A	88°	99.2°	Southern Sumatera	6.0	12.8	1.9
C060700D	89°	96.5°	Southern Sumatera	6.1	8.0	1.0
C112897C	251°	92.2°	Peru-Bolivia border Region	6.4	17.3	1.7
C200808262100A	259°	90.7°	Peru-Brazil border Region	6.0	13.1	1.7
C092395E	260°	95.6°	Near Coast Of Peru	5.9	8.0	1.3

Tabelle 6.19.: Erdbeben mit SKS-Phase ohne transversalen Einsatz an der Station BUG im Periodenbereich von 5 bis 20 Sekunden.

Die Richtung der schnellen Achse wird durch die Null-Messungen mit einem Wert zwischen 88 und 89 bzw. 251 bis 260 Grad gegenüber Nord definiert. Bei nur einer anisotropen Schicht im Untergrund liegen die weiteren Nullrichtungen folglich bei ca. 170, 260 und 350 Grad. Die ermittelten Splittingparameter widersprechen diesem Bild nicht.

CLL - Collm

Die Station im Observatorium Collm wird von der Universität Leipzig betrieben. Sie befindet sich in einem Bunker, welcher in das anstehende Gestein (Grauwacke, Ordovizium) geschlagen wurde.

Es wurden Daten aus dem Zeitraum von 1993 bis 2009 bearbeitet. Für 222 Beben wurde eine Inversion durchgeführt, Aufzeichnungen von 183 Erdbeben konnten erfolgreich verarbeitet werden. Splittingparameter hoher Qualität wurden für 28 Beben bestimmt.

In Tabelle 6.20 sind unter der Annahme nur einer anisotropen Schicht die Ergebnisse für den Winkel der schnellen Achse Φ und die Verzögerungszeit δt aufgeführt.

Filterbereich	n	$\tilde{\Phi}$	Q1(Φ)	Q3(Φ)	δt	Q1(δt)	Q3(δt)
2 - 10s	19	79°	55°	83°	1.0s	0.7s	1.2s
5 - 20s	13	72°	56°	86°	1.4s	1.2s	1.6s
10 - 50s	8	74°	69°	100°	1.2s	1.1s	2.2s

Tabelle 6.20.: Anzahl und Mittelwerte der ermittelten Splittingparameter für CLL bei einem angenommenen Einschichtfall.

Betrachtet man die Einzelergebnisse für die schnelle Achse (Abbildung 6.22), so fällt eine recht große Streuung der Werte im Backazimutbereich um 50 Grad auf. Für Beben im Andenbogen scheint es einen Anstieg von Φ mit der Einfallsrichtung zu geben. Bei einem Backazimut von 90 Grad liegt Φ für Ergebnisse aus mehreren Periodenbereichen um 20 Grad. Für einen Vertreter dieser Klasse befindet sich der Inversionsbericht im Anhang (Abbildung A.11, Seite 256), welcher keinerlei Auffälligkeiten zeigt.

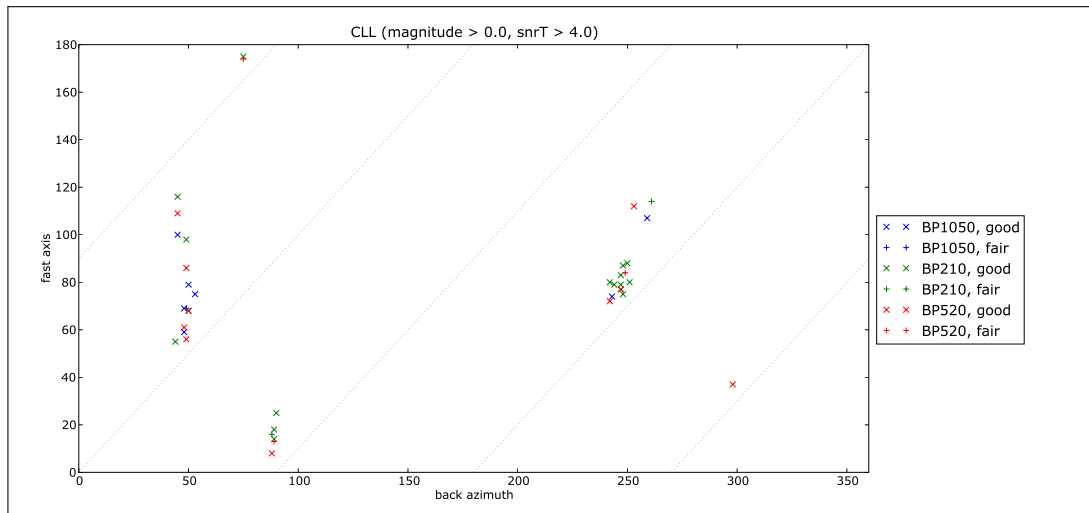


Abbildung 6.22.: Splittingergebnisse der schnellen Achse Φ für die Station CLL (Erläuterungen zur Abbildung siehe Darstellung 6.3 auf Seite 96).

Durch eine Transformation der Werte für Φ in den Bereich unterhalb 180 Grad Backazimut ergänzen sich die Ergebnisse der beiden Haupteinfallrichtungen (Abbildung A.13 im Anhang auf Seite 258).

In der Abbildung 6.23 sind die Ergebnisse für Φ und δt mit den jeweiligen Vertrauensbereichen enthalten. Die besten Resultate erhält man im Periodenbereich von 5 bis 20 Sekunden.

Frequenzabhängigkeit

Für die Station CLL konnte in 14 Fällen ein Vergleich zwischen den verschiedenen Periodenbereichen durchgeführt werden. Als Ergebnis zeigt Tabelle 6.21 nur geringe Unterschiede zwischen den Frequenzbereichen. Auffällig ist die negative Abweichung zwischen BP520 und BP1050 (siehe auch Tabelle 6.20).

	BP210-BP520	BP210-BP1050	BP520-BP1050
Anzahl Wertepaare	8	2	4
Abweichung (Durchschnitt)	5.4°	2.5°	-3.2°
Abweichung (Median)	6.0°	2.5°	-4.5°
Standardabweichung Messreihe	3.9°	13.5°	9.1°

Tabelle 6.21.: Unterschiede bei den Ergebnissen für die schnelle Achse nach Frequenzbereichen für die Station CLL.

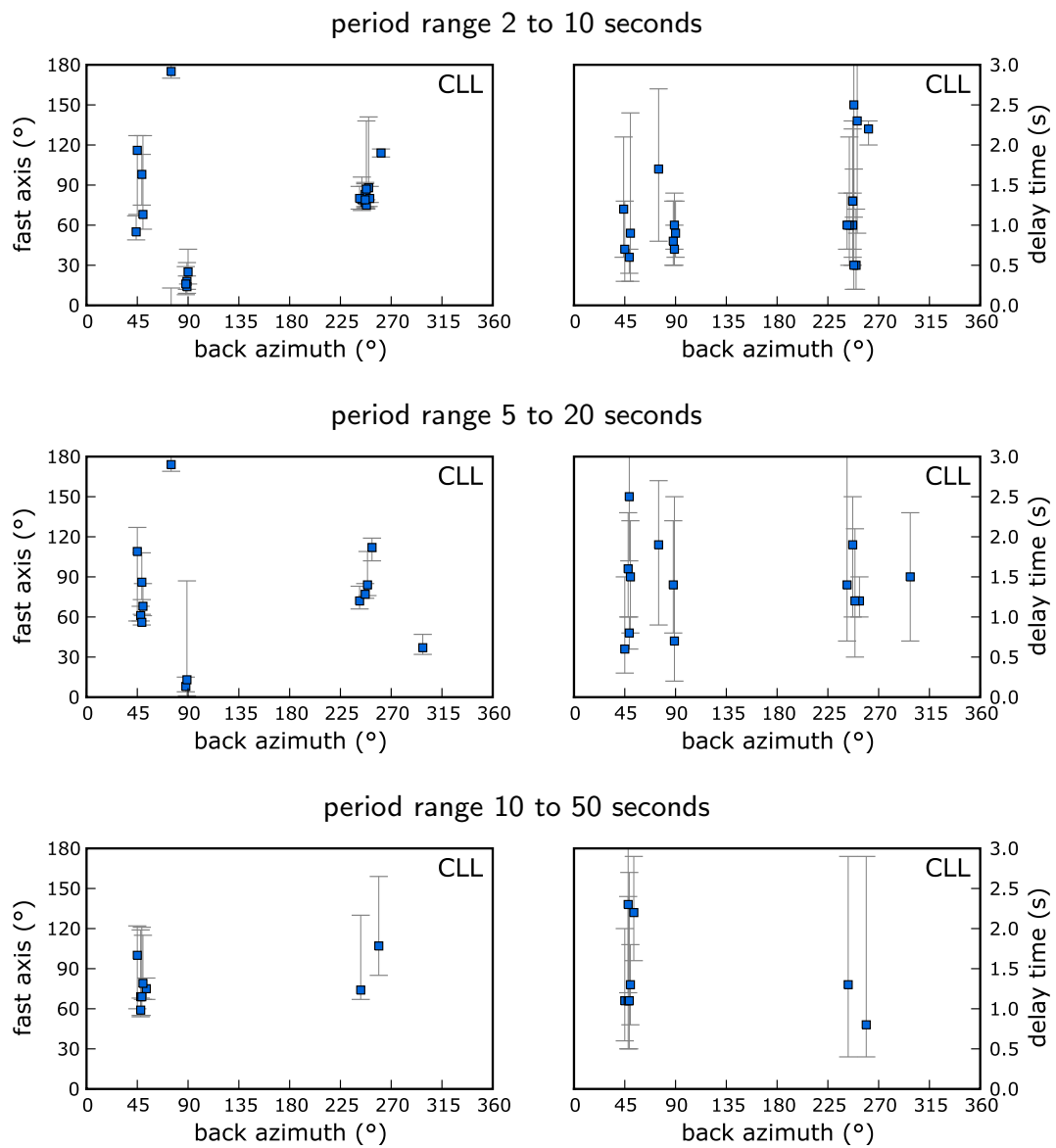


Abbildung 6.23.: CLL: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen für schnelle Achse und Verzögerungszeit.

Nullmessungen

In den Auswertungen der Daten wurden 94 Null-Messungen identifiziert. Ein Signal-Rausch-Verhältnis von größer Acht für die radiale Komponente weisen 17 Ereignisse auf. Gleichzeitig ein geringes Nutz-Stör-Verhältnis für die Transversale zeigen drei Beben (Tabelle 6.22).

Harvard-ID	BAZ	Δ	Quellgebiet	m_b	SNR_R	SNR_T
C072504B	91°	92.5°	Southern Sumatra, Indone	6.8	11.2	1.5
C071193A	249°	105.3°	Near Coast Of Northern C	6.2	11.2	1.8
C070501K	258°	100.5°	Near Coast Of Peru	6.2	12.1	1.4

Tabelle 6.22.: Erdbeben mit SKS-Phase ohne transversalen Einsatz an der Station CLL im Periodenbereich von 5 bis 20 Sekunden.

Nach diesen Ergebnissen liegt die Richtung der schnellen Achse Φ im Bereich von 91 bzw. zwischen 249 und 258 Grad. Für einen Einschichtfall sind weitere Nullrichtungen im Bereich 170, 260 und 350 Grad zu erwarten. Es liegen jedoch in diesen Bereichen der überwiegende Teil der Splittingparameter vor.

CLZ - Clausthal-Zellerfeld

Die höchstgelegene Station des GRSN ist Clausthal-Zellerfeld. Den geologischen Untergrund bilden Sedimentgesteine aus dem Oberkarbon. In den Jahren 1992 bis 2008 wurden Daten von 213 Beben mit SKS-Phase aufgezeichnet. Für 180 konnte ein Inversionsergebnis bestimmt werden.

Von diesen Zwischenergebnissen lieferten 19 Beben hochwertige Splittingparameter. Tabelle 6.23 zeigt die Ergebnisse für den Winkel der schnellen Achse Φ und die Verzögerungszeit δt unter der Annahme nur einer anisotropen Schicht im Laufweg der SKS-Phasen.

Filterbereich	n	$\tilde{\Phi}$	Q1(Φ)	Q3(Φ)	δt	Q1(δt)	Q3(δt)
2 - 10s	15	29°	-24°	38°	1.3s	1.0s	1.5s
5 - 20s	7	-17°	-25°	-17°	1.2s	1.0s	1.2s
10 - 50 s	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a

Tabelle 6.23.: Anzahl und Mittelwerte der ermittelten Splittingparameter für CLZ bei einem angenommenen Einschichtfall.

Für den Periodenbereich von 10 bis 50 Sekunden liegt nur ein Wertepaar aus Φ und δt vor, so dass keine Mittelwerte gebildet werden können. Auffällig sind die großen Unterschiede zwischen den Frequenzbereichen.

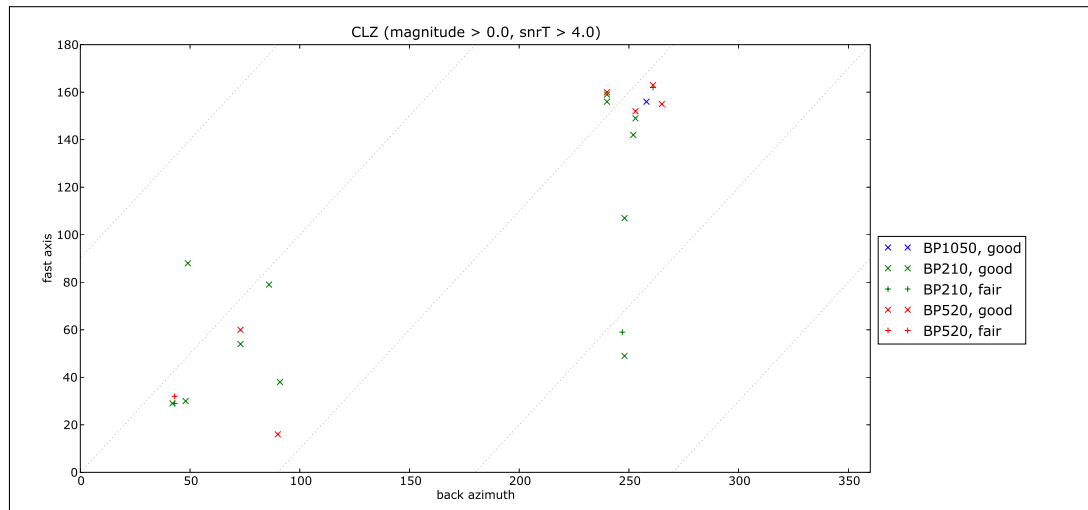


Abbildung 6.24.: Splittingergebnisse der schnellen Achse Φ für die Station CLZ (Erläuterungen zur Abbildung siehe Darstellung 6.3 auf Seite 96).

Die Einzelergebnisse für Φ zeigen auch auffällige Merkmale (Abbildung 6.24). Die Werte für die zwei Hauptbebenrichtungen unterscheiden sich stark. Eine lineare Abhängigkeit vom Backazimut ist nicht erkennbar.

Für die Verzögerungszeit lässt sich keine klare Abgrenzung zwischen den Haupteinfallrichtungen erkennen (Abbildung 6.25). Allerdings streuen die Werte insgesamt stark und sind durch große Fehler gekennzeichnet.

Im langwelligen Periodenbereich fehlen Ergebnisse aus der Einfallrichtung zwischen 45 und 90 Grad mit einer schnellen Achse um 60 Grad.

Nullmessungen

In den Auswertungen für CLZ wurden 120 Null-Messungen identifiziert. Ein hohes Signal-Rausch-Verhältnis von größer Acht für die radiale Komponente weisen 35 Ereignisse auf, von denen 17 gleichzeitig ein geringes Nutz-Stör-Verhältnis für die Transversale haben (Tabelle 6.24 auf Seite 133).

Die Ergebnisse zeigen einen ungewöhnlich breiten Bereich für Nullrichtungen. Nimmt man ein Einschichtmodell an, so verbleiben praktisch keine Bereiche, in denen noch ein signifikantes Splitting stattfinden kann.

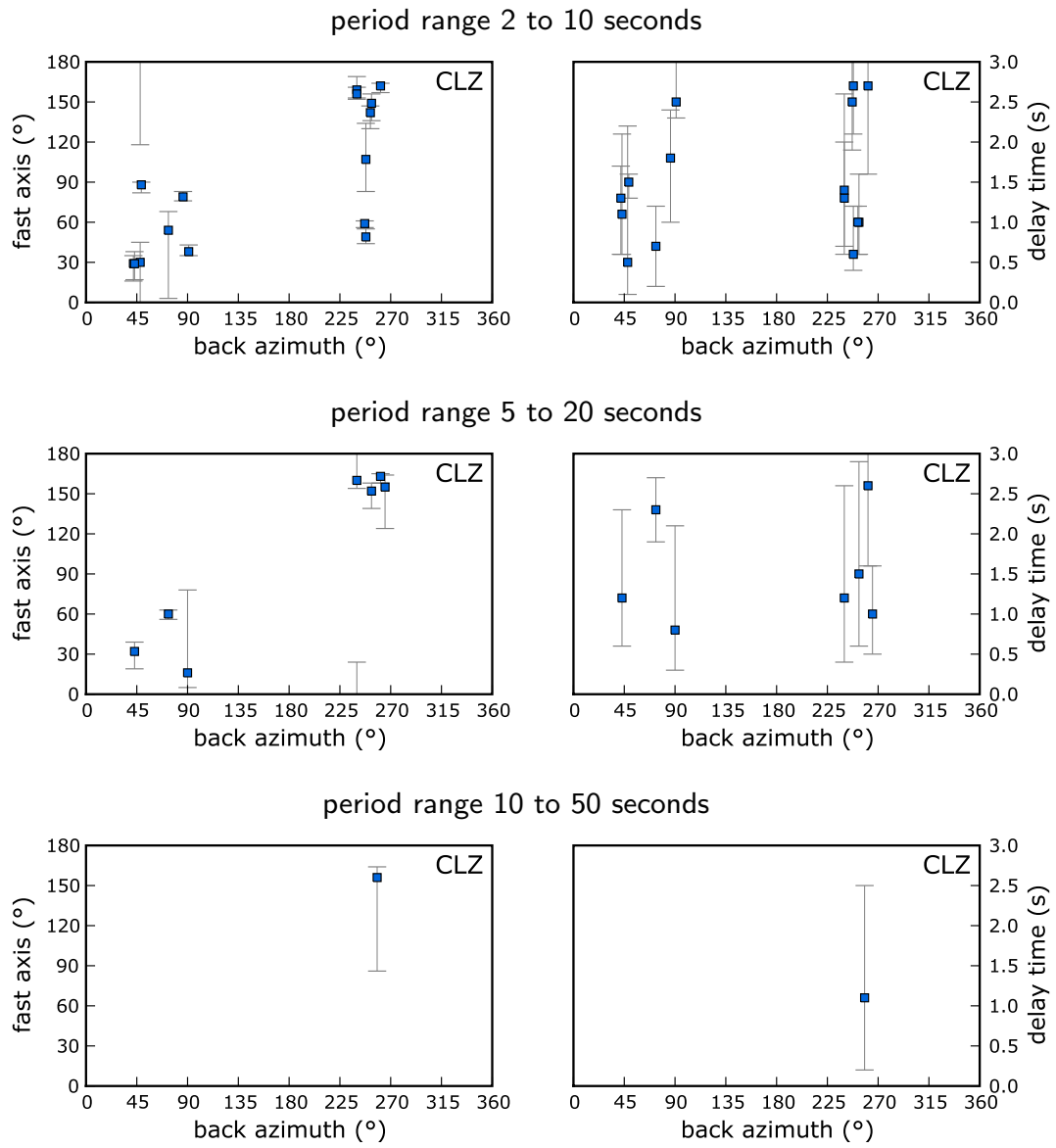


Abbildung 6.25.: CLZ: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen für schnelle Achse und Verzögerungszeit.

Harvard-ID	BAZ	Δ	Quellgebiet	m_b	SNR_R	SNR_T
M032800C	43°	95.6°	Volcano Islands Region	6.8	8.3	0.7
B062298E	47°	104.8°	South Of Mariana Islands	5.1	8.1	0.7
B042995B	63°	96.0°	Philippine Islands Regio	5.4	8.1	1.2
C200502151442A	66°	101.9°	Talauud Islands, Indonesi	6.1	11.1	0.5
C200707260540A	66°	104.1°	Molucca Sea	6.9	12.0	1.7
C200809110000A	67°	104.8°	Halmahera, Indonesia	6.2	19.2	1.4
C022896C	68°	104.2°	Molucca Passage	6.1	9.0	1.6
C092993E	73°	102.5°	Minahassa Peninsula	6.0	12.1	1.4
C042304A	78°	111.1°	Savu Sea	6.5	8.8	1.1
C092898D	86°	103.8°	Java	6.4	17.1	1.4
C052501E	87°	102.2°	Java	5.8	14.3	0.6
B042300D	240°	102.3°	Santiago Del Estero Prov	5.8	12.1	1.3
C200809031125A	241°	101.2°	Santiago Del Estero Prov	5.9	8.0	0.8
C200503211223A	242°	99.9°	Salta Province, Argentina	6.1	18.7	0.8
C051200C	245°	100.5°	Jujuy Province, Argentina	6.2	14.0	1.0
C071193A	247°	104.0°	Near Coast Of N. Chile	6.2	11.1	1.0
C200507131206A	252°	98.1°	Near Coast Of Peru	5.6	9.8	1.3

Tabelle 6.24.: Erdbeben mit SKS-Phase ohne transversalen Einsatz an der Station CLZ im Periodenbereich von 5 bis 20 Sekunden.

GEC2 - Basisstation GERESS-Array

Die Station GEC2 ist die Basisstation des GERESS-Arrays im Bayerischen Wald. Dieses Array mit geringer Apertur dient hauptsächlich der Überwachung des Kernwaffen-Teststopp-Abkommens der Vereinten Nationen. Auf Grund dieser Nutzung werden die Stationen in seismologisch sehr ruhigem Gebiet betrieben.

Für die Untersuchung stehen Daten des Zeitraumes 1998 bis 2009 zur Verfügung. Für 134 von insgesamt 165 Erdbeben konnte eine Inversion durchgeführt werden, 33 hochwertige Wertepaare für Φ und δt konnten ermittelt werden.

In der Tabelle 6.25 sind die Ergebnisse unter der Annahme einer anisotropen Schicht dargestellt. Die Richtung der schnellen Achse liegt bei ca. 90 Grad, die Verzögerungszeit um 1 Sekunde (je nach Periodenbereich).

Filterbereich	n	$\tilde{\Phi}$	Q1(Φ)	Q3(Φ)	δt	Q1(δt)	Q3(δt)
2 - 10s	27	91°	83°	96°	0.8s	0.7s	1.1s
5 - 20s	20	89°	83°	105°	1.0s	0.8s	1.3s
10 - 50s	9	95°	87°	100°	1.1s	0.9s	1.2s

Tabelle 6.25.: Anzahl und Mittelwerte der ermittelten Splittingparameter für GEC2 bei einem angenommenen Einschichtfall.

6. Anwendung und Ergebnisse: Deutsches Regionalnetz

Es liegen für beide Haupteinfallrichtungen eine Vielzahl von Messwerten vor (Abbildung 6.26). Eine Abhängigkeit vom Backazimut ist nicht klar erkennbar, auch eine Transformation der Ergebnisse in den Bereich unterhalb 180 Grad BAZ zeigt keine weiteren Auffälligkeiten (Abbildung A.19 im Anhang Seite 264).

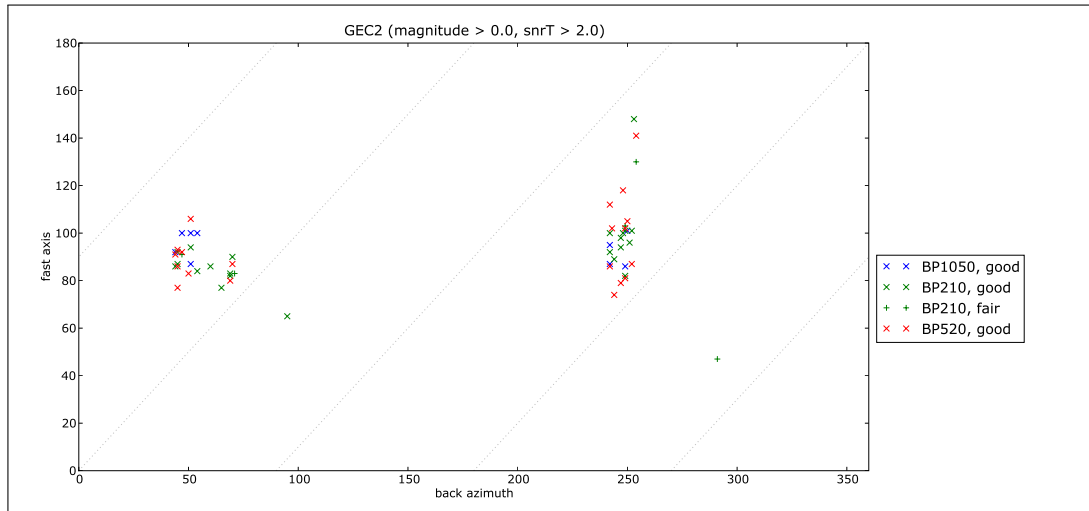


Abbildung 6.26.: Splittingergebnisse der schnellen Achse Φ für die Station GEC2 (Erläuterungen zur Abbildung siehe Darstellung 6.3 auf Seite 96).

Die Werte für $\Phi \approx 140^\circ$ weisen höhere Fehlerbereiche auf (Abbildung 6.27, Inversionsbericht im Anhang auf Seite 262), was deren Signifikanz entsprechend schmälert. Im Periodenbereich von 10 bis 50 Sekunden liegen vergleichsweise wenige Resultate vor, diese sind jedoch in sich sehr konsistent.

Frequenzabhängigkeit

Ein Vergleich zwischen Ergebnissen in verschiedenen Periodenbereichen für das gleiche Erdbeben war in 29 Fällen möglich. Die statischen Daten in Tabelle 6.26 (Seite 136) zeigen, dass es nur einen geringen Unterschied zwischen BP210 und BP520 gibt. Zum Periodenbereich BP1050 sind die Differenzen mit maximal 6 Grad größer.

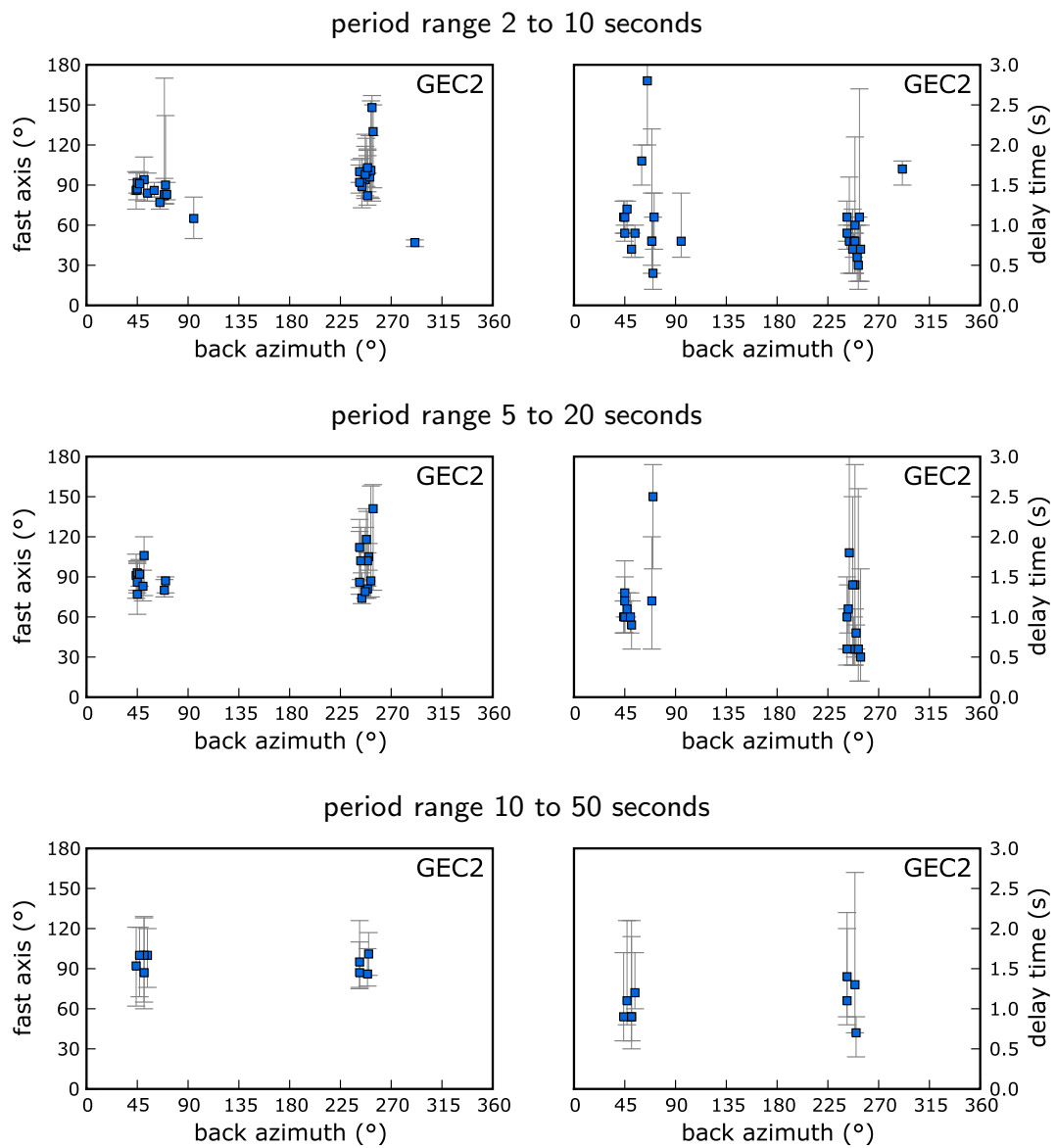


Abbildung 6.27.: GEC2: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen für schnelle Achse und Verzögerungszeit.

	BP210-BP520	BP210-BP1050	BP520-BP1050
Anzahl Wertepaare	15	7	7
Abweichung (Durchschnitt)	-0.1°	-1.4°	4.7°
Abweichung (Median)	1.0°	-6.0°	4.0°
Standardabweichung Messreihe	10.3°	11.1°	11.5°

Tabelle 6.26.: Unterschiede bei den Ergebnissen für die schnelle Achse nach Frequenzbereichen für die Station GEC2.

Nullmessungen

In den Aufzeichnungen der Station GEC2 wurden 59 Null-Messungen identifiziert. Davon weisen 14 ein hohes Nutzsignal der Radialen auf, die Bedingung einer geringen Amplitude auf der transversalen Komponente erfüllen noch zwei Beben (Tabelle 6.27).

Harvard-ID	BAZ	Δ	Quellgebiet	m_b	SNR _R	SNR _T
C072504B	91°	92.0°	Southern Sumatra	6.8	19.1	0.4
C081499A	93°	95.1°	Southern Sumatra	6.0	12.3	0.8

Tabelle 6.27.: Erdbeben mit SKS-Phase ohne transversalen Einsatz an der Station GEC2 im Periodenbereich von 5 bis 20 Sekunden.

Die ermittelte Nullrichtung in Entsprechung der Orientierung der schnellen Achse liegt bei ca. 92 Grad. Bei einem Einschichtfall sind die korrelierenden Richtungen bei 182, 272 und 362 Grad zu erwarten. Aus diesen Einfallsrichtungen konnten auch keine hochwertigen Splittingparameter bestimmt werden, die Resultate ergänzen somit sich gut.

GRB1 - Gräfenberg B1

Die Station GRB1 ist als Teil des Gräfenberg-Arrays seit 1977 in kontinuierlichem Betrieb. Für die Station wurden 230 Beben im Zeitraum 1979 bis Mitte 2008 ausgewertet, von denen 191 zunächst stabile Resultate lieferten. Es konnten automatisch hochwertige Splittingparameter für 45 Ereignisse ermittelt werden. Die Anzahl liegt damit unterhalb jener für GRA1, was vor allem auf eine geringere Datenverfügbarkeit zurückzuführen ist.

Unter der Annahme einer anisotropen Schicht unterhalb der Station ergeben sich folgende Werte für schnelle Achse und Verzögerungszeit in den betrachteten Filterbereichen (Tabelle 6.28):

Im Frequenzbereich zwischen 10 und 50 Sekunden fällt auf, dass insbesondere die Verzögerungszeit von den Ergebnissen der anderen Filter abweicht. Dies kann als Effekt der Tiefpassfilterung

Filterbereich	n	$\tilde{\Phi}$	Q1(Φ)	Q3(Φ)	δt	Q1(δt)	Q3(δt)
2 - 10s	31	88°	83°	93°	1.2s	0.9s	1.3s
5 - 20s	31	86°	83°	93°	1.3s	1.0s	1.5s
10 - 50s	18	86°	83°	89°	1.6s	1.3s	1.9s

Tabelle 6.28.: Anzahl und Mittelwerte der ermittelten Splittingparameter für GRB1 bei einem angenommenen Einschichtfall.

angesehen werden, da die Bestimmung der Verzögerungszeit bei kleinen Amplituden auf der transversalen Komponente eine größere Ungenauigkeit aufweist.

Die Richtung der schnellen Achse kann als nahezu konstant angesehen werden, der Unterschied zwischen den Frequenzbereichen liegt bei zwei Grad. Analog zu den Ergebnissen von GRA1 liegt die Richtung der schnellen Achse zu höheren Frequenzen leicht über den Ergebnissen der anderen Periodenbereiche.

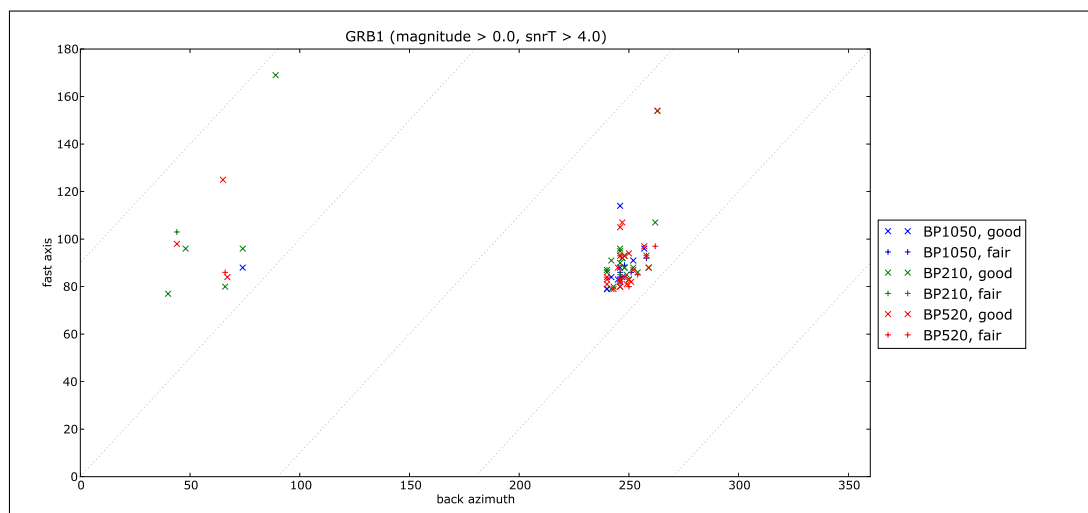


Abbildung 6.28.: Splittingergebnisse der schnellen Achse Φ für die Station GRB1 (Erläuterungen zur Abbildung siehe Darstellung 6.3 auf Seite 96).

Die Streuung der Werte innerhalb kleiner Backazimut-Intervalle ist gering (weniger als 10 Grad), allerdings ist eine Abhängigkeit von der Einfallsrichtung zu erkennen (Abbildung 6.28). Wie auch schon bei der Station GRA1 beobachtet, nimmt die Richtung der schnellen Achse innerhalb der Hauptbebenrichtungen zu. Erkennbar wird dies in Darstellung 6.29, in welcher eine Periodizität von 180 Grad angenommen wird.

Es sind zwei Werte mit ca. 150 und 170 Grad für die schnelle Achse vorhanden, die nicht als fehlinterpretierte Null-Ergebnisse aufgefasst werden können. Für die Station GRA1 liegen gleichartige Resultate vor, eine Fehlkonfiguration einer einzelnen Station scheint damit ausgeschlossen.

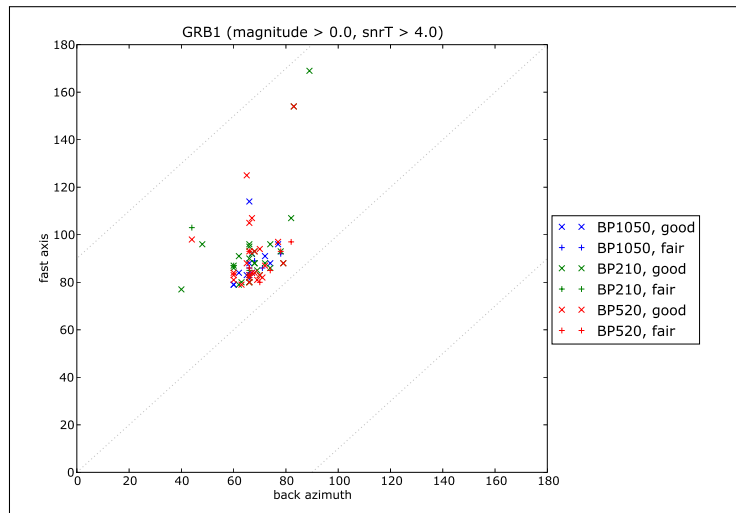


Abbildung 6.29.: Splittingergebnisse der schnellen Achse für die Station GRB1 mit angenommener Periodizität von 180 Grad.

Die kleinsten Fehler finden sich im Frequenzbereich von 5 bis 20 Sekunden (Abbildung 6.30). Das Ergebnis $\Phi \approx 150$ Grad weist jedoch einen höheren Fehler auf.

Die Ergebnisse für die Verzögerungszeit hängen wie erwartet vom Frequenzgehalt der Ausgangsdaten ab. Starke Streuungen bei höherfrequenten Daten stehen geringeren Streuungen bei niederfrequenten Daten gegenüber. Für alle Filterbereiche gilt jedoch, dass auf Grund der Fehlerabschätzungen alle Ergebnisse als konsistent angesehen werden können.

In allen Frequenzbereichen scheint ein Abhängigkeit der schnellen Achse vom Backazimut zu bestehen. Tendenziell trifft dies auch für die Verzögerungszeit zu, im Bereich von 40 bis 70 Grad liegen die Werte unterhalb denen des Bereiches um 240 Grad.

Frequenzabhängigkeit

Die Untersuchung zur Frequenzabhängigkeit wurde analog zur Station GRA1 durchgeführt. Auch hier zeigen sich Abweichungen zwischen den Periodenbereichen, welche wiederum recht klein sind (unter vier Grad, siehe Tabelle 6.29).

	BP210-BP520	BP210-BP1050	BP520-BP1050
Anzahl Wertepaare	21	10	11
Abweichung (Durchschnitt)	1.3°	3.8°	2.4°
Abweichung (Median)	1.0°	4.0°	2.0°
Standardabweichung Messreihe	5.3°	4.6°	6.3°

Tabelle 6.29.: Unterschiede bei den Ergebnissen für die schnelle Achse nach Frequenzbereichen für die Station GRB1.

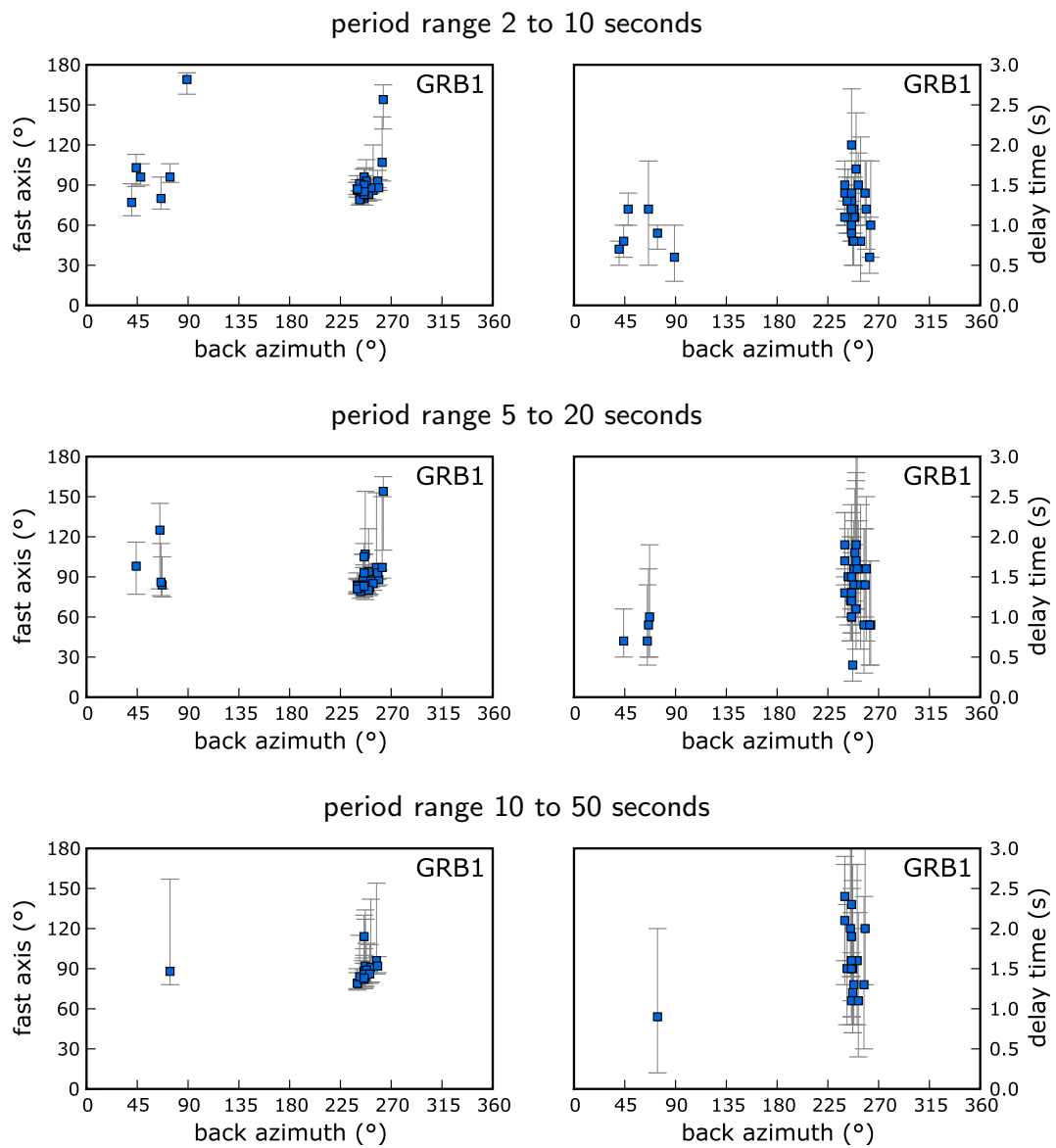


Abbildung 6.30.: GRB1: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen für schnelle Achse und Verzögerungszeit.

Null-Messungen

In den Auswertungen der Daten wurden 70 Null-Messungen identifiziert. Ein Signal-Rausch-Verhältnis von größer Acht für die radiale Komponente weisen 11 Ereignisse auf. Gleichzeitig ein geringes Nutz-Stör-Verhältnis für die Transversale zeigen sechs Beben (Tabelle 6.30).

Harvard-ID	BAZ	Δ	Quellgebiet	m_b	SNR_R	SNR_T
C200708081704A	89°	98.4°	Java, Indonesia	7.5	12.7	1.2
C052501E	89°	101.5°	Java	5.8	26.6	1.7
C111199C	90°	88.2°	Northern Sumatera	6.0	16.4	1.6
C072504B	90°	93.3°	Southern Sumatera, Indone	6.8	16.8	1.3
C081499A	92°	96.4°	Southern Sumatera	6.0	9.3	1.9
C042699C	268°	90.9°	Ecuador	5.6	10.6	1.1

Tabelle 6.30.: Erdbeben mit SKS-Phase ohne transversalen Einsatz an der Station GRB1 im Periodenbereich von 5 bis 20 Sekunden.

Nach diesen Ergebnissen liegt die Richtung der schnellen Achse für GRB1 zwischen 89 und 92 Grad bzw. bei 268 Grad (im Einschichtmodell entspricht dies 88 Grad, für die langsame Achse gilt dann eine Orientierung von 178 - 182 bzw. 358 - 362 Grad).

GRC1 - Gräfenberg C1

Als dritter Vertreter aus dem Gräfenberg-Array wurde die Station GRC1 untersucht. Im Zeitraum von 1980 bis 2008 konnten 261 Beben analysiert und davon 216 für eine weitere Bearbeitung als tauglich klassifiziert werden. Schlussendlich stehen für 59 Beben hochwertige automatisch bestimmte Splittingparameter zur Verfügung (Tabelle 6.31).

Filterbereich	n	$\tilde{\Phi}$	$Q1(\Phi)$	$Q3(\Phi)$	δt	$Q1(\delta t)$	$Q3(\delta t)$
2 - 10s	37	86°	83°	91°	1.1s	1.0s	1.2s
5 - 20s	38	82°	79°	90°	1.3s	1.1s	1.4s
10 - 50s	12	82°	80°	95°	1.4s	1.1s	1.7s

Tabelle 6.31.: Anzahl und Mittelwerte der ermittelten Splittingparameter für GRC1 bei einem angenommenen Einschichtfall.

Folgende Merkmale lassen sich festhalten:

1. Die Zahl der Ergebnisse für den Frequenzbereich 10 bis 50 Sekunden ist gering.
2. Die Richtung der schnellen Achse nimmt mit tieferen Frequenzen leicht ab, kann aber innerhalb der bekannten Variation als konsistent angesehen werden (Unterschied geringer als vier Grad).

3. Die Verzögerungszeit ist über alle Filterbereiche vergleichbar, nimmt mit tieferen Frequenzen um 0.2 bzw. 0.3 Sekunden zu.

Stellt man die Ergebnisse in Abhängigkeit vom Einfallswinkel der Beben dar, so erhält man Abbildung 6.31. Die Streuung der Werte ist insbesondere im Backazimut-Bereich um 240 Grad erstaunlich gering (ca. 10 Grad), in den anderen Bereichen deutlich höher. Es existieren drei Ergebnisse mit stark abweichender schneller Achse.

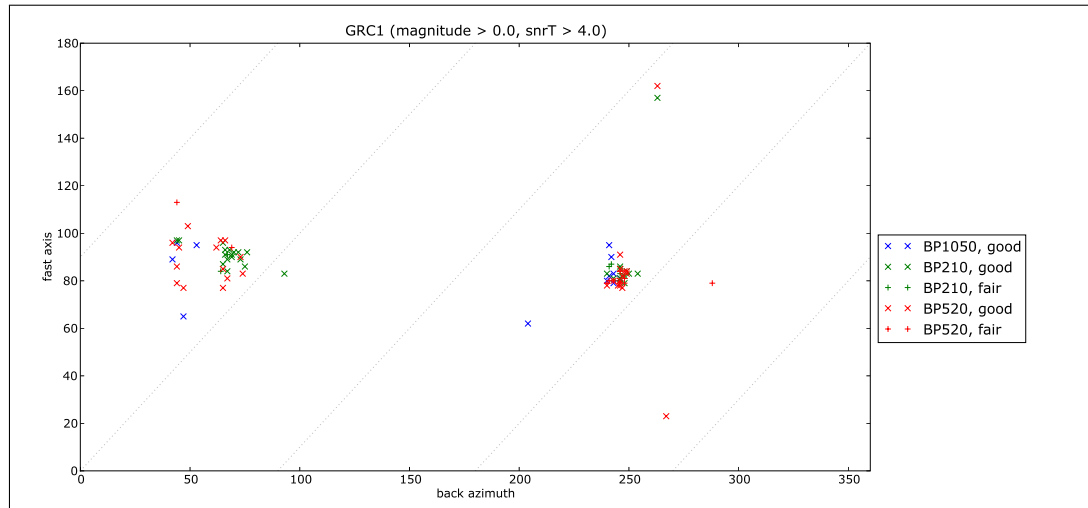


Abbildung 6.31.: Splittingergebnisse der schnellen Achse Φ für die Station GRC1 (Erläuterungen zur Abbildung siehe Darstellung 6.3 auf Seite 96).

Durch eine angenommene Periodizität von 180 Grad fügen sich die Ergebnisse der beiden Haupteinfallrichtungen ineinander (Abbildung A.23 im Anhang Seite 270). Abweichend zu den Ergebnissen für GRA1 und GRB1 ist keine Abhängigkeit von der Einfallrichtung erkennbar. Eine Einschätzung der Vertrauensbereiche erlaubt Darstellung 6.32 auf der folgenden Seite.

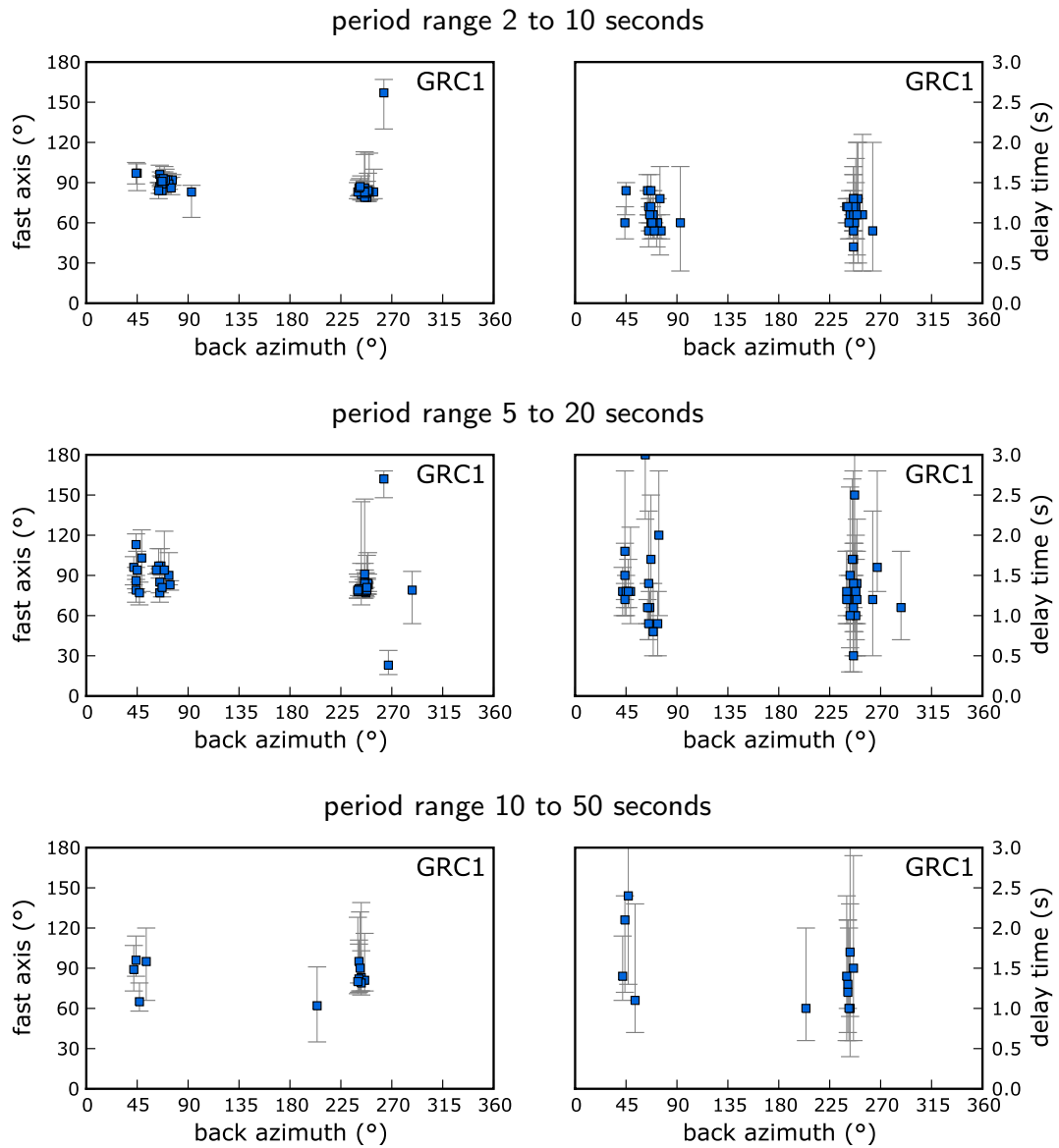


Abbildung 6.32.: GRC1: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen für schnelle Achse und Verzögerungszeit.

Frequenzabhängigkeit

Eine starke Frequenzabhängigkeit lässt sich in den vorliegenden Daten nicht erkennen (Tabelle 6.32). Ergebnisse, welche den Periodenbereich BP1050 einschließen, sind fast nicht vorhanden, so dass die statistische Aussagekraft gering ist. Die Abweichungen zwischen BP210 und BP520 liegen bei 2.1 Grad.

	BP210-BP520	BP210-BP1050	BP520-BP1050
Anzahl Wertepaare	21	4	6
Abweichung (Durchschnitt)	2.1°	0.0°	0.8°
Abweichung (Median)	0.0°	-0.5°	-0.5°
Standardabweichung Messreihe	5.7°	2.7°	7.1°

Tabelle 6.32.: Unterschiede bei den Ergebnissen für die schnelle Achse nach Frequenzbereichen für die Station GRC1.

Null-Messungen

In den Auswertungen der Daten wurden 79 Null-Messungen identifiziert. Ein Signal-Rausch-Verhältnis von größer Acht für die radiale Komponente weisen 13 Ereignisse auf. Gleichzeitig ein geringes Nutz-Stör-Verhältnis für die Transversale zeigen vier Beben (Tabelle 6.33).

Harvard-ID	BAZ	Δ	Quellgebiet	m_b	SNR_R	SNR_T
C042304A	80°	111.0°	Savu Sea	6.5	12.0	0.7
C200807080913A	254°	97.6°	Southern Peru	5.8	20.3	1.9
B050693C	259°	91.8°	Western Brazil	5.8	13.1	0.4
C053090A	265°	93.7°	Northern Peru	6.0	20.1	1.6

Tabelle 6.33.: Erdbeben mit SKS-Phase ohne transversalen Einsatz an der Station GRC1 im Periodenbereich von 5 bis 20 Sekunden.

Aus den Informationen der Null-Messungen lässt sich die Richtung der schnellen Achse Φ mit einer Orientierung von 80 Grad bzw. zwischen 254 und 265 Grad festlegen (im Einschichtmodell somit zwischen 74 und 85 Grad, langsame Achse zwischen 164 und 175 bzw. 344 und 355 Grad). In diesen Zonen liegen keine Splittingergebnisse vor.

GSH - Großhau

Die Station Großhau ist in den Jahren 1995 bis 1998 als Teil des GRSN betrieben worden. Die Aufzeichnungen dieses kurzen Zeitraumes enthielten 44 Beben, von denen 36 bearbeitet werden konnten. Nur sechs Splittingparameter-Paare konnten ermittelt werden.

Für den Periodenbereich von 5 bis 20 Sekunden erfüllen nur die Daten eines Bebens die gesetzten Qualitätsanforderungen. Eine genauere Analyse analog zu den weiteren Stationen des GRSN war nicht möglich. Die Richtung der schnellen Achse wurde mit $\Phi = 85^\circ$ und die Verzögerungszeit mit $\delta t = 1.8s$ bestimmt.

GUNZ - Gunzen

Die Station Gunzen ist dem GRSN assoziiert, d.h. sie ist keine offizielle Station des GRSN. Allerdings ist der technische Aufbau und die Qualität der Daten denen der GRSN-Stationen ebenbürtig.

Es stehen Aufzeichnungen der Jahre 2006 bis 2009 zur Verfügung. Von 55 Beben aus 89 Beben konnte eine erste Analyse erstellt werden. Für 10 Erdbeben konnte Splittingparameter hoher Qualität bestimmt werden, Tabelle 6.34 zeigt die Ergebnisse bei einem angenommenen Einschichtfall.

Filterbereich	n	$\tilde{\Phi}$	Q1(Φ)	Q3(Φ)	δt	Q1(δt)	Q3(δt)
2 - 10s	8	100°	66°	115°	1.8s	1.6s	2.5s
5 - 20s	8	93°	73°	99°	2.1s	1.8s	2.4s
10 - 50 s	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a

Tabelle 6.34.: Anzahl und Mittelwerte der ermittelten Splittingparameter für GUNZ bei einem angenommenen Einschichtfall.

Abbildung 6.33 zeigt die Einzelergebnisse für Φ in Abhängigkeit vom Backazimut. Eine Sensitivität von der Einfallsrichtung ist erkennbar, Φ wächst parallel zum BAZ. Spiegelt man die die Werte bei 180 Grad ergänzen sich die Messungen aus beiden Haupteinfallsrichtungen (Abbildung 6.34).

Ein Blick auf die vollständigen Ergebnisse für Φ und δt in der Abbildung 6.35 zeigt, dass alle Resultate mit sehr kleinen Fehlern bestimmt worden sind. Dies trifft auch auf die Werte der Verzögerungszeit zu, welche sonst mit größeren Unsicherheiten behaftet sind.

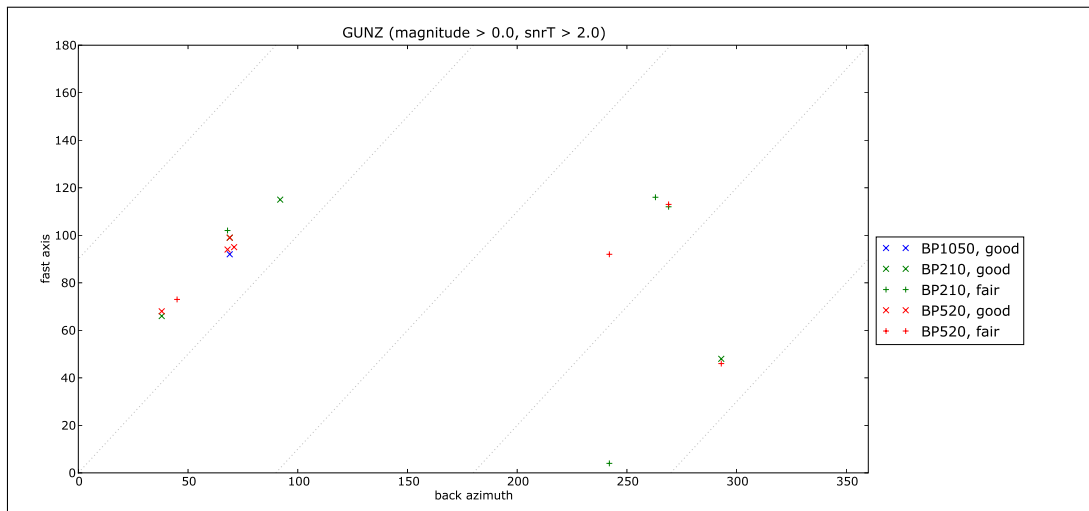


Abbildung 6.33.: Splittingergebnisse der schnellen Achse Φ für die Station GUNZ (Erläuterungen zur Abbildung siehe Darstellung 6.3 auf Seite 96).

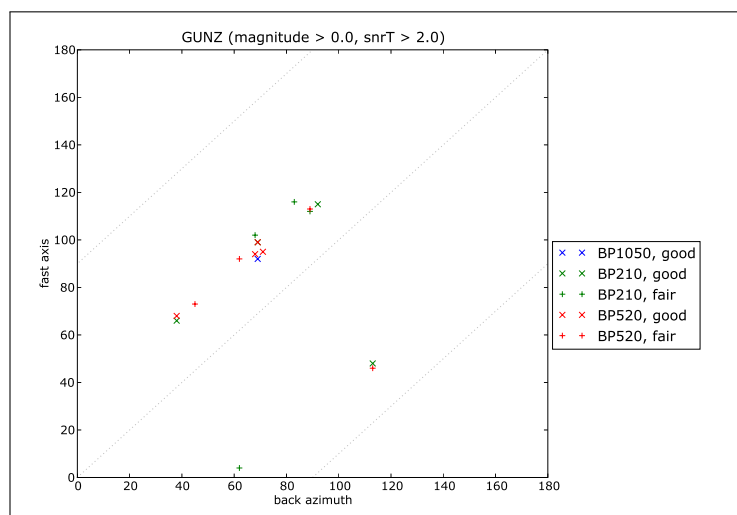


Abbildung 6.34.: Splittingergebnisse der schnellen Achse für die Station GUNZ mit angenommener Periodizität von 180 Grad.

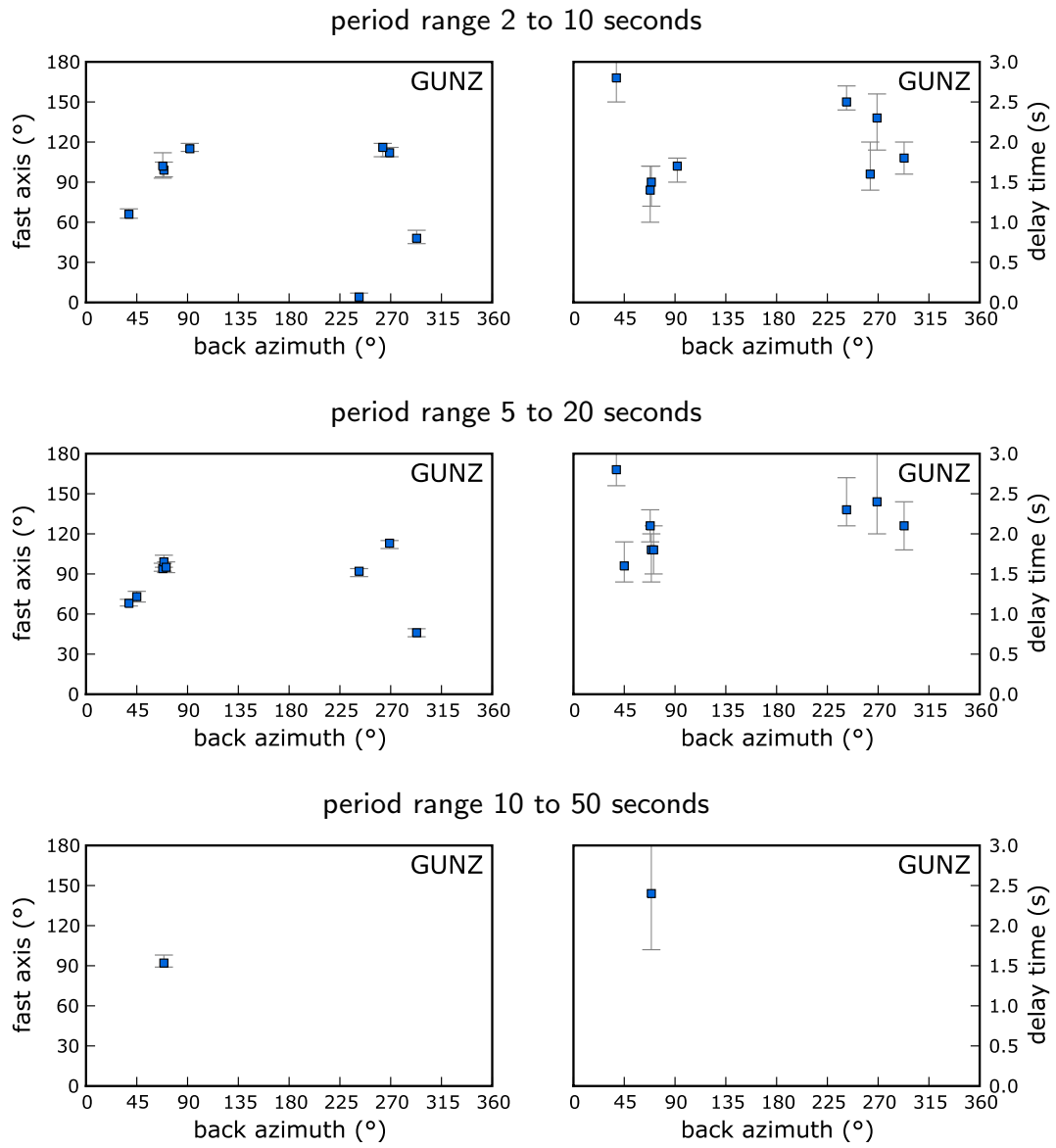


Abbildung 6.35.: GUNZ: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen für schnelle Achse und Verzögerungszeit.

MOX - Moxa

Die Station Moxa befindet sich in einem Tunnel des gleichnamigen Observatoriums (betrieben durch die Universität Jena). Geologischer Untergrund sind metamorph überprägte Gesteine des Unterkarbons des Thüringer Waldes.

Für die Station stehen Aufzeichnungen aus den Jahren 1993 bis 2009 zur Verfügung, in denen 217 Beben mit möglichem SKS-Splitting enthalten sind. Für 179 konnte eine erste Berechnung durchgeführt werden. Nach einer Qualitätskontrolle und Aussortierung der Null-Messungen verbleiben 52 Wertepaare für Richtung der schnellen Achse Φ und Verzögerungszeit δt .

Nimmt man einen Einschichtfall für die Anisotropie an, so ergibt eine Mittlung der Resultate die Ergebnisse in Tabelle 6.35. Mit zunehmender Periode nimmt der Wert für Φ leicht ab, die Differenz zwischen BP210 und BP1050 beträgt dabei 8 Grad. Die Werte für die Verzögerungszeit sind mit 1.6 Sekunden über alle Frequenzbereiche stabil.

Filterbereich	n	$\tilde{\Phi}$	Q1(Φ)	Q3(Φ)	δt	Q1(δt)	Q3(δt)
2 - 10s	40	81°	76°	95°	1.6s	1.1s	1.8s
5 - 20s	30	80°	73°	92°	1.6s	1.2s	1.7s
10 - 50s	8	73°	68°	91°	1.6s	1.5s	2.0s

Tabelle 6.35.: Anzahl und Mittelwerte der ermittelten Splittingparameter für MOX bei einem angenommenen Einschichtfall.

Abbildung 6.36 zeigt die Einzelmessungen für Φ in Abhängigkeit vom Backazimut. Innerhalb jeder Hauptbebenrichtung nimmt Φ parallel zur Einfallsrichtung zu. Einige wenige Werte liegen um $\Phi = 20^\circ$. Diese sind gut belegt, wie ein exemplarischer Inversionsbericht im Anhang auf Seite 271 zeigt.

Die Kombination der Werte oberhalb 180 Grad Einfallsrichtung mit denen unterhalb 180 Grad liefert die Darstellung in Abbildung 6.37. Weiterhin klar zu beobachten ist eine Abhängigkeit vom Backazimut.

Abbildung 6.38 zeigt die Einzelmessungen für Φ als auch δt inklusive der zugehörigen Fehlerbereiche in den drei betrachteten Periodenbereichen. Die Bestimmung der Lage der schnellen Achse ist mit kleinen Fehlern möglich, auch die Fehler für die Verzögerungszeit sind vergleichsweise klein. Für den Periodenbereich von 10 bis 50 Sekunden konnten nur acht Wertepaare mit hoher Qualität ermittelt werden, die Ergebnisse liegen wie erwartet im Bereich der beiden anderen Frequenzbereiche.

6. Anwendung und Ergebnisse: Deutsches Regionalnetz

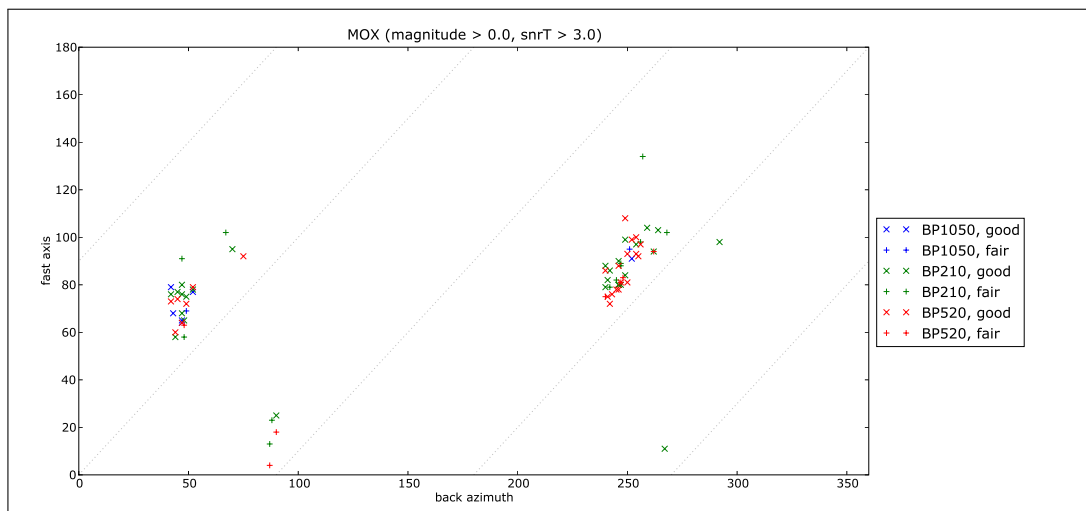


Abbildung 6.36.: Splittingergebnisse der schnellen Achse Φ für die Station MOX (Erläuterungen zur Abbildung siehe Darstellung 6.3 auf Seite 96).

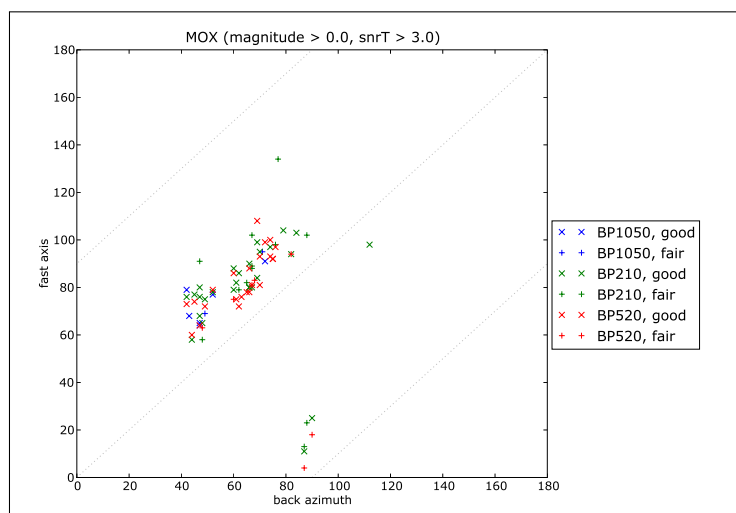


Abbildung 6.37.: Splittingergebnisse der schnellen Achse für die Station MOX mit angenommener Periodizität von 180 Grad.

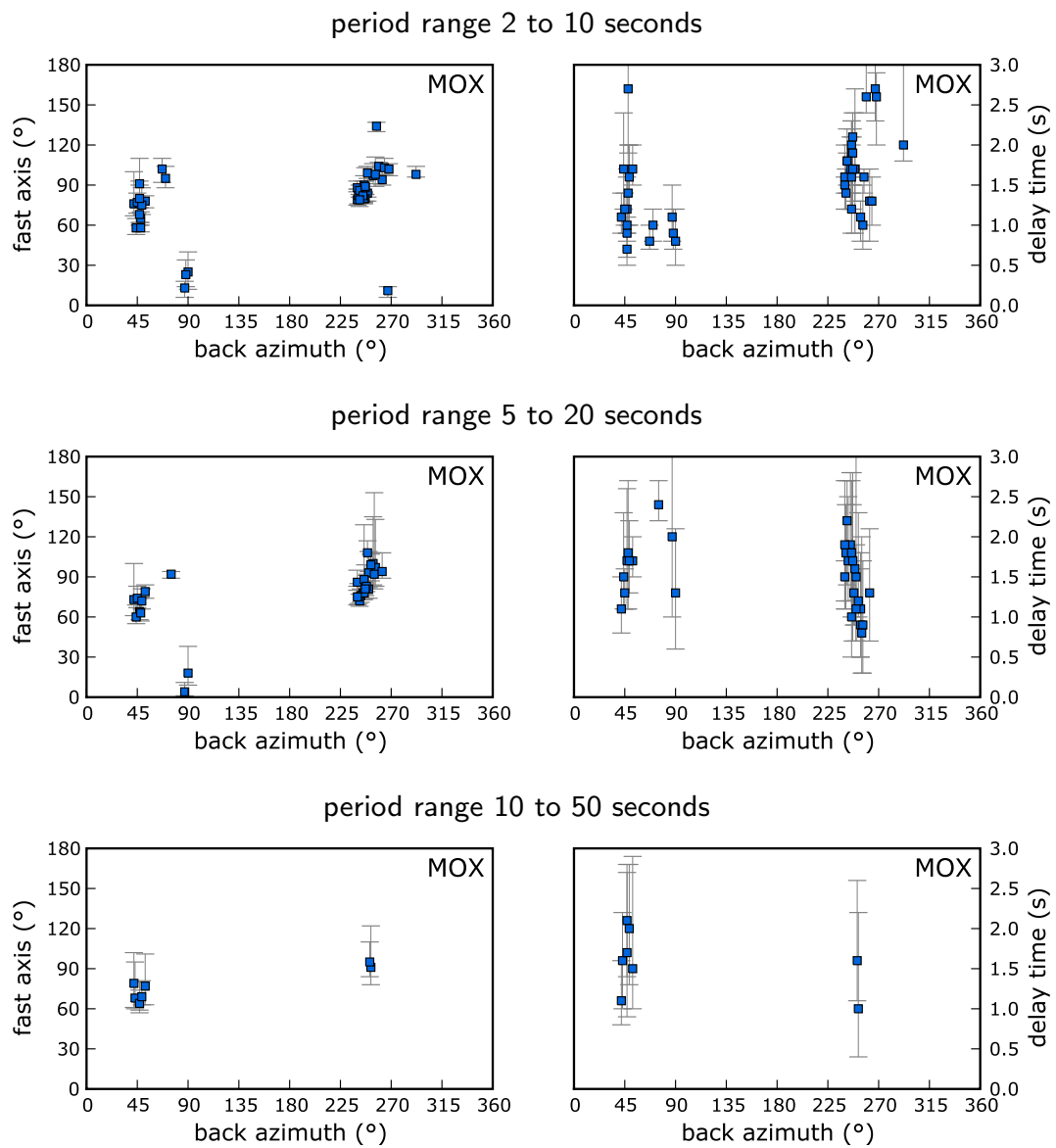


Abbildung 6.38.: MOX: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen für schnelle Achse und Verzögerungszeit.

Frequenzabhängigkeit

Für die Station MOX konnte in 30 Fällen ein Vergleich von Φ über mehrere Periodenbereiche hinweg durchgeführt werden (Tabelle 6.36). Es zeigt sich, dass der Periodenbereich BP210 von den beiden anderen um maximal 3.8 Grad abweicht. Der Unterschied zwischen BP520 und BP1050 ist als gering anzusehen. Allerdings stehen hier nur wenige Messungen als Grundlage zur Verfügung.

	BP210-BP520	BP210-BP1050	BP520-BP1050
Anzahl Wertepaare	21	5	4
Abweichung (Durchschnitt)	2.9°	3.8°	-0.5°
Abweichung (Median)	3.0°	3.0°	0.5°
Standardabweichung Messreihe	3.4°	5.0°	3.5°

Tabelle 6.36.: Unterschiede bei den Ergebnissen für die schnelle Achse nach Frequenzbereichen für die Station MOX.

Nullmessungen

In den Auswertungen der Daten wurden 80 Null-Messungen identifiziert. Ein Signal-Rausch-Verhältnis von größer Acht für die radiale Komponente weisen 10 Ereignisse auf. Gleichzeitig ein geringes Nutz-Stör-Verhältnis für die Transversale zeigen vier Beben (Tabelle 6.37).

Harvard-ID	BAZ	Δ	Quellgebiet	m_b	SNR_R	SNR_T
C200809110000A	68°	104.6°	Halmahera, Indonesia	6.2	23.1	1.7
B072896E	75°	100.9°	Minahassa Peninsula	5.5	20.0	0.8
B062501B	256°	100.0°	Near Coast Of Peru	5.1	9.0	0.4
C042699C	268°	90.9°	Ecuador	5.6	10.2	1.5

Tabelle 6.37.: Erdbeben mit SKS-Phase ohne transversalen Einfall an der Station MOX.

Die Orientierung der Nullrichtungen beträgt zwischen 68 und 75 bzw. 256 und 268 Grad. Für einen Einschichtfall bedeutet dies, dass weitere Nullrichtungen bei ca. 170 und 350 Grad zu finden wären. Die große Mehrzahl der Splittingergebnisse für MOX liegen außerhalb dieser Regionen.

TANN - Tannenbergesthal

Die Station Tannenbergesthal befindet sich nur wenige Kilometer von der Station Gunzen entfernt (siehe Seite 144). Auch diese Station ist dem GRSN assoziiert und liefert seit 2002 kontinuierlich breitbandige seismologische Aufzeichnungen.

Hier konnten Daten bis zum Jahr 2009 verarbeitet werden, von 106 möglichen SKS-Einsätzen verblieben 76 zur weiteren Analyse. Hochwertige Splittingparameter konnten für 19 Erdbeben ermittelt werden.

Unter der Annahme eines Einschichtfalls erhält man aus der Mittlung der Werte für Φ und δt die Ergebnisse in Tabelle 6.38. Während Φ mit 86 Grad gleich ermittelt wurde, unterscheidet sich die Verzögerungszeit um 0.5 Sekunden.

Filterbereich	n	$\tilde{\Phi}$	Q1(Φ)	Q3(Φ)	δt	Q1(δt)	Q3(δt)
2 - 10s	15	86°	80°	90°	1.7s	1.1s	1.8s
5 - 20s	10	86°	78°	86°	2.2s	1.3s	2.2s
10 - 50 s	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a

Tabelle 6.38.: Anzahl und Mittelwerte der ermittelten Splittingparameter für TANN bei einem angenommenen Einschichtfall.

In den Darstellungen 6.39 und A.31 (in Anhang auf Seite 279) sind die Einzelmessungen für die Lage der schnellen Achse Φ enthalten. In der zweiten Abbildung wurden die Werte oberhalb 180 Grad Backazimut in den verbleibenden Bereich darunter gespiegelt.

Insbesondere Messungen für Erdbeben aus dem Andenbogen sind stark vertreten, die Ergebnisse liegen nahe beieinander, zeigen allerdings auch eine Abhängigkeit von der Einfallsrichtung (lineares Wachstum parallel zum Backazimut). Für die Messungen für Beben aus anderen Einfallsrichtungen ist eine stärkere Streuung festzustellen.

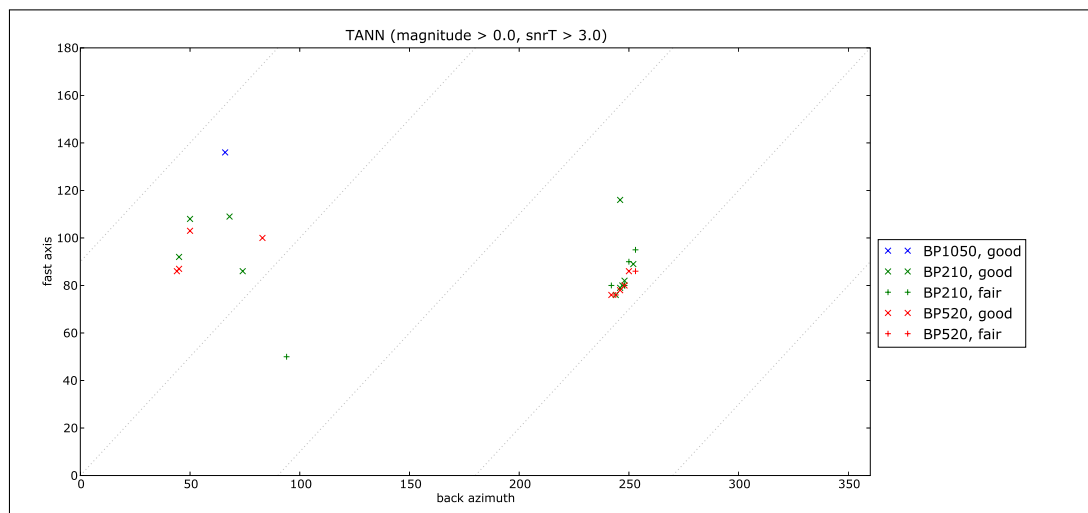


Abbildung 6.39.: Splittingergebnisse der schnellen Achse Φ für die Station TANN (Erläuterungen zur Abbildung siehe Darstellung 6.3 auf Seite 96).

Die Abbildung 6.40 enthält sowohl für Φ als auch für δt auch die Maße für den Vertrauensbereich. Es ist zu erkennen, dass die Bestimmung der Splittingparameter mit geringen Fehlern

möglich war. Im Periodenbereich BP1050 lag nur ein Wertepaar mit $\Phi = 136^\circ$ und $\delta t = 1.8s$ vor, auf die entsprechende Abbildung wird daher verzichtet.

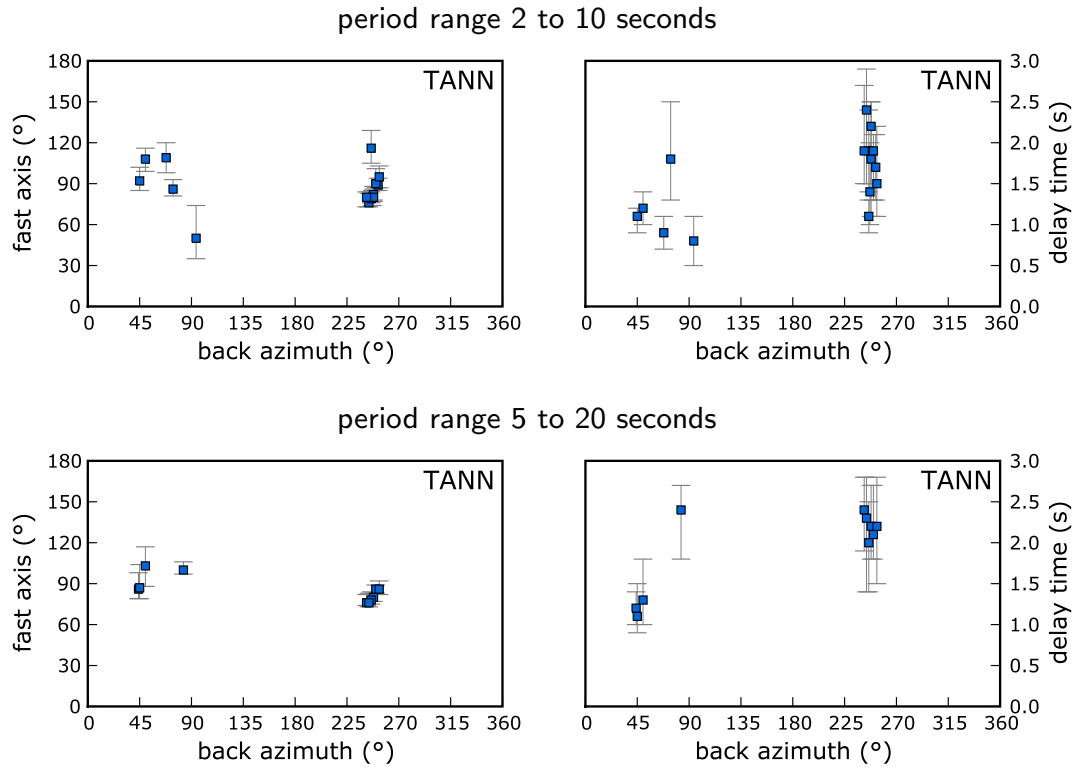


Abbildung 6.40.: TANN: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen für schnelle Achse und Verzögerungszeit.

TNS - Taunus

Die Station Taunus befindet sich im gleichnamigen Mittelgebirge nördlich von Frankfurt am Main und wird von der dortigen Universität betrieben. Geologisch besteht der Taunus-Höhenzug aus Quarzit - ein metamorphes Festgestein.

Für die Analyse konnten seismologische Daten aus den Jahren 1992 bis 2008 verwendet werden. Von ursprünglich 202 Beben wurden 160 näher untersucht. Nur 17 Splittingparameter genügten den gestellten Qualitätsanforderungen.

Unter der Annahme einer anisotropen Schicht erhält man aus den Mittelwerten für die Richtung der schnellen Achse $\Phi = 74^\circ$ (BP210) bzw. $\Phi = 68^\circ$ (BP520). Die Verzögerungszeit liegt bei 0.9 bzw. 1.1 Sekunden (Tabelle 6.39).

Die Darstellung der Einzelergebnisse hinterlässt ein uneinheitliches Bild (Abbildung 6.41). Insbesondere im Backazimut-Bereich um 40 Grad streuen die Werte sehr stark. Nimmt man eine

Filterbereich	n	$\tilde{\Phi}$	Q1(Φ)	Q3(Φ)	δt	Q1(δt)	Q3(δt)
2 - 10s	16	74°	23°	110°	0.9s	0.7s	1.8s
5 - 20s	9	68°	61°	77°	1.1s	0.8s	1.4s
10 - 50 s	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a

Tabelle 6.39.: Anzahl und Mittelwerte der ermittelten Splittingparameter für TNS bei einem angenommenen Einschichtfall.

Periodizität von 180 Grad an (Abbildung A.32 im Anhang Seite 281), so fügen sich einige Messungen in das Gesamtbild ein, welches allerdings weiterhin heterogen bleibt.

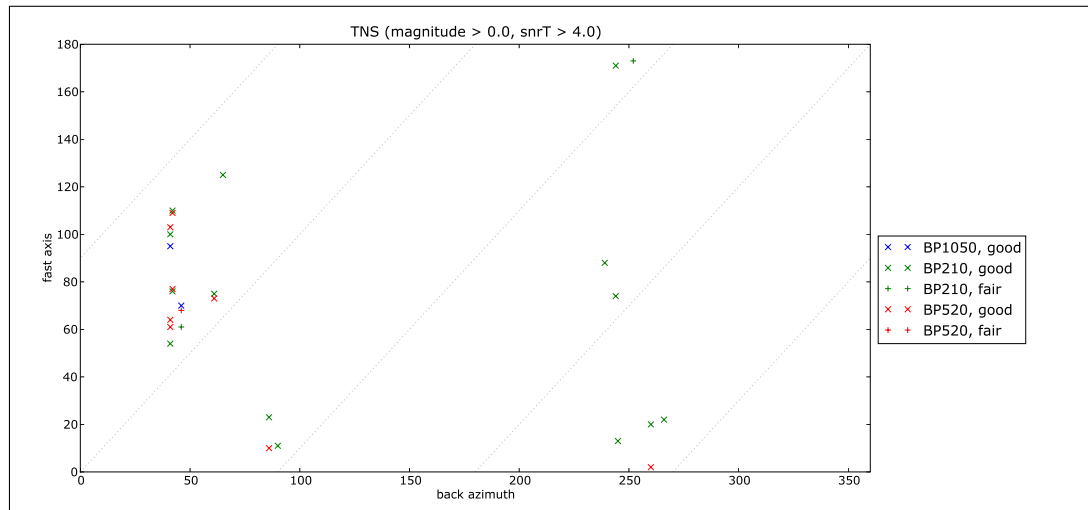


Abbildung 6.41.: Splittingergebnisse der schnellen Achse Φ für die Station TNS (Erläuterungen zur Abbildung siehe Darstellung 6.3 auf Seite 96).

Beim Blick auf die Fehlerbereiche zeigt sich, dass die Bestimmung von Φ oft nur mit großen Fehlern möglich war (Abbildung 6.42). Somit relativiert sich auch das uneinheitliche Bild für die Verteilung von Φ bezüglich der Einfallsrichtung. Unter Berücksichtigung der Fehlerbereiche sind die Messungen gleichwertig. Auch die Ermittlung der Verzögerungszeit erfolgte mit größeren Fehlern im Vergleich zu anderen analysierten Stationen.

Nullmessungen

In den Daten für TNS konnten 88 Null-Messungen identifiziert werden, von denen 15 ein hohes Signal-Rausch-Verhältnis für die radiale Komponente aufweisen. Drei zeigen parallel ein geringes Nutz-Stör-Verhältnis für die Transversale (Tabelle 6.40).

Die Nullrichtung für TNS liegt zwischen 62 und 73 Grad. Dies stimmt gut mit den berechneten Splittingparametern überein. Für einen Einschichtfall wären die Winkel um 155, 245 und 335 Grad als weitere Nullrichtungen gültig.

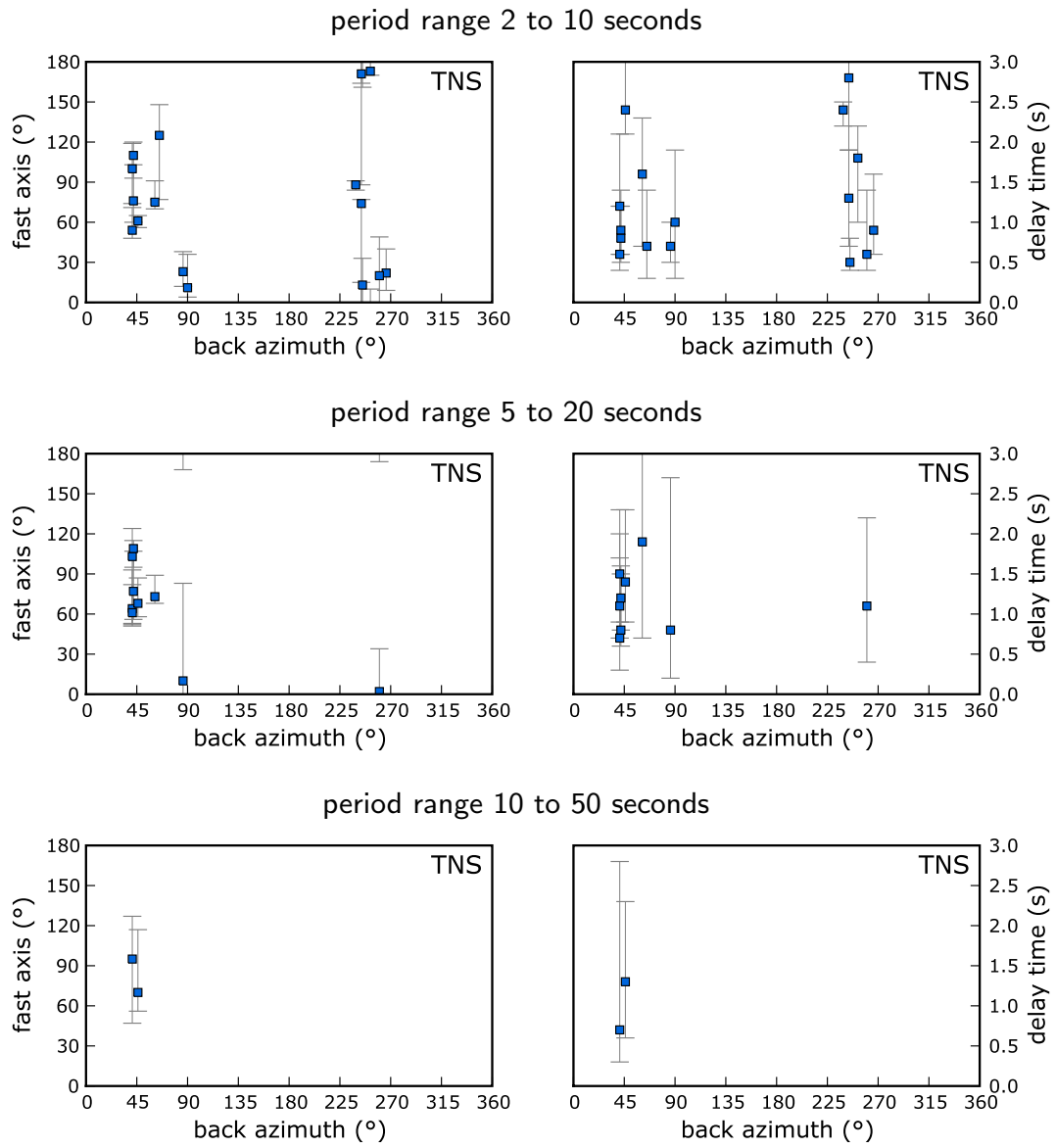


Abbildung 6.42.: TNS: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen für schnelle Achse und Verzögerungszeit.

Harvard-ID	BAZ	Δ	Quellgebiet	m_b	SNR_R	SNR_T
C031197I	62°	102.0°	Philippine Islands Regio	6.3	9.5	1.0
B072896E	72°	103.0°	Minahassa Peninsula	5.5	11.6	1.2
C052198B	73°	103.2°	Minahassa Peninsula	6.2	8.2	1.3

Tabelle 6.40.: Erdbeben mit SKS-Phase ohne transversalen Einsatz an der Station TNS im Periodenbereich von 5 bis 20 Sekunden.

UBBA - Unterbreitzbach

Die Station Unterbreitzbach zeichnete im Zeitraum 2005 bis 2009 von 102 Erdbeben potenziell SKS-Phasen auf. Für 77 Beben konnte eine weitere Analyse durchgeführt werden und schlussendlich konnten 18 Wertepaare für ein Splitting ermittelt werden.

Tabelle 6.41 zeigt eine Analyse unter der Voraussetzung einer anisotropen Schicht im Untergrund. Abweichend zu allen fast anderen analysierten Stationen nimmt der Wert für die Richtung der schnellen Achse $\tilde{\Phi}$ mit größerer Periode zu und parallel sinkt der Wert für die Verzögerungszeit δt (WLF zeigt ein vergleichbares Verhalten, siehe Seite 161). Für den Periodenbereich BP1050 muss allerdings die recht kleine Datenbasis berücksichtigt werden.

Filterbereich	n	$\tilde{\Phi}$	Q1(Φ)	Q3(Φ)	δt	Q1(δt)	Q3(δt)
2 - 10s	14	79°	70°	108°	1.4s	1.3s	2.0s
5 - 20s	13	81°	77°	119°	1.5s	1.2s	1.9s
10 - 50s	4	95°	67°	145°	1.2s	1.2s	1.8s

Tabelle 6.41.: Anzahl und Mittelwerte der ermittelten Splittingparameter für UBBA bei einem angenommenen Einschichtfall.

Die Einzelergebnisse für die schnelle Achse Φ zeigen eine Abhängigkeit von der Einfallsrichtung (Abbildung 6.43). In beiden Hauptbebengebieten nimmt der Wert mit dem Backazimut zu. Bildet man die Werte in den Bereich unterhalb 180 Grad ab (180°-Periodizität), so erhält man Darstellung 6.44. Auch hier bleibt es beim Eindruck einer Sensitivität zum Einfallswinkel, wobei ein rein linearer Zusammenhang nicht vorhanden zu sein scheint.

Berücksichtigt man die Fehlerbereiche bei der Ermittlung des Wertepaares $\Phi/\delta t$, so sind diese bis auf eine Ausnahme im Periodenbereich 2 bis 10 Sekunden klein (Abbildung 6.45). Die Ermittlung der Verzögerungszeit erfolgt mit den üblichen Fehlern. Als optimaler Frequenzbereich kristallisiert sich wiederum der Bereich 0.05 bis 0.2 Hertz (BP520) heraus.

6. Anwendung und Ergebnisse: Deutsches Regionalnetz

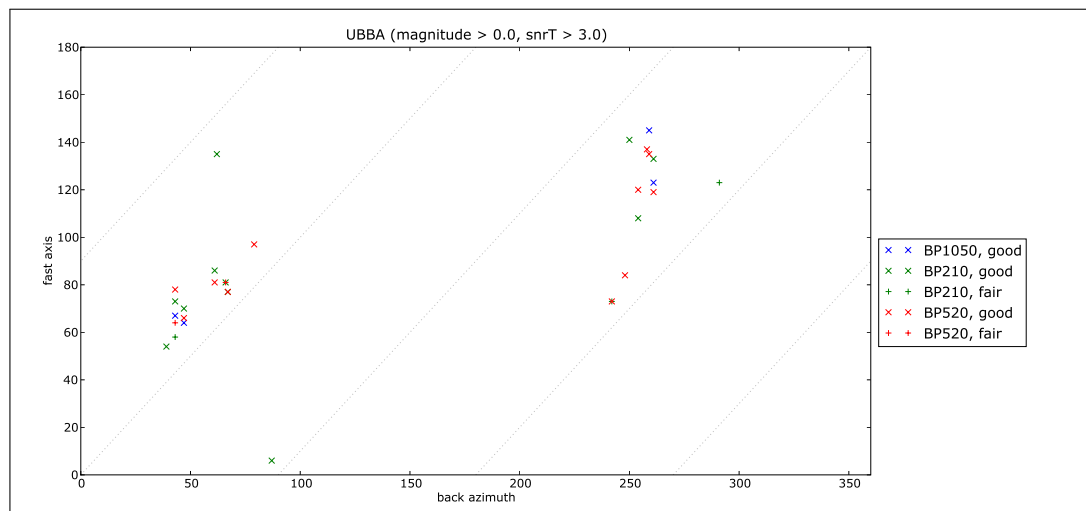


Abbildung 6.43.: Splittingergebnisse der schnellen Achse Φ für die Station UBBA (Erläuterungen zur Abbildung siehe Darstellung 6.3 auf Seite 96).

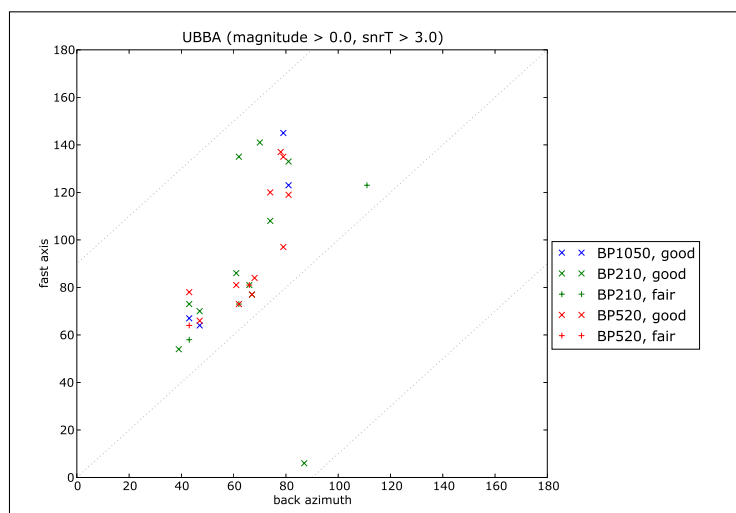


Abbildung 6.44.: Splittingergebnisse der schnellen Achse für die Station UBBA mit angenommener Periodizität von 180 Grad.

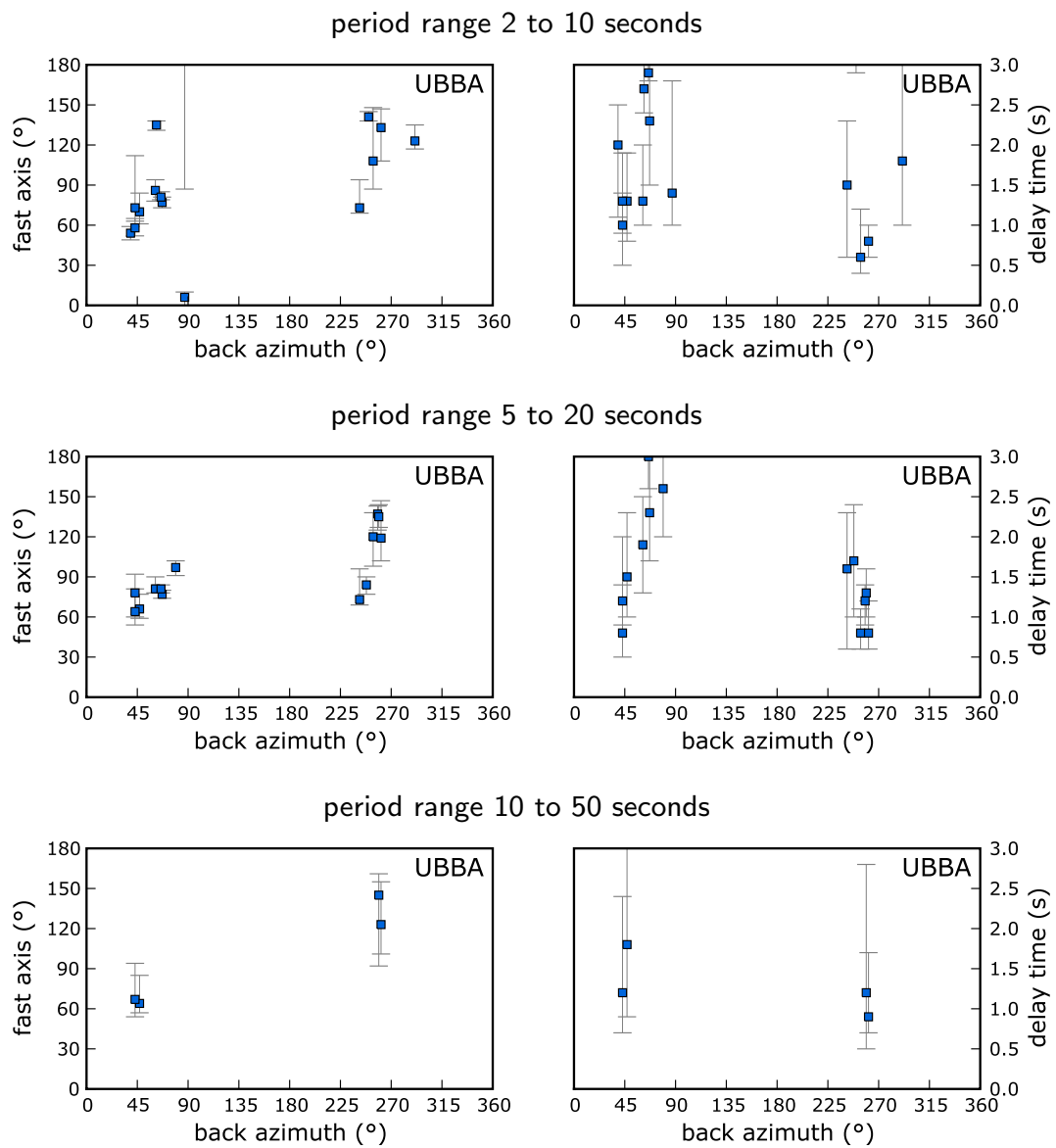


Abbildung 6.45.: UBBA: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen für schnelle Achse und Verzögerungszeit.

WET - Wettzell

Die GRSN-Station WET als Teil des Geodätischen Observatoriums Wettzell liegt im Bayerischen Wald. In einem Seismometerbunker steht das Seismometer auf einem Sockel, welcher direkt in den darunter anstehenden Gneiss gegründet ist.

Für eine Analyse von SKS-Phase stehen im Zeitraum von 1991 bis 2009 253 Beben zur Verfügung. Für 195 konnte eine weitergehende Untersuchung durchgeführt werden, endgültig als hochwertig betrachtet können 79 Wertepaare aus Φ und δt .

Bei einem hypothetischen Einschichtfall im Untergrund ergeben sich für die verschiedenen Periodenbereich die in Tabelle 6.42 gezeigten gemittelten Ergebnisse. Die Werte für die Richtung der schnellen Achse liegen zwischen 96 und 101 Grad, für die Verzögerungszeit erhält man Werte zwischen 1.1 und 1.4 Sekunden. Während δt mit zunehmender Periode zunimmt, gibt es keinen solchen Zusammenhang bei Φ .

Filterbereich	n	$\tilde{\Phi}$	Q1(Φ)	Q3(Φ)	δt	Q1(δt)	Q3(δt)
2 - 10s	50	96°	89°	107°	1.1s	1.0s	1.3s
5 - 20s	66	101°	91°	112°	1.2s	1.0s	1.5s
10 - 50s	37	97°	94°	103°	1.4s	1.2s	1.6s

Tabelle 6.42.: Anzahl und Mittelwerte der ermittelten Splittingparameter für WET bei einem angenommenen Einschichtfall.

Für die Station WET konnten außergewöhnlich viele Splittingparameter bestimmt werden (Abbildung 6.46 zeigt Φ in Abhängigkeit vom Backazimut). Für Einfallswinkel um 70 Grad streuen die ermittelten Werte stark, die übrigen Bereiche unterliegen der üblichen Streuung um $\pm 10^\circ$. Bildet man die Resultate für Einfallswinkel größer 180 Grad in den Bereich unterhalb 180 Grad ab, so erhält man Darstellung A.35 (im Anhang auf Seite 285). Die Werte fügen sich zwar problemlos ineinander ein, allerdings lassen sich keine weiteren Eigenschaften erkennen.

In jedem Periodenbereich gibt es eine Messung mit erhöhtem asymmetrischem Fehler (Abbildung 6.47 auf Seite 160). Bis auf diese Ausnahmen konnte sowohl die Bestimmung der Richtung der schnellen Achse Φ als auch der Verzögerungszeit δt mit geringen Fehlern durchgeführt werden.

Frequenzabhängigkeit

Auf Grund der Vielzahl der vorhandenen Splittingparameter und besonders häufiger Ermittlung der Werte über alle Periodenbereiche hinweg konnte ein Vergleich für den Winkel der schnellen Achse in 91 Fällen durchgeführt werden. Damit bildet die Station WET eine Ausnahme unter allen GRSN-Stationen.

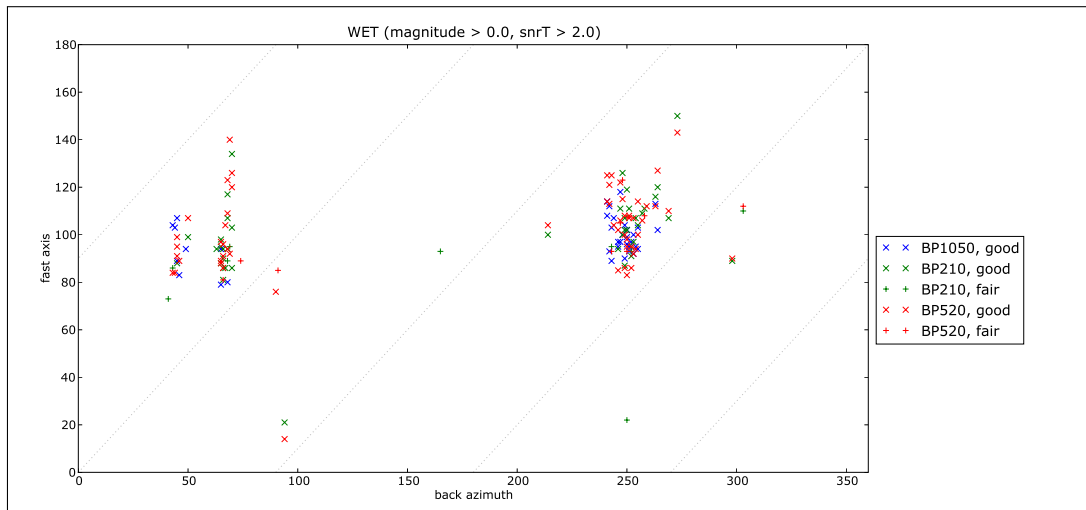


Abbildung 6.46.: Splittingergebnisse der schnellen Achse Φ für die Station WET (Erläuterungen zur Abbildung siehe Darstellung 6.3 auf Seite 96).

Aus den statistischen Daten in Tabelle 6.43 lässt sich entnehmen, dass es zwischen BP210 und BP520 praktisch keine Unterschiede für Φ gibt. Vom Periodenbereich BP1050 unterscheiden sich die Ergebnisse der beiden anderen um maximal fünf Grad.

	BP210-BP520	BP210-BP1050	BP520-BP1050
Anzahl Wertepaare	39	19	33
Abweichung (Durchschnitt)	0.3°	3.6°	3.2°
Abweichung (Median)	1.0°	3.0°	5.0°
Standardabweichung Messreihe	6.1°	11.0°	11.3°

Tabelle 6.43.: Unterschiede bei den Ergebnissen für die schnelle Achse nach Frequenzbereichen für die Station WET.

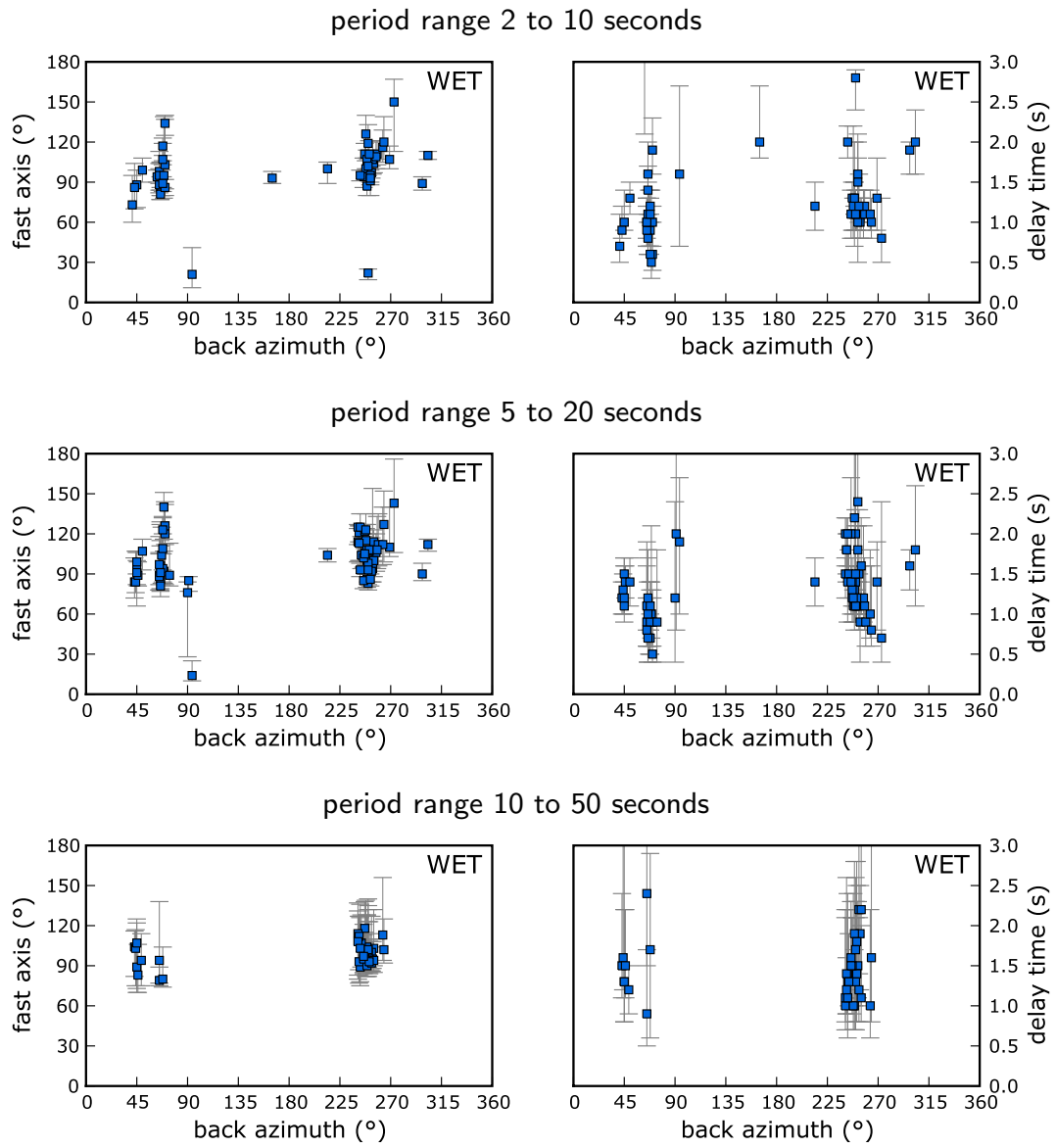


Abbildung 6.47.: WET: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen für schnelle Achse und Verzögerungszeit.

WLF - Walferdange

Der Seismometer-Standort Walferdange ist zwar Teil des Deutschen Regionalnetzes, liegt aber in Luxemburg. Daten stehen seit dem Jahr 1994 zur Verfügung. Im Zeitraum bis 2009 wurden für diese Arbeit 206 Beben untersucht, 152 näher analysiert und für 32 Erdbeben konnten Splittingparameter bestimmt werden.

Nimmt man einen Einschichtfall im Laufweg der SKS-Phase unterhalb der Station an, so ergeben die gemittelten Werte für die Richtung der schnellen Achse Φ Werte zwischen 75 und 86 Grad (Tabelle 6.44). Die Verzögerungszeit wird mit 1.1 bis 1.4 Sekunden ermittelt. Mit der Abnahme der Verzögerungszeit mit steigender Periode teilt die Station WLF eine Eigenschaft mit der Station UBBA (Seite 155), bei allen anderen untersuchten Stationen nimmt δt mit der Periode zu.

Filterbereich	n	$\tilde{\Phi}$	Q1(Φ)	Q3(Φ)	δt	Q1(δt)	Q3(δt)
2 - 10s	21	75°	72°	97°	1.4s	0.9s	1.8s
5 - 20s	24	76°	69°	106°	1.2s	1.0s	1.7s
10 - 50s	7	86°	68°	86°	1.1s	1.0s	1.1s

Tabelle 6.44.: Anzahl und Mittelwerte der ermittelten Splittingparameter für WLF bei einem angenommenen Einschichtfall.

Ein Blick auf die Einzelergebnisse für Φ zeigt ein heterogenes Bild (Darstellung 6.48). Ausgehend von den Mittelwerten aus Tabelle 6.44 liegt die Mehrzahl der Messungen im Bereich um 75 Grad, jedoch sind auch eine Vielzahl von Ausreißern in nahezu allen Einfallsrichtungen zu sehen. Eine Ausnahme bilden die Werte um 75 Grad Backazimut ($\Phi \approx 70^\circ$).

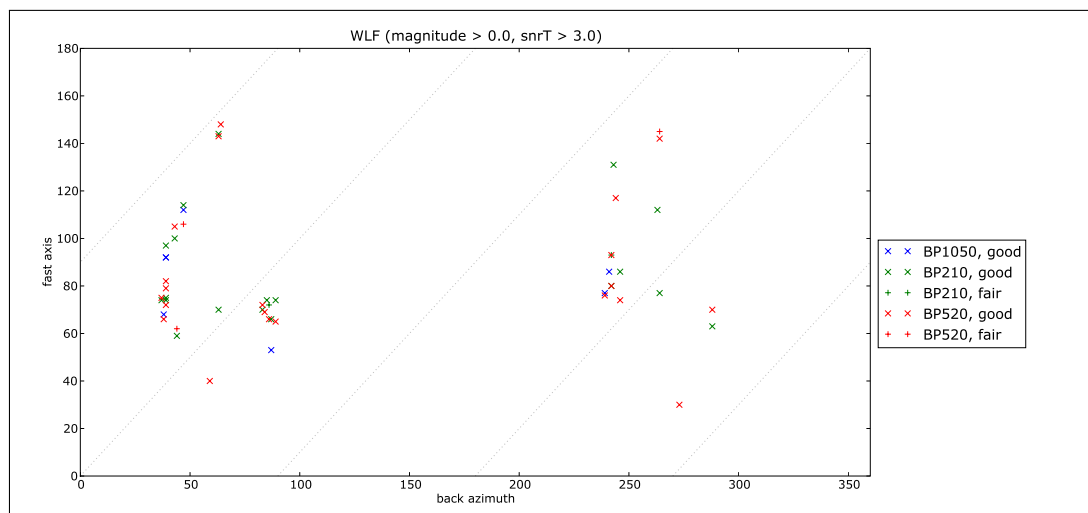


Abbildung 6.48.: Splittingergebnisse der schnellen Achse Φ für die Station WET (Erläuterungen zur Abbildung siehe Darstellung 6.3 auf Seite 96).

Eine Abbildung der Werte bei einer angenommenen Periodizität von 180 Grad verbessert die Aussagekraft der Einzelmessungen nicht (Darstellung A.38 im Anhang Seite 288).

Unter Berücksichtigung der Fehlerbereiche wird das Ergebnis ein wenig besser beleuchtet (Abbildung 6.49). Oft zeigen die Messungen für die schnelle Achse $\Phi \approx 150^\circ$ einen erhöhten Fehlerbereich (vergleiche auch Inversionsbericht im Anhang auf Seite 286). Die Ergebnisse um $\Phi = 75^\circ$ sind mit deutlich geringerem Fehler bestimmt, so dass diese im Weiteren bevorzugt werden. Die Bestimmung der Verzögerungszeit ist mit den üblichen Fehlern behaftet.

Frequenzabhängigkeit

Für 23 Kombinationen von Ergebnissen aus den verschiedenen Periodenbereichen konnte ein Vergleich der Werte für die schnelle Achse Φ durchgeführt werden. Die Resultate von BP210 und BP520 unterscheiden sich nur sehr gering (Mittelwert) bzw. nicht (Median), die Messungen im BP1050 liegen generell um maximal 8.4 Grad über denen von BP210 bzw. BP520.

	BP210-BP520	BP210-BP1050	BP520-BP1050
Anzahl Wertepaare	14	4	5
Abweichung (Durchschnitt)	1.4°	-5.0°	-8.4°
Abweichung (Median)	0.0°	-7.5°	-6.0°
Standardabweichung Messreihe	5.9°	13.1°	7.2°

Tabelle 6.45.: Unterschiede bei den Ergebnissen für die schnelle Achse nach Frequenzbereichen für die Station WLF.

Nullmessungen

In den Aufzeichnungen der Station WLF konnten 11 von 62 Nullmessungen mit hohem SN-Verhältnis bestimmt werden. Von diesen weisen fünf parallel niedrige Signalwerte für die transversale Komponente auf (Tabelle 6.46).

Harvard-ID	BAZ	Δ	Quellgebiet	m_b	SNR_R	SNR_T
C200707260540A	63°	107.5°	Molucca Sea	6.9	11.2	1.3
C072296F	70°	104.7°	Minahassa Peninsula	6.0	8.2	0.7
C052198B	72°	104.8°	Minahassa Peninsula	6.2	11.2	0.5
C200707120523A	258°	89.9°	Northern Peru	6.0	20.3	1.4
C200808262100A	258°	89.7°	Peru-brazil Border Regio	6.0	34.2	1.7

Tabelle 6.46.: Erdbeben mit SKS-Phase ohne transversalen Einsatz an der Station WLF im Periodenbereich von 5 bis 20 Sekunden.

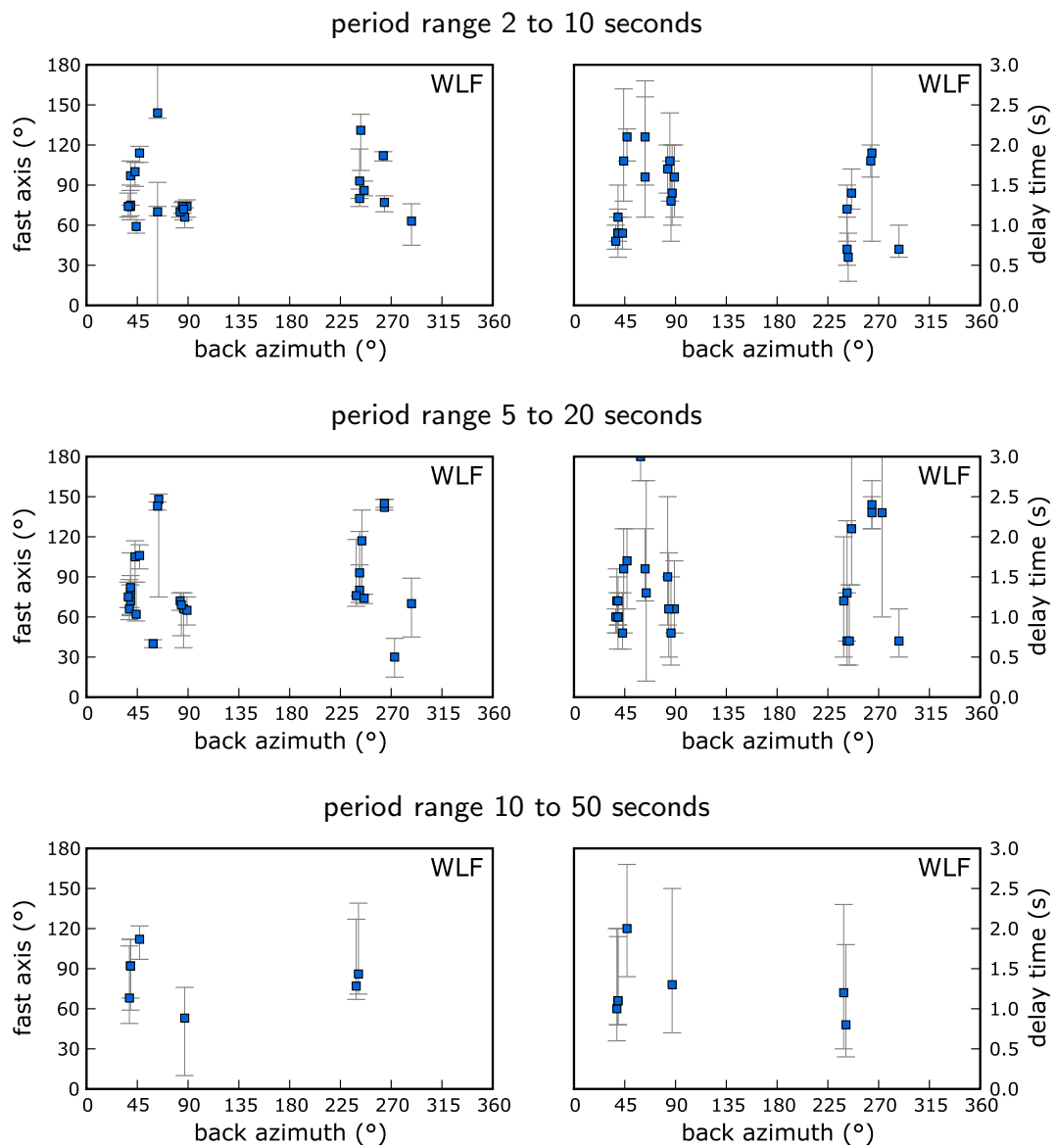


Abbildung 6.49.: WLF: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen für schnelle Achse und Verzögerungszeit.

6. Anwendung und Ergebnisse: Deutsches Regionalnetz

Die identifizierten Nullrichtungen liegen zwischen 63 und 72 bzw. bei 258 Grad. Die Richtung der langsamen Achse liegt entsprechend bei ca. 155 bzw. 335 Grad. Zusammen mit den Splittingergebnissen ergibt sich ein konsistentes Bild.

6.1.4. Süden

In diesem Abschnitt werden die Ergebnisse von Stationen im Süden Deutschlands präsentiert. Der Schwarzwald und das Alpenvorland mit dem Molassetrog bilden den geologischen Hintergrund. Auch hier sind die Stationen in alphabetischer Reihenfolge aufgeführt.

Black Forest Observatory - BFO	165
Fürstentfeldbruck - FUR	168
Stuttgart - STU	172

BFO - Black Forest Observatory

Der Name dieser Station beschreibt bereits den geologischen Untergrund: Der Schwarzwald ist ein Mittelgebirge im Südwesten Deutschlands und die rechte Schulter des Rheingrabens. Die Station selbst befindet sich in einem Stollen einer alten Silbermine, welche in den anstehenden Granit getrieben wurde. Die Bedingungen für seismologische Aufzeichnungen sind als ideal anzusehen.

Für die Station BFO liegen Wellenformdaten ab 1992 vor. Von 242 bearbeiteten Beben erwies sich die Analyse von 194 als stabil. Jedoch konnten nur für 28 Ereignisse Splittingparameter hoher Qualität ermittelt werden. Betrachtet man die Tabelle mit den Ergebnissen der einzelnen Frequenzbereiche unter der Annahme eines anisotropen Einschichtfalls (Tabelle 6.47), so fällt auf, dass mit größerer Periode die Zahl der Ergebnisse stark abnimmt. Für den Bereich 10 bis 50 Sekunden konnten nur vier Parameter bestimmt werden, so dass die statische Analyse nur von geringer Aussagekraft ist.

Filterbereich	n	$\tilde{\Phi}$	Q1(Φ)	Q3(Φ)	δt	Q1(δt)	Q3(δt)
2 - 10s	21	10°	-5°	56°	1.1s	1.0s	1.7s
5 - 20s	15	19°	2°	28°	1.4s	0.9s	1.8s
10 - 50s	4	40°	18°	70°	2.0s	1.7s	2.5s

Tabelle 6.47.: Anzahl und Mittelwerte der ermittelten Splittingparameter für BFO bei einem angenommenen Einschichtfall.

Keine Splittingergebnisse erwartet man von einer Station auf nahezu isotropem Untergrund bzw. bei Einfall der SKS-Phase nahe der Nullrichtung. Abbildung 6.50 zeigt die Einzelmessungen für die drei untersuchten Frequenzbereiche. Im Backazimutbereich um 250 Grad sind nur drei Parameterpaare vorhanden, bei anderen Stationen zeigen sich dort die besten Ergebnisse (Beben in Südamerika).

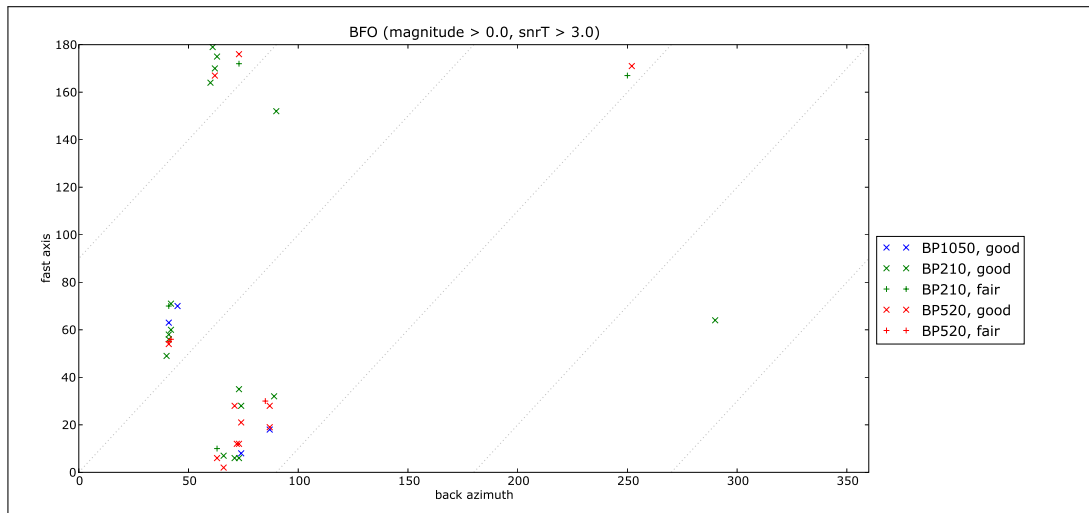


Abbildung 6.50.: Splittingergebnisse der schnellen Achse Φ für die Station BFO (Erläuterungen zur Abbildung siehe Darstellung 6.3 auf Seite 96).

Auch in der zweiten Hauptbebenrichtung sind als auffällige Merkmale einerseits eine große Streuung und kein klarer Zusammenhang von Backazimut und Richtung der schnellen Achse vorhanden. Jedes Ergebnis für sich ist allerdings gut bestimmt, ein Beispiel ist der Inversionsbericht in Abbildung A.1 (Seite 247 im Anhang).

Die Fehlerbereiche für Φ und δt (Abbildung 6.51) offenbaren die bekannten Merkmale anderer Stationen: Die fehlerärmste Bestimmung der Splittingparameter gelingt im Periodenbereich von 5 bis 20 Sekunden. Bis auf eine Ausnahme liegen die Fehler unterhalb $\pm 10^\circ$. Auch in den beiden anderen Frequenzbereichen wurden die Parameter stabil ermittelt.

Nullmessungen

Da für die Station BFO nur wenige Splittingparameter ermittelt werden konnten, müssten im Umkehrschluss viele Beben als Null-Splitting klassifiziert worden sein. Tatsächlich wurden in den Auswertungen der Daten 83 Null-Messungen identifiziert. Ein Signal-Rausch-Verhältnis von größer Acht für die radiale Komponente weisen 20 Ereignisse auf. Gleichzeitig ein geringes Nutz-Stör-Verhältnis für die Transversale zeigen 12 Beben (Tabelle 6.48).

Die Ergebnisse des Null-Splittings zeigen für die Richtung der schnellen Achse einen Winkel zwischen 238 und 254 Grad. Im Einschichtmodell entspricht dies gleichzeitig einer Orientierung von 58 bis 74 Grad, für die langsame Achse gelten dann Intervalle von 148 bis 164 und von 328 bis 344 Grad.

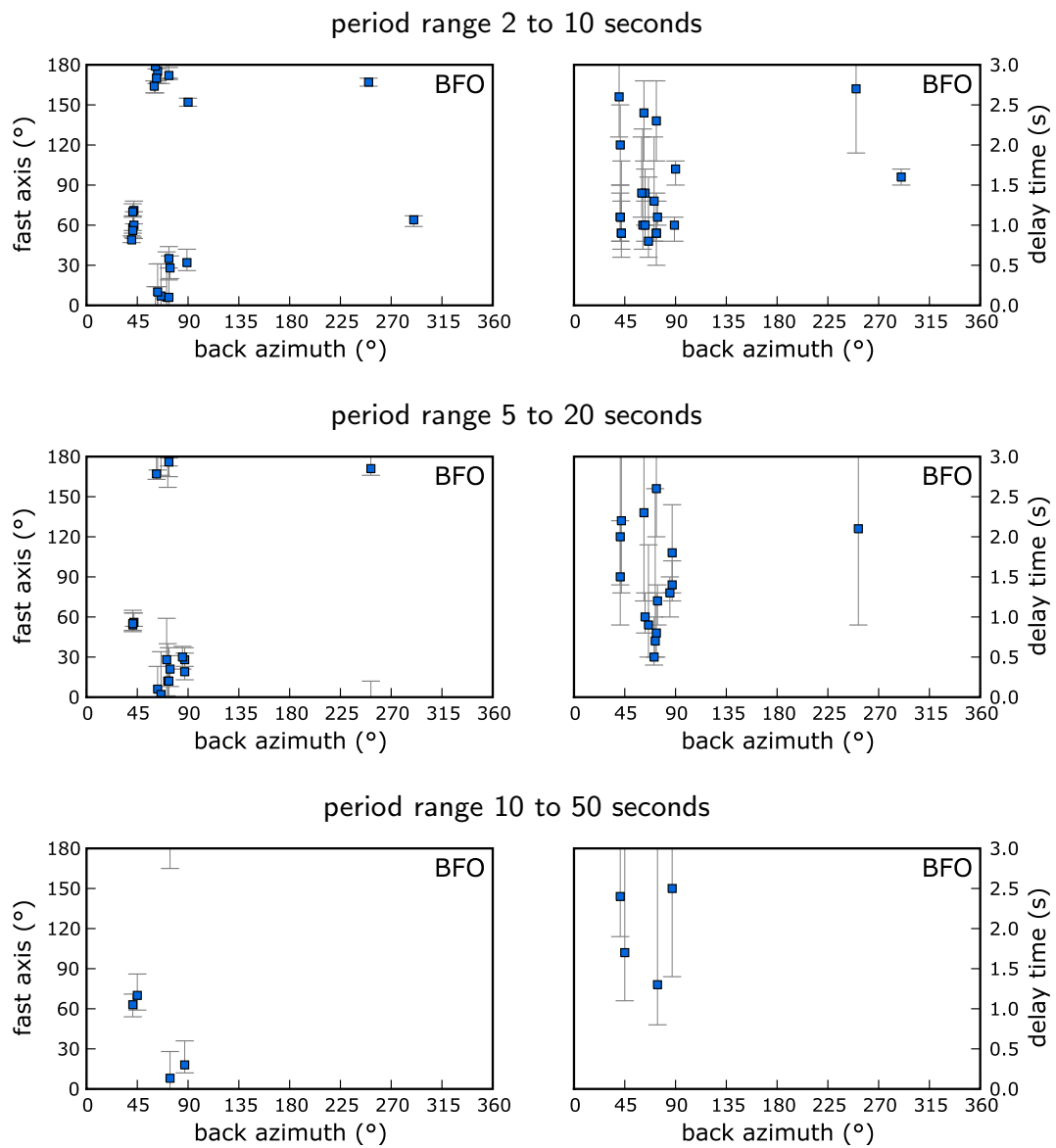


Abbildung 6.51.: BFO: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen für schnelle Achse und Verzögerungszeit.

Harvard-ID	BAZ	Δ	Quellgebiet	m_b	SNR_R	SNR_T
C042300B	238°	99.4°	Santiago Del Estero Prov	6.6	13.8	1.6
C051094C	238°	99.6°	Santiago Del Estero Prov	6.4	16.7	1.1
C200503211223A	240°	97.1°	Salta Province, Argentin	6.1	13.0	1.5
C200705251747A	243°	98.5°	Salta, Argentina	5.6	10.3	1.3
C041802F	244°	103.2°	Near Coast Of Northern C	6.2	11.7	0.6
C070401G	247°	92.3°	Bolivia	5.6	9.0	0.7
C200508140239A	248°	96.5°	Chile-bolivia Border Reg	5.7	8.8	1.0
C200507131206A	250°	95.7°	Near Coast Of Peru	5.6	8.5	0.7
M060994A	250°	91.1°	Northern Bolivia	6.9	11.3	1.1
C070501K	254°	96.9°	Near Coast Of Peru	6.2	8.8	1.7
C070691A	254°	93.8°	Peru	6.3	10.4	0.9
C200808262100A	260°	90.8°	Peru-brazil Border Regio	6.0	24.6	0.7

Tabelle 6.48.: Erdbeben mit SKS-Phase ohne transversalen Einsatz an der Station BFO im Periodenbereich von 5 bis 20 Sekunden.

Insbesondere für den Bereich um 65 Grad kann dieses Resultat im Moment nicht in Übereinstimmung mit den ermittelten Splittingparametern gebracht werden, eine Mehrzahl der Messungen liegt in diesen Backazimutbereich.

FUR - Fürstenfeldbruck

Die Station Fürstenfeldbruck wird von der Ludwig-Maximilians-Universität München unterhalten. Der geologische Untergrund des gesamten Alpenvorlands ist der Molassetrog, in Fürstenfeldbruck bildet eine eiszeitliche Endmoräne die oberste Schicht.

In dieser Auswertung wurden Daten aus den Jahren 1991 bis 2008 bearbeitet. Von 235 Beben konnte eine Inversion für 186 Ereignisse durchgeführt werden. Schlussendlich bilden 39 beste Wertepaare bestehend aus dem Winkel der schnellen Achse Φ und der Verzögerungszeit δt die Grundlage für die nachfolgenden Ergebnisse.

Unter der Annahme eines anisotropen Einschichtfalls können alle bestimmten Werte gemittelt werden. Tabelle 6.49 zeigt die Resultate für die drei betrachteten Periodenbereiche. Während die Verzögerungszeit mit größeren Perioden leicht von 0.9 auf 1.2 Sekunden zunimmt, liegt Φ bei 60 Grad für BP210 und BP1050 und bei 52 Grad im Bandpass von 5 bis 20 Sekunden.

Filterbereich	n	$\tilde{\Phi}$	Q1(Φ)	Q3(Φ)	δt	Q1(δt)	Q3(δt)
2 - 10s	26	60°	49°	71°	0.9s	0.8s	1.2s
5 - 20s	30	52°	37°	65°	1.0s	0.6s	1.2s
10 - 50s	10	60°	59°	69°	1.2s	0.9s	1.4s

Tabelle 6.49.: Anzahl und Mittelwerte der ermittelten Splittingparameter für FUR bei einem angenommenen Einschichtfall.

Abbildung 6.52 zeigt die Einzelmessungen für Φ abhängig vom Backazimut. Es scheint eine Abhängigkeit von der Einfallsrichtung vorhanden zu sein: Bei einem Backazimut von 40 Grad liegen die Ergebnisse um 70 Grad, bei einem BAZ um 90 Grad streuen die Werte für Φ um 50 Grad, bei einem Einfall aus dem Andenbogen liegt Φ noch niedriger. Es gibt fünf Ausreißer, welche Werte um 170 Grad für die schnelle Achse zeigen. Diese sind jedoch gut bestimmt, exemplarisch befindet sich ein Inversionsbericht für ein Beben in Indonesien im Anhang auf Seite 259.

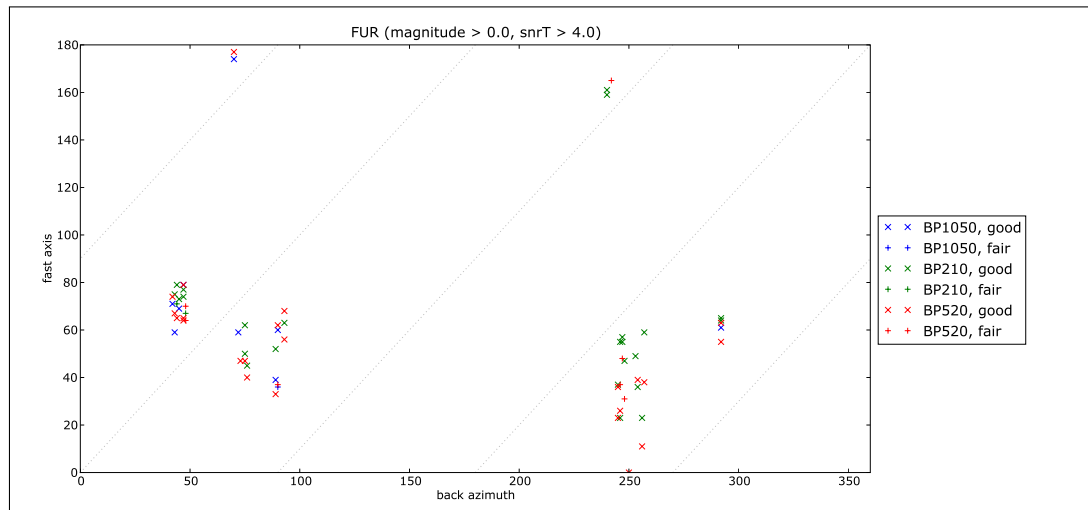


Abbildung 6.52.: Splittingergebnisse der schnellen Achse Φ für die Station FUR (Erläuterungen zur Abbildung siehe Darstellung 6.3 auf Seite 96).

Eine Darstellung bei einer angenommenen 180° -Periodizität liefert Abbildung 6.53. Die Werte beider Hauptbebenrichtungen fügen sich ineinander gut ein, wobei eine scheinbare Abhängigkeit vom Backazimut erhalten bleibt.

Die Ansicht inklusive der Fehlerbereiche für Φ und δt zeigt keine weiteren Auffälligkeiten (Abbildung 6.54). Auch bei dieser Station ist die Bestimmung des Splitting-Wertepaares im Periodenbereich von 5 bis 20 Sekunden offensichtlich mit den kleinsten Fehlern möglich.

Frequenzabhängigkeit

In 31 Fällen konnte ein Vergleich zwischen Ergebnissen verschiedener Periodenbereiche für das gleiche Erdbeben durchgeführt werden. In Tabelle 6.50 kann man erkennen, dass insbesondere die Werte für BP210 um maximal 7 Grad über denen der anderen Frequenzbereiche liegen.

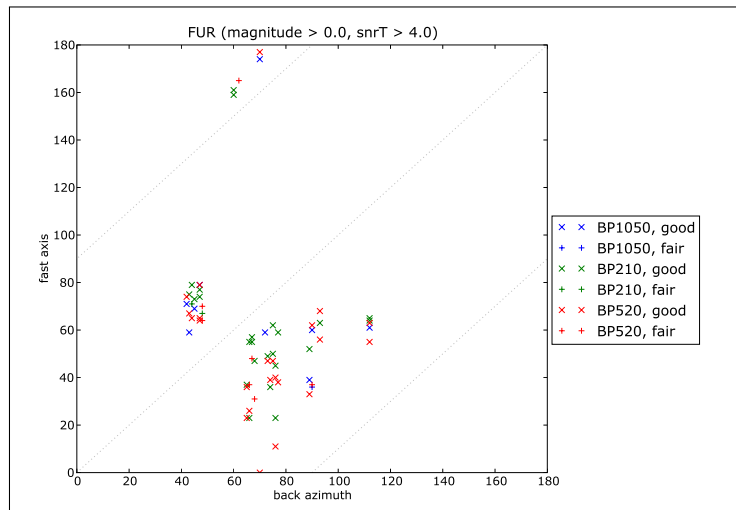


Abbildung 6.53.: Splittingergebnisse der schnellen Achse für die Station FUR mit angenommener Periodizität von 180 Grad.

	BP210-BP520	BP210-BP1050	BP520-BP1050
Anzahl Wertepaare	18	5	8
Abweichung (Durchschnitt)	6.5°	6.8°	0.6°
Abweichung (Median)	7.0°	4.0°	1.5°
Standardabweichung Messreihe	7.7°	6.7°	4.4°

Tabelle 6.50.: Unterschiede bei den Ergebnissen für die schnelle Achse nach Frequenzbereichen für die Station FUR.

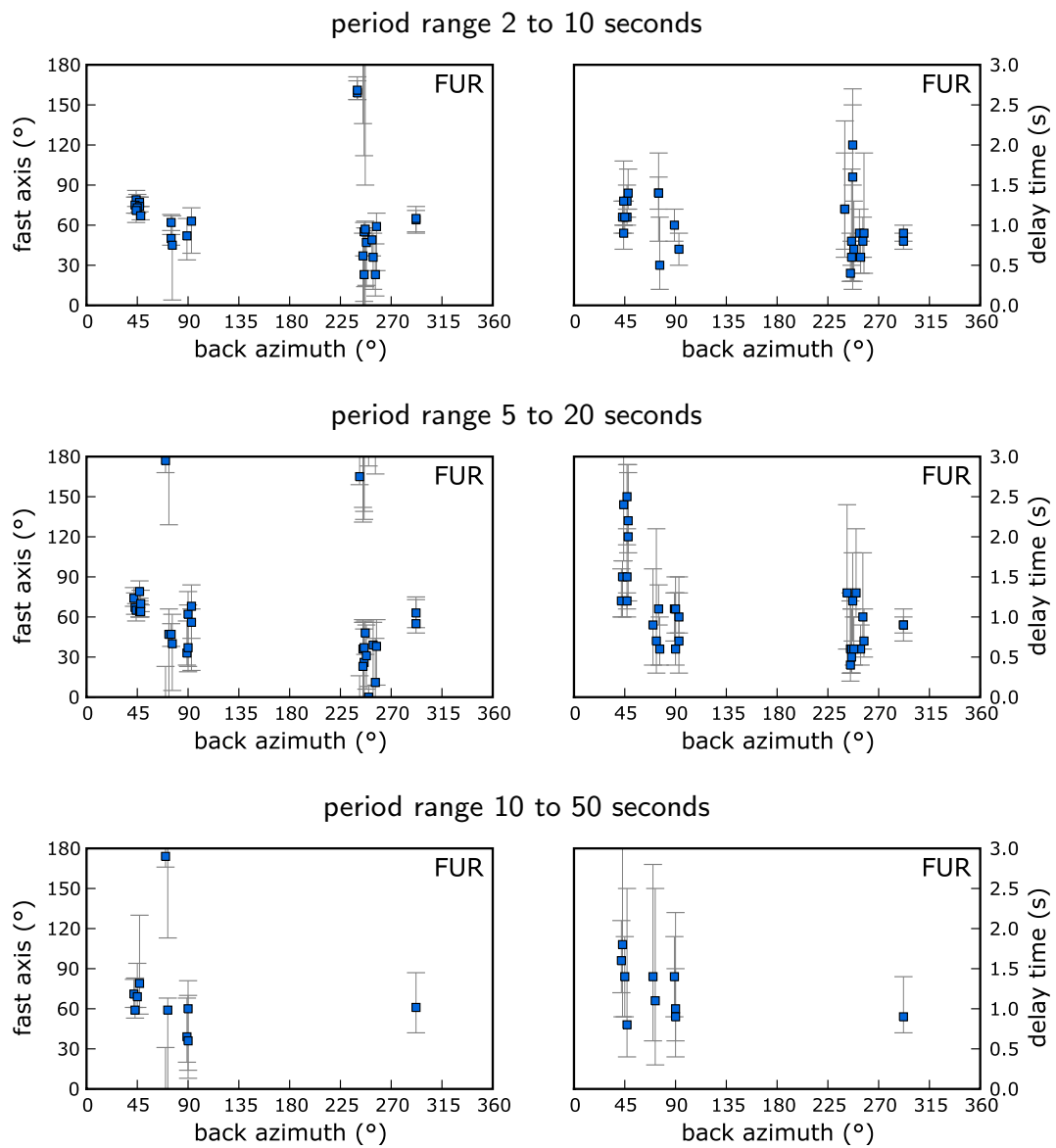


Abbildung 6.54.: FUR: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen für schnelle Achse und Verzögerungszeit.

Nullmessungen

In den Daten für FUR konnten 54 Null-Messungen identifiziert werden, von denen sechs ein hohes Signal-Rausch-Verhältnis für die radiale Komponente aufweisen. Nur zwei zeigen parallel ein geringes Nutz-Stör-Verhältnis für die Transversale (Tabelle 6.51).

Harvard-ID	BAZ	Δ	Quellgebiet	m_b	SNR_R	SNR_T
C200707260540A	68°	105.0°	Molucca Sea	6.9	14.4	1.5
C200511301653A	69°	100.2°	Mindanao, Philippines	5.8	8.4	1.5

Tabelle 6.51.: Erdbeben mit SKS-Phase ohne transversalen Einsatz an der Station FUR im Periodenbereich von 5 bis 20 Sekunden.

Eine Nullrichtung liegt demnach bei ca. 68 Grad. Im Einschichtfall sind die korrespondierenden weiteren Nullrichtungen bei 158, 248 und 338 Grad zu finden. Insbesondere für den Bereich um 250 Grad sind jedoch einige Splittingergebnisse vorhanden.

STU - Stuttgart

Die Station Stuttgart befindet sich in einem alten Luftschutzbunker 20 Meter unterhalb des Bodenniveaus. Unterhalb der Betoneinhausung bildet Mergel aus dem Trias den geologischen Untergrund.

Insgesamt konnten 199 Beben aus dem Zeitraum 1997 bis 2009 untersucht werden. Von zunächst 150 analysierten Ereignissen verbleiben nach Qualitätskontrolle und Aussortierung der Nullmessungen 29 Splittingparameter aus Φ und δt .

In Tabelle 6.52 befinden sich die statistischen Auswertungen unter der Annahme eines Einschichtfalls. Der Unterschied zwischen BP210 und BP1050 beträgt 11 Grad und ist somit relativ groß im Vergleich mit anderen GRSN-Stationen. Die Verzögerungszeit weicht zwischen den Periodenbereichen nur um 0.1 Sekunde ab.

Filterbereich	n	$\tilde{\Phi}$	Q1(Φ)	Q3(Φ)	δt	Q1(δt)	Q3(δt)
2 - 10s	22	72°	64°	76°	1.6s	1.2s	1.9s
5 - 20s	17	68°	60°	70°	1.7s	1.4s	2.1s
10 - 50s	7	61°	51°	61°	1.6s	1.1s	1.6s

Tabelle 6.52.: Anzahl und Mittelwerte der ermittelten Splittingparameter für STU bei einem angenommenen Einschichtfall.

Bei den Einzelergebnissen für Φ in Abhängigkeit vom Einfallswinkel kristallisieren sich eher vier als zwei Hauptbebenrichtungen heraus (Abbildung 6.55): Insbesondere für die Backazimut-Bereiche um 50, 90, 250 und 300 Grad konnten Splittingparameter bestimmt werden. Innerhalb dieser Bereiche streuen die Werte um ± 10 Grad, untereinander sind Versätze zu erkennen,

beispielsweise liegen die Ergebnisse um 250 Grad niedriger als im Bereich um 50 Grad Einfallswinkel.

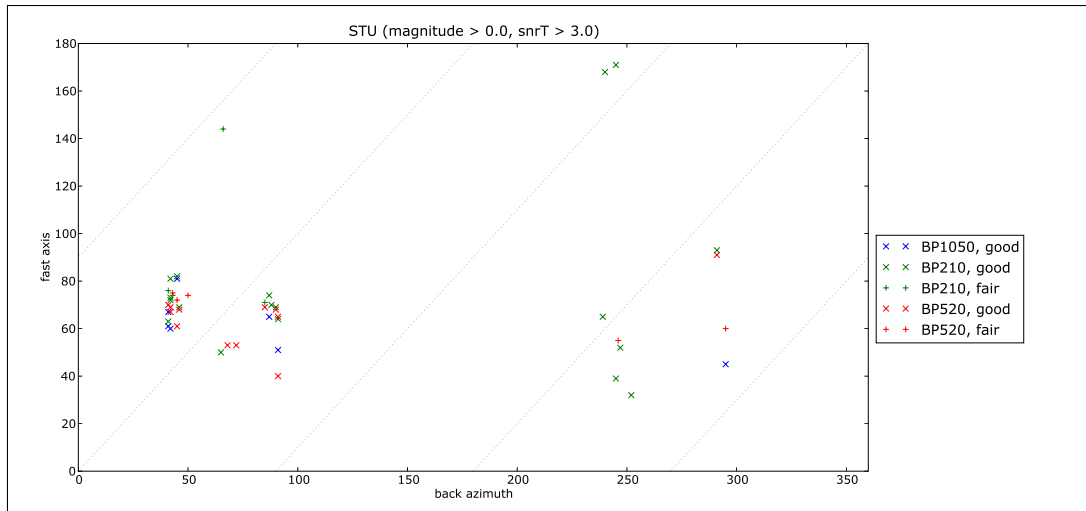


Abbildung 6.55.: Splittingergebnisse der schnellen Achse Φ für die Station STU (Erläuterungen zur Abbildung siehe Darstellung 6.3 auf Seite 96).

Nimmt man eine 180° -Periodizität an, welche für einen Einschichtfall typisch ist, die erhält man Abbildung 6.56. Die Mehrzahl der Ergebnisse fügt sich zu einem konsistenten Gesamtbild mit $60^\circ \leq \Phi \leq 80^\circ$, es existieren jedoch auch wenige Ausreißer.

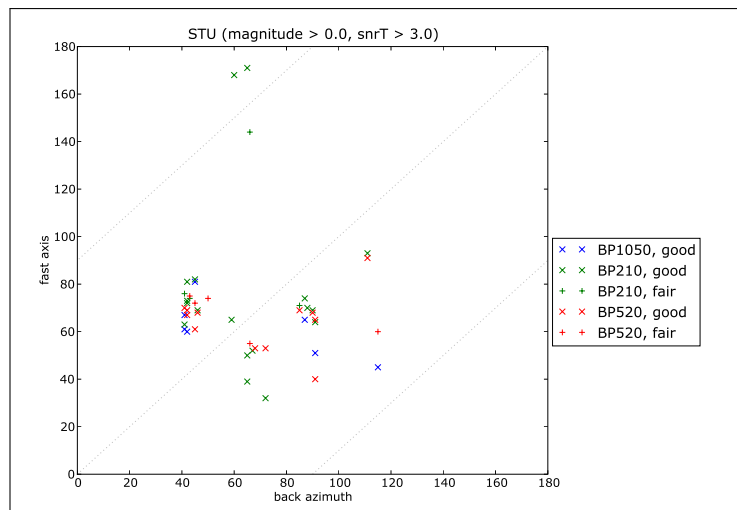


Abbildung 6.56.: Splittingergebnisse der schnellen Achse für die Station STU mit angenommener Periodizität von 180 Grad.

Mit Blick auf die Fehlerbereiche zeigen sich in den Periodenbereichen BP210 und BP520 jeweils zwei Messungen mit großen asymmetrischen Fehlern (Abbildung 6.57 auf Seite 175). Abgesehen

von diesen vier angesprochenen Werten gelingt die Bestimmung der Splittingparameter mit geringen Fehlern.

Frequenzabhängigkeit

Zur Ermittlung einer eventuell vorhandenen Frequenzabhängigkeit konnten für die Station STU in 19 Fällen Vergleiche zwischen Ergebnissen über mindestens zwei Periodenbereiche durchgeführt werden (Tabelle 6.53). Die Unterschiede zwischen BP520 und BP1050 bzw. BP210 und BP520 sind klein, zwischen BP210 und BP1050 liegt dieser jedoch bei 10 Grad. Allerdings stützt sich diese Auswertung auf einen recht kleinen Pool von Ergebnissen aus dem Periodenbereich 10 bis 50 Sekunden.

	BP210-BP520	BP210-BP1050	BP520-BP1050
Anzahl Wertepaare	10	4	5
Abweichung (Durchschnitt)	2.5°	10.2°	-0.8°
Abweichung (Median)	1.5°	12.0°	3.0°
Standardabweichung Messreihe	5.3°	9.3°	12.9°

Tabelle 6.53.: Unterschiede bei den Ergebnissen für die schnelle Achse nach Frequenzbereichen für die Station STU.

Nullmessungen

Für die Station STU ergeben sich 61 Null-Messungen, 15 weisen für die Radiale einen hohen SN-Wert auf. Für neun konnte gleichzeitig ein geringeres Signal-Rausch-Verhältnis für die Transversale festgestellt werden (Tabelle 6.54).

Harvard-ID	BAZ	Δ	Quellgebiet	m_b	SNR _R	SNR _T
C121199G	64°	91.2°	Luzon, Philippine Island	6.5	13.9	1.6
C061899A	65°	103.4°	Mindanao, Philippine Isl	6.1	16.0	1.0
C200707260540A	66°	106.1°	Molucca Sea	6.9	15.2	1.1
C200809031125A	240°	99.0°	Santiago Del Estero Prov	5.9	10.7	1.7
C200503211223A	241°	97.8°	Salta Province, Argentin	6.1	18.5	0.7
C072597A	243°	106.9°	Near Coast Of Central Ch	5.6	11.5	1.1
C200705251747A	244°	99.2°	Salta, Argentina	5.6	10.5	0.8
C200608250044A	244°	99.3°	Salta, Argentina	6.4	15.3	1.8
C072703D	245°	95.1°	Southern Bolivia	5.9	16.3	1.1

Tabelle 6.54.: Erdbeben mit SKS-Phase ohne transversalen Einsatz an der Station STU im Periodenbereich von 5 bis 20 Sekunden.

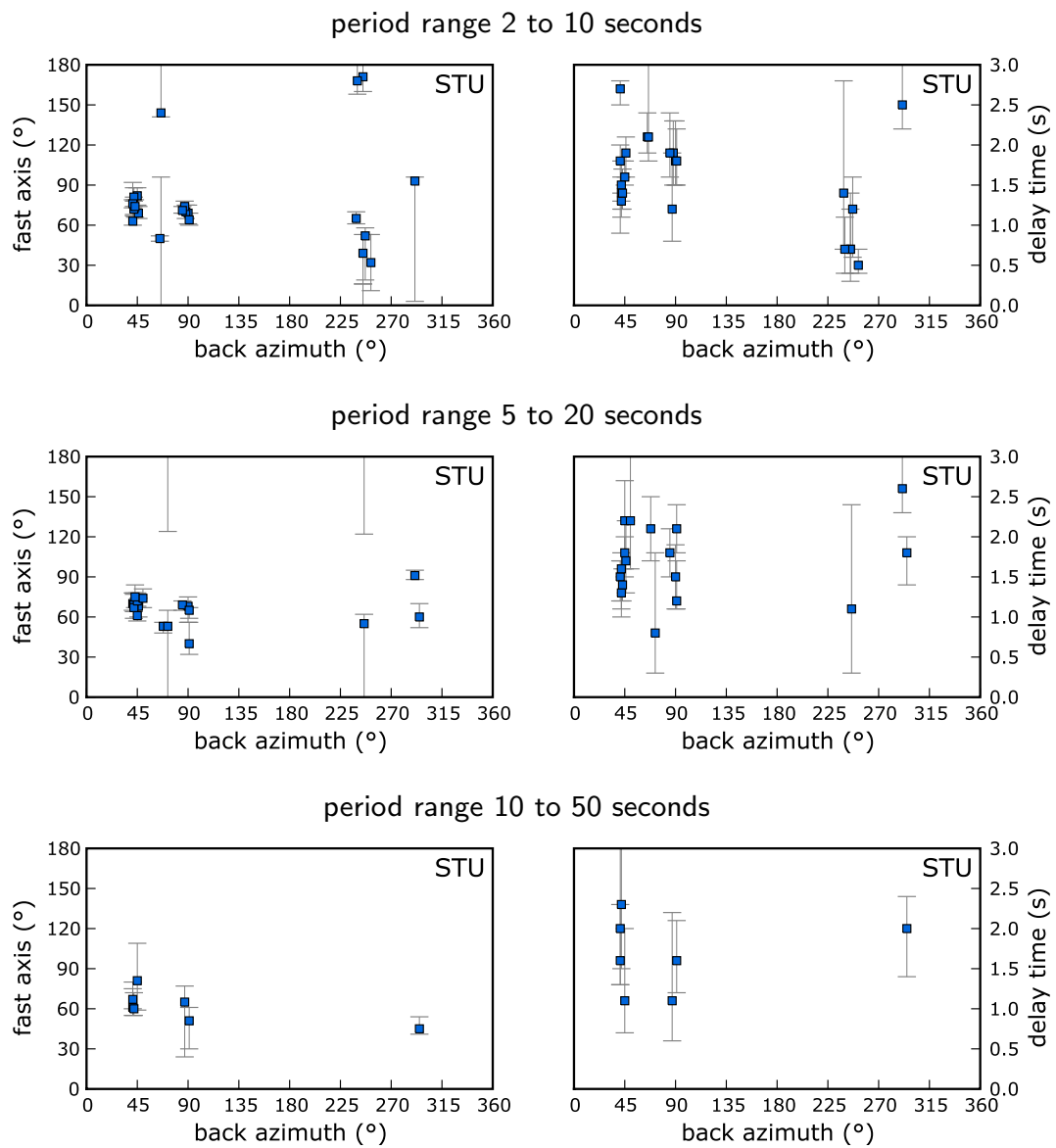


Abbildung 6.57.: STU: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen für schnelle Achse und Verzögerungszeit.

6. Anwendung und Ergebnisse: Deutsches Regionalnetz

Die hier festgestellte Nullrichtungen um $\Phi = 100^\circ$ basiert auf Beben mit nahezu 180 Grad entgegengesetzter Einfallsrichtung. In den Splittingparameter liegen für diesen Bereich keine Messungen vor. Durch ein Einschicht-Modell kann diese Situation bereits erklärt werden.

6.2. Zwei-Schicht-Modellierung

6.2.1. Übersicht

Wie im vorangegangenen Abschnitt 6.1 gezeigt wurde, lassen die Daten vieler Stationen den Schluss zu, dass im Untergrund komplexe geologische Bedingungen vorliegen. Mit einem anisotropen Einschicht-Modell können die Variationen der Richtung der schnellen Achse Φ und der Verzögerungszeit δt nicht schlüssig erklärt werden.

Zur Erklärung kommen Modelle wie die anisotrope geneigte Schicht, der anisotrope Zwei-Schicht-Fall oder ein Gradientenverlauf der Anisotropie in Betracht. Kombinationen aus diesen bzw. noch komplexere Modelle sind vorstellbar.

Die Auflösung komplexer Modelle wird durch die schlechte azimutale Abdeckung erschwert. Aus der Sicht des GRSN existieren nur zwei große Regionen als Quelle für Erdbeben mit SKS-Phasen (siehe auch Karte auf Seite 28). Erschwerend kommt hinzu, dass die beiden Quellregionen nahezu um 180 Grad versetzt liegen. Die oben genannten komplexen Modelle unterliegen selbst einer 90 bzw. 180 Grad Periodizität (z.B. Savage, 1999). Eine möglichst große Streuung in der Einfallrichtung wäre daher wünschenswert (Silver & Savage, 1994; Chevrot, 2000).

Voraussetzung zur Identifikation möglicher 2-Schicht-Modelle ist weiterhin eine ausreichende Datenbasis für jede betrachtete Station. Hier werden für diese Analyse als Minimum zehn Wertepaare von Φ und δt im Periodenbereich von 5 bis 20 Sekunden gefordert.

Zur Identifikation eines 2-Schichten-Modells, welches die vorliegenden Daten erklärt, wird eine Gitterraum-Suche für die Orientierung der schnellen Achsen Φ_1 und Φ_2 im Bereich von Null bis 180 Grad und Verzögerungszeiten von $0.3s \leq \delta t_1 \leq 2.5s$ und $0.3s \leq \delta t_2 \leq 2.0s$ durchgeführt. Die Schrittweite wurde mit fünf Grad für den Winkel und 0.1 Sekunde für die Verzögerungszeit festgelegt. Die obere Schicht wird im Folgenden durch den Index „1“ gekennzeichnet, die untere entsprechend durch „2“.

Für jede Kombination dieser vier Parameter werden analytisch die effektiven Splittingparameter berechnet und mit den beobachteten Werten verglichen. Das globale Minimum kann dann aus einer Fehlerfunktion M bestimmt werden:

$$(6.1) \quad M = \frac{1}{180^\circ} \frac{2}{N} \sum_{n=1}^N |\Phi_{eff} - \Phi_{obs}| + \frac{1}{3s} \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N |\delta t_{eff} - \delta t_{obs}|$$

Dabei steht N für die Anzahl der vorliegenden Messwerte für die analysierte Station, Φ_{obs} und δt_{obs} enthalten die gemessenen Splittingparameter und Φ_{eff} und δt_{eff} die analytisch berechneten effektiven Splittingparameter. Für beide Summanden wird eine Normierung entsprechend des Charakters (Winkel bzw. Zeit) vorgenommen, um die Werte kombinieren zu können. Nimmt

M einen minimalen Wert an, so ist das Zwei-Schicht-Modell mit der besten Anpassung an die ermittelten Splittingparameter identifiziert.

In Gleichung 6.1 gehen die Abweichungen der Verzögerungszeit nur mit der halben Wichtung gegenüber den Differenzen der schnellen Achse ein. Hintergrund ist, dass die Verzögerungszeit mit größeren prozentualen Fehlern behaftet ist.

Der Algorithmus wurde so entworfen, dass immer zwei Schichten ermittelt werden. Daher ist es notwendig, das das Ergebnis abschließend durch den Bearbeiter bewertet wird. Beispielsweise kann ein zugrunde liegender Einschichtfall durch folgende Zwei-Schicht-Modelle charakterisiert werden:

1. Die Orientierung der Schichten unterscheidet sich nur wenig (5 bis 15 Grad Abweichung). Die zugehörigen Verzögerungszeiten sind gering und addieren sich zu den ermittelten Werten eines vergleichbaren Einschichtfalls.
2. Es werden zwei Schichten mit senkrecht zueinander orientierten schnellen Achsen ermittelt. Die langsame Achse der unteren Schicht liegt dabei parallel zur schnellen Achse der oberen.
3. Eine Schicht mit minimaler Verzögerungszeit wird ermittelt - der Beitrag zu den effektiven Splittingparametern ist damit vernachlässigbar.

6.2.2. Ergebnisse

Um eine gute Anpassung von Zwei-Schicht-Modellen an die Messdaten zu gewährleisten, werden im Folgenden nur Stationen berücksichtigt, für welche mindestens 10 Wertepaare von Φ und δt vorliegen. Für 16 Stationen des GRSN ist dies der Fall.

Aus der subjektiven Betrachtung der Einzelergebnisse ist für eine Mehrzahl dieser Stationen jedoch keine Zwei-Schicht-Situation zu erwarten. Trotzdem wurden die Daten hier verarbeitet, um eine objektive Bewertung der Ergebnisse zu erzielen.

Die Ergebnisse der 2-Schicht-Modellierung sind in Tabelle 6.55 aufgeführt. Neben der Anzahl der gemessenen Splittingparameter und der ermittelten optimalen Modellparameter wird eine Typisierung des ermittelten Modells, sowie in der letzten Spalte ein Vergleich mit der Fehlerfunktion M des besten Einschicht-Modells vorgenommen.

Wurde für eine Station eine Verzögerungszeit in der unteren oder oberen Schicht mit dem minimalen Wert von 0.3 Sekunden ermittelt, so wurde die Inversion mit der Randbedingung $\delta t \geq 0.5s$ wiederholt. Dies zwingt den Algorithmus dazu, den Randbereich des Modellraumes zu verlassen und damit ggfs. alternative Modelle zu berücksichtigen. Die dann berechneten Modellparameter sind in Klammern in der Tabelle enthalten.

Station	n	Φ_1	δt_1	Φ_2	δt_2	Typ	Verbesserung
GRA1	50	80°	1.7s	155°	1.2s	Zweischicht	73%
GRB1	31	85°	1.0s	80°	0.4s	Einschicht	-
GRC1	38	85°	0.9s	80°	0.4s	Einschicht	-
BFO	15	170°	0.6s	60°	1.4s	Zweischicht	56%
BRG	40	65(25)°	0.3(0.9)s	115(110)°	1.1(2.0)s	Einschicht	-
BUG	19	90(10)°	1.1(0.7)s	165(95)°	0.3(1.9)s	Einschicht	-
CLL	13	20(80)°	0.3(0.8)s	90(95)°	1.6(0.7)s	Einschicht	-
FUR	30	45°	0.6s	70°	0.6s	Zweischicht	58%
GEC2	20	85(165)°	1.4(0.6)s	10(80)°	0.3(1.7)s	Einschicht	-
MOX	30	80°	0.8s	75°	1.0s	Einschicht	-
RUE	23	160°	0.9s	85°	1.6s	Zweischicht	65%
STU	17	70(160)°	1.4(0.5)s	75(70)°	0.3(2.2)s	Einschicht	-
TANN	10	35°	0.9s	105°	1.9s	Zweischicht	76%
UBBA	13	80°	1.4s	145°	1.4s	Zweischicht	53%
WET	66	100°	0.6s	90°	0.7s	Einschicht	-
WLF	24	70°	0.6s	60°	0.6s	Einschicht	-

Tabelle 6.55.: Ergebnisse der Zwei-Schicht-Modellierung für 16 Stationen des GRSN. Angegeben sind die Zahl der zugrunde liegenden gemessenen Splittingparameter, die Modellparameter für den Untergrund (1: obere Schicht, 2: untere), eine Typisierung des Modells und die Verbesserung der Datenanpassung gegenüber dem besten Einschicht-Modell. In Klammern sind Ergebnisse für $\delta t_{min} = 0.5s$ aufgeführt, sofern das erste Inversionsergebnis am Rand des Modellraums liegt ($\delta t_{min} \geq 0.3s$).

Die detaillierten Darstellungen für alle bearbeiteten Stationen sind im Anhang enthalten (ab Seite 246). Für die Stationen des GRSN lassen sich drei typische Vertreter von Untergrundmodellen identifizieren, welche im Folgenden an ausgewählten Stationen detailliert vorgestellt werden.

Einschichtfall

Für die Mehrzahl der Stationen der GRSN wird im Rahmen der Zwei-Schicht-Modellierung ein Einschichtfall ermittelt. Dies sind die Stationen GRB1, GRC1, BRG, BUG, CLL, GEC2, MOX, STU, WET und WLF.

Die Abbildungen 6.58 (Station GRC1) und 6.59 (Station BRG) zeigen die typischen Eigenschaften der Fehlerfunktion bei einem Einschichtfall.

- Das globale Minimum liegt entweder bei gleichen Werten für die Richtung der schnellen Achse (z.B. $\Phi_1 = 85^\circ$ und $\Phi_2 = 80^\circ$, siehe auch Abbildung 6.58) oder
- das Minimum liegt in Bereichen mit 90 Grad Versatz zwischen beiden Schichten (z.B. $\Phi_1 = 85^\circ$ und $\Phi_2 = 175^\circ$, siehe Abbildung 6.59) oder

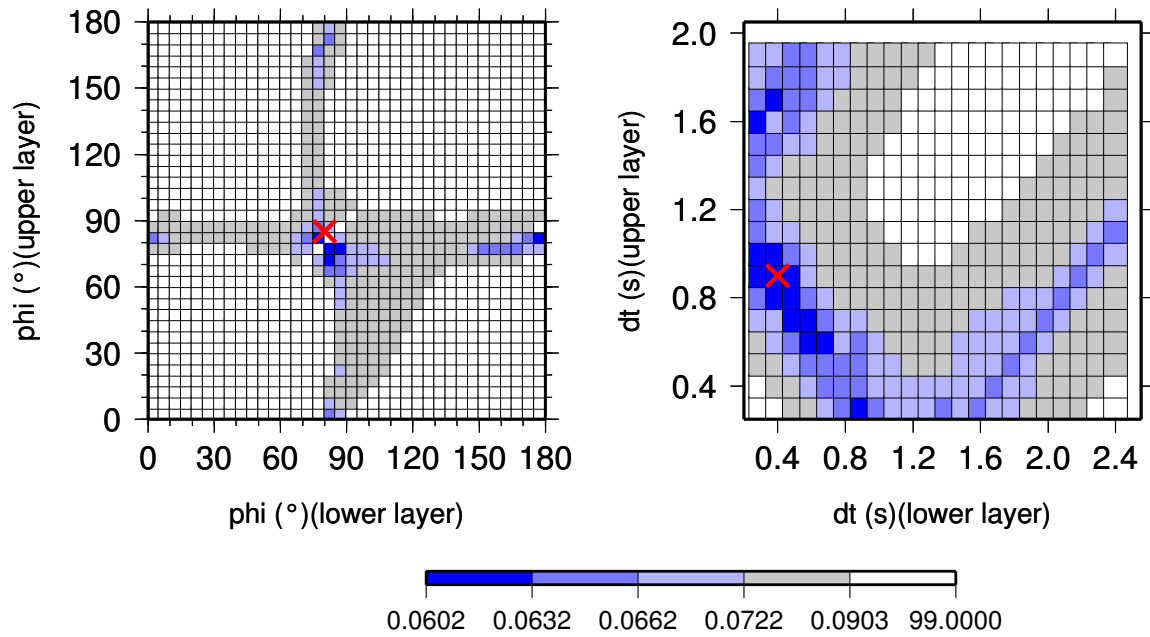


Abbildung 6.58.: Einschichtfall: Darstellung der Fehlerfunktion für die Differenz zwischen analytischen und gemessenen Werten für Φ und δt an der Station GRC1. Das rote Kreuz markiert das globale Minimum im Vier-Parameter-Raum. Die Werte für obere und untere Schicht unterscheiden sich kaum.

- die Fehlerfunktion offenbart in großen Bereichen eine fehlende Sensitivität von der Orientierung einer der beiden Schichten (z.B. $\Phi_1 = 90^\circ$ und Fehlerfunktion im Bereich $90^\circ \leq \Phi_2 \leq 180^\circ$ konstant, siehe Abbildung 6.59).

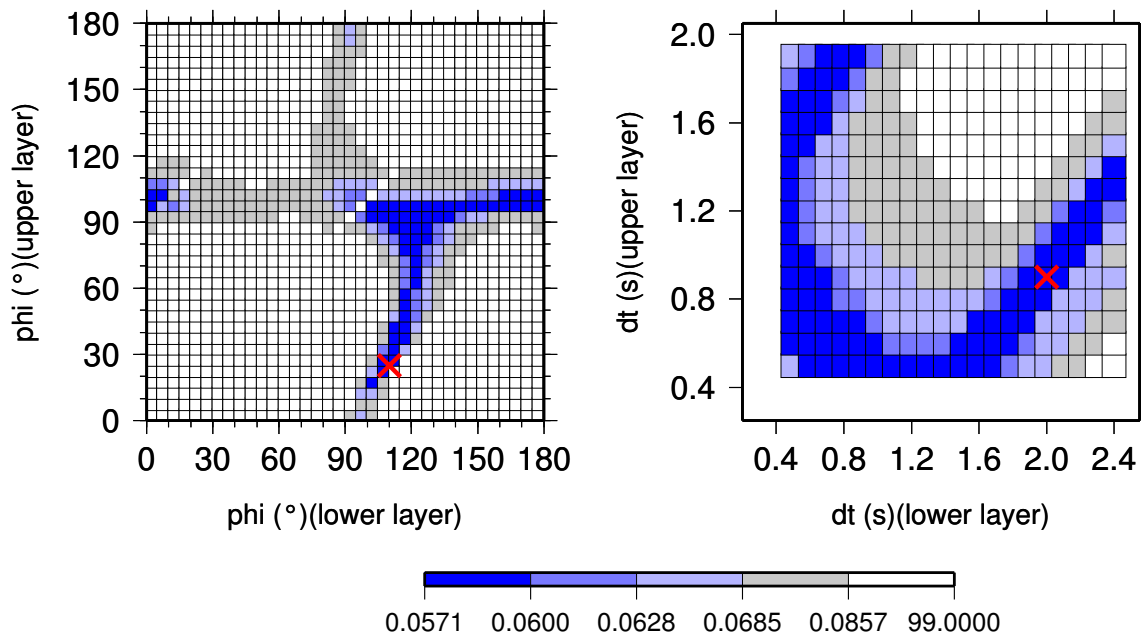


Abbildung 6.59.: Einschichtfall: Darstellung der Fehlerfunktion für die Differenz zwischen analytischen und gemessenen Werten für Φ und δt an der Station BRG. Die Werte für Φ unterscheiden sich um ca. 90 Grad (25 vs. 110 Grad). Zusätzlich existiert nur eine geringe Sensitivität für Änderungen in der unteren Schicht.

Drei weitere Stationen zeigen analog zu BRG um 90 Grad zueinander orientierte Schichten: BUG, GEC2 und STU. In einem ersten Inversionsprozess lag bei diesen Stationen die Verzögerungszeit einer Schicht am unteren Rand des Modells, daher wurde die Inversion mit einer erhöhten Minimalverzögerungszeit wiederholt. In beiden Fällen ist also ein Einschichtfall maskiert.

Die Station CLL zeigt ein umgekehrtes Verhalten: Nach einer 90 Grad Verschiebung von Φ im ersten Schritt wird nach der Erhöhung der Minimalverzögerung ein neues globales Minimum mit einem Einschichtfall ermittelt ($\Phi_1 = 80^\circ$, $\Phi_2 = 90^\circ$).

Zwei-Schicht-Fall

Für die Station FUR konnte ein Zwei-Schicht-Fall ermittelt werden. Die Abbildung der Fehlerfunktion zeigt das globale Minimum für die Orientierung der schnellen Achsen bei $\Phi_1 = 45^\circ$ und $\Phi_2 = 70^\circ$, die Verzögerungszeit beträgt jeweils 0.6 Sekunden (Abbildung 6.60).

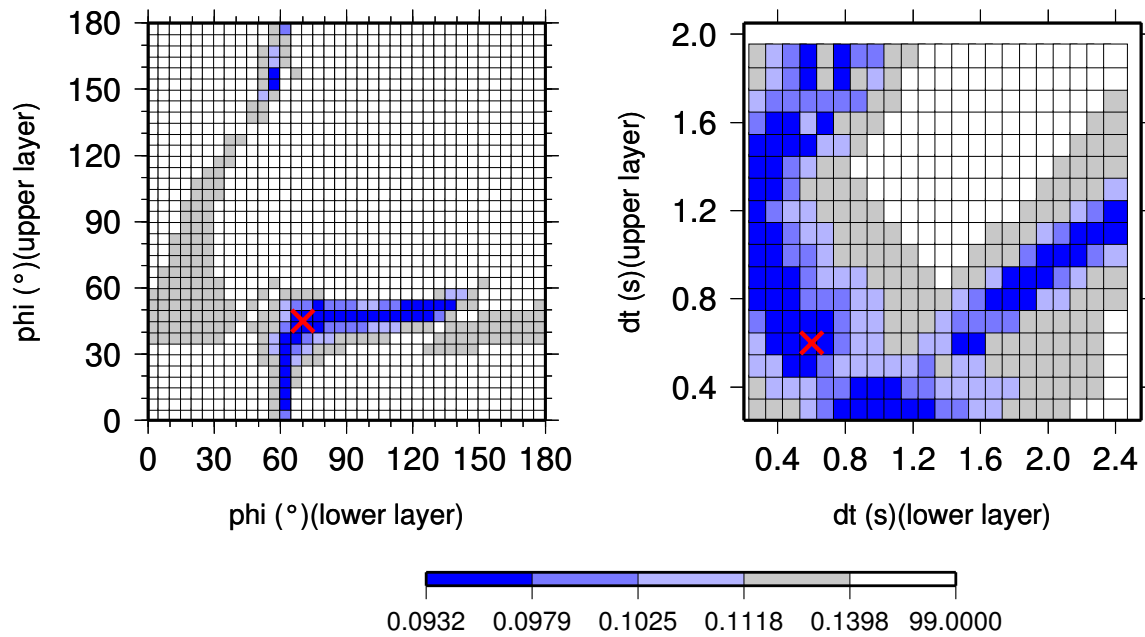


Abbildung 6.60.: Zwei-Schicht-Fall: Darstellung der Fehlerfunktion für die Differenz zwischen analytischen und gemessenen Werten für Φ und δt an der Station FUR.

Zwei weitere Modelle erklären die Daten ebenfalls gut (dunkelblaue Bereiche). Die Verzögerungszeiten sind nicht direkt aus der Abbildung ablesbar, werden aber während der Berechnung ermittelt.

1. $\Phi_1 = 155^\circ / \Phi_2 = 60^\circ$ mit $\delta t_1 = 1.0s / \delta t_2 = 2.1s$ und
2. $\Phi_1 = 55^\circ / \Phi_2 = 135^\circ$ mit $\delta t_1 = 1.6s / \delta t_2 = 0.5s$.

Im ersten Modell sind die Schichten um ca. 90 Grad gegeneinander gedreht, im zweiten Fall liegt die Verzögerungszeit der unteren Schicht am Modellrand und ist viel kleiner als die der oberen Schicht. Beide Modelle tragen somit Merkmale von Einschichtfällen, erklären die Daten jedoch schlechter als das ermittelte Zwei-Schicht-Modell.

Eine vollständige Übersicht zu den ermittelten Modellen für die Station FUR ist im Anhang auf Seite 261 enthalten (Tabelle A.4). Ebenso befindet sich dort auch eine Abbildung zur Darstellung der Datenanpassung (Abbildung A.15 auf Seite 260).

Die Stationen GRA1, RUE, TANN und UBBA zeigen in der Fehlerfunktion eine Struktur, welche mehrere Interpretationen zulässt (Abbildung 6.61 zeigt die Ergebnisse für GRA1). Die Merkmale von Einschichtfällen (gleiche Orientierung der schnellen Achse bzw. parallele Ausrichtung von schneller und langsamer Achse) sind weniger wahrscheinlich als ein Zwei-Schicht-Fall.

Der Algorithmus ermittelt zwar ein globales Minimum, jedoch erklären auch die Parameter der jeweils angrenzenden Bereiche der Winkel bzw. Verzögerungszeiten die vorhandenen Daten teilweise sehr gut. Eine Auswahl einer einzelnen Parameterkombination für die zwei Schichten ist nicht möglich. Für alle Zwei-Schicht-Modellrechnungen sind daher im Anhang Tabellen mit Informationen über die besten Modelle eingefügt (ab Seite 246).

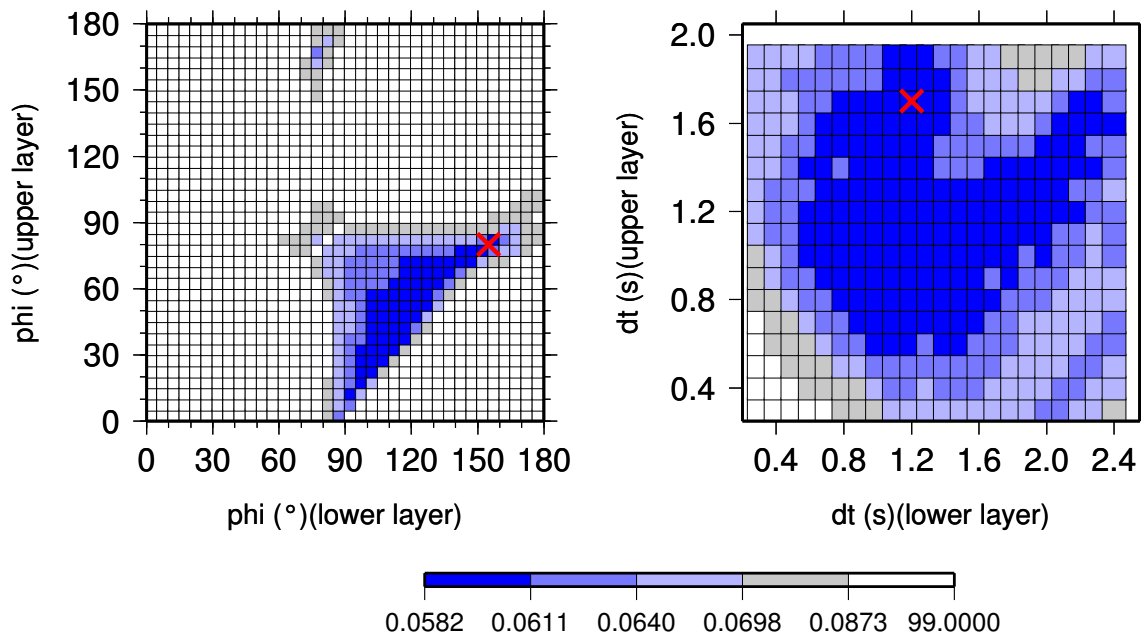


Abbildung 6.61.: Darstellung der Fehlerfunktion für die Differenz zwischen analytischen und gemessenen Werten für Φ und δt an der Station GRA1 (oben): $\Phi_1 = 80^\circ$, $\delta t_1 = 1.7s$, $\Phi_2 = 155^\circ$, $\delta t_2 = 1.2s$. Eine Vielzahl von Modellen erklärt die Daten jedoch ähnlich gut (dunkelblaue Bereiche).

Die Stationen TANN und UBBA zeigen ein vergleichbares Bild in der Zwei-Schicht-Modellierung (Abbildungen im Anhang auf Seite 278 bzw. 282).

Aus den bekannten Informationen zur tektonischen Situation unterhalb der Stationen BFO und RUE lassen sich die ermittelten Zwei-Schicht-Modelle untermauern. Durch die variszische Gebirgsbildung wird eine Schicht definiert, für die zweite ist im Fall von RUE die Nähe zur Tornquist-Linie (siehe auch Kapitel 6.4) und für BFO die Rheingraben-Struktur als Ursache plausibel.

Li et al. (2010) stellen Ergebnisse unter einem statistischen Blickwinkel in einem Histogramm dar. Wendet man diese Methodik auf die Daten der Station GRA1 an, so erhält man Abbildung 6.62. Berücksichtigt wurden dabei nur die Daten derjenigen Modelle, deren Bewertungsfunktion zu den besten fünf Prozent zählt.

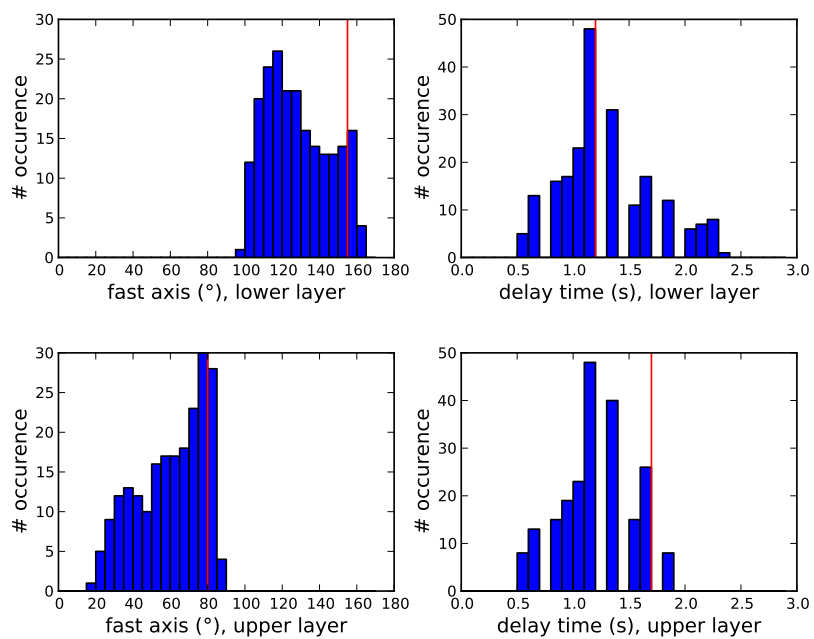


Abbildung 6.62.: Histogramm für GRA1 für die Einzelparameter der 2-Schicht-Modellierung der besten Modelle. Die Werte des besten Modells sind durch eine rote Linie markiert.

Für die untere Schicht liegt die Richtung von Φ in einem lokalen Maximum (globales Maximum bei 120 Grad), für die obere Schicht im globalen Maximum. Die Histogramme der Verzögerungszeiten weisen mehrere lokale Maxima auf. Diese liegen für die untere Schicht zwischen 0.6 und 2.3 Sekunden, für die oberere Schichten zwischen 0.6 und 1.9 Sekunden. Das globale Maximum beträgt in beiden Fällen 1.2 Sekunden.

In der von Li et al. gewählten Darstellung geht jedoch die Kopplung der Parameter verloren und ist damit nur von begrenzter Aussagekraft. Behält man zumindest die Verbindung von Φ_1 und Φ_2 unter Ausschluss der Verzögerungszeiten bei, so erhält man Abbildung 6.63.

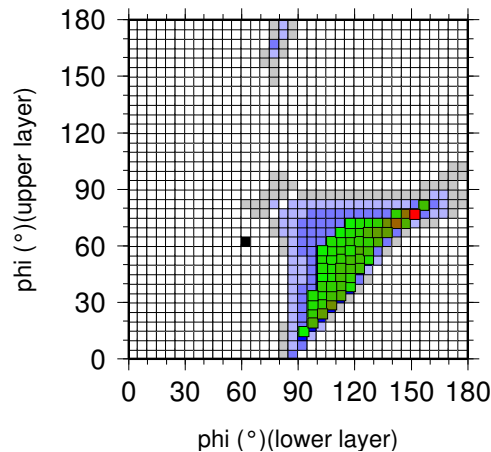


Abbildung 6.63.: Häufigkeitsverteilung möglicher Zwei-Schicht-Modelle unter Ausschluss der Kopplung mit den Verzögerungszeiten für die Station GRA1. Hintergrund bildet Abbildung der Fehlerfunktion analog Abbildung 6.61 auf Seite 183. Für den Bereich der besten Modelle ist ein farbkodiertes Histogramm überlagert: Grün zu Rot, wobei Rot das häufigste Auftreten markiert.

In diesem Fall gruppieren sich die häufigsten Modelle um den Wert des besten Modells ($\Phi_1 = 80^\circ$, $\Phi_2 = 155^\circ$). Dies ist jedoch nicht für jede Station der Fall, wie die Abbildung A.16 für die Station FUR zeigt (im Anhang auf Seite 261).

Die Inversion von aus SKS-Daten realer Stationen hinsichtlich Zwei-Schicht-Modellen führt oftmals zu einer großen Schar von Lösungen. Die Methode ist gut geeignet, bestimmte Parameterbereiche auszuschließen. Ein wertvolles Ergebnis ist weiterhin die Bestätigung von zugrunde liegenden Einschichtfällen. Erklären Zwei-Schicht-Modelle die gemessenen Daten signifikant besser, so kann ein einzelnes Modell für den Untergrund für die betrachteten Stationen oftmals nicht selektiert werden.

6.2.3. Randbedingungen aus Receiver-Funktions-Analyse

Die Auflösung kleinskaliger geologischer Strukturen im Untergrund ist auf Grund des beschränkten Frequenzgehaltes von SKS-Phasen nur begrenzt durchführbar. Es bietet sich da-

her an, zusätzliche Randbedingungen durch die Nutzung weiterer geophysikalischer Methoden abzuleiten.

In der Arbeit von Eckhardt und Rabbel (2011) wurden anisotrope Receiver-Funktionen (RF) an Stationen des GRSN untersucht. Ergebnis dieser Analyse ist ein anisotropes Untergrund-Modell für die Kruste und den obersten Bereich des Mantels. Die Resultate eignen sich somit als Randbedingung für eine Zwei-Schicht-Inversion der vorliegenden SKS-Daten.

In Zusammenarbeit mit der genannten Arbeitsgruppe wurden vier Stationen des GRSN selektiert: BSEG, MOX, GRA1 und BFO. Bei der Auswahl der Stationen spielten sowohl der geologische Hintergrund, die geographische Lage, sowie die Anzahl verfügbarer Daten eine maßgebliche Rolle.

Für die Stationen GRA1 und MOX konnten aus den Receiver-Funktionen signifikante Verzögerungszeiten um 0.3 Sekunden für die obersten Schichten ermittelt werden, δt für BSEG beträgt 0.14 Sekunden und für BFO wurde eine sehr geringe Laufzeitverzögerung festgestellt ($\delta t = 0.02s$).

Auf Grund des geringeren Frequenzgehaltes von SKS-Phasen wurden die von Eckhardt und Rabbel ermittelten detaillierten Mehrschichten-Modelle der oberen Schicht durch die Lösung der Gleichung 2.7 auf eine Schicht zurückgeführt. Damit ergibt sich für MOX eine schnelle Achse $\Phi_1 = 60^\circ$ mit einer Verzögerungszeit von $\delta t_1 = 0.28s$, für GRA1 $\Phi_1 = 90^\circ$, $\delta t_1 = 0.31s$ und BSEG $\Phi_1 = 30^\circ$, $\delta t_1 = 0.14s$. Auf Grund der geringen Verzögerungszeit für die Station BFO sind weitergehende Aussagen nicht möglich.

Unter der Annahme, dass auch mit den SKS-Daten die Auflösung der gleichen oberen Schicht möglich ist, kann aus der Zwei-Schicht-Analyse des vorangegangenen Abschnittes 6.2.2 das korrespondierende Wertepaar für die verbleibende untere Schicht entnommen werden:

Für GRA1 beträgt der Wert für die schnelle Achse Φ_2 dann 85° bei einer Verzögerungszeit von $\delta t_2 = 1.5s$, für MOX ist $\Phi_2 = 90^\circ$ und $\delta t_2 = 1.2s$. Für die Station BSEG liegen nicht ausreichend Wertepaare für eine 2-Schicht-Inversion der SKS-Daten vor, so dass keine Vergleichsdaten vorhanden sind.

Für die Station GRA1 kombinieren sich beide Schichten ($\Phi_1 = 90^\circ$, $\Phi_2 = 85^\circ$) zu einem Einschichtfall, da die sich Orientierung der schnellen Achse von oberer und unterer Schicht nur um 5 Grad unterscheidet.

Für die Station MOX wurde mittels Inversion der SKS-Wertepaare ein Einschicht-Modell ermittelt ($\Phi_1 = 80^\circ$, $\Phi_2 = 75^\circ$, siehe auch Tabelle 6.55). Die Ergebnisse der Receiver-Funktions-Analyse liefert nun Randbedingungen für eine bisher nicht aufgelöste obere Schicht mit einer schnellen Achse $\Phi_1 = 60^\circ$.

Analyse des Auflösungsvermögens anhand synthetischer Daten

Um den Effekt dieser Schicht näher zu untersuchen, wurden analog zur Untersuchung synthetischer Daten im Kapitel 5 Wellenformen anhand des Zweischicht-Modells erzeugt (Station MOXX, Abbildung 6.64). Dabei werden zwei Fälle berücksichtigt: Daten ohne und mit 10 Prozent Rauschanteil.

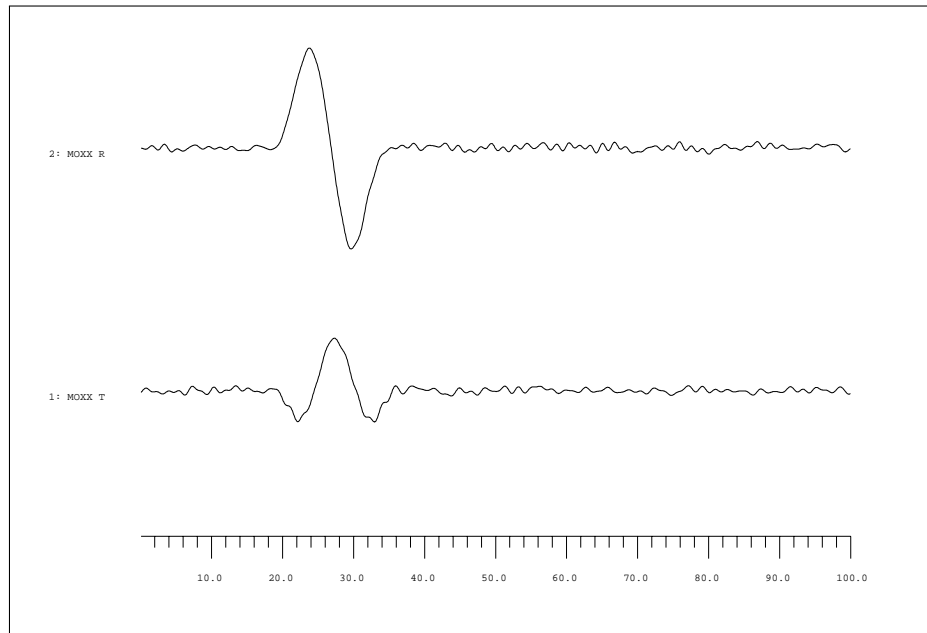


Abbildung 6.64.: Datenbeispiel für das aus Receiver-Funktionen und SKS-Analyse ermittelte 2-Schicht-Modell unterhalb der Station MOX. Auf Grund des synthetischen Charakters der Daten wird hier der Stationscode MOXX verwendet. In der Abbildung sind die Radial- und Transversal-Komponenten für eine Einfallsrichtung von 45 Grad mit einem Rauschanteil von 10 Prozent gezeigt.

Anschließend erfolgt die Inversion des Wellenzuges hinsichtlich der scheinbaren schnellen Achse Φ und der Verzögerungszeit δt im Periodenbereich von 5 bis 20 Sekunden. Durch eine Variation der Einfallsrichtung von Null bis 180° in 5-Grad-Schritten erhält man eine optimale Datenabdeckung (Abbildung 6.65).

Es sind zwei Nullrichtungen gut erkennbar (90 und 180 Grad), ebenso eine 90 Grad Periodizität. Die Daten zeigen einen Trend in der Richtung der schnellen Achse Φ , welche mit zunehmender Einfallsrichtung ebenfalls zunimmt.

Um zu ermitteln, ob sich das zugrunde liegende 2-Schicht-Modell rekonstruieren lässt, wurden die vorliegenden 36 Wertepaare aus Φ und δt wiederum invertiert. Der Ergebnis zeigt Abbildung 6.66 auf Seite 189. Das am besten passende Modell wird dabei durch eine obere Schicht mit $\Phi_1 = 80^\circ$, $\delta t = 1.0s$ und eine untere Schicht mit $\Phi_2 = 100^\circ$, $\delta t_2 = 0.4s$ charakterisiert. Dies entspricht jedoch nicht dem ursprünglichen Modell.

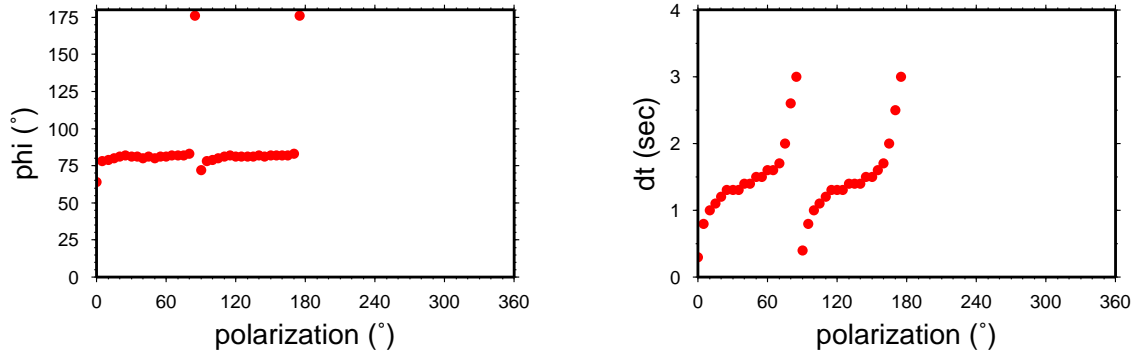


Abbildung 6.65.: Darstellung der schnellen Achse Φ und Verzögerungszeit δt aus der Inversion der rauschfreien synthetischen Daten der Station MOXX für den Bereich zwischen Null und 180 Grad Einfallrichtung für das Modell $\Phi_1 = 60^\circ$, $\Phi_2 = 90^\circ$, $\delta t_1 = 0.3s$, $\delta t_2 = 1.2s$.

Es existieren jedoch zwei weitere Modelle mit einer sehr guten Anpassung:

1. $\Phi_1 = 80^\circ$, $\delta t_1 = 1.2s$ und $\Phi_2 = 110^\circ$, $\delta t_2 = 0.3s$, sowie
2. $\Phi_1 = 65^\circ$, $\delta t_1 = 0.3s$ und $\Phi_2 = 90^\circ$, $\delta t_2 = 1.1s$.

Das letztgenannte Modell entspricht nahezu demjenigen Modell, welches für die Erzeugung der synthetischen Daten verwendet wurde.

Nutzt man realistischere Daten unter Einbeziehung eines 10-prozentigen Rauschanteils (siehe oben), so lässt sich das ursprüngliche Modell nicht mehr rekonstruieren (Abbildung 6.67). Zwei Modelle passen die Daten sehr gut an:

1. $\Phi_1 = 20^\circ$, $\delta t_1 = 0.3s$ und $\Phi_2 = 90^\circ$, $\delta t_2 = 1.6s$ (beste Anpassung),
2. $\Phi_1 = 75^\circ$, $\delta t_1 = 0.6s$ und $\Phi_2 = 95^\circ$, $\delta t_2 = 0.8s$.

Beide Modelle offenbaren eine untere Schicht, welche hinsichtlich der Richtung der schnellen Achse Φ nicht mehr als fünf Grad von derjenigen des Eingabe-Modells abweicht (90 Grad). Verzögerungszeit und obere Schicht werden jedoch nicht korrekt aufgelöst.

Die Nutzung von Modellen, welche auf Untersuchungen von Receiver-Funktionen beruhen, um eine Verbesserung der SKS-basierten Modelle zu erzielen, führt zu folgenden Schlüssen:

- Die Auflösung einer Schicht mit einer Verzögerungszeit von 0.3 Sekunden im Periodenbereich von 5 bis 20 Sekunden gelingt nur unter engen Voraussetzungen. Für reale Daten erscheint diese Aufgabe als kaum lösbar, da weder ein sehr geringes Signal-Rausch-Verhältnis, noch eine optimale azimutale Abdeckung sichergestellt ist.

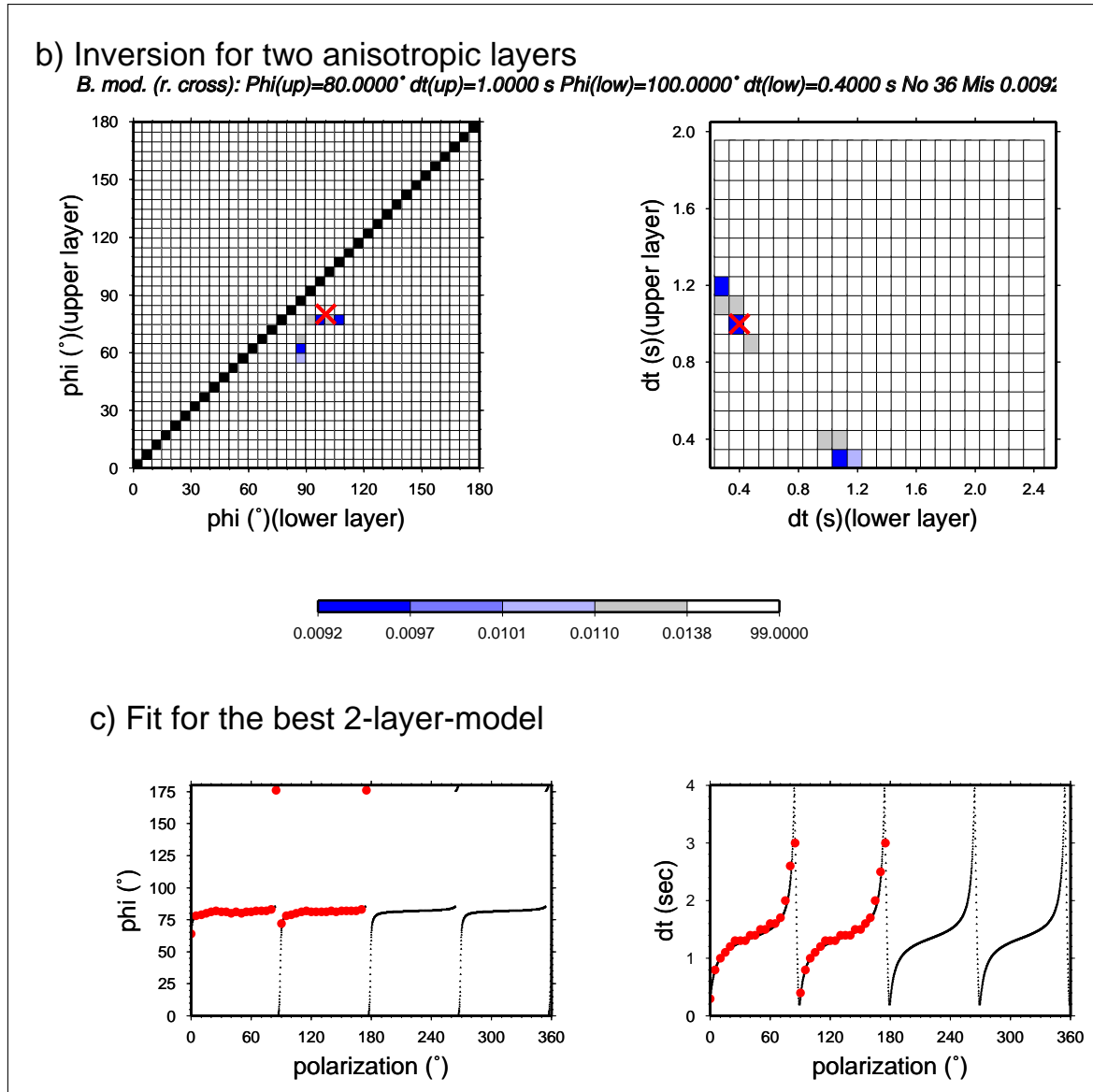


Abbildung 6.66.: Inversionsergebnis hinsichtlich zwei Schichten für die Station MOXX unter Verwendung rauschfreier Daten für das Modell $\Phi_1 = 60^\circ$, $\Phi_2 = 90^\circ$, $\delta t_1 = 0.3$ s, $\delta t_2 = 1.2$ s.

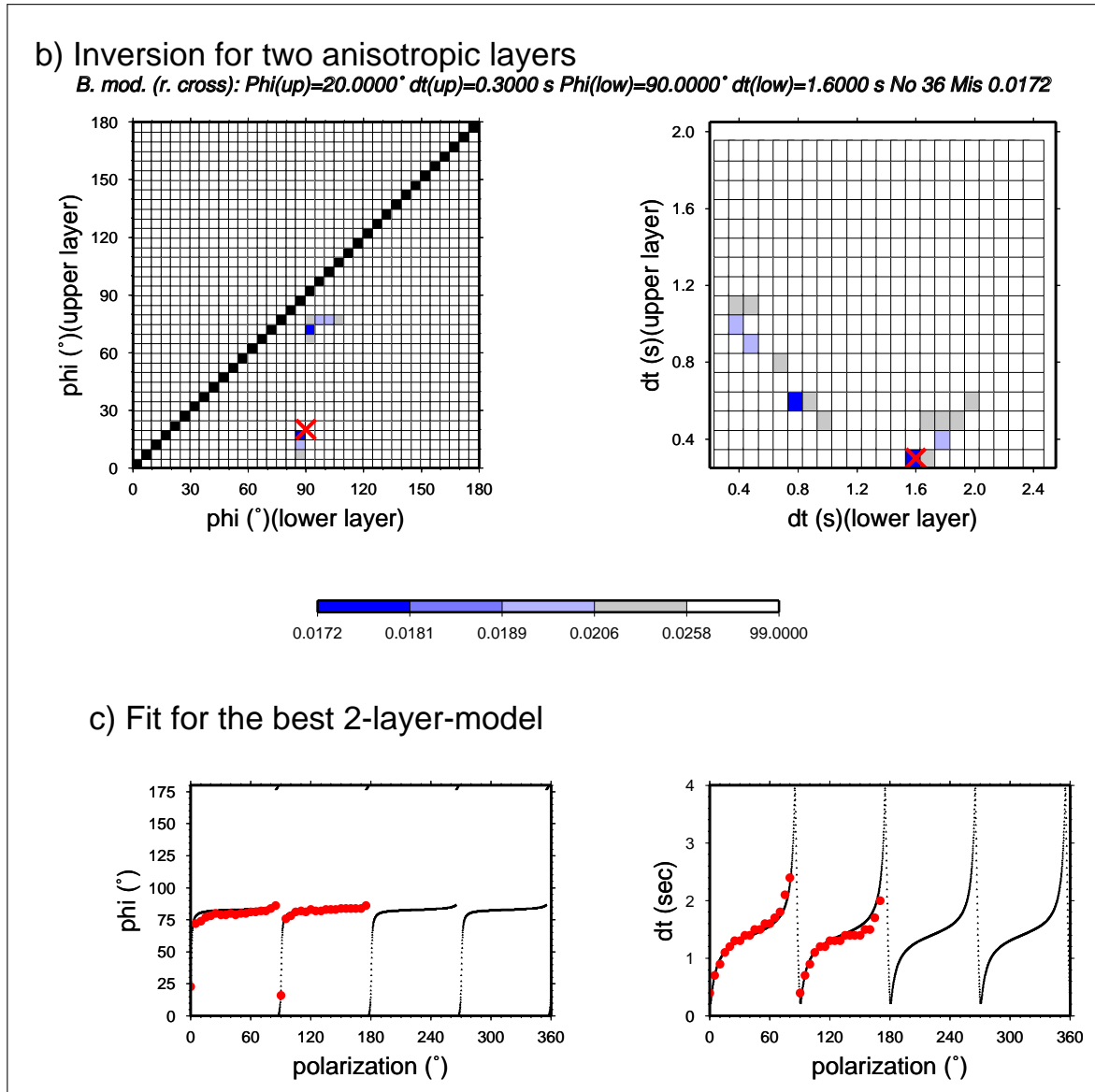


Abbildung 6.67.: Inversionsergebnis hinsichtlich zwei Schichten für die Station MOXX unter Verwendung verrauschter Daten.

- Sofern durch eine SKS-Splitting-Analyse ein Einschichtfall ermittelt wurde, kann nicht ausgeschlossen werden, dass in den obersten Bereichen des Laufweges eine weitere Schicht mit geringen Laufzeitverzögerungen vorhanden ist. Die Einbeziehung von Randbedingungen aus einer anisotropen RF-Analyse bietet sich an.
- Wurde bereits aus den SKS-Daten ein Zweischicht-Modell ermittelt und stimmt dessen obere Schicht nicht mit den Ergebnissen aus einer RF-Analyse überein (wie z.B. im Fall GRA1), so sind zwei Möglichkeiten zu betrachten. Einerseits ist die Inversion hinsichtlich zwei Schichten nicht eindeutig, sondern liefert immer eine Schar möglicher Modelle. Kann aus dieser Lösungsmenge ein Modell selektiert werden, welches beide Verfahren erfüllt, ist dieses dem Modell aus reinen SKS-Daten vorzuziehen (joint inversion). Ist dies nicht möglich, muss geklärt werden, ob dieser Effekt durch eine dritte Schicht verursacht wird (untere und obere Schicht aus SKS-Analyse plus oberste Schicht aus RF-Analyse). Erfahrungsgemäß erlaubt die Datenlage realer Stationen jedoch keine Diskrimination in diese Richtung.

6.3. Geneigte Schicht

Wenn eine geneigte anisotrope Schicht im Untergrund vorliegt, so ist keine Richtungsabhängigkeit in der Bestimmung der schnellen Achse Φ zu beobachten. Die Wirkung des anisotropen Bereiches bildet sich ausschließlich in einer Richtungsabhängigkeit der Verzögerungszeit δt wider (z.B. Brechner et al., 1998).

Auf Grund der geografischen Verteilung der Quellgebiete der Erdbeben und der Tatsache, dass die Bestimmung der Verzögerungszeit nur mit größeren Fehlern im Gegensatz zur Ermittlung der schnellen Achse möglich ist, sind Aussagen über geneigte Schichten nur schwer möglich.

Im Rahmen der Fehler kann für die festgestellten Einsicht-Modelle der betrachteten Stationen der Fall einer geneigten Schicht als Quelle der Anisotropie weder ausgeschlossen noch bestätigt werden. Einzig die Station TANN (Seite 150) zeigt in den Splittingparametern eine passende Struktur. Jedoch ist die Aussagekraft auf Grund der geringen Registrierdauer begrenzt, weiterhin zeigt die direkt benachbarte Station GUNZ (Seite 6.1.3) eine Abhängigkeit der schnellen Achse vom Einfallswinkel.

6.4. Interpretation

In dieser Arbeit wurde das Vorhandensein anisotroper Strukturen im Untergrund für alle untersuchten Stationen bestätigt (Übersicht früherer Arbeiten siehe Kapitel 3.2.2). Durch die bessere Verfügbarkeit von langjährigen Wellenform-Aufzeichnungen konnte die Analyse auf eine größere Zahl von Stationen ausgedehnt sowie eine Konzentration auf hochwertige Daten realisiert werden.

Die ermittelten Merkmale der Anisotropie - Richtung der schnellen Achse Φ und Verzögerungszeit δt - unterhalb der Stationen des GRSN unterscheiden sich voneinander. Die Ursachen für die Anisotropie müssen somit in unterschiedlichen Faktoren bzw. in verschiedener Ausprägung derselben begründet liegen.

Beschränkt man sich zunächst auf einen angenommenen Einschichtfall (Tabelle 6.56), so zeigt der Vergleich mit Ergebnissen früherer Arbeiten in den meisten Fällen eine gute Übereinstimmung. Insbesondere bei jüngeren Arbeiten und Stationen mit langer Registrierdauer ist sowohl für Φ als auch für δt ein gleichartiges Ergebnis offensichtlich (Karte siehe Abbildung 6.68). Unterschiede existieren zum Teil bei Stationen mit geringer Registrierdauer, wie z.B. IBBN und Stationen mit unklarer Charakterisierung (z.B. CLZ).

Station	Φ	δt	...								
RGN	11°	1.1s	BRNL	126°	1.2s	RUE	119°	1.1s	BSEG	148°	1.8s
IBBN	92°	1.0s	NRDL	108°	1.6s	CLZ	163°	1.2s	BUG	91°	1.3s
CLL	72°	1.4s	BRG	101°	1.2s	UBBA	81°	1.5s	GSH	85°	1.8s
MOX	80°	1.6s	TANN	86°	2.2s	GUNZ	93°	2.1s	TNS	68°	1.1s
WLF	76°	1.2s	GRA1	80°	1.7s	GRB1	86°	1.3s	WET	101°	1.2s
GRC1	82°	1.3s	GEC2	89°	1.1s	STU	68°	1.7s	BFO	19°	1.4s
FUR	52°	1.0s									

Tabelle 6.56.: Gesamtüberblick der Ergebnisse aus der Analyse von SKS-Splitting im Periodenbereich von 5 bis 20 Sekunden für Stationen des GRSN unter der Annahme eines Einschichtfalls (nach rechts und unten entspricht von Norden nach Süden).

Für alle Stationen gilt: Die ermittelten Verzögerungszeiten δt sind größer als eine Sekunde. Mit einem kontinentalen Krustenmodell sind jedoch nur Verzögerungszeiten bis 0.4 Sekunden erklärbar (z.B. Rai et al., 2008). Die Quellen der Anisotropie liegen demnach hauptsächlich unterhalb der Erdkruste im Erdmantel. Eine klare Zuordnung der Anisotropie zur Lithosphäre (Wirkung sogenannter *eingefrorener Zustände*) oder Asthenosphäre (rezente Bildung anisotroper Gebiete) ist nicht eindeutig möglich.

Durch die Berechnung von Fresnel-Zonen kann man indirekt Rückschlüsse auf die Tiefenlage des anisotropen Bereiches ziehen (Rümpker & Ryberg, 2000). Je größer der Unterschied in den Splittingparametern von Stationen mit geringer Entfernung, desto flacher liegt die Quelle der Anisotropie. Nur in Gebieten scharfer tektonischer Übergänge ist eine signifikante Abweichung

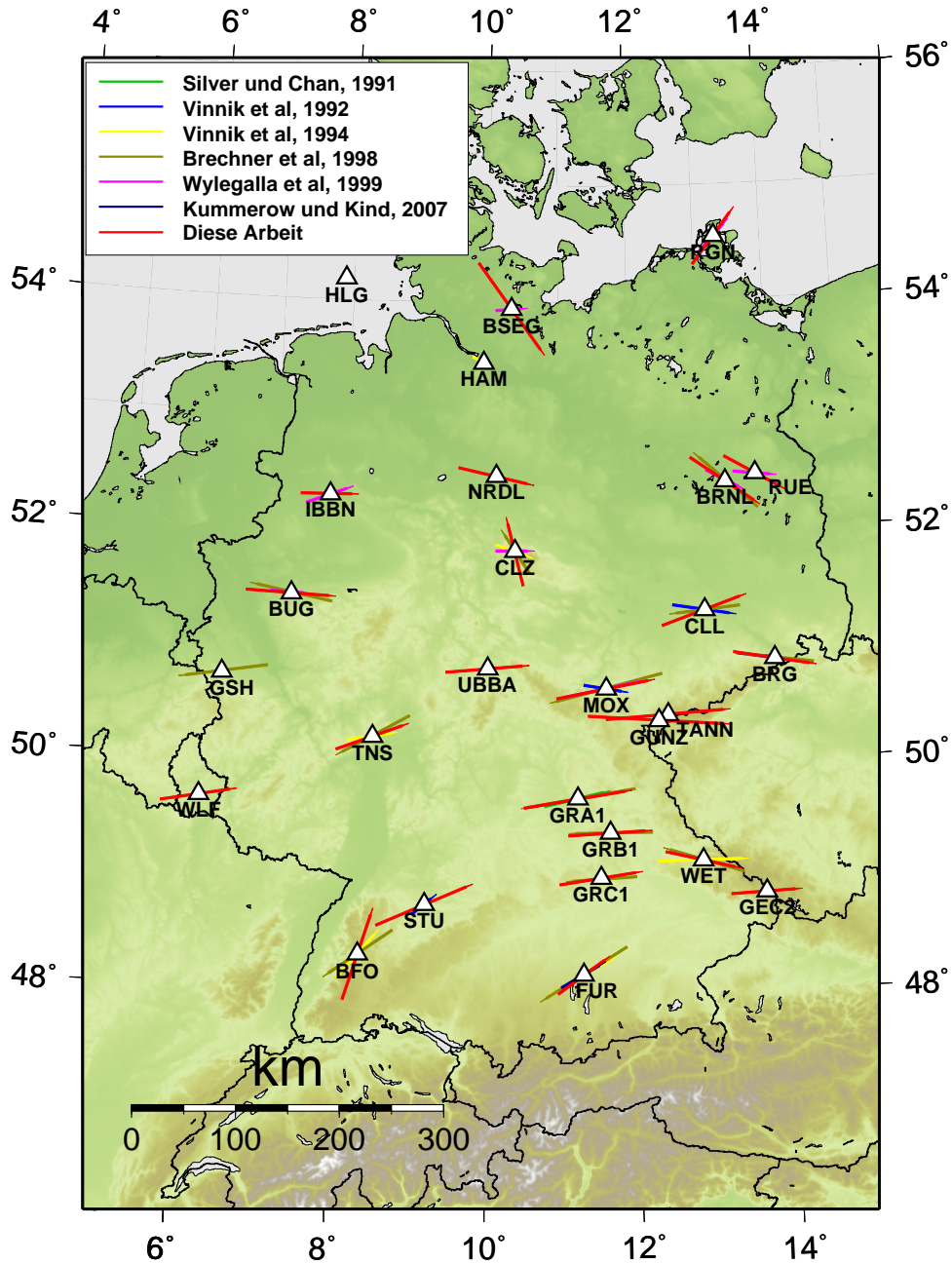


Abbildung 6.68.: Ergebnisse ausgewählter früherer Arbeiten im Vergleich zu den Resultaten dieser Arbeit im Periodenbereich von 5 bis 20 Sekunden bei einem angenommenen Einschichtfall. Die Einzelmessungen von Brechner et al. (1998) wurden zusammengefasst, abgebildet ist der Median. Sind ältere Ergebnisse identisch zu den aktuellen Resultaten, so werden erstere in der Abbildung verdeckt.

bei nahe gelegenen Stationen zu erwarten. Im Bereich des GRSN kann dies nicht beobachtet werden, Unsicherheiten in diesem Bereich können nur durch eine sehr viel größere Stationsdichte aufgelöst werden.

In dieser Arbeit konnten für sechs Stationen des GRSN Zwei-Schicht-Modelle ermittelt werden (Tabelle 6.57).

Das Modell für die Station GRA1 weicht von dem bisher bekannten Modell ab: Brechner et al. (1998) ermitteln $\Phi_1 = 40^\circ$, $\delta t_1 = 1.15s$, $\Phi_2 = 115^\circ$ und $\delta t_2 = 1.95s$. Jedoch ist dieses Modell in der hier ermittelten umfangreichen Lösungsmenge enthalten (siehe Tabelle im Anhang auf Seite 267) und erklärt die vorliegenden Daten ähnlich gut (siehe Kapitel 6.2). Die hier ermittelte Richtung der obereren Schicht von $\Phi = 80^\circ$ entspricht der Streichrichtung der variszischen Gebirge, für die untere Schicht wird Φ mit 155° bestimmt. Hier kann ein lokaler Einfluss durch das Böhmisches Massiv bzw. das nahe Eger-Riftsystem vermutet werden.

Die Analysen in dieser Arbeit zeigen, dass für die Existenz von Zwei-Schicht-Modellen unterhalb der Stationen GRC1 und CLZ keine ausreichenden Belege vorhanden sind.

Station	Φ_1	δt_1	Φ_2	δt_2
GRA1	80°	1.7s	155°	1.2s
BFO	170°	0.6s	60°	1.4s
FUR	45°	0.6s	70°	0.6s
RUE	160°	0.9s	85°	1.6s
TANN	35°	0.9s	105°	1.9s
UBBA	80°	1.4s	145°	1.4s

Tabelle 6.57.: Übersicht der ermittelten Zwei-Schicht-Modelle ($_1 =$ obere, $_2 =$ untere Schicht).

Die absolute Plattenbewegung (absolute plate motion - APM) kann eine Ursache für die Ausrichtung anisotroper Minerale sein (Bormann et al., 1996). Ältere Arbeiten z.B. von Montag et al. (1995) ermitteln für Mitteleuropa Richtungen zwischen 50 und 60 Grad. Aktuelle Daten des Jet Propulsion Laboratory offenbaren eine Richtung der Plattenbewegung von ca. 50 Grad und eine Geschwindigkeit von ca. 25 Millimetern pro Jahr (Heflin, 2011). In Tabelle 6.58 sind Daten von Standorten zertifizierter GPS-Stationen im Bereich des GRSN aufgeführt.

Betrachtet man den Einschichtfall, so weist nur die Station FUR eine gute Übereinstimmung mit dieser Richtung auf. Im Zwei-Schicht-Modell ist jedoch keine Übereinstimmung vorhanden. Die schnelle Achse der oberen Schicht besitzt zwar eine Orientierung von 45 Grad, diese kann jedoch nicht durch die APM verursacht werden. In den Daten von BFO wird die Richtung der APM in der unteren Schicht des Zwei-Schicht-Modells abgebildet.

Die weiteren Stationen des GRSN weisen keine gute Übereinstimmung mit dieser Richtung der absoluten Plattenbewegung auf. Untersuchungen von Bokermann und Silver (2002) sowie Mainprice et al. (2005) zeigen weiterhin, dass nur bei schnellen Plattenbewegungen über ei-

6. Anwendung und Ergebnisse: Deutsches Regionalnetz

Station	Position / Gebiet	Richtung	Geschwindigkeit
HUEG	Hertermatten ^a	51.0°	25.3 mm/a
PFAN	Pfänder ^b	52.8°	25.2 mm/a
HFLK	nördlich von Innsbruck	52.0°	26.3 mm/a
SBGZ	Salzburg	52.5°	24.6 mm/a
OBER	Oberpfaffenhofen	51.9°	26.0 mm/a
KARL	Karlsruhe	51.3°	24.9 mm/a
WTZS	Wetzell	52.5°	25.1 mm/a
FFMJ	Frankfurt(Main)	50.4°	24.0 mm/a
EUSK	Euskirchen	48.2°	24.0 mm/a
DRES	Dresden	51.7°	25.0 mm/a
LEIJ	Leipzig	52.3°	24.0 mm/a
PTBB	Braunschweig	49.9°	24.0 mm/a
POTS	Potsdam	52.7°	24.5 mm/a
HOBU	Hobenbüinstorf ^c	52.0°	24.1 mm/a
SASS	Sassnitz (Rügen)	51.2°	23.8 mm/a
WARN	Rostock-Warnemünde	50.4°	24.3 mm/a
HELG	Helgoland	48.8°	23.8 mm/a
BORK	Borkum	49.9°	23.3 mm/a

^aoberer Rheingraben, bei Müllheim

^bOstufer Bodensee, Bregenz

^cnördlich von Uelzen

Tabelle 6.58.: Daten zur absoluten Plattenbewegung aus GPS-Zeitreihen im Bereich des GRSN (aus Heflin, 2011). Die Berechnungen basieren auf dem IGS2005 Referenzmodell. Im Durchschnitt beträgt die Verschiebung 24.6 Millimeter pro Jahr in Richtung 51.2 Grad gegenüber Nord.

nem gering viskosen Mantel ein maßgeblicher Einfluss auf die Ausbildung der Anisotropie zu erwarten ist. In Mitteleuropa ist dies auf Grund der o.g. geringen Geschwindigkeiten nicht der Fall.

Starken Einfluss haben Gebirgsbildungsprozesse. Sie modifizieren die Dicke der Lithosphäre und die Topographie an ihrer Unterkante (Bormann et al., 1993) - selbst wenn diese keine komplette Überprägung der Lithosphäre zur Folge hat (Babuska & Plomerova, 2006). Dabei orientiert sich die Richtung der schnellen Achse Φ an der Streichrichtung des Gebirgszuges.

Für viele GRSN-Stationen in der Mitte Deutschlands lässt sich ein Zusammenhang mit der Variszischen Gebirgsbildung herstellen (u.a. Plenefisch et al., 2001). Die Streichrichtung des Varistikums liegt im Bereich von 60 bis 80 Grad. Lässt man eine Abweichung von $\pm 5^\circ$ zu, so stimmt bei nahezu allen Stationen auf der Basis der ADORE-Ergebnisse die Richtung der schnellen Achse im Einschichtfall mit diesem Korridor überein.

Die Abweichungen des Mittelwertes in der Orientierung der schnellen Achse bzw. die starken Variationen in den Einzelmessungen an der Station Clausthal-Zellerfeld (CLZ) werden durch

aktuelle geologische Untersuchungen gestützt. Das Alter des Brockengranits wurde mit 293 Millionen Jahren bestimmt, dieser ist somit jünger als die variszische Gebirgsbildung. Der Stationsuntergrund von CLZ besteht somit aus komplexen geologischen Strukturen und unterscheidet sich grundlegend von denen benachbarter Stationen (Zech et al., 2010).

Für die nördlichen Stationen (BSEG, BRNL, RUE) weicht die Richtung der schnellen Achse deutlich von denen im variszischen Teil ab. Insbesondere im Nordosten ist ein Wechsel in der Richtung der schnellen Achse zu beobachten. Eine mögliche tektonische Ursache ist durch die Tornquist-Teisseyre-Transformstörung (TTZ) als Grenze zum Baltischen Schild gegeben.

In dieser Zone nimmt die Dicke der Kruste von 25 bis über 50 Kilometer deutlich zu (z.B. Geissler et al., 2008). Durch tomographische Untersuchungen wurde die Position der Störungszone zwar östlich des Untersuchungsgebietes identifiziert (Koulakov et al., 2009), eine Auswirkung auf den Asthenosphären-Fluss vor dieser Barriere ist jedoch bereits im Bereich des GRSN zu vermuten. Bei der Station RUE orientiert sich die untere Schicht des Zwei-Schicht-Modells an der Orientierung der variszische Gebirge, die obere an der Ausrichtung der TTZ.

Die Richtung der schnellen Achse für die Station RGN weicht jedoch um 90 Grad ab und lässt sich tektonisch somit nicht mit der TTZ erklären. Wylegalla et al. (1999) ermitteln jedoch ähnliche Richtungen und erklären dies mit einer anisotropen Zone im Tiefenbereich zwischen 70 und 300 Kilometern im Übergangsbereich zwischen der Sorgenfrei-Tornquist-Zone und der TTZ.

Im Süden des Untersuchungsgebietes ist durch den Alpenbogen ein tektonischer Einfluss auf die Orientierung der schnellen Achse zu erwarten. Aktuelle Untersuchungen von SKS-Scherwellen-Splitting in den Westalpen vermuten rezente Fließvorgänge von Mantelmaterial als Quelle von Anisotropie (Barruol et al., 2011), welcher ebenfalls im nördlichen Alpenvorland wirksam wäre.

Im Fall der Station STU kann keine Trennung zwischen einer variszischen oder alpinen Wirkung vorgenommen werden. Die jeweils erwarteten Orientierungen der schnellen Achse liegen zu nah beieinander. Für die Station FUR bietet der Asthenosphären-Fluss jedoch eine plausible Erklärung für die Orientierung von Φ . Die Anisotropie in der obereren Schicht könnte auf ein eingefrorenes Paket von Mantelmaterial zurückgeführt werden.

Eine Besonderheit stellen die Ergebnisse der Station BFO dar. In den Daten scheint sowohl der regionale Einfluss der Varisziden mit einer Richtung der schnellen Achse von 60 Grad vorhanden zu sein, als auch der lokale Einfluss des Rheingrabens. Die bestimmten Nullrichtungen bestätigen maßgeblich die 60-Grad-Ausrichtung. Allerdings kann an Grabensystemen weltweit eine Anordnung der Kristalle parallel zur Streichrichtung des Grabens (u.a. Gao et al., 1997; Vauchez et al., 2000; Hammond et al., 2010) beobachtet werden.

Für die Station BFO konnte kein eindeutiges Zwei-Schicht-Modell aus der SKS-Analyse ermittelt werden. Jedoch wird eine beste Anpassung mit den Werten $\Phi_1 = 170^\circ$ und $\Phi_2 = 60^\circ$ erzielt (Abbildung A.2 auf Seite 248), welches ein Abbild der vorgenannten tektonischen Einheiten darstellt. Die Richtung der schnellen Achse der oberen Schicht ist demnach anti-parallel zur Spreizungsrichtung des Oberrheingrabens orientiert.

Auch wenn für eine Vielzahl der analysierten Stationen die Annahme eines Einschichtfalls plausible Ergebnisse liefert und diese durch die durchgeführten Analysen der Nullrichtungen in den meisten Fällen bestätigt werden, so zeigen die Einzelmessungen teilweise starke Variationen. Hier ist ein Einfluss lokaler Heterogenitäten als Ursache zu vermuten. Als weitere Quelle kommen Heterogenitäten an der Kern-Mantel-Grenze in Betracht: Existieren dort lokal mehrere identisch orientierte scheibenförmige Schmelzeinschlüssen, so kann ein scheinbarer Versatz in den Resultaten in Abhängigkeit von der Einfallrichtung beobachtet werden (Hall et al., 2004). Um derartige Wirkungen jedoch belegen zu können, sind weitere Aufzeichnungen mit einem verdichteten Stationsnetz vonnöten.

Rückschlüsse auf Strukturen im Untergrund lassen sich auch durch den Einsatz anderer seismologischer Verfahren erzielen. Analysen der P_n -Anisotropie im Gebiet des GRSN durch Song et al. (2001, 2003) offenbarten eine schnelle Achse mit einer Orientierung von 25 Grad gegenüber Nord. Diese Feststellung gilt nur für den obersten Mantel im Bereich der Mohorovičić-Diskontinuität (Moho). Für ein Zwei-Schicht-Modell aus der SKS-Analyse ist eine Übereinstimmung mit der oberen Schicht denkbar, allerdings arbeiten die Verfahren in stark differierenden Frequenzbereichen und lösen demnach verschiedene mögliche Quellen von Anisotropie auf.

Oberflächenwellen sind ebenfalls zur Untersuchung von Anisotropie geeignet. Im Gegensatz zu Analysen mit den steil einfallenden SKS-Wellen mit ausschließlichem S_H -Anteil ist eine Sensitivität des S_V -Anteils der Rayleigh- bzw. Love-Wellen zu erwarten (Debayle et al., 2005). 1996 ermittelten Friederich und Huang in einer Untersuchung der Dispersion von Love- und Rayleigh-Wellen eine Orientierung der schnellen Richtung von 20 bis 50 Grad für den Süden Deutschlands. Neueren Studien zufolge liegt die schnelle Achse in der Lithosphäre bei 35 bis 40 Grad und in der Asthenosphäre bei 72 Grad in der Mitte Deutschlands (Roux et al., 2011). Die Ergebnisse der hier vorliegenden SKS-Untersuchung bilden somit eher den Einfluss der anisotropen Wirkung der Asthenosphäre ab, die ermittelten Richtungen für Φ liegen in dieser Region zwischen 70 und 90 Grad.

Für die obersten Schichten können auch Ergebnisse von Scherwellen-Splitting-Analysen an Receiverfunktionen als Randbedingung für eine Modellierung mehrerer Schichten dienen (siehe Abschnitt 6.2.3). Diese Methode erscheint allerdings nur im Fall von starker Anisotropie in den Stockwerken oberhalb der Moho als anwendbar.

Einen grafischen Überblick über die Ergebnisse dieser Arbeit, weiterer seismischer Verfahren und der Richtung der absoluten Plattenbewegung bietet Abbildung 6.69 auf der folgenden Seite.

Auch mit geophysikalischen Potenzialverfahren kann der tiefe Untergrund analysiert werden. Gatzemeier und Moorkamp identifizierten 2005 in einer Magnetotellurik-Untersuchung (MT) im Bereich des oberen Mantels in Deutschland eine Zone geringen elektrischen Widerstands mit einer Orientierung von 90 Grad. Die Autoren favorisieren eine Anreicherung von Wasser im Mantelmaterial auf Grund einer Diffusion entlang der senkrecht dazu ausgerichteten Mineralachsen des Olivins als Ursache. Dieser Wert wird durch die vorliegenden Ergebnisse gestützt, die Orientierung liegt parallel zur Streichrichtung des Varistikum.

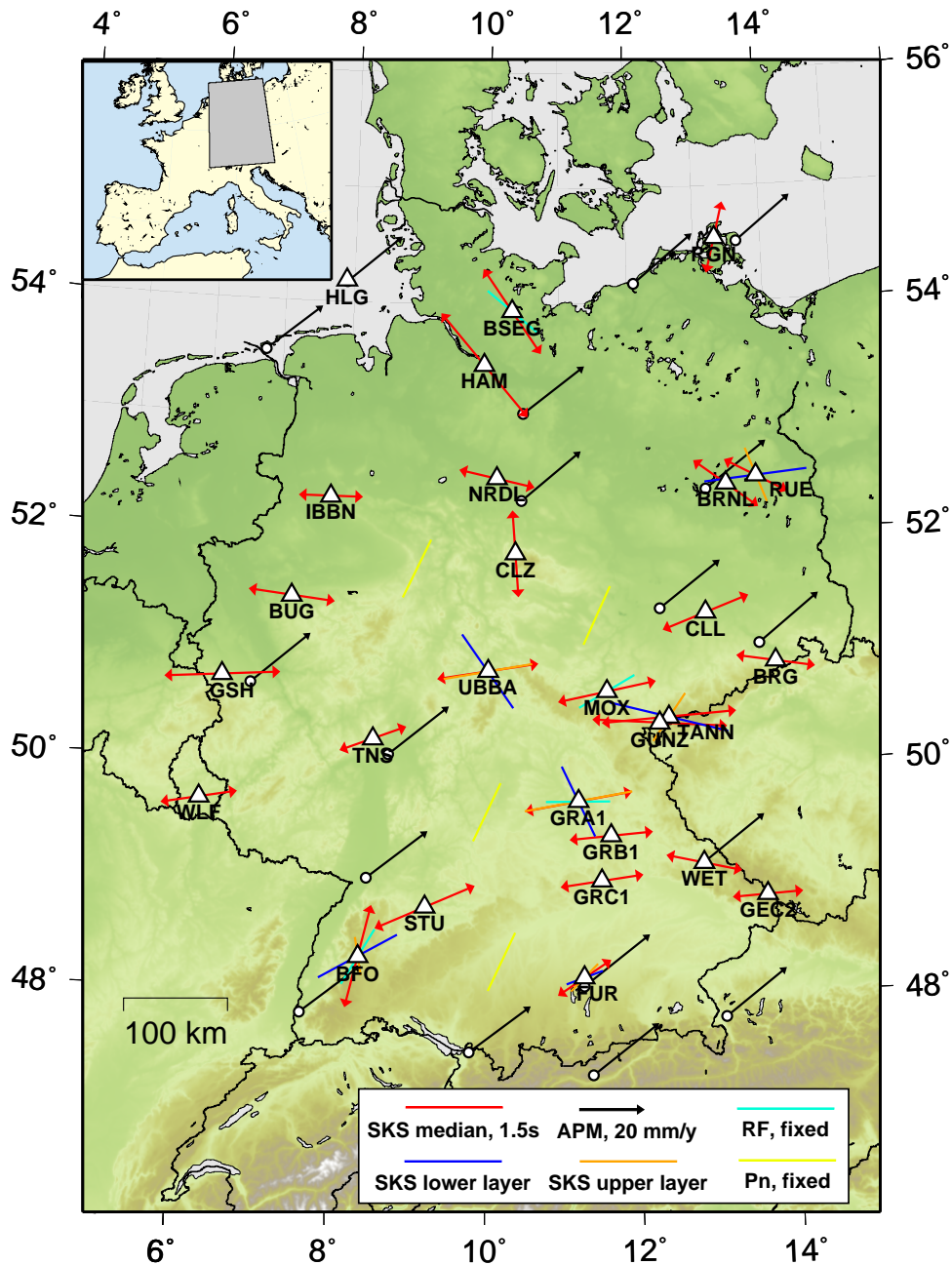


Abbildung 6.69.: Karte des Untersuchungsgebietes mit Aussagen verschiedener Methoden. Rot: Φ aus SKS (Mittelwert); blau: Φ aus SKS, untere Schicht; orange: Φ aus SKS, obere Schicht; schwarz: absolute Plattenbewegung (APM); türkis: schnelle Achse aus Receiverfunktionen (RF); gelb: schnelle Richtung der P_n -Phase. Für SKS und APM ist die Länge ein Maß für die Verzögerungszeit bzw. Geschwindigkeit.

7. Anwendung und Ergebnisse: Riftlink Projekt (Uganda)

7.1. Einführung

Neben der Anwendung auf ein permanentes Netzwerk kann ADORE auch bei temporären Experimenten eingesetzt werden. Da die Aufzeichnungsdauer oft nur wenige Monate beträgt, stellt sich meist nicht die Frage der Identifikation potenzieller Beben. Mögliche Kandidaten können manuell aussortiert werden, der Aufwand für die FK-Analyse (Abschnitt 4.3) erübrigt sich.

Temporäre Experimente zeichnen sich eher durch eine große Anzahl von Stationen aus, deren Daten bearbeitet werden müssen. Gerade durch dieses Merkmal bietet sich der Einsatz des ADORE-Systems an, da die automatische Bestimmung der Splittingparameter es den Wissenschaftlern erlaubt, direkt mit der Interpretation der Ergebnisse zu beginnen.

Die Besonderheiten temporärer Experimente, wie Abweichungen in der Ausrichtung der Seismometer oder Zeitfehler können mit hoher zeitlicher Auflösung in der Datenbank erfasst werden (siehe Abschnitt 4.7) und ermöglichen somit eine zuverlässige Verarbeitung der Daten. Die Schwellwerte für die automatische Bewertung müssen unter Umständen an die oft höheren Rauschniveaus angepasst werden. Zu berücksichtigen ist insbesondere auch die Sensitivität der Splittingparameter auf Rauscheinfluss (siehe Kapitel 5.2).

Unter Federführung der Universität Frankfurt am Main wird im Riftlink-Projekt das ostafrikanische Riftsystem untersucht. Ein Teilbereich umfasst die Anwendung seismologischer Verfahren. Neben der Analyse von Receiverfunktionen und von lokalen Phasen wurde eine Auswertung von SK(K)S-Phasen durchgeführt, um aus der abgeleiteten Anisotropie Rückschlüsse auf die geodynamischen Entwicklungen im tiefen Untergrund ziehen zu können.

Hierbei ist der Vergleich zwischen den Ergebnissen der manuellen Auswertung und denen der automatischen Analyse von Interesse. Dieser wird beispielhaft an den seismologischen Aufzeichnungen aus den Jahren 2006 und 2007 durchgeführt.

7.2. Projektüberblick

Dieser Überblick zu ostafrikanischem Rift und Rwenzori-Gebirge wurde der Veröffentlichung von Wölbern et al. (2010) entnommen.

Die Spreizungszone des East African Rift System (EARS) ist eine der bekanntesten Riftzonen der Erde, die den Osten des afrikanischen Kontinents in Nord-Süd-Richtung durchzieht. In der Abbildung 7.1 ist der zentrale Teil des Rifts dargestellt: Die Riftzone verzweigt sich in einen östlichen und westlichen Teil, welche den Tanzania-Kraton umschließen. Im Norden sind die Zweige durch die Aswa-Transformstörung verbunden. Der östliche Abschnitt des EARS reicht vom Afar-Dreieck bis zur nördlichen Tanzania-Divergenz, der westliche Ast dehnt sich vom Lake Albert im Norden bis zum Lake Malawi aus. Aus früheren Untersuchungen ist bekannt, dass sich der östliche Teil wahrscheinlich weiter nach Süden fortsetzt und sich mit dem westlichen Teil an der Mbeya triple junction (MTJ) wieder vereinigt.

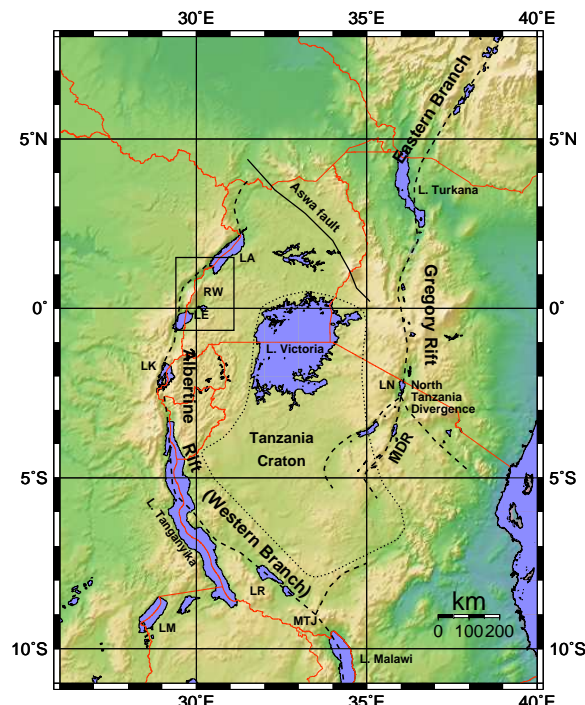


Abbildung 7.1.: Überblick ostafrikanisches Riftsystem (Vergrößerung des Rechtecks siehe Abbildung 7.2). Die beiden Äste der Spreizungszone umschließen den Tanzania-Kraton mit dem Victoriasee (Wölbern et al., 2010).

Es wird angenommen, dass das Riftsystem sich vor rund 30 Millionen Jahren durch den Aufstieg eines Mantelplume gebildet hat und jetzt die Nubische von der Somalischen Platte trennt. Dabei ist der Westteil des zentralen Rifts zuerst, der Ostteil später entstanden. Durch einen oder mehrere aufsteigende Plumes konnte dabei teilweise aufgeschmolzenes Material mit geringerer Viskosität in das Riftsystem transportiert werden.

Schweremessungen und geochemische Analysen belegen die fortdauernde Aktivität des Plumes. Aus einer teleseismischen Tomographie konnte die Mächtigkeit der Lithosphäre am Tansania Kraton mit ca. 200 km ermittelt werden. Umgebende Zonen geringer Geschwindigkeit deuten auf das Vorhandensein einer thermalen Anomalie hin. Für den westlichen Teils des Riftsystems liegen bisher nur wenige seismologische Studien vor, welche die Struktur des Rift-Astes untersuchen.

Das Rwenzori Gebirge im Bereich 0.5° N und 30° E (siehe Abbildung 7.2) weist keinerlei vulkanische Aktivität auf - obwohl sich hier die seismisch aktivste Zone des gesamten westlichen Astes des EARS befindet. Das Massiv besteht aus Sedimenten des Präkambriums und reicht bis auf Höhen von über 5.000 Metern. Es existieren Hinweise darauf, dass das gesamte Gebirge im Uhrzeigersinn innerhalb des westlichen Astes zwischen zwei Riftflanken gedreht wird. Durch eine Ablösung der Lithosphären-Struktur (*Delamination*) kann die starke Hebung des Gebirgsblockes erklärt werden.

Zur seismologischen Erkundung dieses Gebietes wurde bereits ab April 2006 ein Netzwerk durch die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) betrieben. Im Blickpunkt lag die lokale Seismizität, die Stationen wurden somit im Triggermodus betrieben. Daher liegen für spätere Phasen keine Daten vor. Ab Juni/Juli 2006 wurde das Netz bis auf 23 Stationen durch die Universität Frankfurt im Rahmen des Riftlink-Projektes erweitert. Ab diesem Zeitpunkt stehen auch kontinuierliche Daten zur Verfügung. Das Netzwerk war bis September 2007 in Betrieb. Nachfolgend wurden weitere Messkampagnen durchgeführt.

Neben der Analyse von Receiver-Funktionen zur Abbildung der Struktur der Kruste und ggfs. des oberen Mantels wurden die Daten auch zur Bestimmung anisotroper Splittingparameter anhand teleseismischer SK(K)S-Einsätze genutzt.

Die verwendeten Geräte stammen aus dem Gerätepool des *Helmholtz-Zentrums Potsdam Deutsches GeoForschungsZentrum* (Schulze, Bribach, Jäckel & Weber, 1998). Zur Bestimmung der Tiefenlage von Diskontinuitäten aus den Receiver-Funktionen wurden neben acht breitbandigen Instrumenten (Güralp 3-T) hauptsächlich 15 kurzperiodische Seismometer (Mark 1 Hz) eingesetzt. Für die Analyse langperiodischer Phasen mussten die Daten somit restituiert werden. Nach Abschluss des Projektes stehen die Daten für eine weitere wissenschaftliche Auswertung frei über das GEOFON-Archiv (Hanka & Kind, 1994) zur Verfügung.

Die Auswahl der Lokationen für die Stationen wurde durch Sicherheitsaspekte geprägt. Daher wurden die Installationen nach Möglichkeit in der Nähe eines Hauses oder einer Siedlung aufgestellt. Dieser Zugewinn an Sicherheit und die direkte Betreuung durch Anwohner (z.B. Rückschnitt der Vegetation an den Solarzellen) geht allerdings mit einem höheren Rauschniveau einher.

7. Anwendung und Ergebnisse: Riftlink Projekt (Uganda)

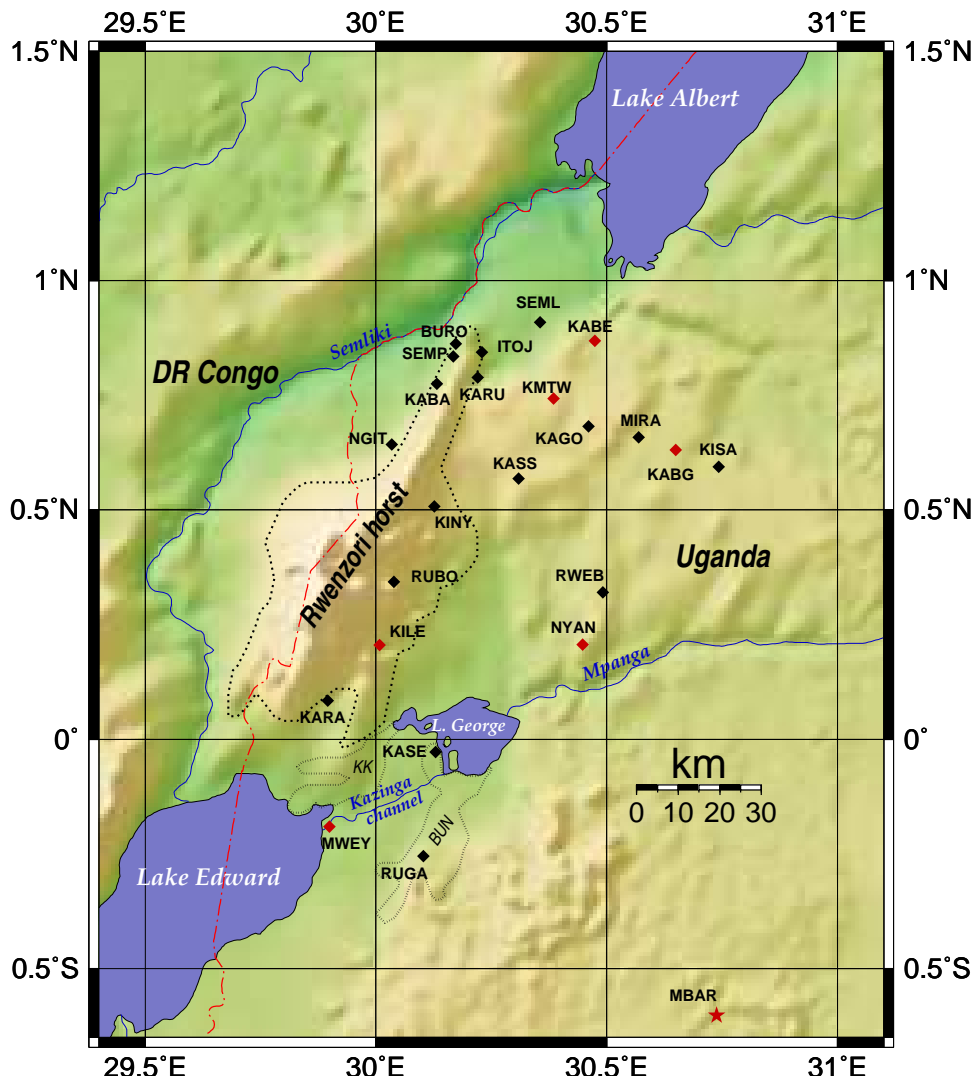


Abbildung 7.2.: Rwenzori-Massiv und Stationslokationen um das Gebirge

7.3. Gegenüberstellung manuelle und automatische Auswertung

Im Beobachtungszeitraum von 2006 bis 2007 konnten nur zwei Beben mit ausreichender Signalqualität registriert werden. Das Hypozentrum des ersten Bebens mit der Harvard-ID C200608250044A liegt in der Salta-Provinz, Argentinien (Lokation 24.32S, 66.89W, Tiefe 156.8 km, $m_b = 6.4$), das zweite ereignete sich vor Japan (Harvard-ID C200707161417A, 36.79N, 134.88E, 350.7 km Tiefe, $m_b = 6.8$). Die Daten der weiteren temporären Experimente im Untersuchungsgebiet aus den Jahren 2008, 2009 und 2010 wurden nicht mit ADORE prozessiert.

Die manuelle Auswertung wurde zunächst durch Herr Dipl. Geophysiker Daniel Dörner an der Universität Frankfurt übernommen (unveröffentlicht). Als Inversionssoftware zur Bestimmung der Splittingparameter Φ und δt wurde kam der gleiche Fortran-Code wie bei ADORE zum Einsatz. Die Verwaltung der Wellenformen und die Bestimmung des Datenfensters wurden durch Shellskripte und das Programm Seismic Handler unterstützt. Die konkrete Auswahl des Zeitfensters erfolgte basierend auf Erfahrungswerten (siehe auch Kapitel 4.4.3).

Herr Dörner bediente ebenfalls das ADORE-System auf den Computern der geowissenschaftlichen Fakultät in Frankfurt. Seine Anregungen bei der Benutzung des Systems sind in diese Arbeit eingeflossen (u.a. die Korrekturmöglichkeit zur Sensor-Missweisung, siehe Kapitel 4.7).

Zur Inversion der Daten wurde ADORE mit den im GRSN ermittelten Parametern hinsichtlich der Qualitätsmerkmale betrieben, ebenso blieben die Steuerungsparameter der Bewertungsfunktion unverändert (siehe Kapitel 4.5.3). Damit war insbesondere eine Angleichung der automatisch bestimmten Splittingparameter an die manuelle Bearbeitung durch den Bearbeiter nicht möglich - mit der Ausnahme der Missweiskorrektur (siehe unten).

In der Masterarbeit von Hormuth (2010) wurden diese Daten ein weiteres Mal manuell untersucht. Zur Auswertung wurden Programme auf Basis von Seismic Handler und MatLab eingesetzt, das zugrunde liegende Inversionsverfahren ist identisch zur Arbeit von Dörner und in ADORE. Um eine Fehlerabschätzung zu erhalten, wurden um das manuell gewählte Datenfenster 50 zufällig gewählte Ausschnitte der Wellenformen zusätzlich prozessiert. Als Endergebnis werden die Mittelwerte und Standardabweichungen der dort bestimmten schnellen Achsen und Verzögerungszeiten genutzt.

Die Ergebnisse der drei verschiedenen Auswertungen sind in den Tabellen 7.1 und 7.2 enthalten. Berücksichtigt man eine 180° -Periodizität für die Richtung der schnellen Achse, so liegen die Resultate der ADORE-Automatik in den meisten Fällen nahe der manuellen Auswertung von Dörner (grafische Darstellung für Beben C200608250044A siehe Abbildung 7.3).

7. Anwendung und Ergebnisse: Riftlink Projekt (Uganda)

Station	Dörner		Hormuth		ADORE	
	Φ	δt	Φ	δt	Φ	δt
ITOJ	47°	1.4s	28°	1.1s	49°	1.4s
KABA	34°	1.0s	15°	1.2s	28°	0.9s
KARA	-8°	1.3s	48°	1.7s	175°	1.3s
KASE	-6°	1.0s	10°	0.5s	168°	1.2s
KASS	-2°	0.9s	-	-	166°	1.6s
KILE	26°	0.7s	44°	1.2s	32°	0.8s
MIRA	48°	0.7s	-	-	39°	0.5s
MWEY	24°	0.6s	2°	1.0s	7°	0.7s
NGIT	39°	1.4s	29°	0.9s	31°	1.3s
RUBO	27°	0.6s	-8°	1.0s	52°	1.0s
SEMP	26°	0.8s	19°	0.9s	24°	0.8s

Tabelle 7.1.: Gegenüberstellung automatische Auswertung zu zwei manuellen Analysen für das Erdbeben C200608250044A in Argentinien.

Station	Dörner		Hormuth		ADORE	
	Φ	δt	Φ	δt	Φ	δt
KASS	-18°	0.6s	12°	0.8s	163°	0.9s
KINY	23°	0.9s	24°	0.7s°	26°	1.0s
RWEB	-24°	1.0s	0°	0.7s°	156°	1.1s

Tabelle 7.2.: Gegenüberstellung automatische Auswertung zu zwei manuellen Analysen für das Erdbeben C200707161417A vor Japan. Wegen des erhöhten Rauschniveaus lieferte insbesondere die Automatik nur wenige Ergebnisse.

Für die Stationen MWEY und NGIT ist die Differenz zu den Werten von Hormuth geringer - im Fall von NGIT erscheint die Abweichung zu Dörner mit 10 Grad aber noch vertretbar. Für die Station SEMP unterscheiden sich die drei Ergebnisse für Φ um maximal 7 Grad voneinander.

Für die Station RUBO unterscheiden sich alle drei Ergebnisse signifikant. Grund könnte ein nicht erkannter Rauscheinfluss bzw. eine andere Datenverfälschung sein, welche sowohl in manueller als auch automatischer Auswertung unerkannt blieben. Für diesen speziellen Fall wäre eine nähere Untersuchung angebracht, um die automatische Analyse zu verbessern. Zunächst sollten auf die Daten dieser Station verzichtet werden.

Die Ergebnisse für die Verzögerungszeit unterliegen ebenfalls diesem Muster, in der Mehrheit der Fälle ist die Differenz zur Auswertung von Dörner geringer. Auf Grund der wenigen verfügbaren Daten ist jedoch die statistische Signifikanz dieses Vergleiches nicht sehr hoch, dies trifft auch auf die Resultate des zweiten Bebens (Harvard-ID C200707161417A) zu.

Als möglicher Grund für die Unterschiede können teilweise die Differenzen in den ermittelten Korrekturen zur Kompensation der Sensor-Missweisung aufgezeigt werden (Tabelle 7.3). Wie die Untersuchungen in Abschnitt 5.3 zeigen, haben bereits geringe Abweichungen eine

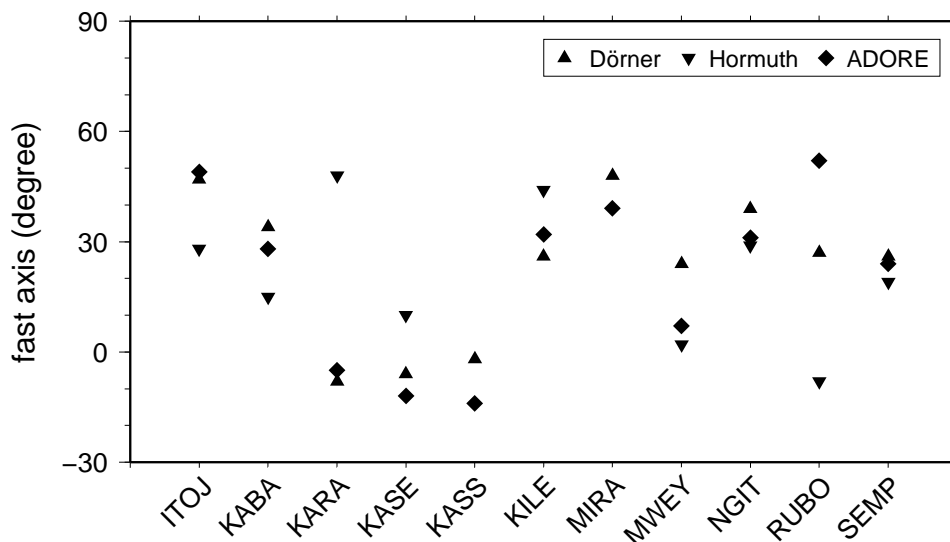


Abbildung 7.3.: Gegenüberstellung der Ergebnisse für die Richtung der schnellen Achse Φ aus manueller und automatischer Auswertung (Erdbeben Harvard-ID C200608250044A). Für diese Darstellungen wurden die Stationen alphabetisch angeordnet. Ergebnisse mit Werten größer 90 Grad (siehe Tabelle 7.1) sind für eine bessere Vergleichbarkeit mit einem Offset von 180 Grad dargestellt.

starke Wirkung auf die berechnete Richtung der schnellen Achse. In allen drei Auswertungen werden die Korrekturen manuell bestimmt, so dass es an diesem Punkt zu abweichenden Interpretationen kommen kann. Die Wahrscheinlichkeit dafür ist jedoch als gering anzusehen, da die entsprechenden Winkelkorrekturen direkt aus einer unkorrigierten Inversionsrechnung entnommen werden.

Nichtsdestotrotz können die vorhandenen Unterschiede in der Kompensation der Missweisung die besonders großen Differenzen für Φ an den Stationen KARA und RUBO erklären. Es gibt jedoch auch Fälle, in welchen trotz nahezu identischer Korrektur für die Richtung der schnellen Achse keine gute Übereinstimmung zu erkennen ist (z.B. KASE, MWEY). Für die Station SEMP unterscheiden sich zwar die Korrekturen stärker, Φ jedoch weist nur kleine Differenzen auf. Durch den nicht-linearen Charakter der Winkelkorrektur sind diese Auswirkungen jedoch durchaus möglich.

Die durch Algorithmen berechneten Splittingparameter des ADORE-Systems unterliegen keinen subjektiven oder zufälligen Einflüssen. Auf Grund dieses Merkmales ist diese automatische Analyse einer manuellen Bearbeitung vorzuziehen. Durch die engen Vorgaben hinsichtlich Qualität der Daten werden zwar ggfs. weniger Ergebnisse ermittelt, diese sind jedoch zu jeder Zeit reproduzierbar und somit als belastbarer anzusehen.

Der hier gezeigte Vergleich basiert maßgeblich nur auf den Auswertungen zu einem einzelnen Erdbeben. Erfahrungsgemäß treten dabei leicht Differenzen auf, insbesondere wenn es zu ab-

7. Anwendung und Ergebnisse: Riftlink Projekt (Uganda)

Station	Δ Dörner	Δ Hormuth	Δ ADORE
ITTOJ	4°	0°	4°
KABA	7°	0°	9°
KARA	2°	10°	1°
KASE	8°	9°	8°
KASS	15°	-	15°
KILE	1°	0°	3°
MIRA	10°	-	11°
MWEY	5°	0°	3°
NGIT	15°	19°	18°
RUBO	6°	-10°	7°
SEMP	9°	0°	9°

Tabelle 7.3.: Gegenüberstellung der angewandten Winkelkorrektur zum Ausgleich der Sensor-Missweisung exemplarisch für das Erdbeben C200608250044A.

weichender Behandlung von Rauscheinflüssen kommt. Ein Vergleich mit einer größeren Anzahl von Erdbeben minimiert Unsicherheiten in diesem Bereich.

Hinsichtlich der Bestimmung der Winkelkorrektur sollte eine ebenfalls automatische Prozedur angestrebt bzw. sofern möglich zusätzliche Informationen aus z.B. der Partikelbewegung lokaler oder teleseismischer P-Phasen berücksichtigt werden.

8. Zusammenfassung und Diskussion

Die Untersuchung von SKS-Kernphasen liefert wichtige Informationen zur Auflösung von anisotropen Strukturen unterhalb seismologischer Stationen im Erdmantel (Lithosphäre, Asthenosphäre) und damit einen wesentlichen Beitrag zum Verständnis des Aufbaus der Erde und zu Prozessen der Geodynamik. Durch den nahezu vertikalen Einfallswinkel der Erdbebenphase weisen die Ergebnisse eine hohe laterale Sensitivität auf, so dass Übergänge von tektonischen Strukturen identifiziert werden können.

Ziel der vorliegenden Arbeit war die Untersuchung der anisotropen Strukturen im Erdmantel unterhalb Deutschlands und angrenzender Gebiete, sowie die Interpretation der Ergebnisse im geodynamischen Kontext.

Die verfügbare Zahl an seismologischen Aufzeichnungen nimmt weltweit seit Jahren zu. Dies gilt auch für das primäre Untersuchungsgebiet dieser Arbeit - das Deutsche Seismologische Regionalnetz (GRSN) und dessen assoziierte Stationen. Die Informationsdichte wächst in gleichem Maße: Konnte man 1991 für ein Erdbeben auf Daten von 9 Stationen im Bereich des GRSN zurückgreifen, so waren 2010 bereits Registrierungen von 46 Breitband-Stationen online im Archiv des Seismologischen Zentralobservatoriums in Hannover verfügbar (Kapitel 3.2). Daten weiterer Stationen sind offline vorhanden. In zunehmendem Maße werden auch temporäre Experimente mit wachsender Stationsdichte und Aufzeichnungsdauer durchgeführt. In Zukunft ist weiter mit rasant steigenden Datenmengen zu rechnen.

Weiterhin liegen für das GRSN langjährige Aufzeichnungen vor, welche nur teilweise in früheren Arbeiten ausgewertet wurden. Insbesondere für drei 3-Komponenten-Stationen des Gräfenberg-Arrays (GRF-Array) sind Daten ab 1979 verfügbar. Die Zahl der zu bearbeitenden Beben-Stationen-Kombinationen liegt damit im vierstelligen Bereich (240 Erdbeben, durchschnittlich Daten von 19 Stationen verfügbar).

Eine manuelle Analyse von SKS-Phasen umfasst zunächst die Identifikation von Beben, welche in Stationsrichtung ausreichend Scherwellen-Energie abstrahlen, die Analyse der Wellenformen in ggfs. verschiedenen Frequenzbereichen und die Interpretation der Ergebnisse. Der Zeitbedarf für diese Aufgaben ist groß, eine Automatisierung der ersten beiden Teilaufgaben bietet dabei große Vorteile.

8. Zusammenfassung und Diskussion

Die Entwicklung eines Automatisierungsverfahrens war daher ein wesentlicher Punkt der vorliegenden Arbeit. Eine Hauptaufgabe bestand weiterhin darin, die erzielten Ergebnisse in Hinblick auf geologische Prozesse und tektonische Provinzen zu interpretieren.

Zur Realisierung der Automatik wurde das Programmpaket ADORE entwickelt. Die darin eingeführte Methodik identifiziert zunächst passende Beben durch eine Frequenz-Wellenzahl-Analyse (Kapitel 4.3). Der Einsatz eines Pick-Algorithmus ist nicht notwendig. Ein störender Einfluss durch die Coda früherer oder Vorläufer späterer Phasen (wie z.B. S oder ScS) wird durch eine Prüfung ausgeschlossen. Mehr als 95 Prozent der theoretisch infrage kommenden Ereignisse können so automatisch aussortiert werden.

Anschließend werden die Wellenformen in einem mehrstufigen Prozess verarbeitet (Kapitel 4.5). Ausgehend von der theoretischen Einsatzzeit der SKS-Phase wird ein Datenfenster gewählt. Innerhalb dieses Abschnittes kommt ein gleitendes Fenster mit variabler Breite zum Einsatz - für jedes einzelne wird eine Inversion hinsichtlich Richtung der schnellen Achse Φ und Verzögerungszeit δt berechnet. Diese Berechnung wird in drei Periodenbereichen durchgeführt, um eine Aussage zur Frequenzabhängigkeit der Anisotropie treffen zu können. Um die Inversion in akzeptabler Zeit durchzuführen, verteilt ADORE die Berechnung auf mehrere Computer im Netzwerk unter Ausnutzung der Fähigkeiten aktueller Mehrkern-Architekturen (Kapitel 4.6).

Im dritten Schritt wird die große Menge der berechneten Splittingparameter Φ und δt verschiedenen Tests auf Plausibilität und Stabilität unterworfen. Parameter wie z.B. Linearisierungsgrad, Differenz zwischen theoretischem und dem durch Kovarianz-Analyse aus den Daten bestimmtem Backazimut und Signal-Rausch-Verhältnis erlauben eine objektive Auswahl des optimalen Datenfensters. Der große Vorteil von ADORE gegenüber der manuellen Auswertung besteht darin, dass subjektive oder zufällige Einflüsse ausgeschlossen werden. Die Analyse ist jederzeit reproduzier- und die Qualität messbar.

Der automatische Prozess liefert weniger Ergebnisse als manuelle Auswertungen. Hauptgrund dafür ist die konsequente Anwendung der Bewertungsparameter, welche eine konstante Qualitätskontrolle für die Analyse erzwingen. Mit Hilfe statistischer Methoden, wie z.B. der Bildung eines Medians über benachbarte Datenfenster, wird von ADORE eine weitere Stabilisierung der Ergebnisse erzielt.

Kann ein Phaseneinsatz auf der radialen Komponente detektiert werden und ist gleichzeitig kein Einsatz auf der Transversalen zu beobachten, so erfolgt eine automatische Klassifizierung als Null-Messung. Hiermit ist eine zusätzliche Verifikation der Orientierung der schnellen Achse Φ möglich.

Die ermittelten Ergebnisse für das GRSN bilden bekannte großräumigen Strukturen der Tektonik Deutschlands in den Orientierungen der schnellen Achse ab. Sowohl die Varisziden mit einer Streichrichtung zwischen 60 und 85 Grad, als auch Alpenbogen mit Orientierungen zwi-

schen 60 und 90 Grad und Tornquist-Teisseyre-Transformstörung um 110 Grad sind gut belegt. Schwer fällt allerdings eine Abgrenzung zu den möglichen Auswirkungen der absoluten Plattenbewegung, welche mit einer Richtung von ca. 50 Grad gegenüber Nord zum Teil nahezu parallel zu den obigen Richtungen orientiert ist.

Die Verzögerungszeit verweist durch Beträge oberhalb einer Sekunde klar auf den Erdmantel als Quellgebiet der Anisotropie. Ursache der Anisotropie ist damit maßgeblich ein rezenter Materialfluss auf Grund der Topographie an der Unterkante der Lithosphäre bzw. eingefrorene Zustände desselben (Kapitel 6.4). Eine signifikante Frequenzabhängigkeit der Splittingparameter konnte nicht ermittelt werden, es existieren demnach eher ausgedehnte homogene anisotrope Bereiche im Untergrund. Die Resultate untermauern damit zum großen Teil die Resultate der Untersuchungen früherer Jahre (siehe Kapitel 3.2.2) und stehen im Einklang mit den Ergebnissen anderer seismologischer Verfahren.

Hinsichtlich der azimuthalen Abdeckung durch passende Erdbeben weist die geographische Lage des GRSN wie auch viele andere Gebiete der Erde Defizite auf (Chevrot, 2000). Die Herdregionen liegen praktisch ausschließlich in den Anden, an den Philippinen und im Marianengraben - die Gebiete weisen weiterhin eine um nahezu 180 Grad versetzte Einfallsrichtung auf. Komplexe Untergrund-Modelle wie der Zwei-Schicht-Fall sind daher nur schwer und mit großen Unsicherheiten aufzulösen, die hier bestimmten Modelle weichen auch von den zuvor bekannten Ergebnissen ab (Kapitel 6.2).

ADORE kann mit relativ geringem Aufwand in bestehende informationstechnische Strukturen und Netzwerke integriert werden (Kapitel 4.7). Eine Auswertung von Aufzeichnungen temporärer Experimente kann somit direkt im betreuenden Institut stattfinden. Die Anwendung auf Daten des Riftlink-Projektes an der Universität Frankfurt zeigt noch Unsicherheiten im Vergleich mit manuell bearbeiteten Daten, welche allerdings eher für den Einsatz der Automatik sprechen (Kapitel 7). Das System verfügt auch über Potenzial als eine dauerhafte Anwendung in seismologischen Observatorien, da sämtliche Bereiche von ADORE ohne manuellen Eingriff arbeiten können. Es ist geplant, ADORE in die Routineauswertung des Seismologischen Zentralobservatoriums einzubinden. Die berechneten Splittingparameter stehen dann ebenfalls frei zur Verfügung.

Bei Abschluss eines Projektes stellt sich die Frage „Wie könnte die Entwicklung weitergehen?“. Für das Programmpaket ADORE ist eine Beschleunigung des automatischen Prozesses denk- und durchführbar, in dem eine stärkere Fokussierung auf die Schlüsselparameter zur Bestimmung des optimalen Datenfensters vorgenommen wird. Um in temporären Experimenten eine höhere Einsatzfähigkeit zu erzielen, sollte eine automatische Korrektur der Sensor-Missweisung integriert werden.

Um die Übergänge der tektonischen Provinzen im Bereich des GRSN besser untersuchen zu können, ist eine Verdichtung des (permanenten) Stationsnetzes notwendig. Insbesondere in

8. Zusammenfassung und Diskussion

Küstennähe gilt es zu testen, ob ein empfängerseitiges Beamforming zur Verbesserung des Signal-Rausch-Verhältnisse durchführbar ist. Dies gilt ebenso für ausgewählte Ereignisse aus bisher nicht abgedeckten Azimutbereichen durch Einsatz von Subarrays des GRSN in Mittel- bzw. Süddeutschland.

Auch wenn für einige Stationen bereits seismologische Aufzeichnungen von mehr als 20 Jahren vorliegen, können nur mit Hilfe weiter zunehmender Registrierungsdauer komplexe Verhältnisse im Stationsuntergrund erklärt werden (z.B. Station Clausthal-Zellerfeld).

Danksagung

Die Danksagung ist der Online-Version nicht enthalten.

Abbildungsverzeichnis

2.1. Illustration von Anisotropie-Quellen	6
2.2. Orientierung von Olivin und Orthopyroxen im Erdmantel	7
2.3. Auswahl von Kernphasen und Kernreflektionen	8
2.4. Laufweg von Kernphasen durch anisotrope Zonen im Erdmantel und Erdkruste	10
2.5. Fresnelzonen einfallender SKS-Phasen	11
2.6. Scherwellen-Splitting beim Durchgang durch ein anisotropes Medium	15
3.1. Tektonische Großstrukturen in Zentraleuropa	20
3.2. Gliederung der Varisziden in Mitteleuropa	21
3.3. Karte seismologischer Breitband-Stationen in Deutschland	24
3.4. Weltkarte mit Beben im Entfernungsbereich 90-130 Grad bezogen auf das GRSN	28
3.5. Histogramm der Einfallsrichtungen	29
4.1. Ablaufschema Preprocessing und Datenverarbeitung	33
4.2. Struktur zur Bewertung der Inversionsergebnisse	35
4.3. Abstrahlungsmuster P- und S-Wellen	36
4.4. Prinzip der FK-Projektion	38
4.5. Kriterien zur Identifikation eines Phaseneinsatzes	39
4.6. Bewertungsfunktion einer FK-Analyse	41
4.7. Datenbeispiel Beben C072703D der Stationen BFO, MOX, CLL, FUR, TNS und WET	43
4.8. Aufzeichnung der Stationen WET, CLL und BFO für das Ereignis C072703D	44
4.9. Aufzeichnung der Stationen FUR, TNS und MOX für das Ereignis C072703D	45
4.10. Zoom Datenfenster als Quelle für einen Schritt der FK-Analyse	46
4.11. Darstellung des FK-Phasenraumes mit vorhandenem Maximum	47
4.12. Beispiel Erdbeben mit SKS-Einsatz an der Station Fürstenfeldbruck (FUR)	50
4.13. Ergebnisse einer manuell ausgeführten Inversion	51
4.14. Analysedarstellung des Bebens C072703D für FUR, BP520	56
4.15. Ergebnisdarstellung des Bebens C072703D für FUR, BP520	60
4.16. Schematischer Aufbau einer Mehrkern-CPU	61
4.17. Inversionsberechnung im Netzwerk	63
4.18. Kommunikationsschema zwischen Master- und Clientrechnern	65
4.19. Oberfläche zur Verwaltung von Metadaten	66
4.20. Verwaltung von Erdbebenparametern	69
4.21. Suche nach Beben im Harvard-Katalog, alte Harvard-ID	70
4.22. Suche nach Beben im Harvard-Katalog, neue Harvard-ID	70
4.23. Verwaltung von Filterparametern	71

4.24. Verwaltung von Phaseninformationen	71
4.25. Verwaltung von Stationsparametern, Gruppierung GRF	72
4.26. Stationskorrektur für Station MWEY	73
4.27. Hochladen von Daten zur Inversion	75
5.1. Synthetische Beben	79
5.2. Beispiel synthetischer Daten, Event SYNTH003 an Teststation MWA1	80
5.3. Abweichung der über Inversion ermittelten schnellen Achse von den Modellparametern (festes Rauschen)	81
5.4. Abweichung der über Inversion ermittelten Verzögerungszeit von den Modellparametern (festes Rauschen)	82
5.5. Verteilung der Initialisierungsvektoren des Zufallsgenerators zur Rauscherzeugung.	83
5.6. Maximale Abweichung der über Inversion ermittelten schnellen Achse von den Modellpa- rametern (variables Rauschen)	84
5.7. Maximale Abweichung der über Inversion ermittelten Verzögerungszeit von den Modell- parametern (variables Rauschen)	84
5.8. Mittlere Abweichung der über Inversion ermittelten schnellen Achse von den Modellpa- rametern (variables Rauschen)	85
5.9. Auswirkungen von Missweisung auf die Rekonstruktion der schnellen Achse.	86
5.10. Auswirkungen von Missweisung auf die Rekonstruktion der Verzögerungszeit.	86
6.1. Karte der Stationen mit Splittingparametern bei Einschichtfall, BP520	91
6.2. Inversionsbericht für GRA1, Ereignis C042300B (Santiago del Estero), Frequenzbereich 5 - 20 Sekunden.	95
6.3. Splittingergebnisse schnelle Achse für die Station GRA1, 360 Grad	96
6.4. Splittingergebnisse schnelle Achse für die Station GRA1, 180 Grad	97
6.5. GRA1: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen	98
6.6. HAM: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen, BP210	104
6.7. Splittingergebnisse schnelle Achse für die Station RGN, 360 Grad	105
6.8. RGN: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen	106
6.9. BRNL: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen	108
6.10. Splittingergebnisse schnelle Achse für die Station RUE, 360 Grad	110
6.11. Splittingergebnisse schnelle Achse für die Station RUE, 180 Grad	110
6.12. RUE: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen	111
6.13. Splittingergebnisse schnelle Achse für die Station BSEG, 360 Grad	113
6.14. BSEG: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen	114
6.15. Splittingergebnisse schnelle Achse für die Station IBBN, 360 Grad	115
6.16. IBBN: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen	116
6.17. NRDL: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen	118
6.18. Splittingergebnisse schnelle Achse für die Station BRG, 360 Grad	121
6.19. BRG: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen	123
6.20. Splittingergebnisse schnelle Achse für die Station BUG, 360 Grad	124
6.21. BUG: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen	126
6.22. Splittingergebnisse schnelle Achse für die Station CLL, 360 Grad	128

6.23. CLL: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen	129
6.24. Splittingergebnisse schnelle Achse für die Station CLZ, 360 Grad	131
6.25. CLZ: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen	132
6.26. Splittingergebnisse schnelle Achse für die Station GEC2, 360 Grad	134
6.27. GEC2: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen	135
6.28. Splittingergebnisse schnelle Achse für die Station GRB1, 360 Grad	137
6.29. Splittingergebnisse schnelle Achse für die Station GRB1, 180 Grad	138
6.30. GRB1: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen	139
6.31. Splittingergebnisse schnelle Achse für die Station GRC1, 360 Grad	141
6.32. GRC1: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen	142
6.33. Splittingergebnisse schnelle Achse für die Station GUNZ, 360 Grad	145
6.34. Splittingergebnisse schnelle Achse für die Station GUNZ, 180 Grad	145
6.35. GUNZ: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen	146
6.36. Splittingergebnisse schnelle Achse für die Station MOX, 360 Grad	148
6.37. Splittingergebnisse schnelle Achse für die Station MOX, 180 Grad	148
6.38. MOX: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen	149
6.39. Splittingergebnisse schnelle Achse für die Station TANN, 360 Grad	151
6.40. TANN: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen	152
6.41. Splittingergebnisse schnelle Achse für die Station TNS, 360 Grad	153
6.42. TNS: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen	154
6.43. Splittingergebnisse schnelle Achse für die Station UBBA, 360 Grad	156
6.44. Splittingergebnisse schnelle Achse für die Station UBBA, 180 Grad	156
6.45. UBBA: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen	157
6.46. Splittingergebnisse schnelle Achse für die Station WET, 360 Grad	159
6.47. WET: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen	160
6.48. Splittingergebnisse schnelle Achse für die Station WLF, 360 Grad	161
6.49. WLF: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen	163
6.50. Splittingergebnisse schnelle Achse für die Station BFO, 360 Grad	166
6.51. BFO: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen	167
6.52. Splittingergebnisse schnelle Achse für die Station FUR, 360 Grad	169
6.53. Splittingergebnisse schnelle Achse für die Station FUR, 180 Grad	170
6.54. FUR: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen	171
6.55. Splittingergebnisse schnelle Achse für die Station STU, 360 Grad	173
6.56. Splittingergebnisse schnelle Achse für die Station STU, 180 Grad	173
6.57. STU: Splittingergebnisse mit Fehlerbereichen	175
6.58. GRC1: Fehlerfunktion, Zwei-Schicht-Modellierung.	180
6.59. BRG: Fehlerfunktion, Zwei-Schicht-Modellierung.	181
6.60. FUR: Fehlerfunktion, Zwei-Schicht-Modellierung.	182
6.61. GRA1: Fehlerfunktion, Zwei-Schicht-Modellierung.	183
6.62. Vereinfachtes Histogramm für GRA1, Zwei-Schicht-Fall	184
6.63. GRA1: Häufigkeitsverteilung möglicher Zwei-Schicht-Modelle ohne δt	185
6.64. MOXX: Datenbeispiel, Zwei-Schicht-Modellierung mit Randbedingungen.	187
6.65. MOXX: Inversionsergebnis hinsichtlich Φ und δt	188

6.66. MOXX: Inversionsergebnis für zwei Schichten, rauschfrei	189
6.67. MOXX: Inversionsergebnis für zwei Schichten, 10% Rauschanteil	190
6.68. Vergleich mit den Ergebnissen früherer Arbeiten	194
6.69. Karte des Untersuchungsgebietes mit Aussagen verschiedener Methoden	200
7.1. Überblick ostafrikanisches Riftsystem	202
7.2. Rwenzori-Massiv und Stationslokationen um das Gebirge	204
7.3. Gegenüberstellung der Ergebnisse für Φ aus manueller und automatischer Auswertung	207
A.1. Inversionsbericht für BFO, Ereignis C200701302137A (Südperu), BP520	247
A.2. Detailabbildung 2-Schicht-Modellierung BFO	248
A.3. Splittingergebnisse schnelle Achse für die Station BRG, 180 Grad	250
A.4. Detailabbildung 2-Schicht-Modellierung BRG	251
A.5. Splittingergebnisse schnelle Achse für die Station BRNL, 360 Grad	252
A.6. Splittingergebnisse schnelle Achse für die Station BSEG, 180 Grad	252
A.7. Inversionsbericht für BUG, Ereignis C200810122055A (Südbolivien), BP210	253
A.8. Detailabbildung 2-Schicht-Modellierung BUG	254
A.9. Splittingergebnisse schnelle Achse für die Station BUG, 180 Grad	255
A.10. Inversionsbericht für CLZ, Ereignis C010196C (Indonesien), BP520	255
A.11. Inversionsbericht für CLL, Ereignis C092898D (Java), BP520	256
A.12. Detailabbildung 2-Schicht-Modellierung CLL	257
A.13. Splittingergebnisse schnelle Achse für die Station CLL, 180 Grad	258
A.14. Inversionsbericht für FUR, Ereignis C022896C (Molucca Passage), BP520	259
A.15. FUR: Fehlerfunktion und Datenanpassung der Zwei-Schicht-Modellierung.	260
A.16. FUR: Häufigkeitsverteilung möglicher Zwei-Schicht-Modelle ohne δt	261
A.17. Inversionsbericht für GEC2, Ereignis C200507131206A (Küstenregion Peru), BP520	262
A.18. Detailabbildung 2-Schicht-Modellierung GEC2	263
A.19. Splittingergebnisse schnelle Achse für die Station GEC2, 180 Grad	264
A.20. Detailabbildung 2-Schicht-Modellierung GRA1	265
A.21. Detailabbildung 2-Schicht-Modellierung GRB1	268
A.22. Detailabbildung 2-Schicht-Modellierung GRC1	269
A.23. Splittingergebnisse schnelle Achse für die Station GRC1, 180 Grad	270
A.24. Splittingergebnisse schnelle Achse für die Station IBBN, 180 Grad	270
A.25. Inversionsbericht für MOX, Ereignis C072504B (Süd-Sumatra), BP520	271
A.26. Detailabbildung 2-Schicht-Modellierung MOX	272
A.27. Splittingergebnisse schnelle Achse für die Station RGN, 180 Grad	273
A.28. Detailabbildung 2-Schicht-Modellierung RUE	274
A.29. Detailabbildung 2-Schicht-Modellierung STU	277
A.30. Detailabbildung 2-Schicht-Modellierung TANN	278
A.31. Splittingergebnisse schnelle Achse für die Station TANN, 180 Grad	279
A.32. Splittingergebnisse schnelle Achse für die Station TNS, 180 Grad	281
A.33. Detailabbildung 2-Schicht-Modellierung UBBA	282
A.34. Detailabbildung 2-Schicht-Modellierung WET	284
A.35. Splittingergebnisse schnelle Achse für die Station WET, 180 Grad	285

A.36.Inversionsbericht für WLF, Ereignis C200809110000A (Halmahera, Indonesien), BP520 .	286
A.37.Detailabbildung 2-Schicht-Modellierung WLF	287
A.38.Splittingergebnisse schnelle Achse für die Station WLF, 180 Grad	288
A.39.Karte der Stationen mit Splittingparametern bei Einschichtfall, BP210	291
A.40.Karte der Stationen mit Splittingparametern bei Einschichtfall, BP1050	292
A.41.Beispiel für erfasste Erdbeben-Parameter	293
A.42.Verwaltung von Stationsparametern, Gruppierung GRSN	294
A.43.Beispiel für Stationsinformationen	295
A.44.Beispiel für Filterparameter	295
A.45.Beispiel für Phaseninformation	296
A.46.Minimale Abweichung der über Inversion ermittelten schnellen Achse von den Modellpa- rametern (variables Rauschen)	296
A.47.Histogramm der Einfallsrichtungen	297

Tabellenverzeichnis

3.1. Arbeiten zur Bestimmung der Anisotropie aus teleseismischen Schwerwellen im GRSN .	26
4.1. Anzahl Erdbeben im Entfernungsbereich zwischen 85 und 130 Grad, Magnitude größer 5.5	42
4.2. Beschleunigung durch Einsatz von Mehrkern-Architekturen	62
6.1. Splittingparameter GRA1 für Einschichtfall	94
6.2. GRA1: Unterschiede bei den Ergebnissen für die schnelle Achse nach Frequenzbereichen	99
6.3. GRA1: Null-Splitting, BP520	101
6.4. Splittingparameter RGN für Einschichtfall	105
6.5. RGN: Null-Splitting, BP520	107
6.6. Splittingparameter BRNL für Einschichtfall	107
6.7. Splittingparameter RUE für Einschichtfall	109
6.8. RUE: Unterschiede bei den Ergebnissen für die schnelle Achse nach Frequenzbereichen .	112
6.9. Splittingparameter BSEG für Einschichtfall	112
6.10. BSEG: Null-Splitting, BP520	113
6.11. Splittingparameter IBBN für Einschichtfall	115
6.12. IBBN: Null-Splitting, BP520	117
6.13. NRDL: Null-Splitting, BP520	117
6.14. Splittingparameter BRG für Einschichtfall	121
6.15. BRG: Unterschiede bei den Ergebnissen für die schnelle Achse nach Frequenzbereichen .	122
6.16. BRG: Null-Splitting, BP520	122
6.17. Splittingparameter BUG für Einschichtfall	124
6.18. BUG: Unterschiede bei den Ergebnissen für die schnelle Achse nach Frequenzbereichen .	125
6.19. BUG: Null-Splitting, BP520	127
6.20. Splittingparameter CLL für Einschichtfall	127
6.21. CLL: Unterschiede bei den Ergebnissen für die schnelle Achse nach Frequenzbereichen .	128
6.22. CLL: Null-Splitting, BP520	130
6.23. Splittingparameter CLZ für Einschichtfall	130
6.24. CLZ: Null-Splitting, BP520	133
6.25. Splittingparameter GEC2 für Einschichtfall	133
6.26. GEC2: Unterschiede bei den Ergebnissen für die schnelle Achse nach Frequenzbereichen	136
6.27. GEC2: Null-Splitting, BP520	136
6.28. Splittingparameter GRB1 für Einschichtfall	137
6.29. GRB1: Unterschiede bei den Ergebnissen für die schnelle Achse nach Frequenzbereichen	138
6.30. GRB1: Null-Splitting, BP520	140
6.31. Splittingparameter GRC1 für Einschichtfall	140

6.32. GRC1: Unterschiede bei den Ergebnissen für die schnelle Achse nach Frequenzbereichen	143
6.33. GRC1: Null-Splitting, BP520	143
6.34. Splittingparameter GUNZ für Einschichtfall	144
6.35. Splittingparameter MOX für Einschichtfall	147
6.36. MOX: Unterschiede bei den Ergebnissen für die schnelle Achse nach Frequenzbereichen	150
6.37. MOX: Null-Splitting	150
6.38. Splittingparameter TANN für Einschichtfall	151
6.39. Splittingparameter TNS für Einschichtfall	153
6.40. TNS: Null-Splitting, BP520	155
6.41. Splittingparameter UBBA für Einschichtfall	155
6.42. Splittingparameter WET für Einschichtfall	158
6.43. WET: Unterschiede bei den Ergebnissen für die schnelle Achse nach Frequenzbereichen	159
6.44. Splittingparameter WLF für Einschichtfall	161
6.45. WLF: Unterschiede bei den Ergebnissen für die schnelle Achse nach Frequenzbereichen	162
6.46. WLF: Null-Splitting, BP520	162
6.47. Splittingparameter BFO für Einschichtfall	165
6.48. BFO: Null-Splitting, BP520	168
6.49. Splittingparameter FUR für Einschichtfall	168
6.50. FUR: Unterschiede bei den Ergebnissen für die schnelle Achse nach Frequenzbereichen	170
6.51. FUR: Null-Splitting, BP520	172
6.52. Splittingparameter STU für Einschichtfall	172
6.53. STU: Unterschiede bei den Ergebnissen für die schnelle Achse nach Frequenzbereichen	174
6.54. STU: Null-Splitting, BP520	174
6.55. Übersicht Zwei-Schicht-Modellierung GRSN	179
6.56. Gesamtüberblick Ergebnisse SKS-Splitting, Einschicht-Modelle	193
6.57. Gesamtüberblick Ergebnisse SKS-Splitting, Zwei-Schicht-Modelle	195
6.58. Absolute Plattenbewegung aus GPS-Zeitreihen im Bereich des GRSN	196
7.1. C200608250044A: Gegenüberstellung Automatik und manuelle Auswertung	206
7.2. C200707161417A: Gegenüberstellung Automatik und manuelle Auswertung	206
7.3. Gegenüberstellung Sensor-Missweisung in Automatik und manuelle Auswertung	208
A.2. Auflistung der betrachteten Erdbeben	235
A.3. Mögliche Zwei-Schicht-Modelle für BFO	249
A.3. Mögliche Zwei-Schicht-Modelle für BFO	250
A.4. Mögliche Zwei-Schicht-Modelle für FUR	261
A.5. Mögliche Zwei-Schicht-Modelle für GRA1	266
A.5. Mögliche Zwei-Schicht-Modelle für GRA1	267
A.6. Mögliche Zwei-Schicht-Modelle für RUE	275
A.6. Mögliche Zwei-Schicht-Modelle für RUE	276
A.7. Mögliche Zwei-Schicht-Modelle für TANN	279
A.7. Mögliche Zwei-Schicht-Modelle für TANN	280
A.8. Mögliche Zwei-Schicht-Modelle für UBBA	283
A.9. Verwendete Computersysteme	288

Listings

4.1. Hauptprogramm: Start eines Clients pro Server (aus unsplitc.py)	63
4.2. Datenmodell: Ereignis aus dem Harvard-Katalog, Auszug aus models.py	67
4.3. Generierte Datenstruktur für ein Ereignis aus dem Harvard-Katalog	68
5.1. Vorlage für die Eingabedatei zur Erzeugung synthetischer Spuren	78

Literaturverzeichnis

- Akhter, S. & Roberts, J. (2006). *Multi-core programming - increasing performance through software multithreading*. Intel Press. (ISBN: 978-0976483243)
- Aki, K. & Richards, P. G. (1980). *Quantitative seismology*. University Science Books. (ISBN: 978-0935702965)
- Alsina, D. & Snieder, R. (1995). Small-scale sublithospheric continental mantle deformation: constrains from SKS splitting observations. *Geophysical Journal International*, 123, 431-448.
- Anderson, D. L. (1989). *Theory of the earth*. Blackwell Scientific Publications. (ISBN: 978-0792313212)
- Ansorge, J., Blundell, D. & Mueller, S. (1992). Europe's lithosphere - seismic structure. In D. J. Blundell, R. Freeman & S. Mueller (Hrsg.), *A continent revealed: The european geotraverse* (S. 33-69). Cambridge University Press. (ISBN: 978-0521429481)
- Babuska, V. & Cara, M. (1991). *Seismic anisotropy in the earth*. Springer. (ISBN: 978-0792313212)
- Babuska, V. & Plomerova, J. (2006). European mantle lithosphere assembled from rigid microplates with inherited seismic anisotropy. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 158, 264-280.
- Babuska, V., Plomerova, J. & Sileny, J. (1993). Models of seismic anisotropy in the deep continental lithosphere. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 78, 167-191.
- Barruol, G., Bonnin, M., Pedersen, H., Bokelmann, G. H. & Tiberi, C. (2011). Belt-parallel mantle flow beneath a halted continental collision: The western alps. *Earth and Planetary Science Letters*, 302 (3-4), 429 - 438. Verfügbar unter <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V61-51Y3WSV-2/2/4128208ec1010922e78a5841e38d472c> (doi:10.1016/j.epsl.2010.12.040)
- Bokelmann, G. H. R. & Silver, P. G. (2002). Shear stress at the base of shield lithosphere. *Geophysical Research Letters*, 29, 2091-2095.
- Bormann, P., Burghardt, P.-T., Makeyeva, L. & Vinnik, L. (1993). Teleseismic shear-wave splitting and deformations in central europe. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 78, 157-166.
- Bormann, P., Grünthal, G., Kind, R. & Montag, H. (1996). Upper mantle anisotropy beneath central Europe from SKS wave splitting: Effects of absolute plate motion and lithosphere-

- asthenosphere boundary topography? *Journal of Geodynamics*, 22, 11-32.
- Bowman, J. R. & Ando, M. (1987). Shear-wave splitting in the upper-mantle wedge above the tonga subduction zone. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 88, 25-41.
- Brechner, S., Klinge, K., Krüger, F. & Plenefisch, T. (1998). Backazimuthal variations of splitting parameters of teleseismic SKS phases observed at the broadband stations in Germany. *Pure and Applied Geophysics*, 151, 305-331.
- Buttkus, B. (Hrsg.). (1986). *Zehn Jahre Gräfenberg-Array: Schrittmacher der Breitband-Seismologie* (Bericht). (ISBN: 3-527-27351-4)
- Capon, J. (1969). High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis. *Proceedings of the IEEE*, 57, 1408-1418.
- Chevrot, S. (2000). Multichannel analysis of shear wave splitting. *J. Geophys. Res.*, 105, 21579–21590. (doi: 10.1029/2000JB900199)
- Crampin, S. (1977). A review of the effects of anisotropic layering on the propagation of seismic waves. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 49, 9-27.
- Crampin, S. (1982). Comments on „Possible forms of anisotropy of the uppermost mantle under oceans“ by George E. Backus. *Journal of Geophysical Research*, 87, 4636-4640.
- Crampin, S. (1984). An introduction to wave propagation in anisotropic media. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 76, 17-28.
- Debayle, E., Kennett, B. & Priestley, K. (2005). Global azimuthal seismic anisotropy and the unique plate-motion deformation of Australia. *Nature*, 433, 509-512.
- Eckhardt, C. & Rabbel, W. (2011). P-receiver functions of anisotropic continental crust: a hierarchic catalogue of crustal models and azimuthal waveform patterns. *Geophysical Journal International*, 187, 439-479. (doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05159.x)
- Enderle, U., Mechie, J., Sobolev, S. & Fuchs, K. (1996). Seismic anisotropy within the uppermost mantle of southern Germany. *Geophysical Journal International*, 125, 747-767.
- Evans, M. S., Kendall, J.-M. & Willemann, R. J. (2006). Automated sks splitting and upper-mantle anisotropy beneath Canadian seismic stations. *Geophysical Journal International*, 165, 931-942.
- Farra, V. & Vinnik, L. (2000). Upper mantle stratification by p and s receiver functions. *Geophysical Journal International*, 141, 699-712.
- Farra, V., Vinnik, L. P., Romanowicz, B., Kosarev, G. L. & Kind, R. (1991). Inversion of teleseismic s particle motion for azimuthal anisotropy in the upper mantle: a feasibility study. *Geophysical Journal International*, 106, 421-431.
- Franke, W. (1989). Variscan plate tectonics in central europe - current ideas and open questions. *Tectonophysics*, 169, 221-228.
- Friederich, W. (1998). Wave-theoretical inversion of teleseismic surface waves in a regional network: phase-velocity maps and a three-dimensional upper-mantle shear-wave-velocity

- model for southern Germany. *Geophysical Journal International*, 132, 203-225.
- Friederich, W. & Huang, Z.-X. (1996). Evidence for upper mantle anisotropy beneath southern Germany from Love and Rayleigh wave dispersion. *Geophysical Research Letters*, 23, 1135-1138.
- Fyen, J. (1989). *Event processor program package* (NORSAR Semiannual Technical Summary, 1 October 1988 – 31 March 1989, Scientific Report 2-88/89). Kjeller, Norway: NORSAR.
- Gao, S., Davis, P. M., Liu, H., Slack, P. D., Rigor, A. W., Zorin, Y. A. et al. (1997). SKS splitting beneath continental rift zones. *Journal of Geophysical Research*, 102, 22781-22797.
- Gatzemeier, A. & Moorkamp, M. (2005). 3d modelling of electrical anisotropy from electromagnetic array data: hypothesis testing for different upper mantle conduction mechanisms. *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, 149 (3-4), 225-242. Verfügbar unter <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V6S-4F4R1VJ-1/2/a76d63704594c3eb4f154f26858d7ab8> (doi:10.1016/j.pepi.2004.10.004)
- Geissler, W. H., Kind, R. & Yuan, X. (2008). Upper mantle and lithospheric heterogeneities in central and eastern europe as observed by teleseismic receiver functions. *Geophysical Journal International*, 174 (1), 351-376. Verfügbar unter <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03767.x> (doi:10.1111/j.1365-246X.2008.03767.x)
- Glahn, A. (1993). *Untersuchungen zur 3D-Struktur der Lithosphäre mittels teleseismischer P- und S-Wellen am Beispiel der geothermischen Anomalie Urach, SW-Deutschland*. Unveröffentlichte Dissertation, Technische Universität Karlsruhe.
- Grünewald, M. (1988). Effects of anisotropy in southwest Germany on the propagation of surface waves. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 51, 42-54.
- Hall, S. A., Kendall, J.-M. & Baan, M. van der. (2004). Some comments on the effects of lower-mantle anisotropy on sks and sks phases. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 146, 469-481.
- Hammond, J. O. S., Kendall, J.-M., Angus, D. & Wookey, J. (2010). Interpreting spatial variations in anisotropy: insights into the Main Ethiopian Rift from SKS waveform modelling. *Geophysical Journal International*, 181, 1701-1712.
- Hanka, W. & Kind, R. (1994). The GEOFON Program. *Annali di geofisica*, XXXVII, 1060-1065.
- Harjes, H.-P. & Henger, M. (1973). Array Seismologie. *Zeitschrift für Geophysik*, 39, 865-905.
- Harjes, H.-P. & Seidl, D. (1978). Digital recording and analysis of broad-band seismic data at the Graefenberg (GRF)-array. *Journal of Geophysical Research*, 44, 511-523.
- Heflin, M. B. (2011). *GPS time series*. <http://sideshow.jpl.nasa.gov/mbh/series.html>.
- Hormuth, B. (2010). *SKS-Splitting und seismische Anisotropie in der Rwenzori-Region, Ostafrikanisches Rift*. Unveröffentlichte Diplomarbeit, Johann Wolfgang Goethe Universität, Frankfurt am Main.

- Ismail, W. B. & Mainprice, D. (1998). An olivine fabric database: an overview of upper mantle fabrics and seismic anisotropy. *Tectonophysics*, 296, 145–157.
- Kennett, B. L. N. & Engdahl, E. R. (1991). Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophysical Journal International*, 105, 429–465.
- Kind, R., Kosarev, G. L., Makeyeva, L. I. & Vinnik, L. P. (1985). Observations of laterally inhomogeneous anisotropy in the continental lithosphere. *nature*, 318, 358–361.
- Knappmeier, M. (1994). *Doppelbrechungsanalyse von SKS- und SKKS-Phasen an Stationen des German Regional Seismic Network*. Unveröffentlichte Diplomarbeit, Johann Wolfgang Goethe Universität, Frankfurt am Main.
- Korn, M. (Hrsg.). (2002). *Ten years of German Regional Seismic Network (GRSN). Report 25 of the Senate Commission for Geoscience (DFG) (Bericht)*. (ISBN: 3-527-27514-2)
- Kossmat, F. (1927). Gliederung des varistischen Gebirgsbaus. *Abhandlungen des Sächsischen Geologischen Landesamtes*, 1, 1–39.
- Koulakov, I., Kaban, M. K., Tesauro, M. & Cloetingh, S. (2009). P- and S-velocity anomalies in the upper mantle beneath Europe from tomographic inversion of ISC data. *Geophysical Journal International*, 179, 345–366.
- Kummerow, J. & Kind, R. (2006). Shear wave splitting in the eastern alps observed at the TRANSALP network. *Tectonophysics*, 414, 117–125.
- Li, Y., Wu, Q., Jiang, L. & Zhang, R. (2010). Complex seismic anisotropic structure beneath the central tien shan revealed by shear wave splitting analyses. *Geophysical Journal International*, 181 (3), 1678–1686. Verfügbar unter <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04589.x>
- Long, M. D. & Silver, P. G. (2009). Shear wave splitting and mantle anisotropy: Measurements, interpretations, and new directions. *Surv Geophys*, 30, 407–461.
- Love, A. E. H. (1927). *Treatise on the mathematical theory of elasticity*. Dover Publications. (ISBN: 978-0486601748)
- Mainprice, D., Tommasi, A., Couvy, H., Cordier, P. & Frost, D. J. (2005). Pressure sensitivity of olivine slip systems and seismic anisotropy of Earth's upper mantle. *Nature*, 443, 731–733.
- Makeyeva, L. I., Plesinger, A. & Horálek, J. (1990). Azimuthal anisotropy beneath the bohemian massif from broad-band seismograms of sks waves. *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, 62, 298–306.
- Marone, F. & Romanowicz, B. (2007). The depth distribution of azimuthal anisotropy in the continental upper mantle. *Nature*, 447, 198–201. (doi:10.1038/nature05742)
- McCann, T. (2008). *The geology of central europe - volume 1: Precambrian and palaeozoic* (T. McCann, H. M. Mader & S. G. Coles, Hrsg.). Geological Society of London. (ISBN: 978-1862392465)

- Means, J. D. (1972). Use of the three-dimensional covariance matrix in analyzing the polarization properties of plane waves. *Journal of Geophysical Research*, *77*, 5551-5559.
- Montag, H., Reigber, C. & Sommerfeld, W. (1995). *Solution for the terrestrial reference frame based on LAGEOS laser ranging data* (Bericht). (OCLC-Nummer: 75689742)
- Müller, C., Bayer, B., Eckstaller, A. & Miller, H. (2008). Mantle flow in the south sandwich subduction environment from source-side shear wave splitting. *Geophysical Research Letters*, *35*, L03301. (doi:10.1029/2007GL032411)
- Nowacki, A., Wookey, J. & Kendall, J.-M. (2010). Deformation of the lowermost mantle from seismic anisotropy. *Nature*, *467*, 1091-1094. (doi:10.1038/nature09507)
- Oncken, O. (1998). Evidence for precollisional subduction erosion in ancient collisional belts: The case of the mid-european variscides. *Geology*, *26*, 1075-1078.
- O'Neill, H. & Wall, V. J. (1987). The olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer, the nickel precipitation curve and the oxygen fugacity of the earth's upper mantle. *Journal of Petrology*, *28*, 1169-1191.
- Plenefisch, T., Klinge, K. & Kind, R. (2001). Upper mantle anisotropy at the transition zone of the saxothuringicum and moldanubicum in southeast germany revealed by shear wave splitting. *Geophysical Journal International*, *144*, 309-319.
- Plomerová, J., Babuška, V., Šílený, J. & Horálek, J. (1998). Seismic Anisotropy and Velocity Variations in the Mantle beneath the Saxothuringicum-Moldanubicum Contact in Central Europe. *Pure and Applied Geophysics*, *151*, 365-394. (doi:10.1007/s000240050118)
- Plomerová, J., Margheriti, L., Park, J., Babuška, V., Pondrelli, S., Vecsey, L. et al. (2006). Seismic anisotropy beneath the Northern Apennines (Italy): Mantle flow or lithosphere fabric? *Earth and Planetary Science Letters*, *247*, 157-170.
- Rabbell, W., Siegesmund, S., Weiss, T., Pohl, M. & Bohlen, T. (1998). Shear wave anisotropy of laminated lower crust beneath Urach (SW Germany): a comparison with xenoliths and with exposed lower crustal sections. *Tectonophysics*, *298*, 337-356.
- Rai, A., Rai, S. S. & Gaur, V. K. (2008). Crustal stress patterns: Analysis of Ps splitting for seismic anisotropy. *Current Science*, *94*, 911-915.
- Ritter, R., Unkown, A. & Unknown, B. (2010). Sks splitting im rheingraben. *JGR*, *123*, 1145-1148.
- Rost, S. & Thomas, C. (2002). Array seismology: Methods and applications. *Reviews of Geophysics*, *40*, 1008ff. (doi:10.1029/2000RG000100)
- Roux, E., Moorkamp, M., Jones, A. G., Bischoff, M., Endrun, B., Lebedev, S. et al. (2011). Joint inversion of long-period magnetotelluric data and surface-wave dispersion curves for anisotropic structure: Application to data from Central Germany. *Geophysical Research Letters*, *38*, L05304ff.
- Rümpker, G. & Ryberg, T. (2000). New „fresnel-zone“ estimates for shear-wave splitting observations from finite-difference modeling. *Geophysical Research Letters*, *27*, 2005-

2008.

- Rümpker, G., Ryberg, T., Bock, G. & Desert Seismology Group. (2003). Boundary-layer mantle flow under the Dead Sea transform fault inferred from seismic anisotropy. *Nature*, *425*, 497–501.
- Rümpker, G. & Silver, P. G. (1998). Apparent shear-wave splitting parameters in the presence of vertically varying anisotropy. *Geophysical Journal International*, *135*, 790-800.
- Savage, M. (1999). Seismic anisotropy and mantle deformation: What have we learned from shear wave splitting. *Reviews of Geophysics*, *37*, 65-106.
- Schulze, A., Bribach, J., Jäckel, K.-H. & Weber, M. (1998). *Der Geophysikalische Geräte-Pool des GeoForschungsZentrums* (Mitteilungen / Deutsche Geophysikalische Gesellschaft, 3).
- Schweitzer, J., Fyen, J., Mykkeltveit, S. & Kvaerna, T. (2002). Manual of seismological observatory practice, chapter 9, seismic arrays [Software-Handbuch].
- Schönenberg, R. & Neugebauer, J. (1981). *Einführung in die geologie europas*. Verlag Rombach Freiburg. (ISBN: 3-7930-0914-9)
- Shearer, P. M. (2009). *Introduction to seismology* (2nd Aufl.). Cambridge University Press. (ISBN: 978-0-521-70842-5)
- Silver, P. G. (1996). Seismic anisotropy beneath the continents: Probing the depths of geology. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *24*, 385-432.
- Silver, P. G. & Chan, W. W. (1988). Implications for continental structure and evolution from seismic anisotropy. *Nature*, *335*, 34-39.
- Silver, P. G. & Chan, W. W. (1991). Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation. *Journal of Geophysical Research*, *96*, 16429-16454.
- Silver, P. G. & Savage, M. K. (1994). The interpretation of shear-wave splitting parameters in the presence of two anisotropic layers. *Geophysical Journal International*, *119*, 949-963.
- Song, L.-P., Koch, M., Koch, K. & Schlittenhardt, J. (2001). Isotropic and anisotropic pn velocity inversion of regional earthquake traveltimes underneath germany. *Geophysical Journal International*, *146* (3), 795-800. Verfügbar unter <http://dx.doi.org/10.1046/j.0956-540x.2001.01495.x> (doi:10.1046/j.0956-540x.2001.01495.x)
- Song, L.-P., Koch, M., Koch, K. & Schlittenhardt, J. (2003). 2-D anisotropic Pn-velocity tomography underneath Germany using regional traveltimes. *Geophysical Journal International*, *157*, 645-663.
- Stammler, K. (2009). *WWW phase search*. http://www.szgrf.bgr.de/phase_search.html.
- Stein, S. & Wysession, M. (2002). *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. John Wiley & Sons. (ISBN: 978-0865420786)
- Teanby, N. A., Kendall, J.-M. & Baan, M. van der. (2004). Automation of shear-wave splitting measurements using cluster analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *94*, 453-463.

- Vauchez, A., Tommasi, A., Barruol, G. & Maumus, J. (2000). Upper mantle deformation and seismic anisotropy in continental rifts. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, 25, 111-117.
- Vinnik, L. P. & Kind, R. (1993). Ellipticity of teleseismic s-particle motion. *Geophysical Journal International*, 113, 165-174.
- Vinnik, L. P., Kind, R., Makeyeva, L. I. & Kosarev, G. L. (1989). Azimuthal anisotropy in the lithosphere from observations of long-period S-waves. *Geophysical Journal International*, 99, 549-559.
- Vinnik, L. P., Krishna, V. G., Kind, R., Bormann, P. & Stammer, K. (1994). Shear wave splitting in the records of the German Regional Seismic Network. *Geophysical Research Letters*, 21, 457-460.
- Vinnik, L. P., Makeyeva, L. I., Milev, A. & Usenko, A. I. (1992). Global patterns of azimuthal anisotropy and deformations in the continental mantle. *Geophysical Journal International*, 111, 433-447.
- Voigt, W. (1910). *Lehrbuch der Kristallphysik (mit Ausschluss der Kristalloptik)*. Teubner.
- Walker, K. T., Bokelmann, G. H. R., Klemperer, S. L. & Bock, G. (2005). Shear-wave splitting around the eifel hotspot: evidence for a mantle upwelling. *Geophysical Journal International*, 163, 962-980.
- Walter, R. (1995). *Geologie von Mitteleuropa*. Schweizerbart.
- Wylegalla, K., Bock, G., Gossler, J., Hanka, W. & Group, T. W. (1999). Anisotropy across the Sorgenfrei-Tornquist Zone from shear wave splitting. *Tectonophysics*, 314, 335-350.
- Wölbern, I., Rümpler, G., Schumann, A. & Muwanga, A. (2010). Crustal thinning beneath the Rwenzori region, Albertine rift, Uganda, from receiver-function analysis. *International Journal of Earth Sciences*, DOI: 10.1007/s00531-009-0509-2.
- Wüstefeld, A. & Bokelmann, G. (2007). Null detection in shear-wave splitting measurements. *BULLETIN OF THE SEISMOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 97 (4), 1204-1211. (10.1785/0120060190)
- Zech, J., Jeffries, T., Faust, D., Ulrich, B. & Linnemann, U. (2010). U/Pb-dating and geochemical characterisation of the Brocken and Ramberg Pluton, Harz Mountains, Germany. *Journal of Central European Geology*, 56, 9-24.

Anhang

A. Abkürzungsverzeichnis und verwendete Symbole

Wert	Bedeutung
A	elastischer Koeffizient nach Love
A	Backazimut in FK-Analyse
\vec{a}	Amplitudenvektor
ADORE	Automatische bestimmung von DOppelbrechungsparametern in REgionalseismi- schen netzwerken
α	Winkel
b	Backazimut
b_{theo}	theoretischer Backazimut
BAZ	Backazimut
c	Phasengeschwindigkeit
c_{ijkl}	Elastizitätstensor
E	charakteristische Funktion der Phasenbestimmung aus FK-Analyse
$E_{A B F}$	(Teil-)Ergebnismengen
δ	Dip
Δ	Entfernung von Epi- bzw. Hypozentrum in Grad
δt	Verzögerungszeit in Sekunden
δt_1	dito, obere Schicht
δt_2	dito, untere Schicht
ϵ	Dehnungstensor
i	Zählvariable
j	Zählvariable
λ	Slip
$\lambda_{1 2}$	Eigenwerte
m_{ij}	Christoffel-Matrix
Φ	Winkel der schnellen Achse gegenüber Nord in Grad
Φ_1	dito, obere Schicht
Φ_2	dito, untere Schicht

Fortsetzung auf nächster Seite

Tabelle – Fortsetzung

Wert	Bedeutung
l	Länge
L	elastischer Koeffizient nach Love
L_R	Rotationsindex, Linearisierungsgrad der transversalen Komponente
m_*	Wichtungparameter Bewertungsfunktion der FK-Analyse
M	Fehlerfunktion der 2-Schicht-Modellierung
n	Zählvariable
N	Anzahl bzw. elastischer Koeffizient nach Love
P_r	relative power, FK-Analyse
P_a	absolute power, FK-Analyse
Q	Qualitätsparameter der Fensterbestimmung bzw. FK-Analyse
ρ	Dichte
R	Amplitude der radialen Komponente
R_P	Abstrahlkoeffizient P-Wellenzug
R_{SH}	Abstrahlkoeffizient des horizontal polarisierten S-Wellenzuges
R_{SV}	Abstrahlkoeffizient des vertikal polarisierten S-Wellenzuges
S	Schätzfunktion für die Standardabweichung
σ	Spannungstensor
t	Zeit
t_0	Anfangszeit
T	Amplitude der transversalen Komponente
θ	Strike
u	Slowness
\vec{u}	Bewegungsvektor
$V_{p_1 s_1 s_2}$	Geschwindigkeit der Quasi-P- und Quasi-S-Wellen
w	Fensterposition, Mittelpunkt
x	Messwert
\vec{x}	Positionsvektor

B. Daten

Tabelle A.2.: Auflistung der betrachteten Erdbeben

Herzzeit	Lokation	Harvard-ID	Breite	Länge	mb	ms	Tiefe
1979-05-18 20:18:01	Mariana Islands Region	B051879A	24.13	142.40	5.8	0.0	567
1979-10-17 05:43:02	Mariana Islands Region	Z101779A	18.52	145.28	6.1	0.0	601
1979-11-22 02:41:16	Chile	B112279A	-24.34	-67.39	5.8	0.0	169
1980-12-11 18:15:03	Chile-bolivia Border	C121180B	-21.27	-68.15	6.1	0.0	80
1981-09-03 04:29:52	Mindanao, Philippines	B090381A	6.52	126.27	5.8	0.0	93
1982-02-27 16:16:54	Volano Islands Region	B022782A	22.26	143.53	5.9	0.0	127
1982-06-04 15:21:38	Celebes Sea	B060482B	4.02	124.52	5.8	0.0	394
1982-06-22 04:18:40	Banda Sea	C062282A	-7.36	126.12	6.2	0.0	450
1983-06-02 20:12:51	Peru-brazil Border Reg.	B060283A	-9.58	-71.24	5.9	0.0	607
1983-12-21 12:05:06	Santiago Del Estero, Arg	C122183A	-28.23	-63.20	6.3	0.0	604
1984-07-17 14:14:16	South Sandwich I. Region	B071784B	-56.41	-27.39	5.9	0.0	120
1984-08-06 12:01:54	Minahassa Peninsula	C080684B	-0.12	122.53	6.2	0.0	260
1984-12-11 23:22:20	Northern Chile	B121184C	-22.84	-68.80	5.6	0.0	122
1985-04-23 16:15:11	Luzon, Philippine Is.	C042385A	15.29	120.60	6.4	0.0	181
1985-06-10 15:37:03	La Rioja Prov, Argentina	B061085B	-28.11	-67.19	5.8	0.0	180
1985-10-31 21:49:20	Santiago Del Estero, Arg	C103185B	-28.75	-63.19	5.8	0.0	595
1986-02-03 20:47:35	Bonin Islands Region	C020386A	27.89	139.40	5.7	0.0	516
1987-04-01 01:48:04	Jujuy Province Argentina	C040187A	-22.93	-66.23	6.2	0.0	224
1987-05-11 09:59:34	Talaud Islands	C051187C	4.50	127.72	6.0	0.0	99
1987-11-07 16:23:58	Mindanao, Philippines	C110787A	5.62	126.68	6.2	0.0	103
1987-11-18 16:27:06	Samar, Philippines	C111887G	12.81	124.77	5.9	6.3	33

Fortsetzung auf nächster Seite

Tabelle A.2 – Fortsetzung

Herdzeit	Lokation	Harvard-ID	Breite	Länge	mb	ms	Tiefe
1988-02-22 19:13:17	Northern Chile	C022288C	-20.93	-69.80	5.9	6.3	71
1988-07-28 17:12:32	Jujuy Prov, Argentina	B072888C	-22.36	-65.81	5.7	0.0	286
1989-05-05 18:28:40	Western Brazil	C050589A	-8.24	-71.41	6.4	0.0	604
1989-07-22 05:02:12	Halmahera	C072289A	2.33	128.19	6.4	0.0	146
1989-09-14 19:10:26	Halmahera	B091489B	1.69	127.32	6.1	0.0	109
1990-05-30 02:34:07	Northern Peru	C053090A	-6.03	-77.27	6.0	6.4	33
1990-10-10 01:00:06	Southern Bolivia	C101090A	-19.34	-66.55	5.8	0.0	271
1990-10-17 14:30:14	Peru-brazil Border Reg.	C101790B	-10.99	-70.78	6.7	0.0	624
1991-06-23 21:22:30	Santiago Del Estero Arg.	C062391G	-26.82	-63.40	6.4	0.0	581
1991-07-06 12:19:45	Peru	C070691A	-13.29	-72.42	6.3	0.0	85
1991-07-21 22:59:10	North Of Halmahera	B072191E	3.01	128.45	5.7	5.3	40
1991-10-15 16:18:02	Banda Sea	B101591D	-6.52	130.07	5.9	0.0	146
1992-01-20 13:37:04	Bonin Islands Region	B012092C	27.96	139.33	5.8	0.0	512
1992-05-17 09:49:18	Mindanao, Philippines	C051792B	7.26	126.75	6.2	7.1	33
1992-07-13 18:11:34	Northern Peru	C071392E	-3.92	-76.63	6.2	0.0	100
1992-09-26 22:15:57	Halmahera	C092692E	1.22	129.11	5.9	6.6	26
1993-03-15 16:08:57	Nr Northern Chile Coast	C031593F	-26.79	-70.91	5.9	6.2	33
1993-04-19 21:01:54	North Of Halmahera	C041993A	4.01	128.19	6.1	6.7	70
1993-05-06 13:03:19	Western Brazil	B050693C	-8.47	-71.49	5.8	0.0	586
1993-05-11 18:26:48	Mindanao, Philippines	C051193E	7.23	126.62	6.1	6.6	33
1993-05-24 23:51:22	Jujuy Prov., Argentina	C052493E	-23.22	-66.64	6.2	0.0	238
1993-07-11 13:36:19	Near Coast Of Northern C	C071193A	-25.35	-70.18	6.2	6.0	33
1993-07-24 02:01:58	Philippine Islands Regio	B072493A	5.07	127.67	5.7	0.0	129
1993-08-08 08:34:25	South Of Mariana Islands	M080893B	12.96	144.78	7.2	8.1	61

Fortsetzung auf nächster Seite

Tabelle A.2 – Fortsetzung

Herdzeit	Lokation	Harvard-ID	Breite	Länge	mb	ms	Tiefe
1993-08-11 14:17:41	Mariana Islands	C081193D	13.13	145.62	6.0	6.2	56
1993-09-06 03:56:02	New Ireland Region	C090693A	-4.71	153.21	6.0	6.6	73
1993-09-29 11:16:04	Minahassa Peninsula	C092993E	0.54	121.56	6.0	0.0	103
1993-10-19 04:02:22	Jujuy Province, Argentina	B101993A	-22.39	-66.00	5.8	0.0	278
1994-05-10 06:36:28	Santiago Del Estero Prov	C051094C	-28.50	-63.06	6.4	0.0	605
1994-06-09 00:33:16	Northern Bolivia	M060994A	-13.83	-67.56	6.9	6.8	637
1994-06-09 16:22:22	Luzon, Philippine Island	B060994F	13.27	124.24	5.8	0.0	80
1994-06-15 09:22:57	South Of Java	C061594C	-10.41	113.54	5.8	6.1	33
1994-12-12 07:41:55	Peru-bolivia Border Regi	B121294A	-17.50	-69.65	5.8	0.0	151
1995-04-29 09:44:00	Philippine Islands Regio	B042995B	11.77	126.04	5.4	6.0	33
1995-08-03 01:57:21	Near Coast Of Northern C	C080395B	-23.13	-70.60	5.4	5.9	33
1995-08-23 07:06:02	Mariana Islands	C082395A	18.86	145.19	6.3	0.0	596
1995-09-19 03:31:53	Chile-bolivia Border Reg	B091995B	-21.23	-68.74	5.7	0.0	110
1995-09-23 22:31:58	Near Coast Of Peru	C092395E	-10.53	-78.70	5.9	0.0	73
1995-12-25 04:43:24	Banda Sea	C122595E	-6.94	129.18	6.2	0.0	150
1996-02-28 09:44:09	Molucca Passage	C022896C	1.73	126.10	6.1	0.0	103
1996-07-16 10:07:36	Minahassa Peninsula	C071696C	1.02	120.25	6.0	6.4	33
1996-07-22 14:19:35	Minahassa Peninsula	C072296F	1.00	120.45	6.0	6.9	33
1996-07-28 10:40:43	Minahassa Peninsula	B072896E	1.01	120.20	5.5	5.5	33
1996-08-08 23:12:35	Samar, Philippine Island	B080896E	11.98	125.68	5.4	5.5	33
1996-09-10 02:34:15	Minahassa Peninsula	B091096A	1.03	120.10	5.4	5.2	33
1996-09-20 00:03:18	Mindanao, Philippine Isl	C092096A	9.60	126.29	5.8	6.2	33
1996-09-20 04:10:27	Mindanao, Philippine Isl	C092096E	9.46	126.28	5.8	6.4	33
1996-11-13 12:32:09	Near Coast Of Peru	B111396I	-15.47	-75.41	5.4	5.8	33

Fortsetzung auf nächster Seite

Tabelle A.2 – Fortsetzung

Herdzeit	Lokation	Harvard-ID	Breite	Länge	mb	ms	Tiefe
1997-01-23 02:15:22	Southern Bolivia	C012397B	-22.00	-65.72	6.4	0.0	276
1997-03-11 19:22:00	Philippine Islands Regio	C031197I	7.74	127.65	6.3	6.7	10
1997-04-01 18:33:32	Northern Chile	C040197E	-18.30	-69.53	5.9	0.0	114
1997-04-01 18:42:14	Northern Chile	C040197F	-18.35	-69.35	5.8	0.0	116
1997-04-23 19:44:28	Mariana Islands	C042397G	13.99	144.90	6.2	0.0	101
1997-06-24 23:04:53	Halmahera	C062497C	-1.92	127.90	5.9	6.1	33
1997-07-06 09:54:00	Near Coast Of Central Ch	C070697A	-30.06	-71.87	5.8	6.5	19
1997-07-06 23:15:20	Near Coast Of Central Ch	B070697D	-30.16	-71.86	5.3	5.2	33
1997-07-10 14:55:49	Near Coast Of Northern C	B071097E	-22.73	-70.89	5.1	5.3	33
1997-07-24 19:54:39	Off Coast Of Central Chi	B072497A	-30.58	-72.02	5.0	5.0	33
1997-07-25 06:47:02	Near Coast Of Central Ch	C072597A	-30.46	-71.91	5.6	5.5	33
1997-09-17 14:50:35	Molucca Passage	C091797B	2.11	126.60	5.7	5.5	33
1997-10-06 12:30:05	Mindanao, Philippine Isl	C100697C	9.79	125.78	5.9	0.0	106
1997-11-28 22:53:41	Peru-bolivia Border Regi	C112897C	-13.74	-68.79	6.4	0.0	586
1998-01-10 04:54:25	Peru	C011098B	-12.03	-72.07	5.7	5.9	33
1998-01-30 12:16:08	Near Coast Of Northern C	C013098B	-23.91	-70.21	6.3	6.5	42
1998-05-21 05:34:25	Minahassa Peninsula	C052198B	0.21	119.58	6.2	6.3	33
1998-05-22 04:48:50	Bolivia	C052298A	-17.73	-65.43	5.9	6.6	24
1998-06-22 20:26:24	South Of Mariana Islands	B062298E	12.36	144.45	5.1	5.5	33
1998-07-29 07:14:24	Near Coast Of Central Ch	C072998A	-32.31	-71.29	6.3	0.0	51
1998-08-30 07:52:25	Jujuy Province, Argentina	B083098D	-23.93	-66.91	4.9	0.0	220
1998-09-22 01:16:55	South Of Mariana Islands	C092298A	11.82	143.15	5.8	5.8	9
1998-09-28 13:34:30	Java	C092898D	-8.19	112.41	6.4	0.0	152
1998-10-10 16:29:08	Minahassa Peninsula	B101098D	-0.38	119.86	5.4	5.5	33

Fortsetzung auf nächster Seite

Tabelle A.2 – Fortsetzung

Herdzeit	Lokation	Harvard-ID	Breite	Länge	mb	ms	Tiefe
1998-10-28 16:25:03	Molucca Passage	C102898C	0.84	125.97	6.2	6.2	33
1999-06-18 10:55:25	Mindanao, Philippine Isl	C061899A	5.51	126.64	6.1	6.1	33
1999-07-12 05:57:59	Mindanao, Philippine Isl	B071299C	5.51	126.71	5.6	5.1	33
1999-08-14 00:16:52	Southern Sumatera	C081499A	-5.89	104.71	6.0	5.7	101
1999-11-21 03:51:14	Chile-bolivia Border Reg	C112199A	-21.75	-68.78	5.9	0.0	101
1999-11-30 04:01:53	Northern Chile	C113099A	-18.90	-69.17	6.2	0.0	128
1999-12-21 14:14:57	Sunda Strait	C122199C	-6.84	105.56	6.2	6.3	56
2000-03-28 11:00:22	Volcano Islands Region	M032800C	22.34	143.73	6.8	7.6	126
2000-04-23 09:27:23	Santiago Del Estero Prov	C042300B	-28.31	-62.99	6.6	0.0	608
2000-04-23 17:01:17	Santiago Del Estero Prov	B042300D	-28.38	-62.94	5.8	0.0	610
2000-04-23 17:10:48	New Britain Region	B042300E	-5.37	151.47	5.0	0.0	105
2000-05-12 18:43:18	Jujuy Province, Argentina	C051200C	-23.55	-66.45	6.2	0.0	225
2000-05-26 00:30:04	West Caroline Islands	C052600A	11.36	139.24	5.4	5.6	33
2000-06-05 03:00:27	Southern Sumatera	B060500E	-5.61	102.89	5.5	5.5	33
2000-06-07 23:45:26	Southern Sumatera	C060700D	-4.61	101.90	6.1	6.7	33
2000-06-14 17:00:48	Talaud Islands	C061400I	4.54	127.72	6.1	5.6	90
2000-06-16 07:55:35	Chile-argentina Border R	C061600B	-33.88	-70.09	6.2	0.0	120
2000-07-08 04:52:55	Southern Sumatera	B070800C	-5.41	102.70	5.7	5.7	33
2000-07-25 03:14:29	South Atlantic Ridge	B072500A	-53.55	-3.17	5.6	5.7	10
2000-08-21 09:16:25	South Atlantic Ocean	C082100A	-53.02	-45.97	5.8	5.9	10
2000-09-22 18:22:03	Southern Sumatera	C092200E	-4.96	102.10	5.8	5.9	33
2000-09-26 16:49:33	Halmahera	B092600D	1.12	127.44	5.8	0.0	142
2000-11-07 00:18:04	South Sandwich Islands R	C110700A	-55.63	-29.88	0.0	6.7	10
2001-01-01 06:57:04	Mindanao, Philippine Isl	C010101B	6.90	126.58	6.4	7.2	33

Fortsetzung auf nächster Seite

Tabelle A.2 – Fortsetzung

Herdzeit	Lokation	Harvard-ID	Breite	Länge	mb	ms	Tiefe
2001-03-14 18:56:18	Minahassa Peninsula	C031401A	0.45	121.89	5.9	0.0	109
2001-05-25 05:06:10	Java	C052501E	-7.87	110.18	5.8	0.0	143
2001-06-15 06:17:45	Mariana Islands	C061501B	18.83	146.98	5.4	5.9	33
2001-06-18 19:56:56	Northern Chile	B061801C	-24.29	-69.17	5.5	0.0	89
2001-06-19 09:32:24	Chile-bolivia Border Reg	B061901D	-22.74	-67.88	5.5	5.2	147
2001-06-25 06:38:47	Near Coast Of Peru	B062501B	-16.85	-73.79	5.1	5.4	33
2001-06-26 04:18:31	Near Coast Of Peru	C062601D	-17.75	-71.65	6.2	6.7	24
2001-06-29 18:35:52	Southern Bolivia	C062901E	-19.52	-66.25	5.7	0.0	274
2001-07-04 12:09:03	Bolivia	C070401G	-17.00	-65.71	5.6	5.9	33
2001-07-05 13:53:48	Near Coast Of Peru	C070501K	-16.09	-73.99	6.2	0.0	62
2001-07-24 05:00:09	Northern Chile	C072401C	-19.45	-69.25	5.7	6.2	33
2001-08-28 06:56:09	Near Coast Of Northern C	B082801A	-21.72	-70.11	5.8	0.0	66
2001-10-12 15:02:16	South Of Mariana Islands	C101201E	12.69	144.98	6.7	7.3	37
2002-03-05 21:16:09	Mindanao, Philippine Isl	C030502H	6.03	124.25	6.3	7.2	31
2002-03-28 04:56:22	Chile-bolivia Border Reg	C032802D	-21.66	-68.33	6.1	0.0	125
2002-04-01 19:59:32	Near Coast Of Central Ch	C040102C	-29.67	-71.38	6.1	0.0	71
2002-04-18 16:08:36	Near Coast Of Northern C	C041802F	-27.53	-70.59	6.2	0.0	62
2002-04-26 16:06:07	Mariana Islands	C042602G	13.09	144.62	6.5	0.0	86
2002-05-28 04:04:22	Catamarca Province, Arge	C052802A	-28.94	-66.80	6.0	5.7	22
2002-06-10 22:48:36	West Caroline Islands	C061002E	10.98	140.69	5.9	5.9	33
2002-07-24 03:05:05	Sumbawa Island Region	B072402B	-9.28	118.62	5.8	5.4	29
2003-05-05 15:50:08	Halmahera, Indonesia	C050503C	0.22	127.35	5.9	0.0	124
2003-05-26 19:23:27	Halmahera, Indonesia	C052603D	2.35	128.85	6.5	7.1	31
2003-07-27 11:41:27	Southern Bolivia	C072703D	-20.13	-65.18	5.9	0.0	345

Fortsetzung auf nächster Seite

Tabelle A.2 – Fortsetzung

Herdzeit	Lokation	Harvard-ID	Breite	Länge	mb	ms	Tiefe
2004-07-25 14:35:19	Southern Sumatra, Indone	C072504B	-2.43	103.98	6.8	0.0	582
2004-08-31 16:25:10	Mindanao, Philippines	C083104D	7.29	126.96	5.5	5.4	10
2004-09-06 12:42:59	South Sandwich Islands R	C090604C	-55.37	-28.98	6.0	6.5	10
2005-01-16 20:17:52	W. Caroline Islands, Mic	C200501162017A	10.93	140.84	6.3	6.7	25
2005-02-15 14:42:25	Talau Islands, Indonesi	C200502151442A	4.76	126.42	6.1	6.0	40
2005-03-21 12:23:54	Salta Province, Argentin	C200503211223A	-24.98	-63.47	6.1	0.0	579
2005-04-16 22:41:16	Peru-bolivia Border Regi	C200504162241A	-17.65	-69.66	5.6	0.0	119
2005-06-13 22:44:33	Northern Chile	C200506132244A	-19.99	-69.20	6.8	0.0	116
2005-07-13 12:06:13	Near Coast Of Peru	C200507131206A	-17.85	-70.11	5.6	0.0	80
2005-08-14 02:39:40	Chile-bolivia Border Reg	C200508140239A	-19.78	-68.98	5.7	0.0	114
2005-11-17 19:26:56	Chile-bolivia Border Reg	C200511171926A	-22.32	-67.89	6.0	0.0	163
2005-11-30 16:53:42	Mindanao, Philippines	C200511301653A	6.27	124.03	5.8	5.9	13
2006-05-26 22:54:01	Java, Indonesia	C200605262254A	-8.01	110.29	6.2	6.2	17
2006-07-16 11:42:45	Offshore Atacama, Chile	C200607161142A	-28.66	-72.39	6.0	6.0	35
2006-07-17 15:45:57	South Of Java, Indonesia	C200607171545A	-9.44	108.23	6.0	6.0	10
2006-07-19 10:57:36	Sunda Strait, Indonesia	C200607191057A	-6.49	105.42	6.0	6.0	44
2006-08-25 00:44:43	Salta, Argentina	C200608250044A	-24.32	-66.89	6.4	6.4	157
2006-09-30 16:26:56	Southern Peru	C200609301626A	-15.51	-72.99	5.7	5.7	108
2006-11-13 01:26:34	Santiago Del Estero, Arg	C200611130126A	-26.08	-63.29	6.7	6.7	550
2007-01-30 21:37:49	Mariana Islands Region	C200701302137A	21.10	144.83	6.3	6.3	50
2007-02-20 08:04:27	Kepulauan Obi, Indonesia	C200702200804A	-1.06	127.07	6.5	6.5	31
2007-03-06 03:49:41	Southern Sumatra, Indone	C200703060349A	-0.54	100.50	6.3	6.3	30
2007-05-25 17:47:28	Salta, Argentina	C200705251747A	-24.20	-66.92	5.6	5.6	156
2007-06-13 19:29:41	Offshore Guatemala	C200706131929A	13.61	-90.82	6.8	6.8	23

Fortsetzung auf nächster Seite

Tabelle A.2 – Fortsetzung

Herdzeit	Lokation	Harvard-ID	Breite	Länge	mb	ms	Tiefe
2007-06-28 08:44:48	Near Coast Of Southern P	C200706280844A	-15.59	-74.70	5.6	5.6	24
2007-06-29 02:02:19	Near Coast Of Southern P	C200706290202A	-15.73	-74.87	5.5	5.5	30
2007-07-06 01:09:21	Chiapas, Mexico	C200707060109A	16.68	-93.48	6.1	6.1	125
2007-07-16 01:13:28	Near West Coast Of Honsh	C200707160113A	37.57	138.44	6.7	6.7	55
2007-07-26 05:40:18	Molucca Sea	C200707260540A	2.80	127.49	6.9	6.9	45
2007-08-08 17:04:58	Java, Indonesia	C200708081704A	-5.97	107.66	7.5	7.5	289
2007-08-14 05:38:06	Island Of Hawaii,	C200708140538A	19.35	-155.07	5.6	5.6	9
2007-08-16 05:16:58	Near Coast Of Central Pe	C200708160516A	-14.25	-76.06	6.3	6.3	35
2007-08-17 13:18:11	Near Coast Of Central Pe	C200708171318A	-13.51	-76.47	5.9	5.9	32
2007-08-18 02:52:36	Near Coast Of Central Pe	C200708180252A	-13.77	-76.19	5.9	5.9	35
2007-08-19 01:22:38	Near Coast Of Central Pe	C200708190122A	-13.54	-76.47	5.8	5.8	8
2007-09-10 01:49:11	Near West Coast Of Colom	C200709100149A	2.94	-78.07	6.8	6.8	10
2007-09-12 11:10:26	Southern Sumatra, Indone	C200709121110A	-4.52	101.38	7.9	7.9	30
2007-09-13 03:35:26	Kep. Mentawai Region, In	C200709130335A	-2.22	99.56	7.1	7.1	10
2007-09-14 06:01:34	Southern Sumatra, Indone	C200709140601A	-4.11	101.22	6.4	6.4	35
2007-09-20 08:31:15	Kep. Mentawai Region, In	C200709200831A	-2.04	100.20	6.6	6.6	35
2007-09-28 13:38:58	Mariana Islands Region	C200709281338A	21.98	142.68	7.4	7.4	261
2007-10-02 03:43:41	Southwest Of Sumatra, In	C200710020343A	-4.36	100.95	6.2	6.2	35
2007-10-31 03:30:17	Mariana Islands	C200710310330A	18.90	145.36	6.2	7.2	223
2007-11-14 15:40:50	Northern Chile	C200711141540A	-22.25	-69.89	6.7	7.7	40
2007-11-15 15:05:58	Near Coast Of Northern C	C200711151506A	-22.92	-70.24	6.1	6.8	26
2007-11-16 03:13:00	Peru-ecuador Border Regi	C200711160312A	-2.31	-77.84	6.3	6.8	123
2007-11-17 17:54:32	Near Coast Of Northern C	C200711171754A	-23.06	-70.60	5.6	5.8	15
2007-11-18 05:40:12	Jujuy Province, Argentina	C200711180540A	-22.64	-66.32	5.7	6.0	246

Fortsetzung auf nächster Seite

Tabelle A.2 – Fortsetzung

Herdzeit	Lokation	Harvard-ID	Breite	Länge	mb	ms	Tiefe
2007-11-20 17:55:54	Near Coast Of Northern C	C200711201756A	-22.92	-70.48	5.6	6.1	35
2007-11-25 16:02:17	Sumbawa Region, Indonesi	C200711251602A	-8.28	118.34	6.2	6.5	35
2007-11-25 19:53:08	Sumbawa Region, Indonesi	C200711251953A	-8.23	118.45	6.2	6.5	35
2007-11-29 19:00:19	Windward Islands	C200711291900A	14.97	-61.26	6.9	7.4	148
2007-12-13 07:23:40	Near Coast Of Northern C	C200712130723A	-23.20	-70.55	5.4	6.2	19
2007-12-16 08:09:17	Near Coast Of Northern C	C200712160809A	-22.95	-70.18	6.2	6.7	45
2008-02-04 17:01:31	Near Coast Of Northern C	C200802041701A	-20.17	-70.04	6.0	6.3	44
2008-02-12 12:50:18	Oaxaca, Mexico	C200802121250A	16.36	-94.30	6.0	6.4	83
2008-02-16 14:45:11	Chile-bolivia Border Reg	C200802161445A	-21.35	-68.39	5.6	6.1	130
2008-02-25 08:36:33	Southern Sumatra, Indone	C200802250836A	-2.49	99.97	6.4	7.3	25
2008-02-25 18:06:03	Southern Sumatra, Indone	C200802251806A	-2.33	99.89	6.0	6.4	25
2008-02-27 06:54:20	Bonin Islands, Japan Reg	C200802270654A	26.82	142.44	5.8	6.2	15
2008-03-03 14:11:14	Philippine Islands Regio	C200803031411A	13.35	125.63	6.4	6.9	24
2008-03-14 22:32:09	Bonin Islands, Japan Reg	C200803142232A	26.99	142.60	5.7	6.0	11
2008-04-15 03:03:04	Near Coast Of Guatemala	C200804150303A	13.56	-90.60	5.6	6.1	33
2008-05-09 21:51:29	South Of Mariana Islands	C200805092151A	12.52	143.18	6.1	6.7	76
2008-05-19 03:16:13	South Of Africa	C200805190316A	-47.78	31.97	5.4	5.9	10
2008-05-19 14:26:45	Northern Sumatra, Indone	C200805191426A	1.64	99.15	5.8	6.0	10
2008-06-01 01:57:24	Philippine Islands Regio	C200806010157A	20.13	121.37	6.0	6.3	35
2008-06-03 22:04:27	Flores Region, Indonesia	C200806032204A	-8.10	120.23	5.6	6.0	14
2008-07-08 09:13:07	Southern Peru	C200807080913A	-15.99	-71.75	5.8	6.2	123
2008-07-19 02:39:28	Off East Coast Of Honshu	C200807190239A	37.55	142.21	6.2	7.0	22
2008-08-15 10:25:16	Samar, Philippines	C200808151025A	12.90	124.32	5.8	6.0	10
2008-08-26 21:00:36	Peru-brazil Border Regio	C200808262100A	-7.64	-74.38	6.0	6.4	154

Fortsetzung auf nächster Seite

Tabelle A.2 – Fortsetzung

Herdzeit	Lokation	Harvard-ID	Breite	Länge	mb	ms	Tiefe
2008-09-03 11:25:14	Santiago Del Estero Prov	C200809031125A	-26.74	-63.22	5.9	6.3	570
2008-09-11 00:00:02	Halmahera, Indonesia	C200809110000A	1.88	127.36	6.2	6.6	96
2008-09-24 02:33:05	Off Coast Of Jalisco, Me	C200809240233A	17.61	-105.50	5.7	6.4	10
2008-10-12 20:55:41	Southern Bolivia	C200810122055A	-20.12	-64.97	6.0	6.2	353
2008-10-16 19:41:25	Near Coast Of Chiapas, M	C200810161941A	14.42	-92.36	6.1	6.7	24
2008-11-16 17:02:32	Minahassa Peninsula, Sul	C200811161702A	1.27	122.09	6.5	7.3	30
2009-02-09 14:09:03	Near Coast Of Northern P	C200902091409A	-6.57	-81.15	5.5	6.0	15
2009-02-15 10:04:49	Near Coast Of Northern P	C200902151004A	-5.85	-80.89	5.8	6.1	21
2009-03-11 21:03:59	Costa Rica	C200903112103A	8.49	-83.21	5.7	5.9	17
2009-03-12 23:23:34	South Of Panama	C200903122323A	5.69	-82.77	6.1	6.3	9
2009-03-16 14:15:56	Talaud Islands, Indonesi	C200903161415A	3.81	126.55	6.2	6.3	35
2009-03-26 17:35:14	Near Coast Of Northern P	C200903261735A	-5.72	-81.34	5.6	5.8	10
2009-04-15 20:01:34	Southern Sumatra, Indone	C200904152001A	-3.12	100.47	6.1	6.4	20
2009-04-17 02:08:08	Near Coast Of Northern C	C200904170208A	-19.58	-70.48	5.8	6.1	25
2009-04-27 16:46:28	Guerrero, Mexico	C200904271646A	17.03	-99.45	5.7	5.8	35
2009-05-03 16:21:47	Guatemala	C200905031621A	14.57	-91.17	5.6	6.2	124
2009-05-10 01:16:07	Off Coast Of Ecuador	C200905100116A	1.39	-85.17	5.5	6.1	6
2009-05-18 14:01:04	Near Coast Of Peru	C200905181401A	-15.66	-74.84	5.3	5.8	23
2009-05-21 05:53:53	Mindanao, Philippines	C200905210553A	7.89	126.90	5.5	5.7	14
2009-05-22 19:24:18	Central Mexico	C200905221924A	18.11	-98.46	5.8	5.6	62
2009-06-04 17:25:25	Prince Edward Islands Re	C200906041725A	-45.83	35.14	5.5	6.0	16
2009-06-14 05:58:43	Mindanao, Philippines	C200906140558A	5.36	126.44	5.7	6.1	35
2009-07-01 21:10:44	Northern Molucca Sea	C200907012110A	1.05	125.96	5.7	5.8	37
2009-07-03 11:00:14	Gulf Of California	C200907031100A	25.13	-109.75	5.3	6.0	10

Fortsetzung auf nächster Seite

Tabelle A.2 – Fortsetzung

Herdzeit	Lokation	Harvard-ID	Breite	Länge	mb	ms	Tiefe
2009-07-12 06:12:47	Southern Peru	C200907120612A	-15.04	-70.44	5.7	6.1	199
2009-08-12 22:48:51	Southeast Of Honshu, Jap	C200908122248A	32.82	140.40	6.2	6.6	53
2009-08-18 13:17:35	Southwestern Ryukyu Isl.	C200908181317A	23.51	123.51	5.6	5.2	6

C. Ergebnisse der Einzelstationen

Auf den folgenden Seiten sind detaillierte Ergebnisse für die Einzelstationen beigelegt. Neben Abbildungen zu Inversionen und Zwei-Schicht-Modellierungen sind auch Tabellen mit Informationen zu den ermittelten Splittingparametern und ggfs. Modellräumen für Zwei-Schichten enthalten.

Es wurden Informationen zu den folgenden Stationen hinterlegt:

Black Forest Observatory - BFO	247
Berggießhübel - BRG	250
Berlin - BRNL	252
Bad Segeberg - BSEG	252
Bochum - BUG	253
Clausthal-Zellerfeld - CLZ	255
Collm - CLL	256
Fürstenfeldbruck - FUR	259
GERESS - GEC2	262
Gräfenberg A1 - GRA1	265
Gräfenberg B1 - GRB1	268
Gräfenberg C1 - GRC1	269
Ibbenbüren - IBBN	270
Moxa - MOX	271
Rügen - RGN	273
Rüdersdorf - RUE	274
Stuttgart - STU	277
Tannenbergsthal - TANN	278
Taunus - TNS	281
Unterbretzbach - UBBA	282
Wettzell - WET	284
Walferdange - WLF	286

Black Forest Observatory - BFO

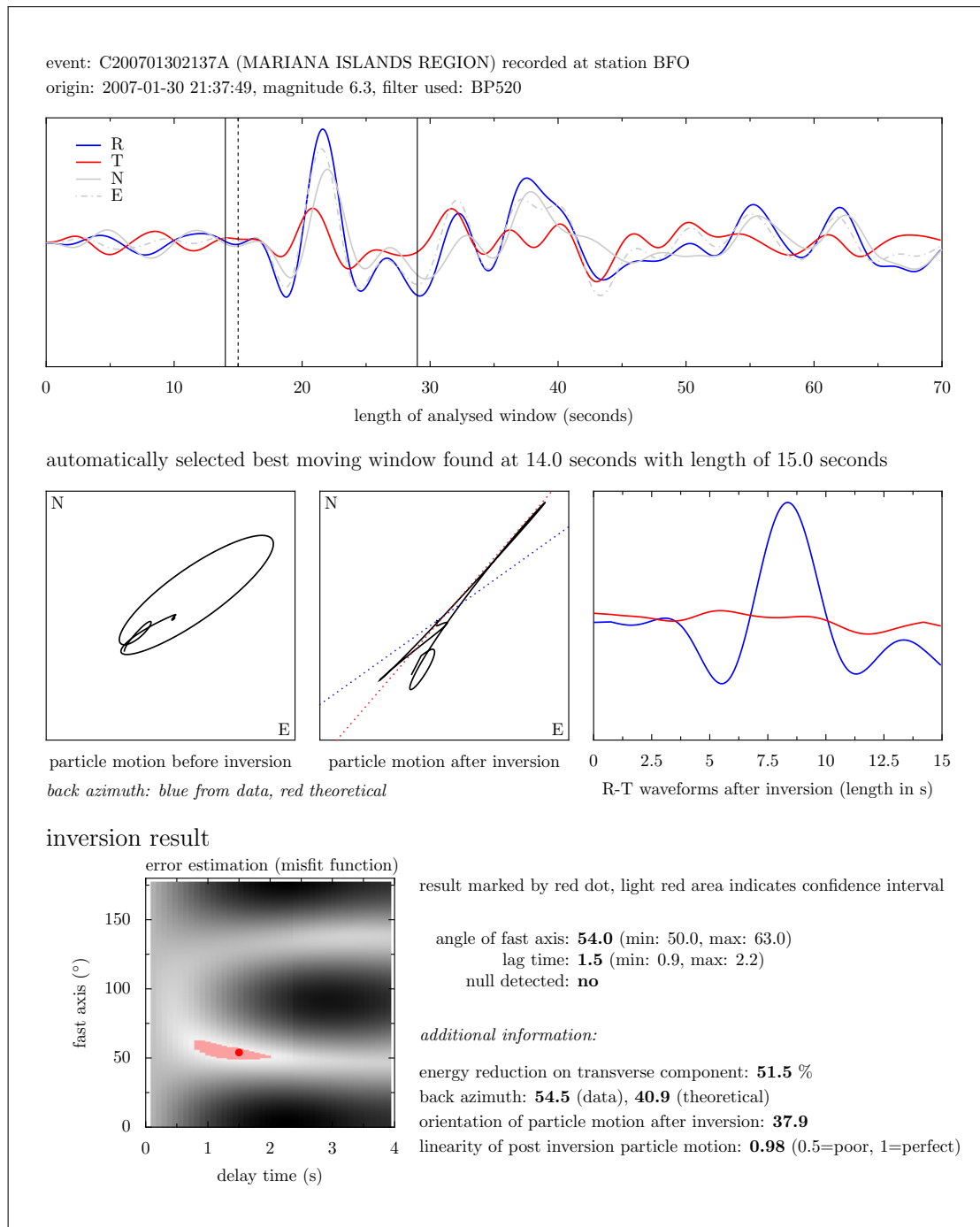


Abbildung A.1.: Inversionsbericht für BFO, Ereignis 200701302137A (Südperu), Frequenzbereich 5 - 20 Sekunden. Es ist eine klare elliptische Polarisation des Wellenzuges erkennbar, die Splittingparameter sind sehr gut bestimmt.

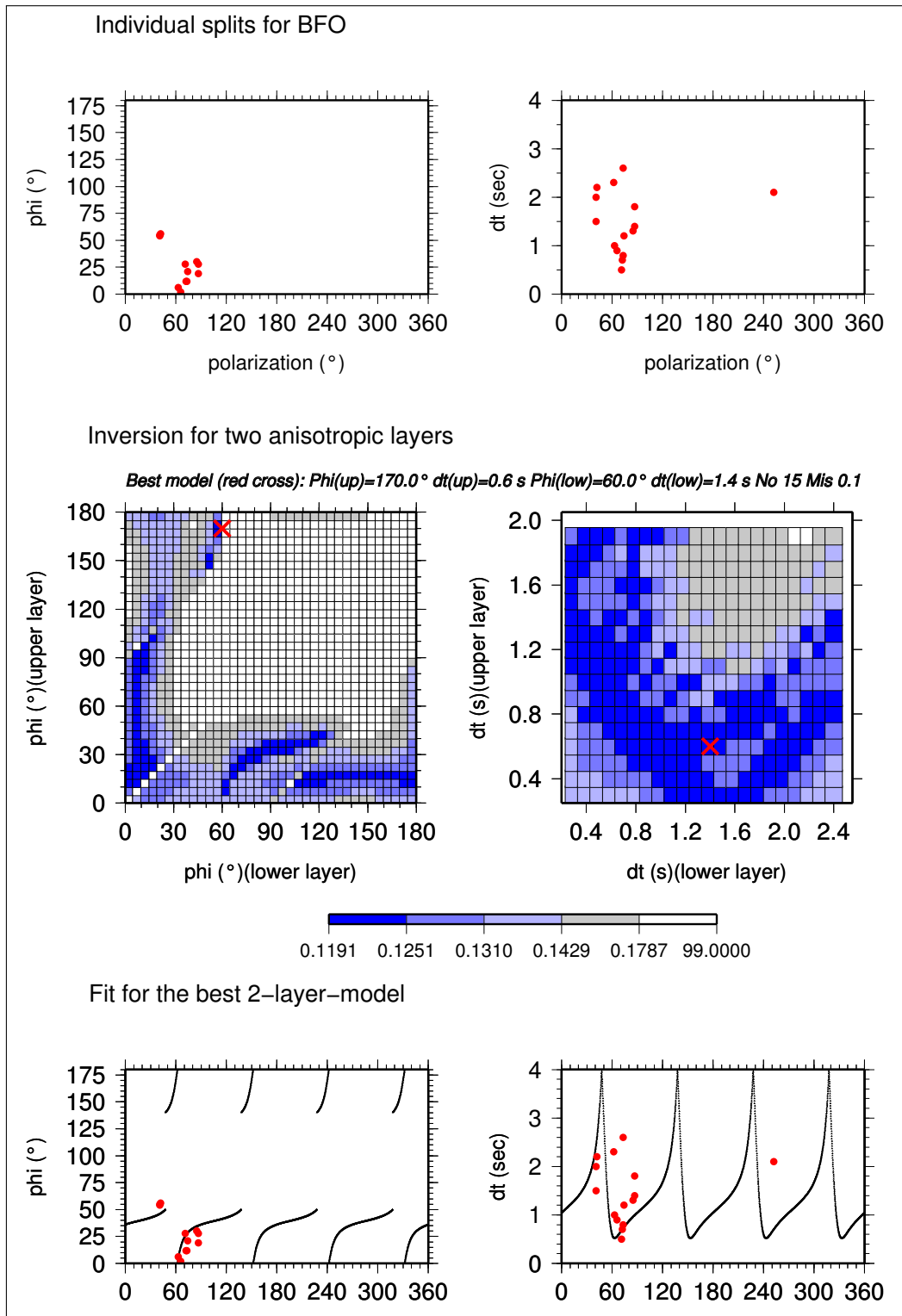


Abbildung A.2.: BFO: Abbildung der Ergebnisse aus Zwei-Schicht-Modellierung. Erklärung siehe Kapitel 6.2.

Tabelle A.3.: Mögliche Zwei-Schicht-Modelle für BFO

Φ_1	δt_1	Φ_2	δt_2	RMS	LiV
10°	0.7s	65°	1.2s	0.1193	99.8%
15°	0.5s	65°	1.0s	0.1204	98.9%
20°	1.1s	0°	0.7s	0.1247	95.3%
20°	1.1s	5°	0.5s	0.1237	96.1%
20°	0.9s	10°	0.6s	0.1233	96.5%
20°	0.8s	15°	0.6s	0.1234	96.4%
20°	0.9s	70°	1.1s	0.1194	99.7%
20°	1.9s	115°	0.5s	0.1232	96.6%
20°	1.3s	175°	0.5s	0.1247	95.3%
25°	0.7s	10°	0.9s	0.1240	95.9%
25°	0.6s	15°	0.9s	0.1239	96.0%
25°	0.8s	70°	1.0s	0.1197	99.5%
25°	1.1s	75°	1.0s	0.1213	98.2%
30°	0.5s	10°	1.3s	0.1249	95.1%
30°	1.0s	75°	0.9s	0.1197	99.5%
30°	1.1s	80°	0.8s	0.1194	99.7%
30°	1.0s	85°	0.6s	0.1233	96.5%
35°	1.2s	80°	0.8s	0.1235	96.3%
35°	1.2s	85°	0.7s	0.1197	99.5%
35°	1.0s	90°	0.5s	0.1217	97.8%
35°	1.4s	95°	0.7s	0.1204	98.9%
35°	1.6s	100°	0.8s	0.1202	99.1%
40°	1.3s	90°	0.6s	0.1233	96.5%
40°	1.8s	105°	0.8s	0.1196	99.6%
40°	1.4s	110°	0.6s	0.1196	99.6%
40°	1.7s	115°	0.8s	0.1199	99.3%
40°	1.9s	120°	1.0s	0.1233	96.5%
45°	1.9s	120°	0.8s	0.1214	98.1%
45°	1.9s	125°	0.9s	0.1227	97.0%
85°	0.5s	10°	2.1s	0.1247	95.3%
90°	0.6s	10°	2.2s	0.1247	95.3%
100°	0.5s	15°	1.9s	0.1229	96.8%
150°	1.3s	55°	2.2s	0.1206	98.7%
155°	1.3s	55°	2.4s	0.1194	99.7%

Fortsetzung auf nächster Seite

Tabelle A.3 – Fortsetzung

Φ_1	δt_1	Φ_2	δt_2	RMS	LiV
170°	0.6s	60°	1.4s	0.1191	100.0%
175°	0.8s	60°	1.7s	0.1224	97.2%

Tabelle A.3.: Mögliche Zwei-Schicht-Modelle für BFO (beste 5 Prozent, LiV = Lage im Vertrauensbereich)

Berggießhübel - BRG

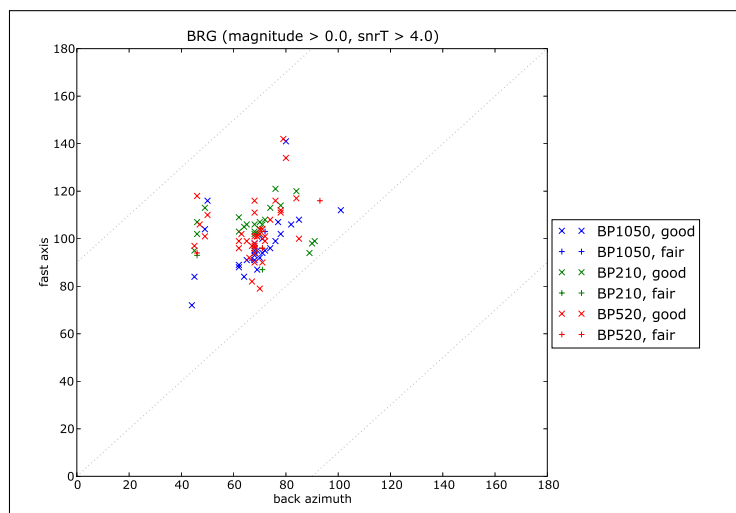


Abbildung A.3.: Splittingergebnisse der schnellen Achse für die Station BRG mit angenommener Periodizität von 180 Grad.

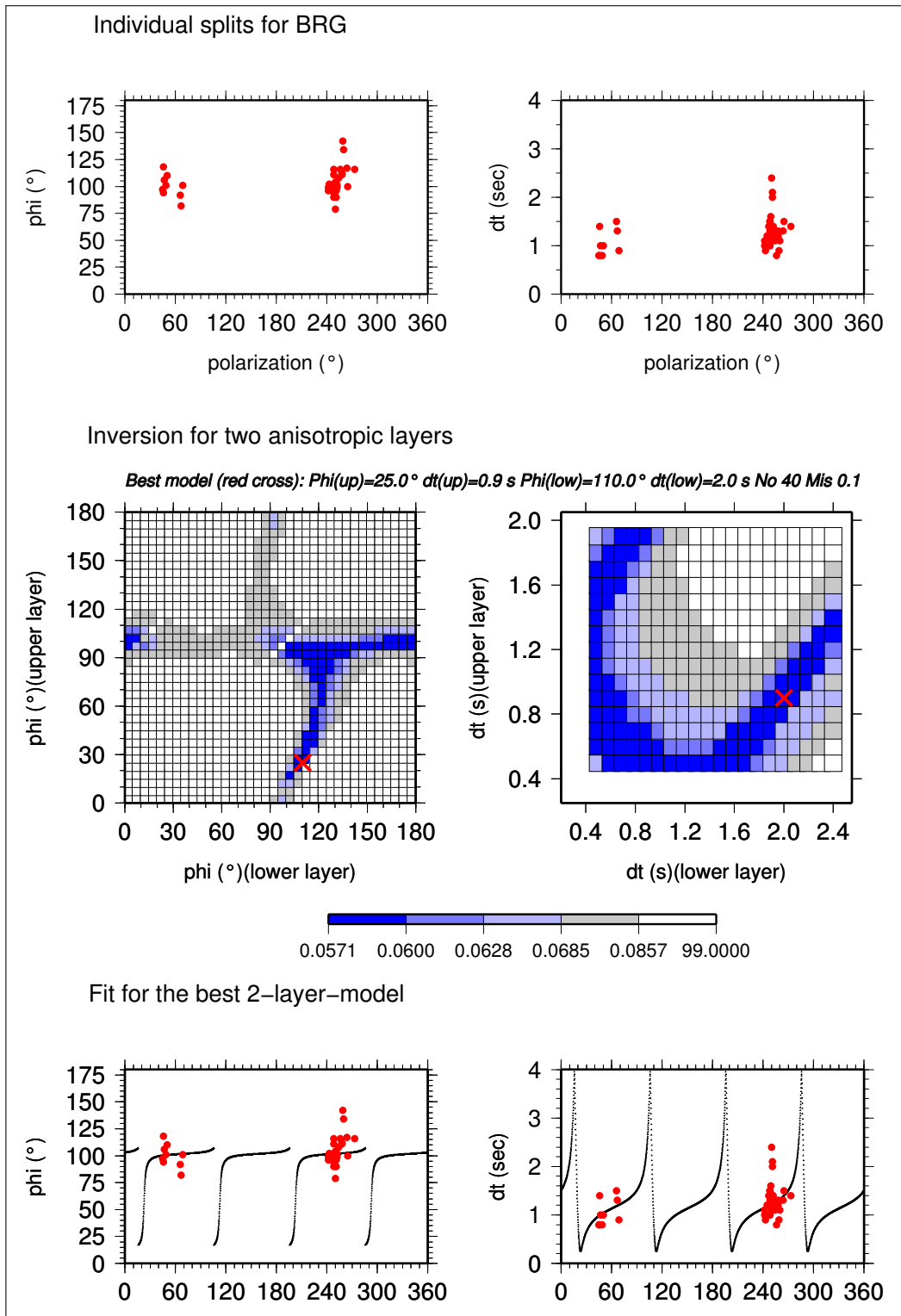


Abbildung A.4.: BRG: Abbildung der Ergebnisse aus Zwei-Schicht-Modellierung. Erklärung siehe Kapitel 6.2.

Bochum - BUG

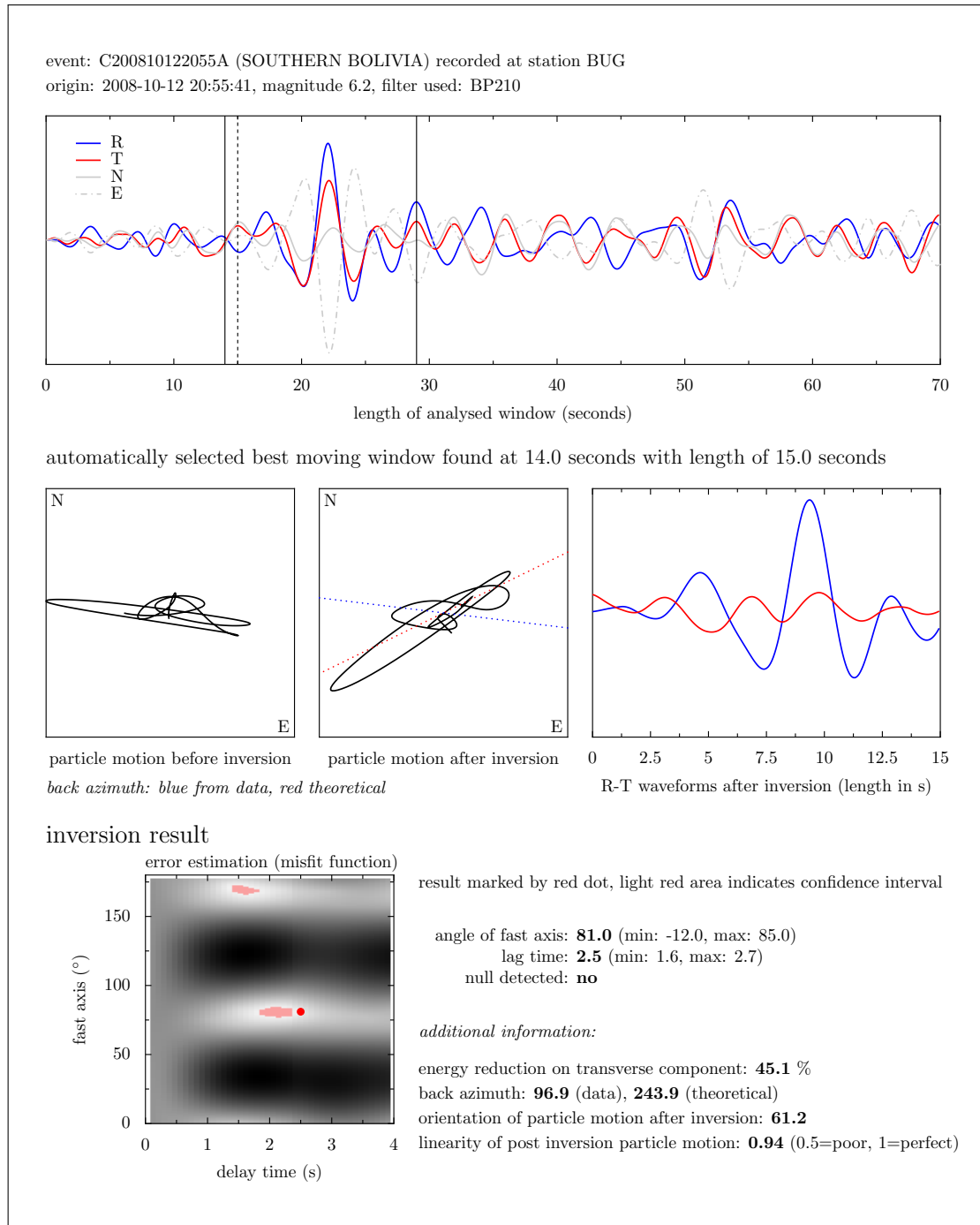


Abbildung A.7.: Inversionsbericht für BUG, Ereignis C200810122055A (Südbolivien), Frequenzbereich 2 - 10 Sekunden. Der große Fehlerbereich ergibt sich durch die zwei vorhandenen lokalen Minima. Dies ist ein Hinweis auf ein Null-Splitting.

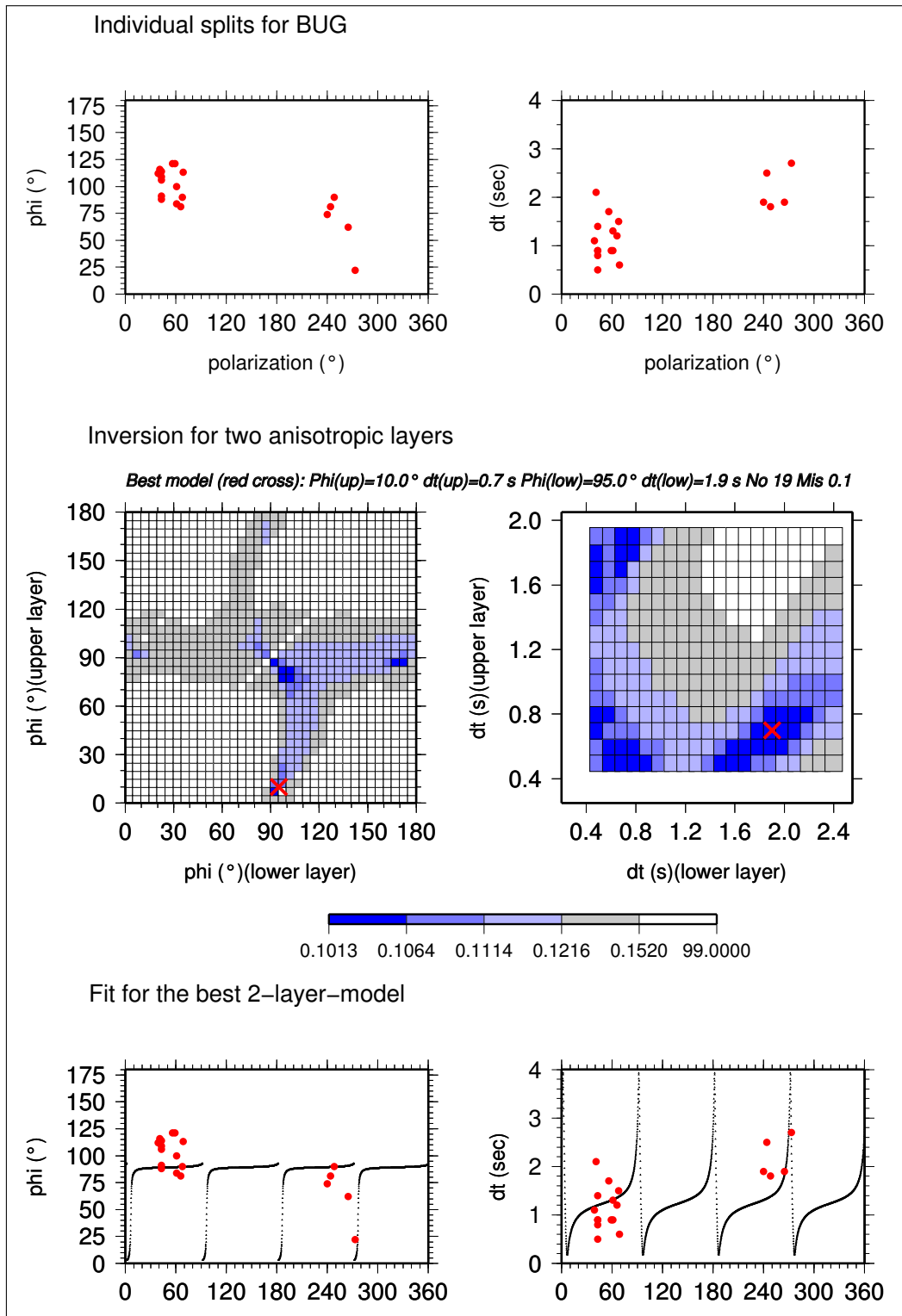


Abbildung A.8.: BUG: Abbildung der Ergebnisse aus Zwei-Schicht-Modellierung. Erklärung siehe Kapitel 6.2.

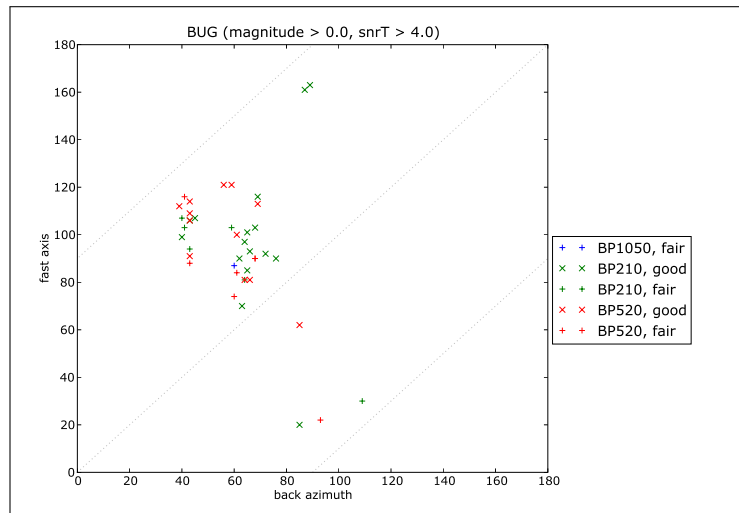


Abbildung A.9.: Splittingergebnisse der schnellen Achse für die Station BUG mit angenommener Periodizität von 180 Grad.

Clausthal-Zellerfeld - CLZ

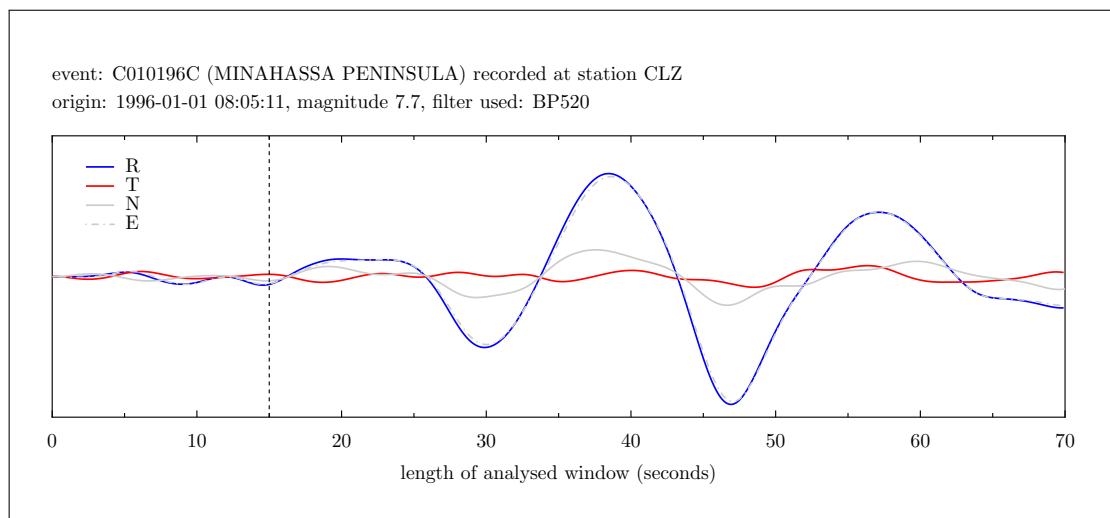


Abbildung A.10.: Inversionsbericht für CLZ, Ereignis C010196C (Indonesien), Frequenzbereich 5 - 20 Sekunden. Auffällig ist der sehr langwellige Phaseneinsatz, welcher signifikant von vergleichbaren Beben im Entfernungsbereich abweicht. Das Ereignis wird daher von ADORE verworfen.

Collm - CLL

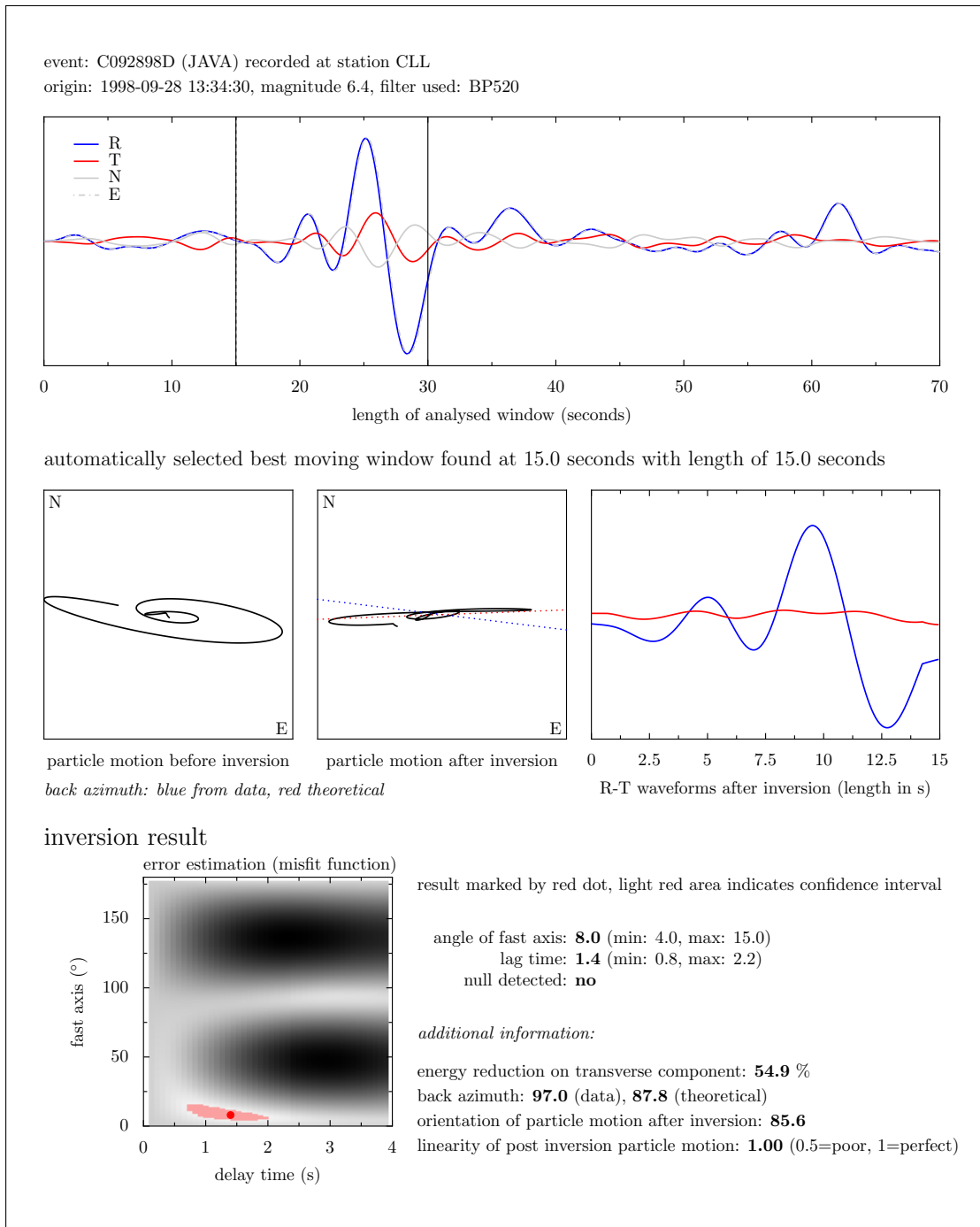


Abbildung A.11.: Inversionsbericht für CLL, Ereignis C092898D (Java), Frequenzbereich 5 - 20 Sekunden. Die Inversion ermittelt stabil eine schnelle Achse von $\Phi = 8^{\circ}$

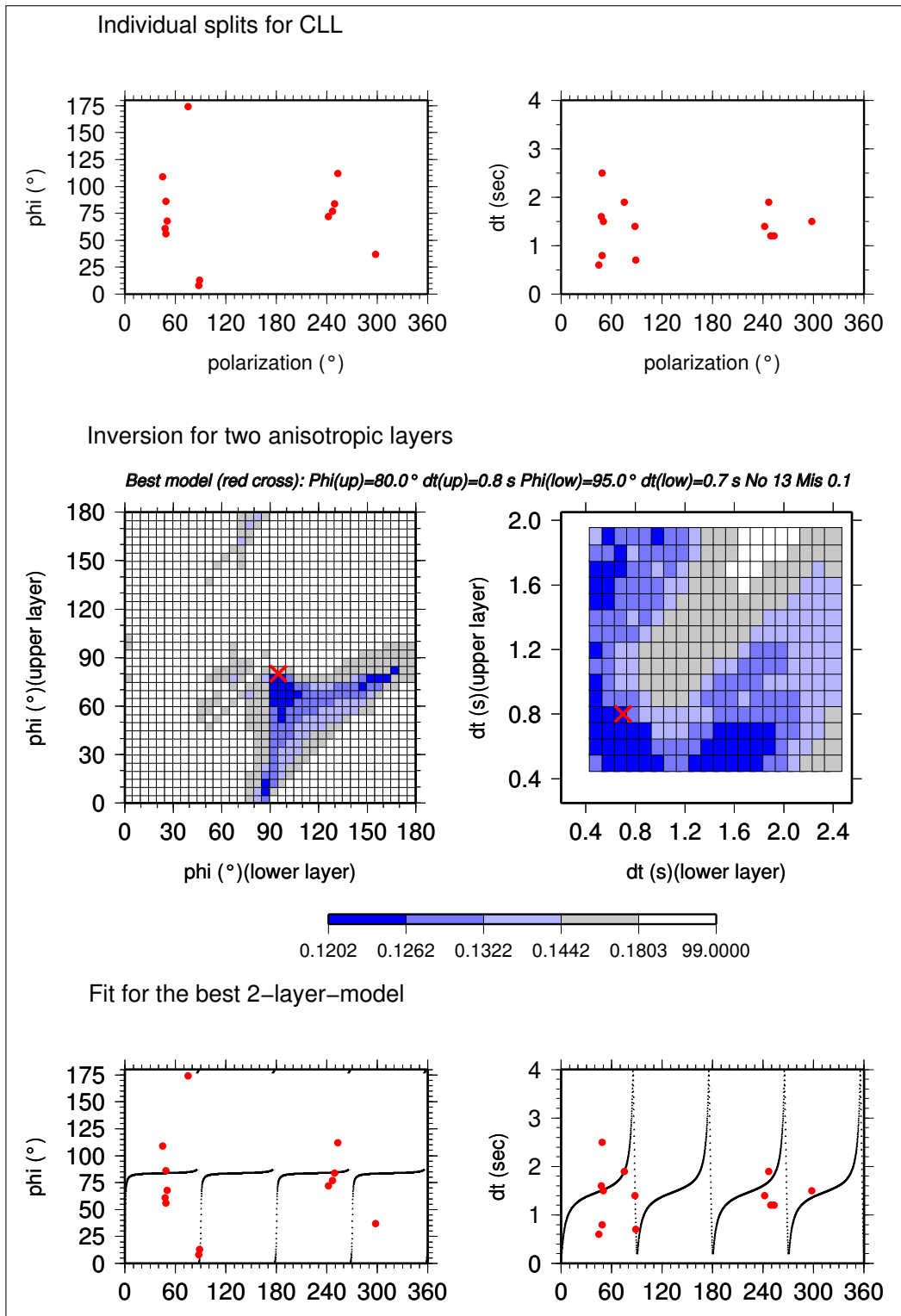


Abbildung A.12.: CLL: Abbildung der Ergebnisse aus Zwei-Schicht-Modellierung. Erklärung siehe Kapitel 6.2.

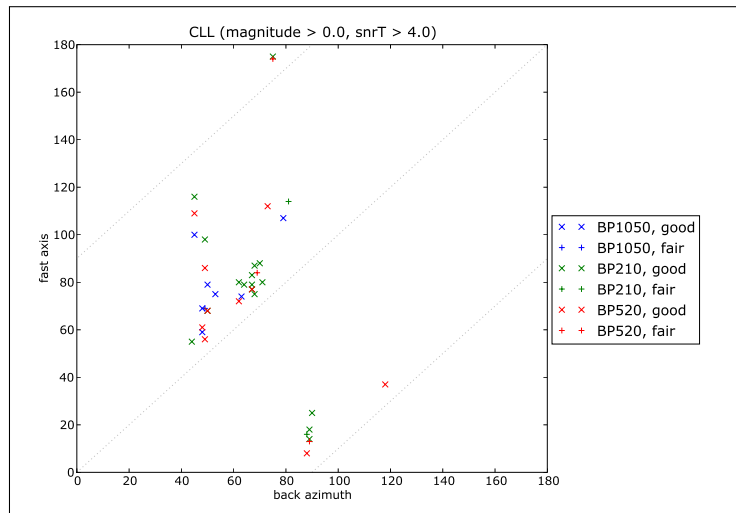


Abbildung A.13.: Splittingergebnisse der schnellen Achse für die Station CLL mit angenommener Periodizität von 180 Grad.

Fürstenfeldbruck - FUR

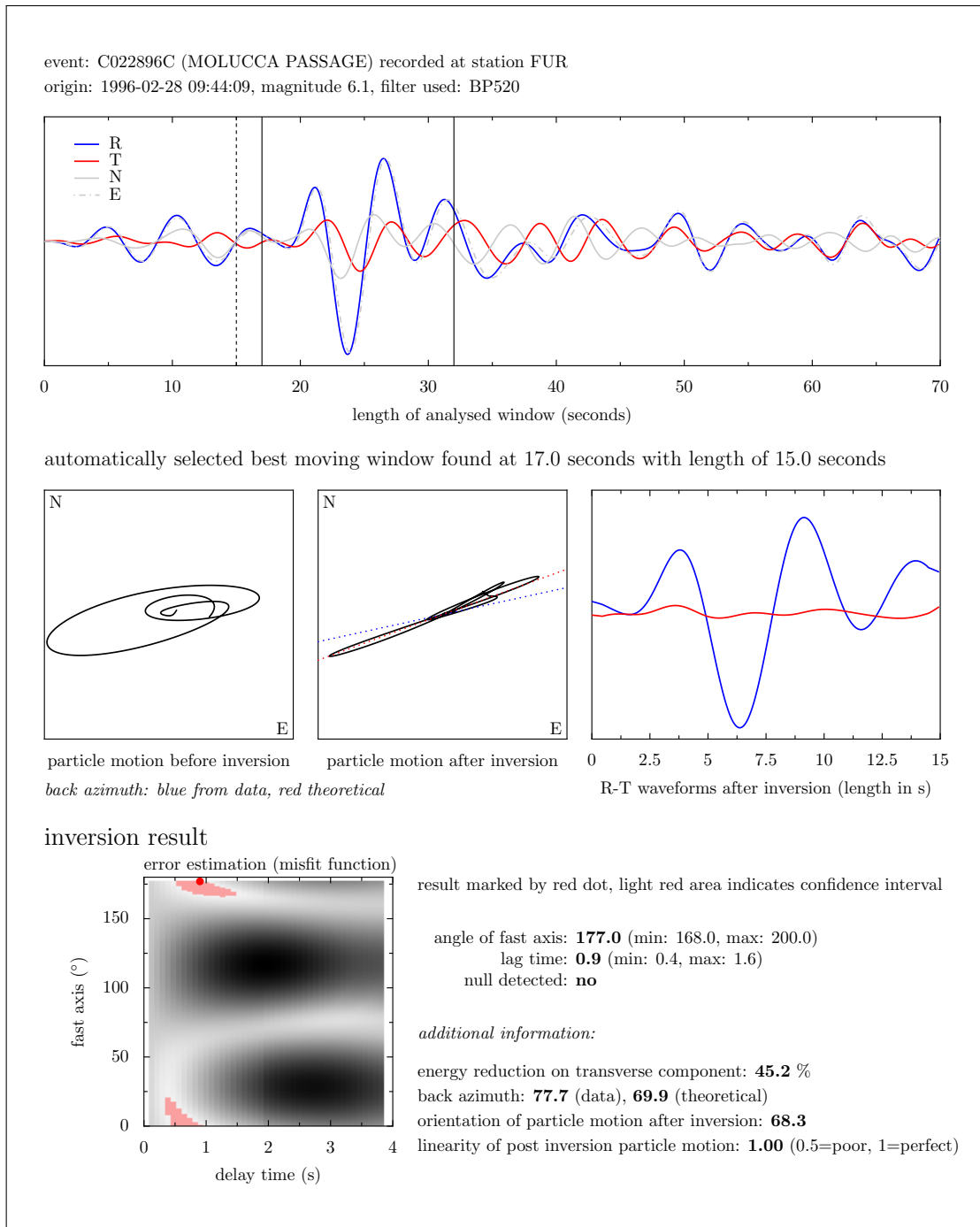
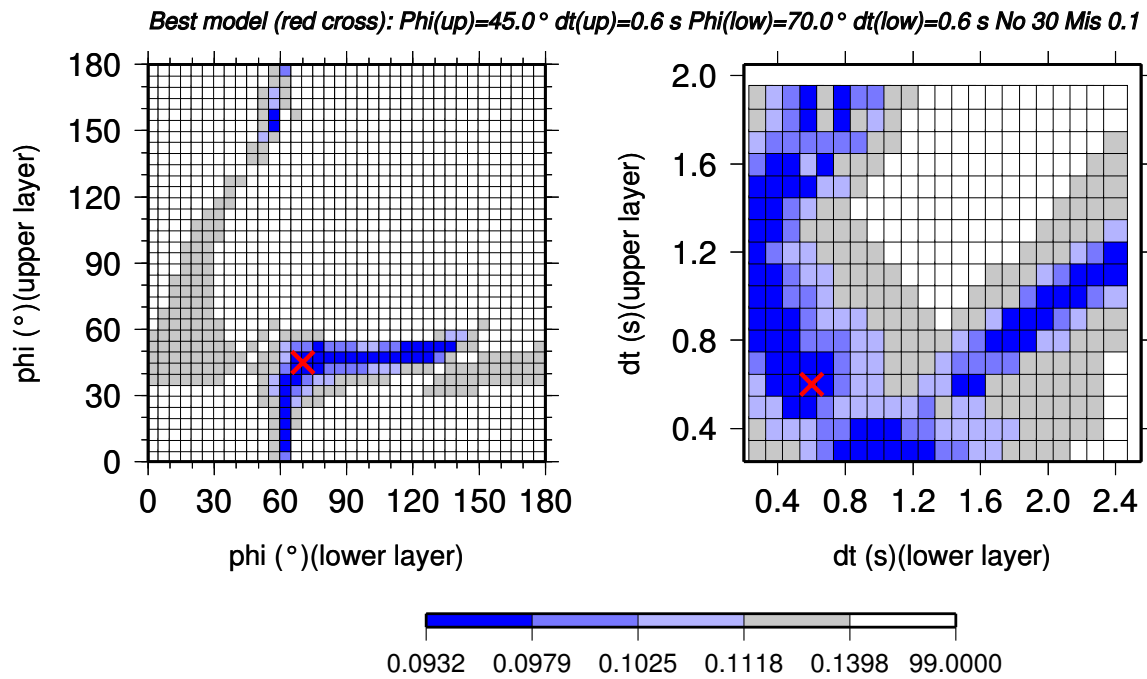


Abbildung A.14.: Inversionsbericht für FUR, Ereignis C022896C (Java), Frequenzbereich 5 - 20 Sekunden. Die Inversion ermittelt stabil eine schnelle Achse von $\Phi = 177^{\circ}$

Inversion for two anisotropic layers



Fit for the best 2-layer-model

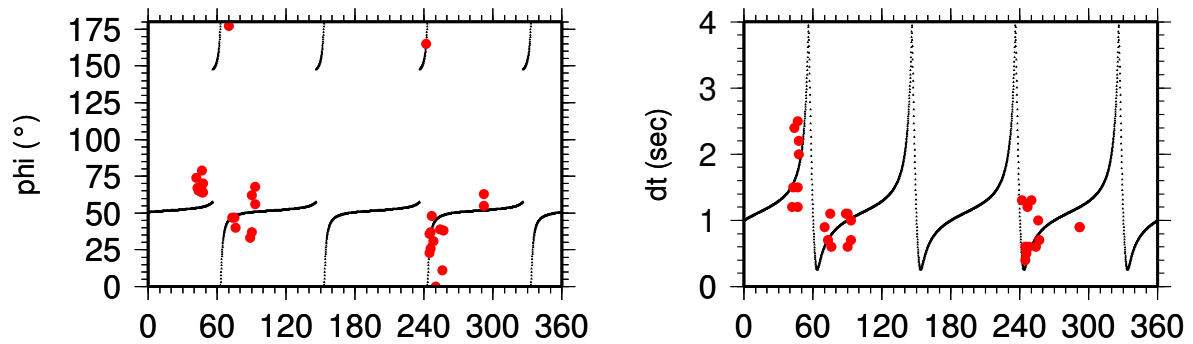


Abbildung A.15.: Zwei-Schicht-Fall: Darstellung der Fehlerfunktion für die Differenz zwischen analytischen und gemessenen Werten für Φ und δt an der Station FUR. Das rote Kreuz markiert das globale Minimum im Vier-Parameter-Raum. Die untere Darstellung zeigt die Anpassung des theoretischen Verlaufs von Φ und δt an die gemessenen Splittingparameter (rot).

Φ_1	δt_1	Φ_2	δt_2	RMS	LiV
40°	0.5s	70°	0.6s	0.0960	97.0%
45°	0.6s	70°	0.6s	0.0932	100.0%
45°	0.8s	75°	0.5s	0.0958	97.2%
50°	0.7s	70°	0.6s	0.0957	97.3%
50°	0.9s	75°	0.5s	0.0953	97.7%
50°	1.5s	125°	0.5s	0.0967	96.2%
50°	1.5s	130°	0.6s	0.0971	95.8%
55°	1.6s	135°	0.5s	0.0947	98.4%
55°	1.8s	140°	0.8s	0.0947	98.4%
155°	1.0s	60°	2.1s	0.0938	99.4%
160°	0.6s	60°	1.6s	0.0962	96.8%

Tabelle A.4.: Mögliche Zwei-Schicht-Modelle für FUR (beste 5 Prozent, LiV = Lage im Vertrauensbereich)

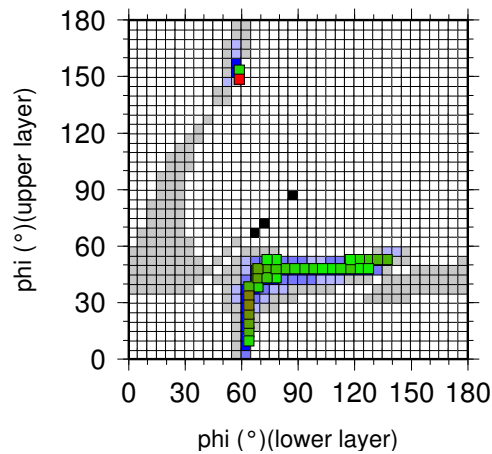


Abbildung A.16.: Häufigkeitsverteilung möglicher Zwei-Schicht-Modelle unter Ausschluss der Kopplung mit den Verzögerungszeiten für die Station FUR. Erklärung siehe Abbildung 6.63 auf Seite 185.

GERESS - GEC2

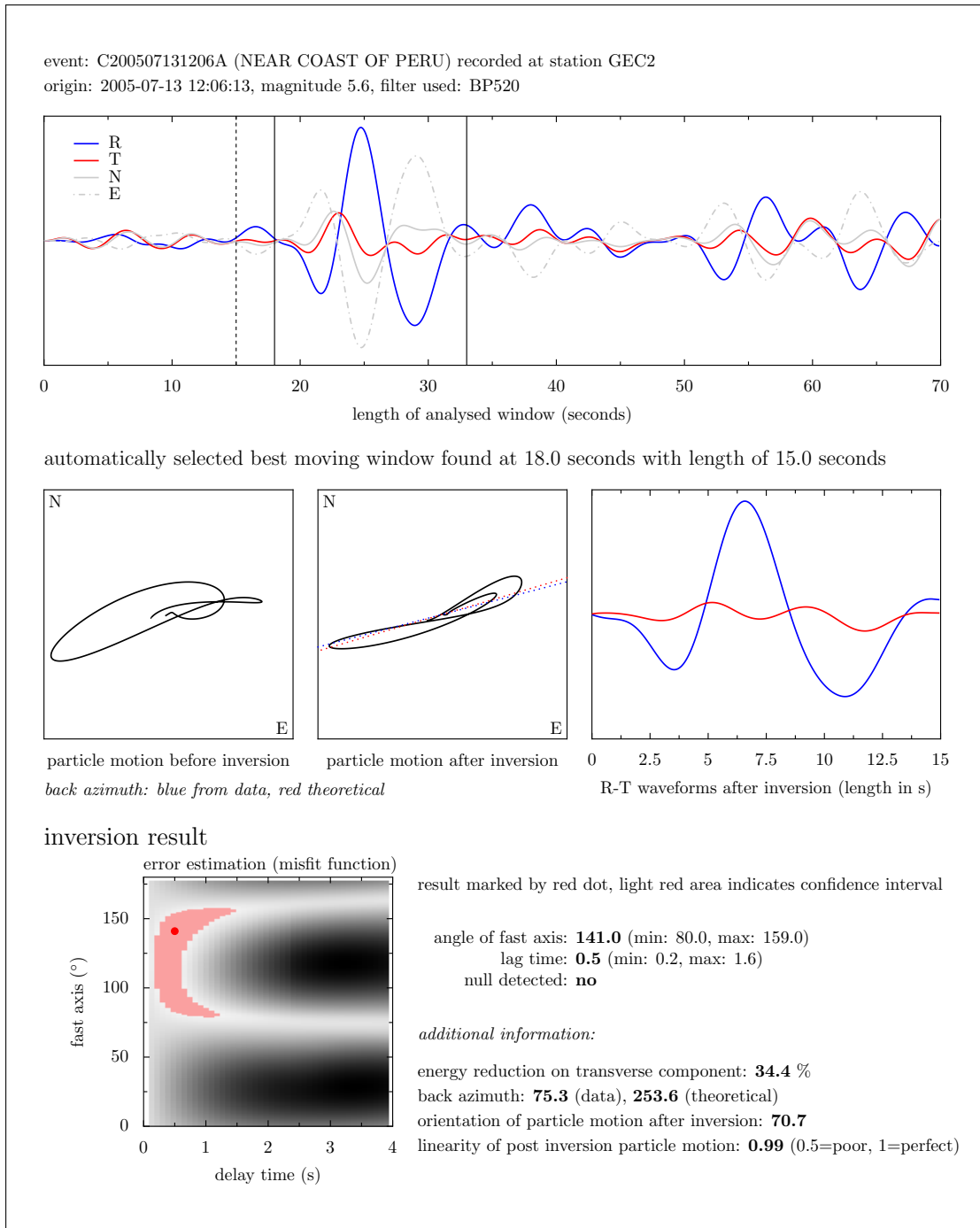


Abbildung A.17.: Inversionsbericht für GEC2, Ereignis C200507131206A (Küstenregion Peru), Frequenzbereich 5 - 20 Sekunden. Die Inversion liefert einen großen Fehlerbereich für die Lage der schnellen Achse.

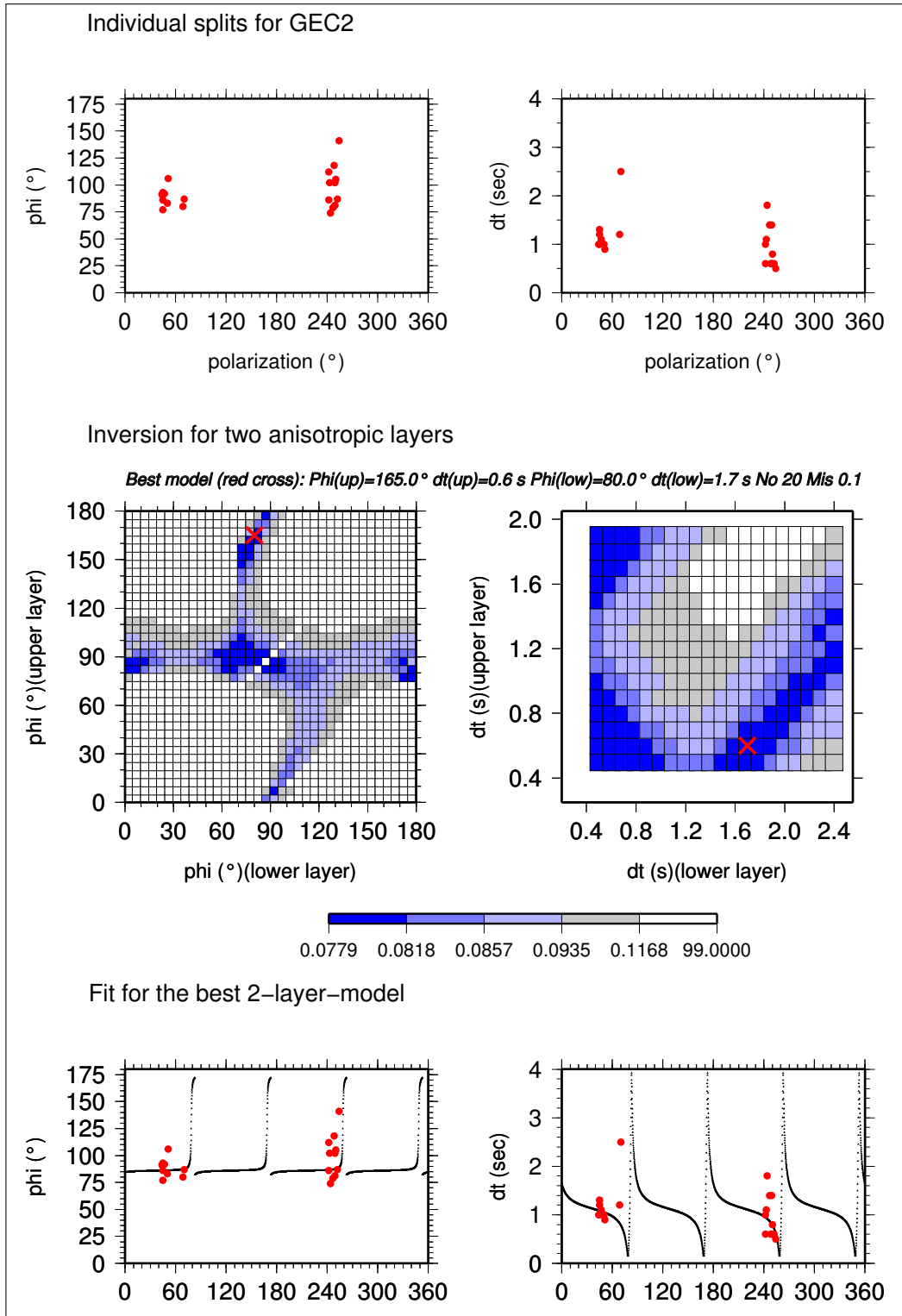


Abbildung A.18.: GEC2: Abbildung der Ergebnisse aus Zwei-Schicht-Modellierung. Erklärung siehe Kapitel 6.2.

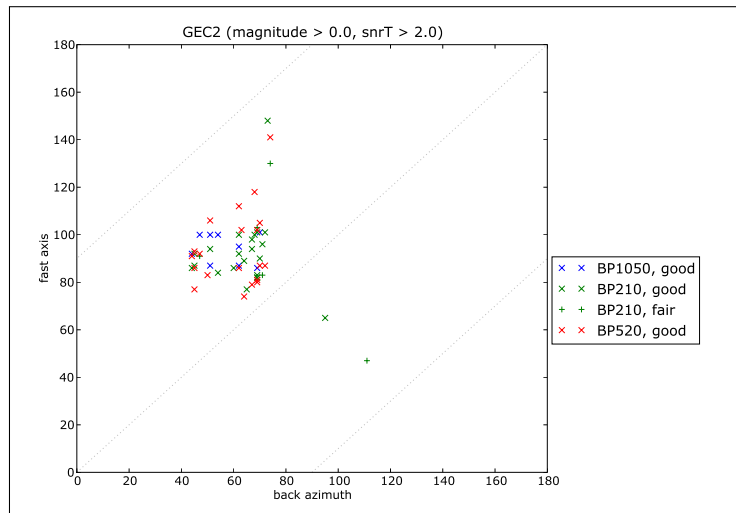


Abbildung A.19.: Splittingergebnisse der schnellen Achse für die Station GEC2 mit angenommener Periodizität von 180 Grad.

Gräfenberg A1 - GRA1

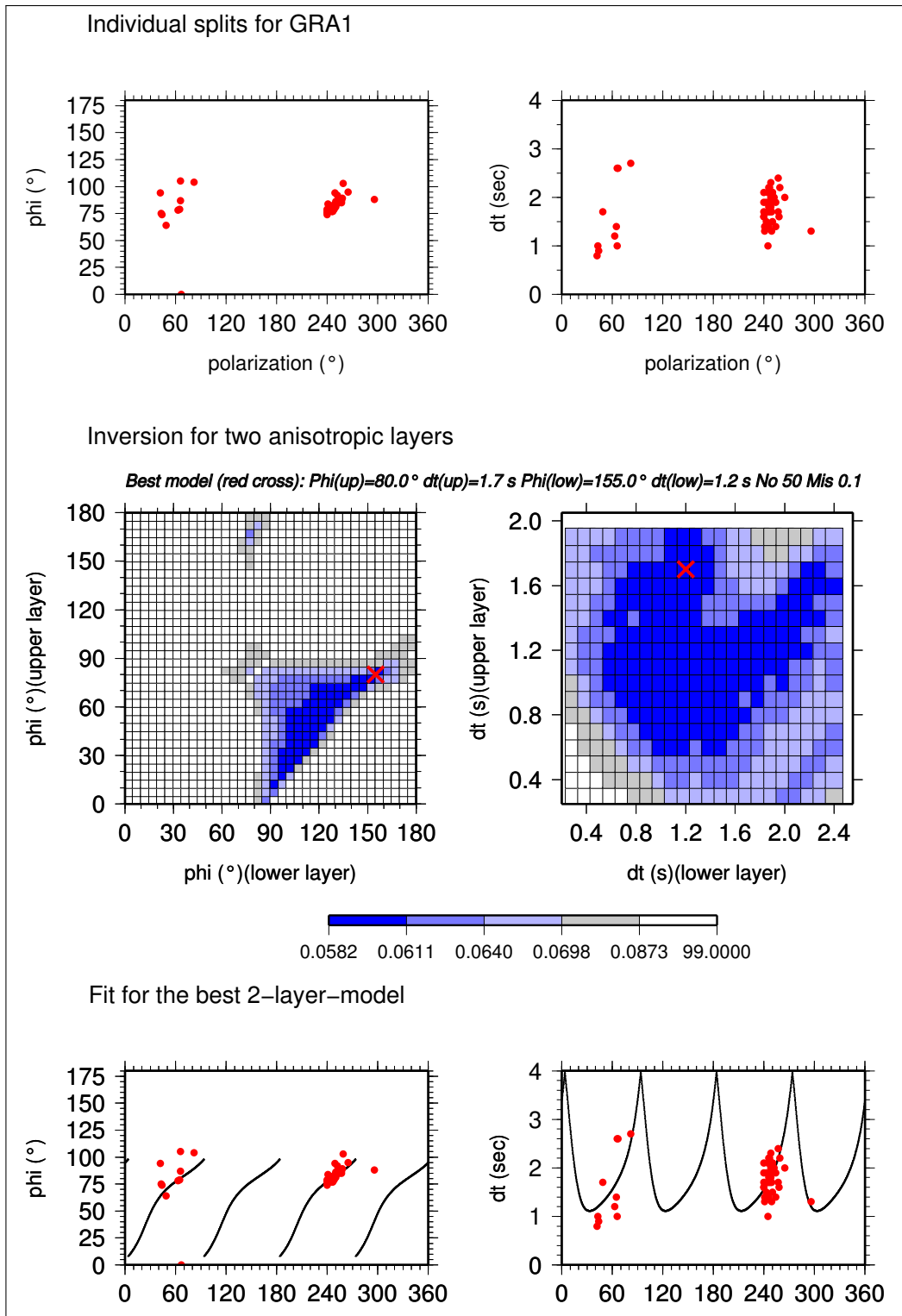


Abbildung A.20.: GRA1: Abbildung der Ergebnisse aus Zwei-Schicht-Modellierung. Erklärung siehe Kapitel 6.2.

Tabelle A.5.: Mögliche Zwei-Schicht-Modelle für GRA1

Φ_1	δt_1	Φ_2	δt_2	RMS	LiV
15°	1.0s	95°	2.0s	0.0610	95.2%
20°	1.2s	100°	2.1s	0.0590	98.6%
25°	0.8s	100°	1.7s	0.0602	96.6%
25°	1.4s	105°	2.2s	0.0587	99.1%
30°	0.7s	100°	1.5s	0.0603	96.4%
30°	1.0s	105°	1.8s	0.0589	98.8%
30°	1.5s	110°	2.2s	0.0585	99.5%
35°	0.6s	100°	1.4s	0.0606	95.9%
35°	0.8s	105°	1.5s	0.0589	98.8%
35°	1.1s	110°	1.7s	0.0585	99.5%
35°	1.6s	115°	2.2s	0.0592	98.3%
40°	0.7s	105°	1.4s	0.0594	97.9%
40°	0.9s	110°	1.5s	0.0586	99.3%
40°	1.2s	115°	1.7s	0.0585	99.5%
40°	1.7s	120°	2.2s	0.0608	95.5%
45°	0.8s	110°	1.3s	0.0588	99.0%
45°	1.0s	115°	1.5s	0.0586	99.3%
45°	1.2s	120°	1.6s	0.0587	99.1%
50°	0.6s	105°	1.1s	0.0602	96.6%
50°	0.7s	110°	1.2s	0.0602	96.6%
50°	0.9s	115°	1.3s	0.0586	99.3%
50°	1.1s	120°	1.5s	0.0587	99.1%
50°	1.3s	125°	1.6s	0.0597	97.4%
55°	0.6s	105°	1.0s	0.0608	95.5%
55°	0.7s	110°	1.1s	0.0594	97.9%
55°	0.8s	115°	1.1s	0.0591	98.5%
55°	1.0s	120°	1.3s	0.0590	98.6%
55°	1.1s	125°	1.3s	0.0585	99.5%
55°	1.4s	130°	1.7s	0.0609	95.4%
60°	0.7s	110°	0.9s	0.0602	96.6%
60°	0.8s	115°	1.0s	0.0590	98.6%
60°	0.9s	120°	1.0s	0.0587	99.1%
60°	1.0s	125°	1.1s	0.0589	98.8%
60°	1.2s	130°	1.3s	0.0582	100.0%

Fortsetzung auf nächster Seite

Tabelle A.5 – Fortsetzung

Φ_1	δt_1	Φ_2	δt_2	RMS	LiV
65°	0.8s	115°	0.8s	0.0599	97.1%
65°	0.9s	120°	0.9s	0.0588	99.0%
65°	1.0s	125°	1.0s	0.0588	99.0%
65°	1.1s	130°	1.0s	0.0586	99.3%
65°	1.3s	135°	1.3s	0.0587	99.1%
70°	0.9s	120°	0.7s	0.0601	96.7%
70°	1.0s	125°	0.8s	0.0590	98.6%
70°	1.1s	130°	0.9s	0.0588	99.0%
70°	1.2s	135°	1.0s	0.0585	99.5%
70°	1.3s	140°	1.1s	0.0585	99.5%
75°	1.0s	120°	0.6s	0.0608	95.5%
75°	1.1s	130°	0.6s	0.0603	96.4%
75°	1.2s	135°	0.7s	0.0591	98.5%
75°	1.3s	140°	0.8s	0.0587	99.1%
75°	1.4s	145°	1.0s	0.0585	99.5%
75°	1.6s	150°	1.3s	0.0600	96.9%
80°	1.4s	145°	0.6s	0.0605	96.0%
80°	1.5s	150°	0.8s	0.0594	97.9%
80°	1.7s	155°	1.2s	0.0582	100.0%
85°	1.9s	160°	1.3s	0.0602	96.6%

Tabelle A.5.: Mögliche Zwei-Schicht-Modelle für GRA1 (beste 5 Prozent, LiV = Lage im Vertrauensbereich)

Gräfenberg B1 - GRB1

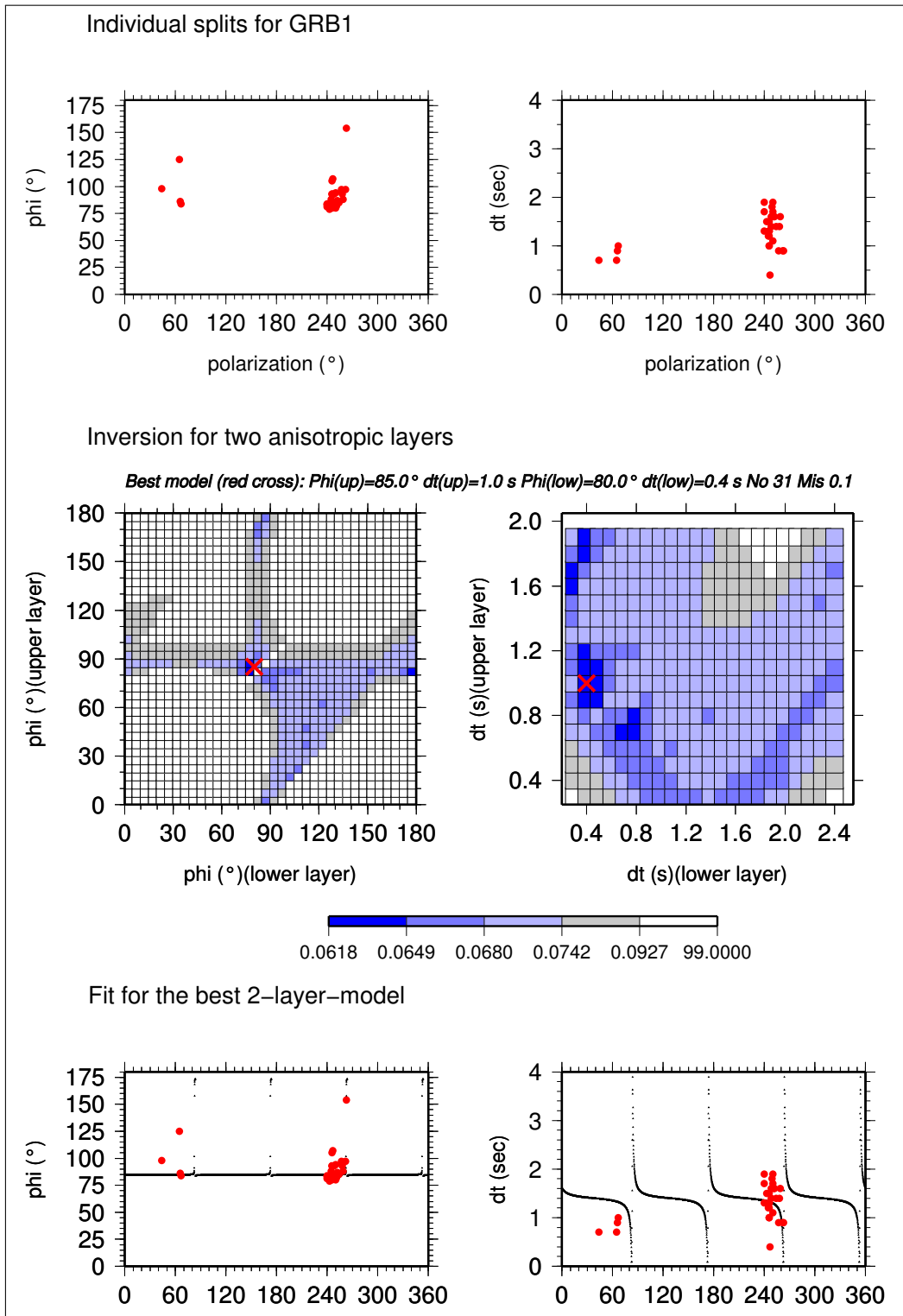


Abbildung A.21.: GRB1: Abbildung der Ergebnisse aus Zwei-Schicht-Modellierung. Erklärung siehe Kapitel 6.2.

Gräfenberg C1 - GRC1

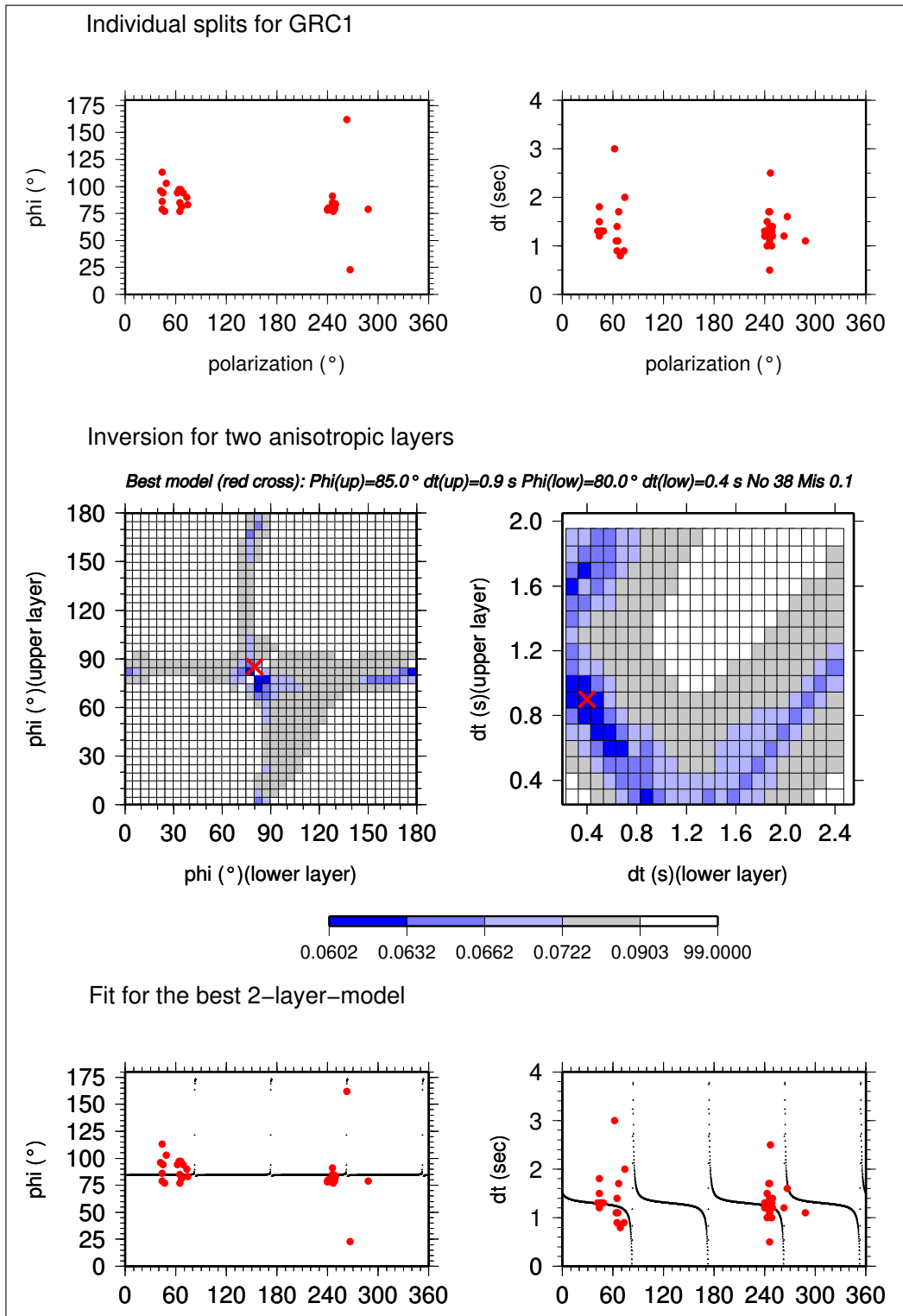


Abbildung A.22.: GRC1: Abbildung der Ergebnisse aus Zwei-Schicht-Modellierung. Erklärung siehe Kapitel 6.2.

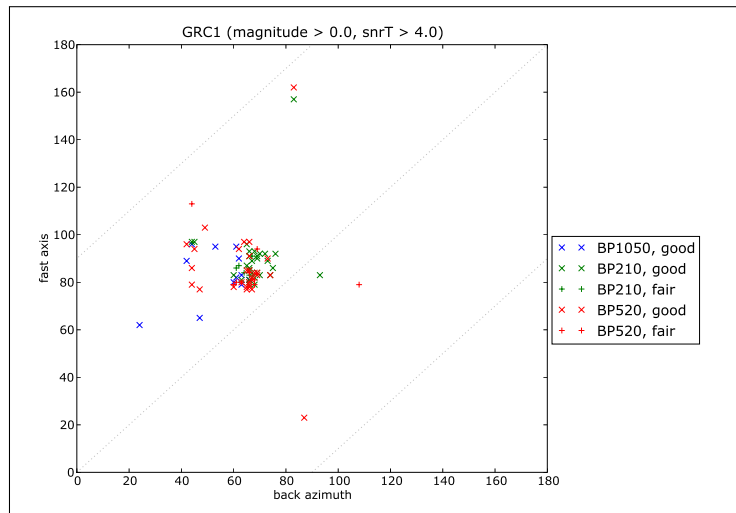


Abbildung A.23.: Splittingergebnisse der schnellen Achse für die Station GRC1 mit angemessener Periodizität von 180 Grad.

Ibbenbüren - IBBN

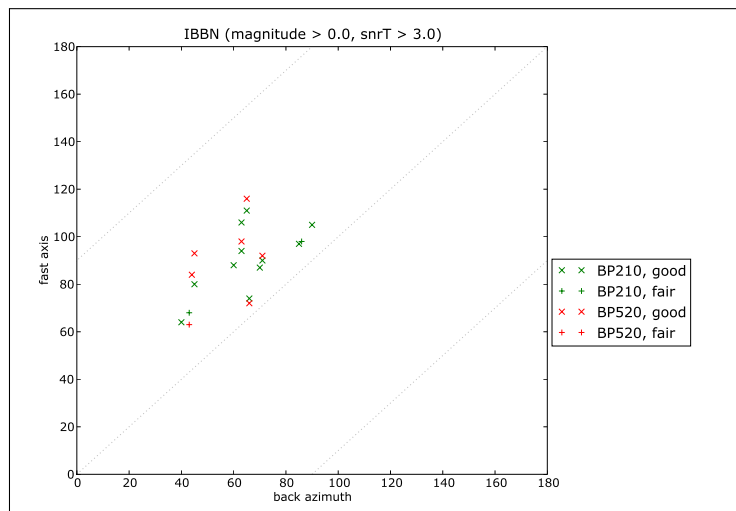


Abbildung A.24.: Splittingergebnisse der schnellen Achse für die Station IBBN mit angemessener Periodizität von 180 Grad.

Moxa - MOX

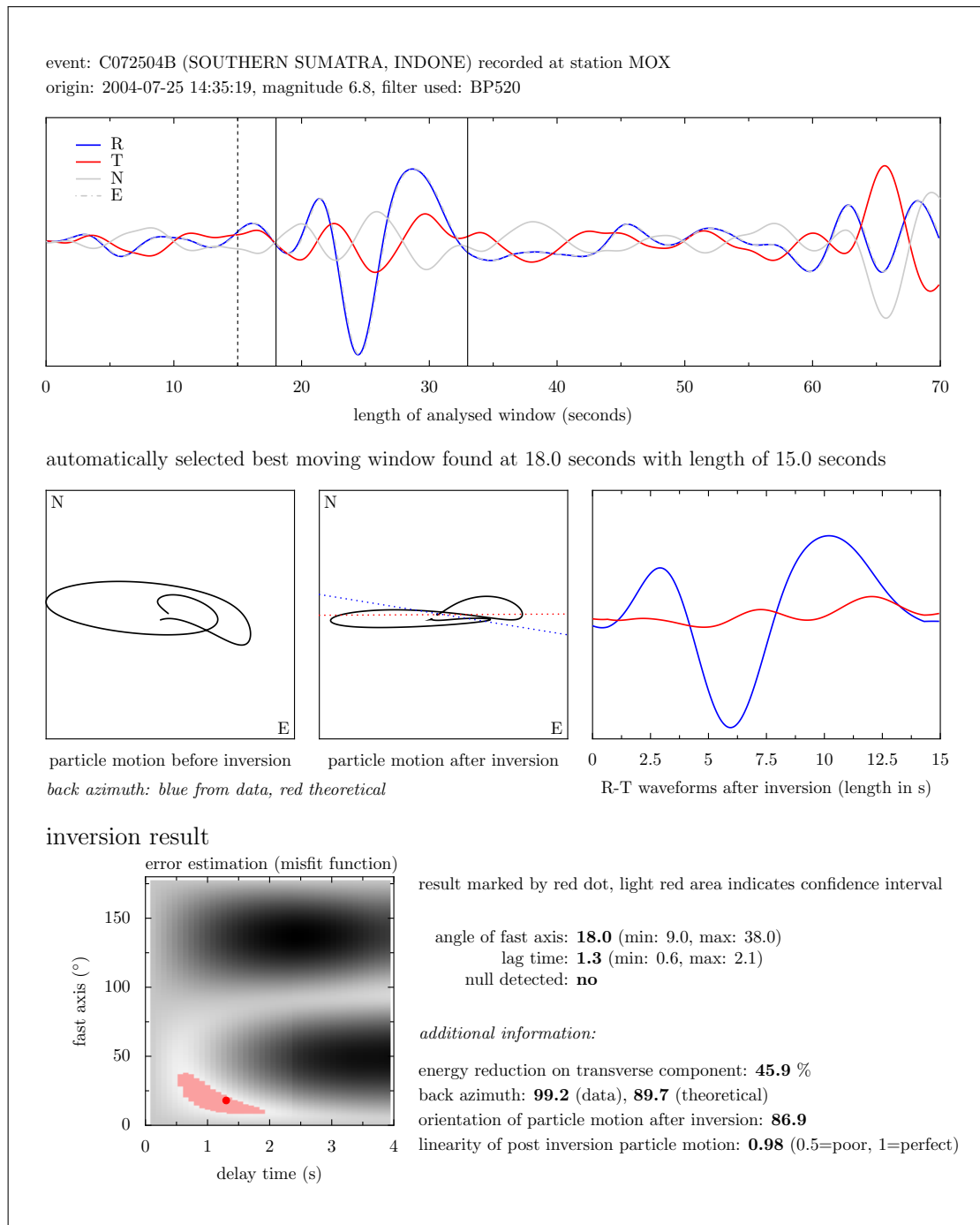


Abbildung A.25.: Inversionsbericht für MOX, Ereignis C072504B (Süd-Sumatra), Frequenzbereich 5 - 20 Sekunden. Die Inversion liefert einen großen Fehlerbereich für die Lage der schnellen Achse.

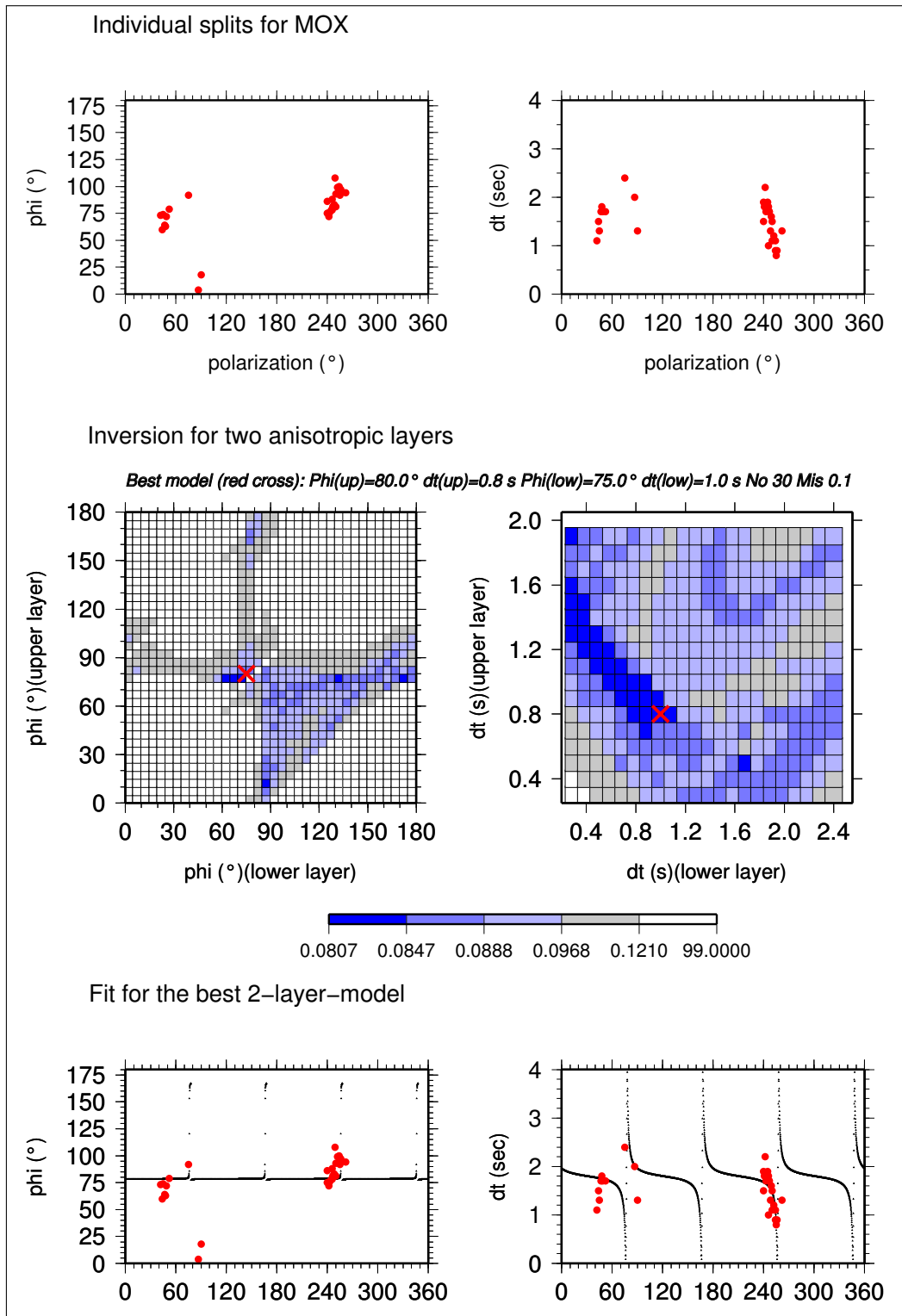


Abbildung A.26.: MOX: Abbildung der Ergebnisse aus Zwei-Schicht-Modellierung. Erklärung siehe Kapitel 6.2.

Rügen - RGN

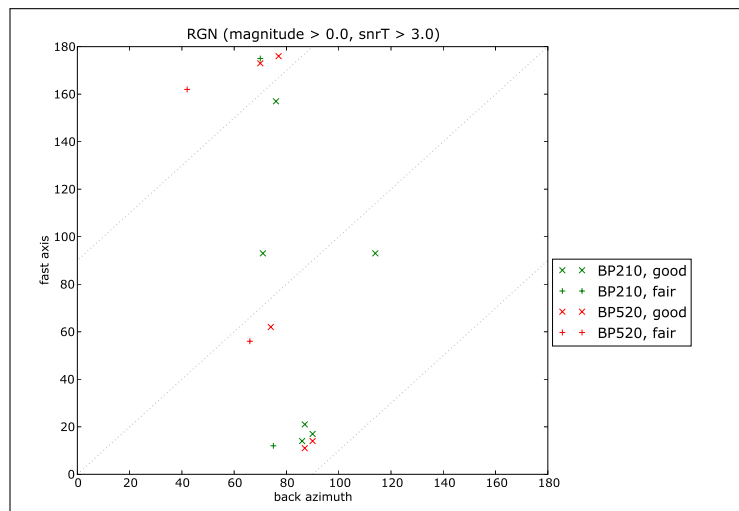


Abbildung A.27.: Splittingergebnisse der schnellen Achse für die Station RGN mit angenommener Periodizität von 180 Grad.

Rüdersdorf - RUE

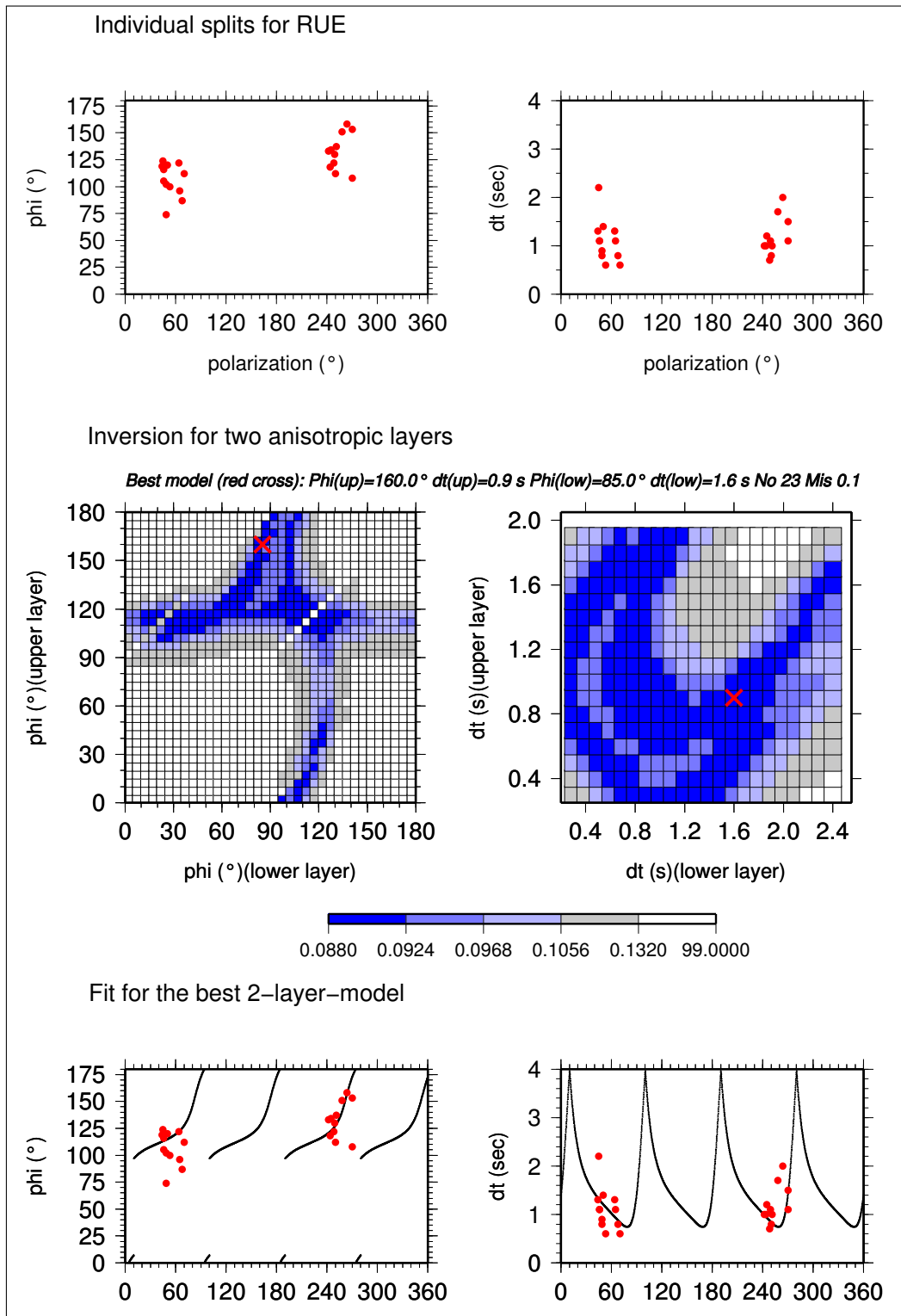


Abbildung A.28.: RUE: Abbildung der Ergebnisse aus Zwei-Schicht-Modellierung. Erklärung siehe Kapitel 6.2.

Tabelle A.6.: Mögliche Zwei-Schicht-Modelle für RUE

Φ_1	δt_1	Φ_2	δt_2	RMS	LiV
0°	1.6s	95°	2.4s	0.0909	96.7%
5°	1.4s	100°	2.2s	0.0922	95.2%
15°	0.7s	110°	1.7s	0.0912	96.4%
20°	0.5s	115°	1.5s	0.0898	98.0%
40°	0.5s	125°	1.6s	0.0904	97.3%
105°	1.9s	25°	1.1s	0.0880	100.0%
105°	1.6s	30°	0.8s	0.0910	96.6%
110°	1.8s	30°	1.1s	0.0891	98.8%
110°	1.6s	35°	0.9s	0.0883	99.7%
110°	1.5s	40°	0.8s	0.0889	99.0%
110°	1.2s	45°	0.6s	0.0916	95.9%
115°	1.7s	30°	0.7s	0.0914	96.1%
115°	1.5s	40°	0.9s	0.0902	97.5%
115°	1.3s	45°	0.8s	0.0886	99.3%
115°	1.2s	50°	0.7s	0.0886	99.3%
115°	1.1s	55°	0.7s	0.0883	99.7%
115°	0.9s	60°	0.6s	0.0922	95.2%
115°	0.5s	125°	0.7s	0.0905	97.2%
120°	1.6s	25°	0.5s	0.0902	97.5%
120°	1.5s	35°	0.5s	0.0902	97.5%
120°	1.1s	55°	0.8s	0.0893	98.5%
120°	1.0s	60°	0.7s	0.0888	99.1%
120°	0.9s	65°	0.7s	0.0892	98.6%
120°	0.6s	115°	0.5s	0.0890	98.9%
120°	0.7s	125°	0.5s	0.0906	97.0%
125°	1.1s	60°	0.9s	0.0916	95.9%
125°	0.9s	65°	0.8s	0.0884	99.5%
125°	0.8s	70°	0.8s	0.0889	99.0%
130°	0.8s	70°	0.9s	0.0889	99.0%
130°	0.7s	75°	0.9s	0.0893	98.5%
135°	0.8s	75°	1.1s	0.0883	99.7%
140°	0.6s	80°	1.0s	0.0906	97.0%
140°	0.6s	85°	0.9s	0.0919	95.6%
145°	0.7s	80°	1.2s	0.0881	99.9%

Fortsetzung auf nächster Seite

Tabelle A.6 – Fortsetzung

Φ_1	δt_1	Φ_2	δt_2	RMS	LiV
150°	0.9s	80°	1.4s	0.0907	96.9%
155°	0.8s	85°	1.4s	0.0896	98.2%
155°	0.6s	90°	1.2s	0.0922	95.2%
160°	0.9s	85°	1.6s	0.0880	100.0%
170°	1.1s	90°	1.9s	0.0889	99.0%
175°	1.5s	90°	2.3s	0.0912	96.4%

Tabelle A.6.: Mögliche Zwei-Schicht-Modelle für RUE (beste 5 Prozent, LiV = Lage im Vertrauensbereich)

Stuttgart - STU

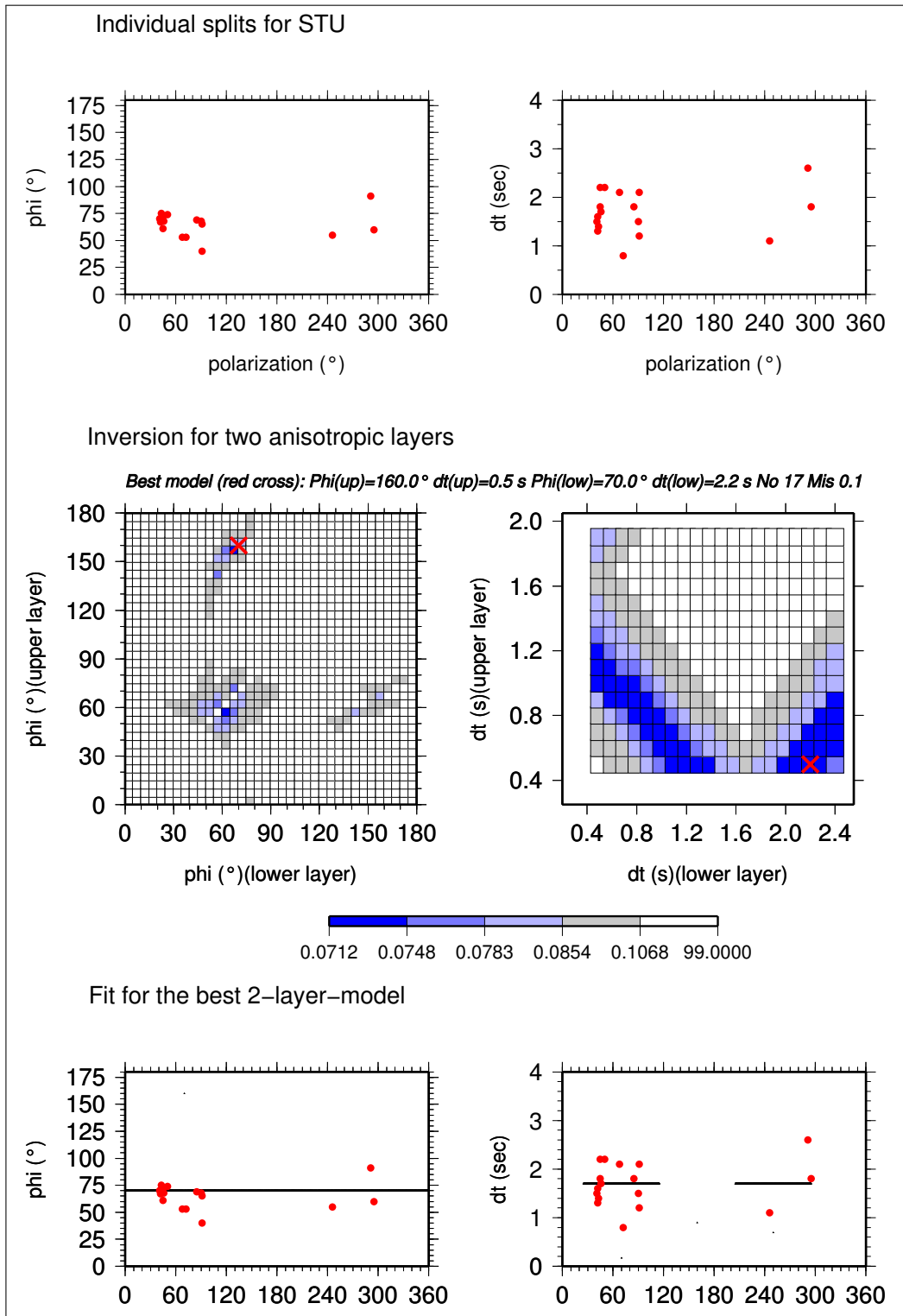


Abbildung A.29.: STU: Abbildung der Ergebnisse aus Zwei-Schicht-Modellierung. Erklärung siehe Kapitel 6.2.

Tannenbergesthal - TANN

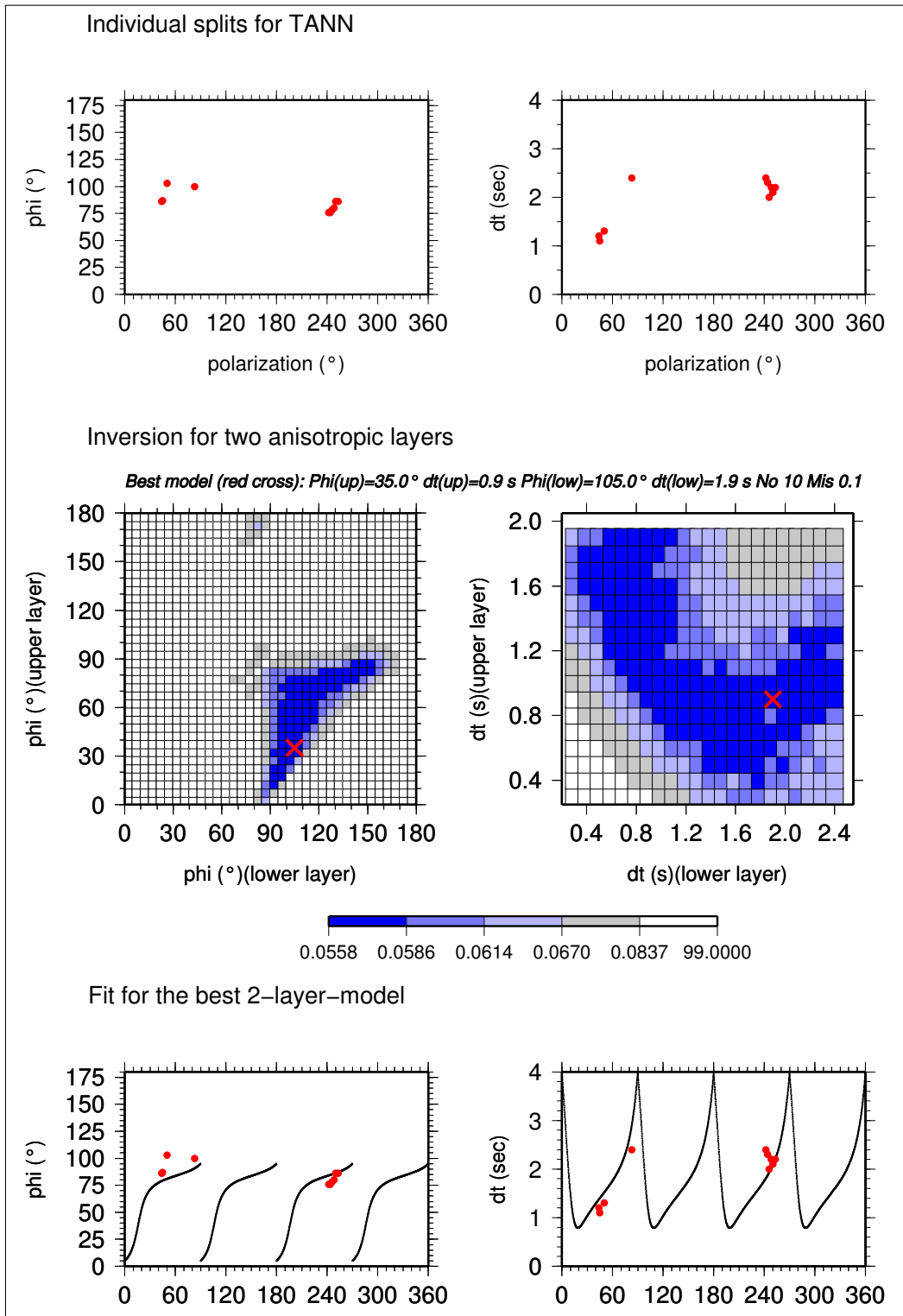


Abbildung A.30.: TANN: Abbildung der Ergebnisse aus Zwei-Schicht-Modellierung. Erklärung siehe Kapitel 6.2.

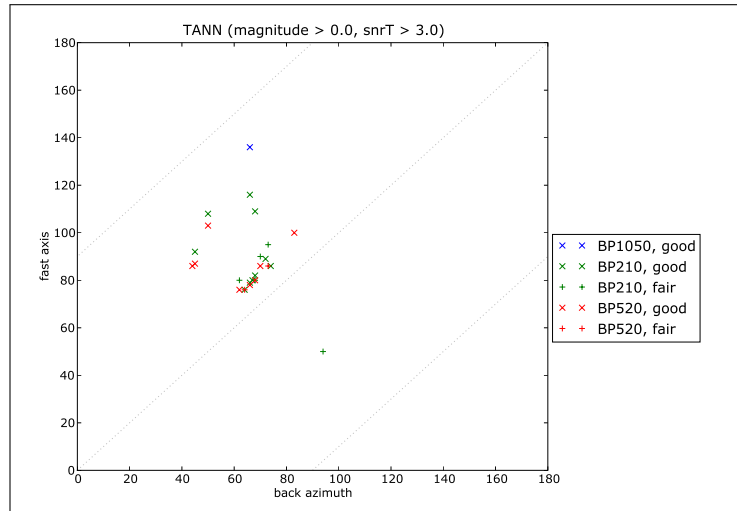


Abbildung A.31.: Splittingergebnisse der schnellen Achse für die Station TANN mit angenommener Periodizität von 180 Grad.

Tabelle A.7.: Mögliche Zwei-Schicht-Modelle für TANN

Φ_1	δt_1	Φ_2	δt_2	RMS	LiV
15°	1.0s	95°	2.4s	0.0578	96.4%
20°	0.7s	95°	2.1s	0.0584	95.3%
25°	0.5s	95°	2.0s	0.0582	95.7%
25°	0.9s	100°	2.2s	0.0562	99.3%
30°	0.7s	100°	2.0s	0.0564	98.9%
30°	1.1s	105°	2.3s	0.0562	99.3%
35°	0.6s	100°	1.8s	0.0571	97.7%
35°	0.9s	105°	1.9s	0.0558	100.0%
35°	1.3s	110°	2.2s	0.0575	97.0%
40°	0.5s	100°	1.8s	0.0574	97.1%
40°	0.8s	105°	1.8s	0.0569	98.0%
40°	1.0s	110°	2.1s	0.0574	97.1%
45°	0.5s	100°	1.7s	0.0573	97.3%
45°	0.7s	105°	1.6s	0.0560	99.6%
45°	0.9s	110°	1.7s	0.0561	99.5%
50°	0.6s	105°	1.7s	0.0566	98.6%
50°	0.8s	110°	1.7s	0.0562	99.3%
50°	1.0s	115°	1.6s	0.0573	97.3%
55°	0.5s	100°	1.5s	0.0574	97.1%
55°	0.6s	105°	1.5s	0.0569	98.0%
55°	0.8s	110°	1.4s	0.0562	99.3%

Fortsetzung auf nächster Seite

Tabelle A.7 – Fortsetzung

Φ_1	δt_1	Φ_2	δt_2	RMS	LiV
55°	1.1s	120°	1.5s	0.0584	95.3%
60°	0.5s	100°	1.4s	0.0579	96.2%
60°	0.6s	105°	1.4s	0.0573	97.3%
60°	0.8s	110°	1.3s	0.0568	98.2%
60°	0.9s	115°	1.3s	0.0560	99.6%
65°	0.8s	110°	1.2s	0.0564	98.9%
65°	0.9s	115°	1.2s	0.0559	99.8%
65°	1.0s	120°	1.2s	0.0566	98.6%
70°	0.7s	105°	1.2s	0.0568	98.2%
70°	1.0s	120°	1.1s	0.0568	98.2%
70°	1.1s	125°	1.1s	0.0576	96.8%
75°	0.8s	105°	1.0s	0.0579	96.2%
75°	0.9s	110°	1.0s	0.0567	98.4%
75°	1.0s	115°	0.9s	0.0562	99.3%
75°	1.1s	120°	0.9s	0.0561	99.5%
75°	1.2s	125°	0.9s	0.0564	98.9%
75°	1.3s	130°	1.1s	0.0581	95.9%
75°	1.4s	135°	1.1s	0.0579	96.2%
80°	1.1s	110°	0.7s	0.0579	96.2%
80°	1.1s	115°	0.8s	0.0567	98.4%
80°	1.2s	120°	0.7s	0.0568	98.2%
80°	1.3s	125°	0.7s	0.0564	98.9%
80°	1.3s	130°	0.9s	0.0564	98.9%
80°	1.4s	135°	0.8s	0.0562	99.3%
80°	1.5s	140°	0.9s	0.0562	99.3%
80°	1.6s	145°	0.9s	0.0568	98.2%
85°	1.4s	125°	0.6s	0.0574	97.1%
85°	1.5s	130°	0.5s	0.0577	96.6%
85°	1.5s	135°	0.7s	0.0564	98.9%
85°	1.6s	140°	0.7s	0.0562	99.3%
85°	1.7s	145°	0.7s	0.0561	99.5%
85°	1.8s	150°	0.8s	0.0560	99.6%
85°	1.9s	155°	0.9s	0.0559	99.8%

Tabelle A.7.: Mögliche Zwei-Schicht-Modelle für TANN (beste 5 Prozent, LiV = Lage im Vertrauensbereich)

Taunus - TNS

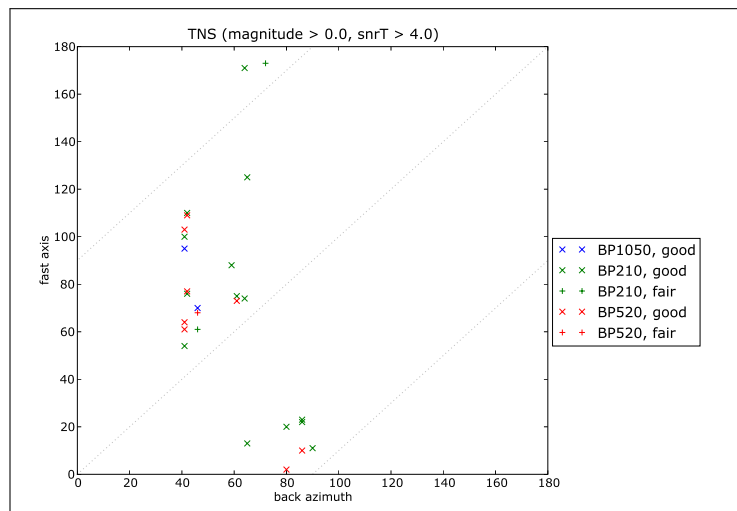


Abbildung A.32.: Splittingergebnisse der schnellen Achse für die Station TNS mit angenommener Periodizität von 180 Grad.

Unterbretzbach - UBBA

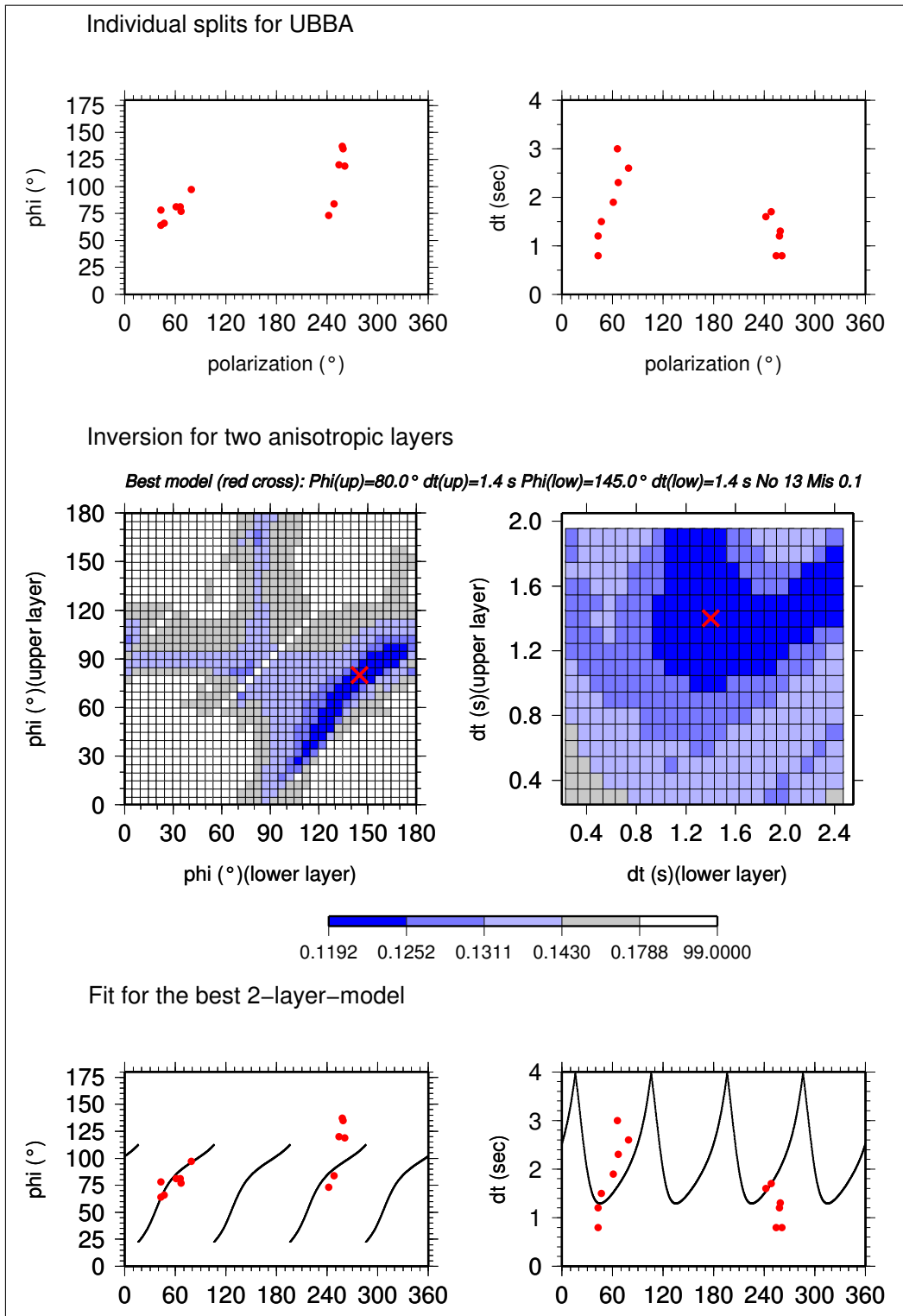


Abbildung A.33.: UBBA: Abbildung der Ergebnisse aus Zwei-Schicht-Modellierung. Erklärung siehe Kapitel 6.2.

Φ_1	δt_1	Φ_2	δt_2	RMS	LiV
40°	1.7s	120°	2.4s	0.1195	99.7%
45°	1.3s	120°	2.2s	0.1240	96.0%
45°	1.8s	125°	2.4s	0.1222	97.5%
50°	1.1s	120°	1.8s	0.1244	95.6%
50°	1.4s	125°	2.0s	0.1192	100.0%
55°	1.1s	125°	1.5s	0.1222	97.5%
55°	1.5s	130°	2.1s	0.1197	99.6%
60°	1.0s	125°	1.3s	0.1245	95.6%
60°	1.2s	130°	1.5s	0.1196	99.7%
60°	1.6s	135°	2.1s	0.1230	96.8%
65°	1.1s	130°	1.3s	0.1227	97.1%
65°	1.3s	135°	1.6s	0.1193	99.9%
70°	1.2s	135°	1.3s	0.1214	98.2%
70°	1.4s	140°	1.6s	0.1196	99.7%
75°	1.3s	140°	1.5s	0.1194	99.8%
75°	1.5s	145°	1.5s	0.1210	98.5%
80°	1.3s	145°	1.3s	0.1201	99.2%
80°	1.3s	150°	1.1s	0.1228	97.0%
80°	1.4s	145°	1.4s	0.1192	100.0%
80°	1.5s	150°	1.2s	0.1198	99.5%
85°	1.5s	150°	1.3s	0.1194	99.8%
85°	1.6s	155°	1.3s	0.1194	99.8%
90°	1.7s	160°	1.3s	0.1198	99.5%
90°	1.9s	165°	1.4s	0.1195	99.7%
95°	1.9s	165°	1.3s	0.1196	99.7%

Tabelle A.8.: Mögliche Zwei-Schicht-Modelle für UBBA (beste 5 Prozent, LiV = Lage im Vertrauensbereich)

Wetzell - WET

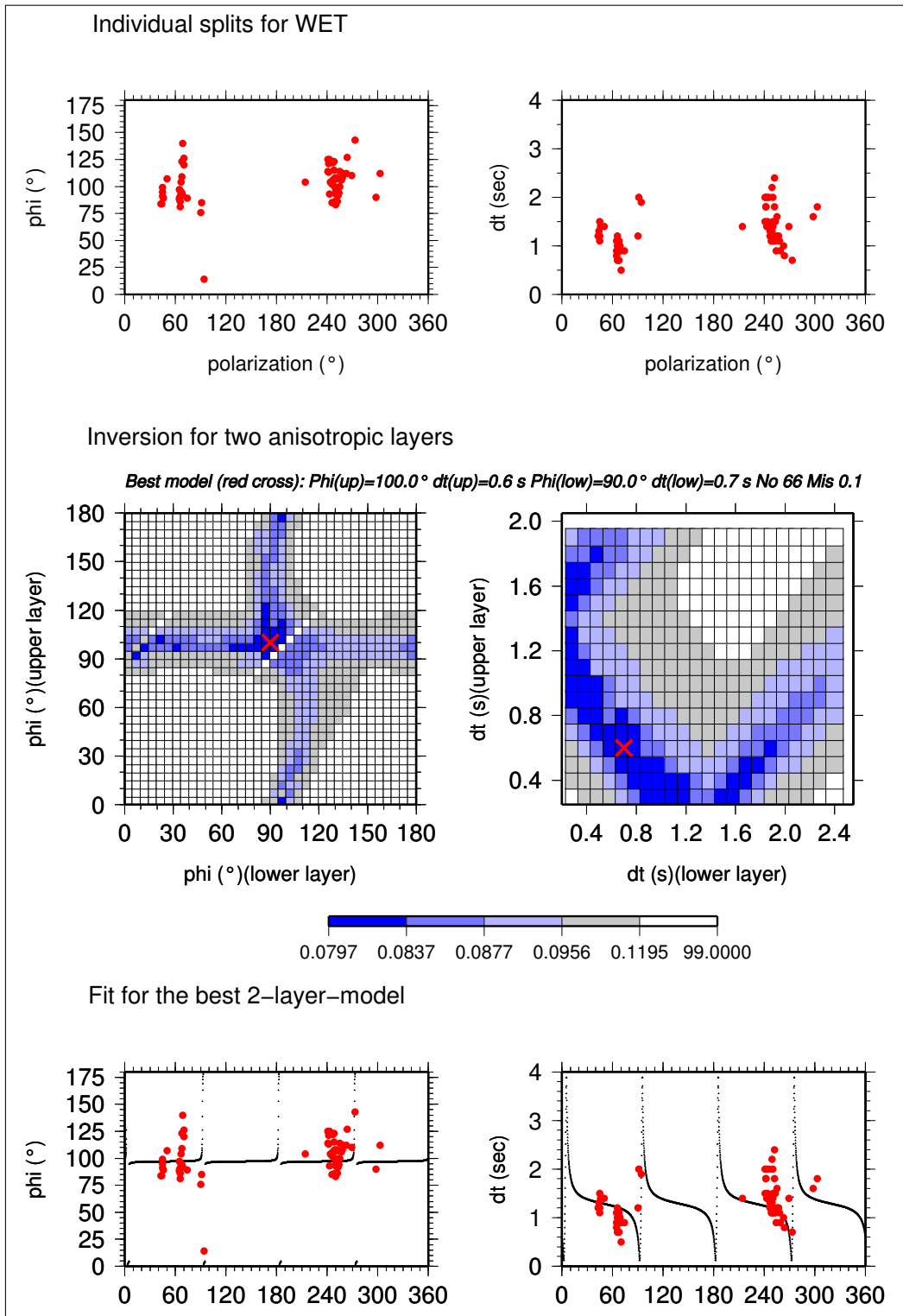


Abbildung A.34.: WET: Abbildung der Ergebnisse aus Zwei-Schicht-Modellierung. Erklärung siehe Kapitel 6.2.

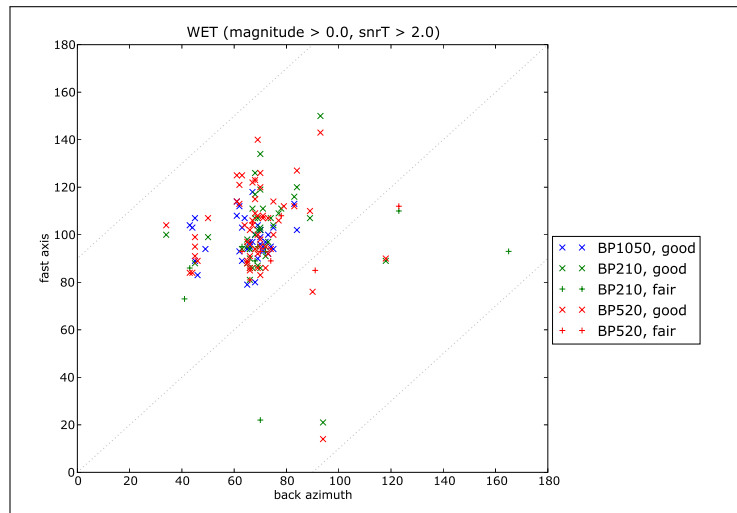


Abbildung A.35.: Splittingergebnisse der schnellen Achse für die Station WET mit angenommener Periodizität von 180 Grad.

Walferdange - WLF

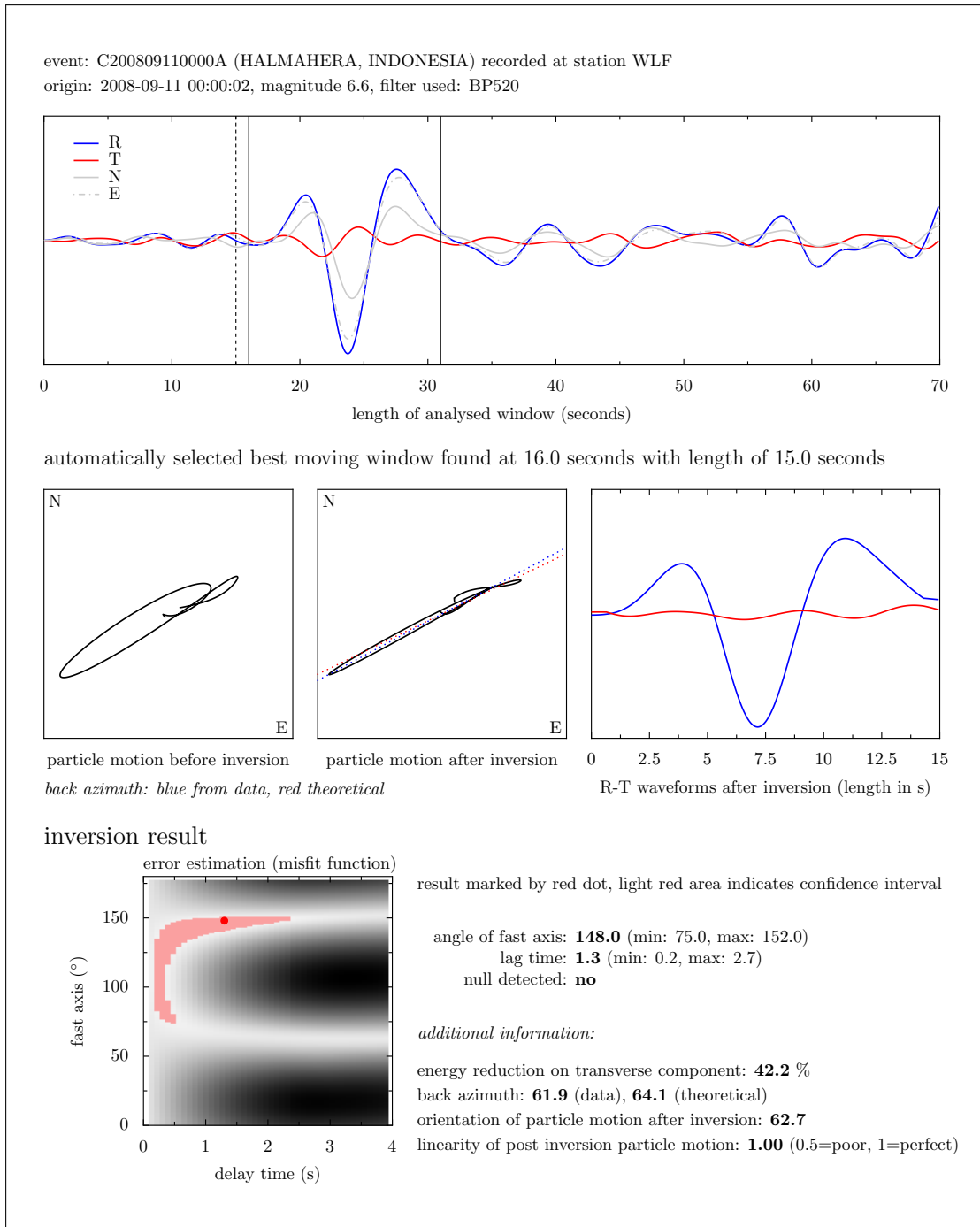


Abbildung A.36.: Inversionsbericht für WLF, Ereignis C200809110000A (Halmahera, Indonesien), Frequenzbereich 5 - 20 Sekunden. Die Inversion liefert einen großen Fehlerbereich für die Lage der schnellen Achse.

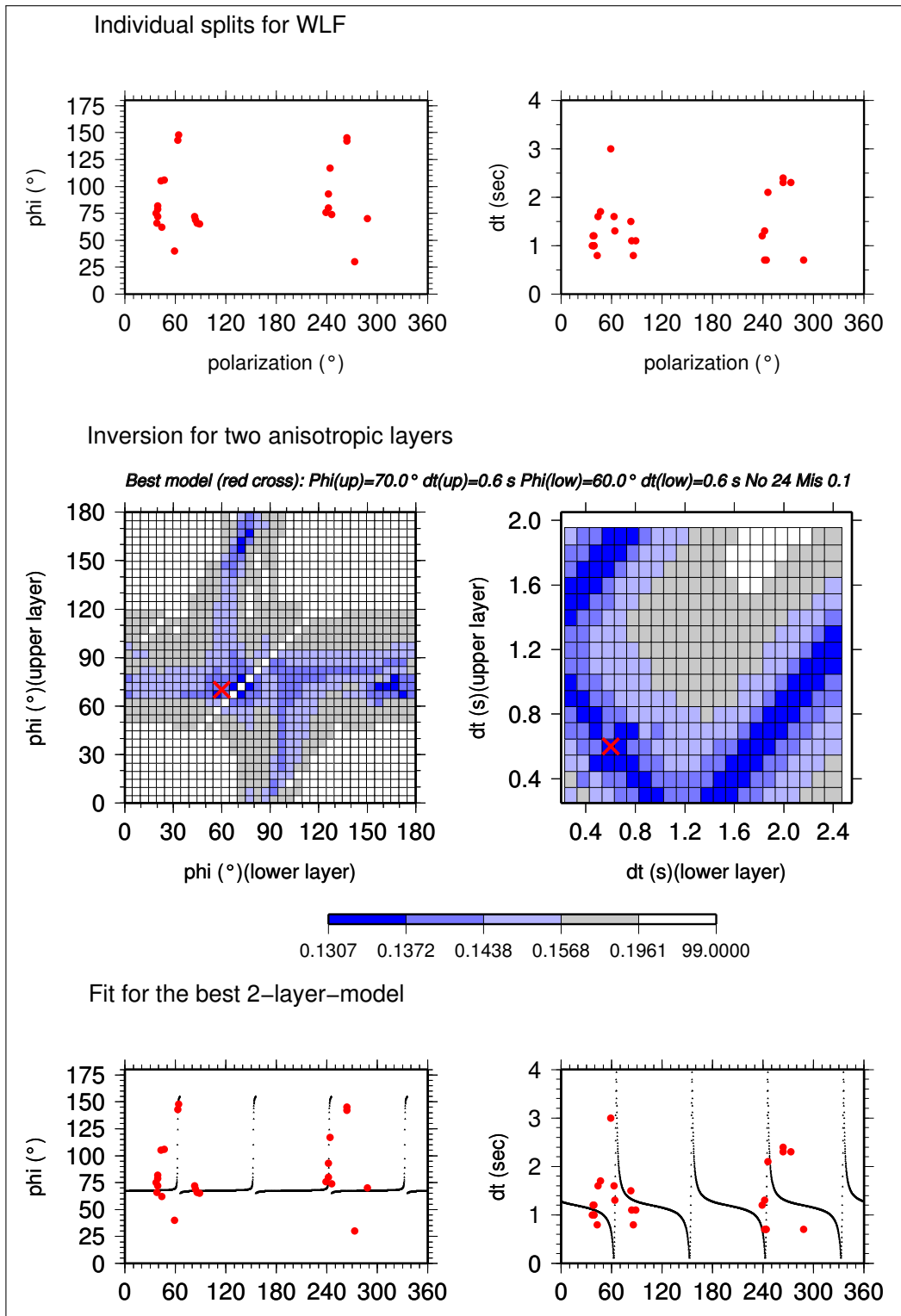


Abbildung A.37.: WLF: Abbildung der Ergebnisse aus Zwei-Schicht-Modellierung. Erklärung siehe Kapitel 6.2.

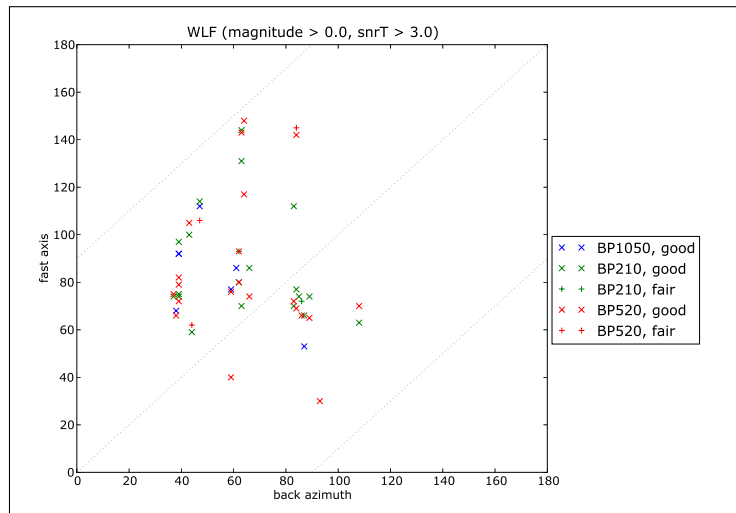


Abbildung A.38.: Splittingergebnisse der schnellen Achse für die Station WLF mit angenommener Periodizität von 180 Grad.

D. Technik

Verwendete Rechnersysteme

Rechner	CPU	RAM	OS	verfügbar seit
szpc31	Intel P4 3,00 GHz	2 GB	Debian 3.1	18.10.2004
szpc34	Intel P4 3,40 GHz	2 GB	Debian 3.1/4.0	17.11.2005
serv01	Intel Xeon X3210 2,13 GHz	4 GB	openSUSE 10.2	08.08.2007
serv02	Intel Xeon X3210 2,13 GHz	4 GB	openSUSE 10.2	08.08.2007
serv03	Intel Xeon X3210 2,13 GHz	4 GB	openSUSE 10.2	08.08.2007
serv04	Intel Xeon X3210 2,13 GHz	4 GB	openSUSE 10.2	08.08.2007
serv05	Intel Xeon X3210 2,13 GHz	4 GB	openSUSE 10.2	08.08.2007
serv06	Intel Xeon X3220 2,40 GHz	4 GB	openSUSE 10.2	06.11.2007
serv07	Intel Xeon X3220 2,40 GHz	4 GB	openSUSE 10.2	06.11.2007
serv08	Intel Xeon X3220 2,40 GHz	4 GB	openSUSE 10.2	06.11.2007
serv09	Intel Xeon X3220 2,40 GHz	4 GB	openSUSE 10.2	06.11.2007
exup01	Intel Xeon X3220 2,40 GHz	4 GB	openSUSE 10.2	12.11.2007
exup02	Intel Xeon X3220 2,40 GHz	4 GB	openSUSE 10.2	12.11.2007
exup03	Intel Xeon E5345 2,33 GHz	4 GB	openSUSE 10.2	12.11.2007

Tabelle A.9.: Übersicht über die in dieser Arbeit für die Inversion verwendeten Computersysteme

Beispiel einer komma-separierten Ergebnisdatei

```
#event;station;filter;lat;lon;depth;magn;baz;origin;axis;std-axis;numwin;lag;std-lag;class;qual;arel;awarn;\
qualval;snr;best
C092200E;GRA1;RAW;-4.96;102.10;33.0;5.9;93;2000-09-22 18:22:03;74;6.0;147;1.1;0.59;N;F;0.46;Y;0.73;1.4;N
C092200E;GRA1;BP520;-4.96;102.10;33.0;5.9;93;2000-09-22 18:22:03;77;11.3;161;1.2;0.62;N;G;0.36;Y;1.00;1.9;N
C092200E;GRA1;BP1050;-4.96;102.10;33.0;5.9;93;2000-09-22 18:22:03;99;6.5;497;1.8;0.83;N;G;1.00;N;0.93;2.9;N
C102700B;GRA1;RAW;26.27;140.46;388.0;6.1;44;2000-10-27 04:21:51;56;11.0;161;1.0;1.23;N;G;0.49;Y;1.00;0.2;N
C102700B;GRA1;BP520;26.27;140.46;388.0;6.1;44;2000-10-27 04:21:51;93;15.9;217;0.9;0.31;N;G;1.00;N;0.97;4.5;N
C102700B;GRA1;BP210;26.27;140.46;388.0;6.1;44;2000-10-27 04:21:51;94;8.4;175;0.7;0.56;N;P;1.00;N;0.69;2.8;N
C102700B;GRA1;BP1050;26.27;140.46;388.0;6.1;44;2000-10-27 04:21:51;61;15.1;371;1.4;0.65;N;G;1.00;N;0.93;23.4;N
C051094C;GRA1;RAW;-28.50;-63.06;605.0;6.4;240;1994-05-10 06:36:28;76;5.2;217;1.6;0.49;S;F;1.00;N;0.83;74.4;N
C051094C;GRA1;BP520;-28.50;-63.06;605.0;6.4;240;1994-05-10 06:36:28;75;3.1;217;1.6;0.46;S;F;1.00;N;0.85;145.0;Y
C051094C;GRA1;BP210;-28.50;-63.06;605.0;6.4;240;1994-05-10 06:36:28;76;3.7;217;1.6;0.57;S;F;1.00;N;0.83;89.0;N
C051094C;GRA1;BP1050;-28.50;-63.06;605.0;6.4;240;1994-05-10 06:36:28;69;3.0;413;4.4;0.96;S;F;1.00;N;0.87;85.2;Y
C081499A;GRA1;RAW;-5.89;104.71;101.4;6.0;91;1999-08-14 00:16:52;89;5.8;189;2.6;1.32;N;F;0.71;N;0.86;0.3;N
C081499A;GRA1;BP520;-5.89;104.71;101.4;6.0;91;1999-08-14 00:16:52;7;2.0;217;3.1;0.60;S;F;1.00;N;0.84;2.3;N
C081499A;GRA1;BP210;-5.89;104.71;101.4;6.0;91;1999-08-14 00:16:52;100;4.6;217;2.4;1.15;N;G;0.63;N;0.94;1.3;N
C081499A;GRA1;BP1050;-5.89;104.71;101.4;6.0;91;1999-08-14 00:16:52;97;2.7;497;4.2;0.72;N;G;1.00;N;0.93;2.8;N
C051200C;GRA1;RAW;-23.55;-66.45;225.0;6.2;246;2000-05-12 18:43:18;80;2.8;217;1.8;0.94;S;G;1.00;N;1.00;37.6;Y
C051200C;GRA1;BP520;-23.55;-66.45;225.0;6.2;246;2000-05-12 18:43:18;80;2.1;217;1.9;0.73;N;F;1.00;N;0.84;26.6;N
C051200C;GRA1;BP210;-23.55;-66.45;225.0;6.2;246;2000-05-12 18:43:18;80;1.6;217;1.7;0.41;S;F;1.00;N;0.81;32.9;N
C051200C;GRA1;BP1050;-23.55;-66.45;225.0;6.2;246;2000-05-12 18:43:18;77;3.3;385;3.4;0.77;N;G;1.00;N;1.00;92.2;N
B072497A;GRA1;BP520;-30.58;-72.02;33.0;5.0;245;1997-07-24 19:54:39;70;12.8;217;3.9;1.40;N;F;0.76;N;0.85;0.5;N
B072497A;GRA1;BP1050;-30.58;-72.02;33.0;5.0;245;1997-07-24 19:54:39;74;4.1;259;3.1;0.82;N;F;1.00;N;0.84;8.2;N
C112897C;GRA1;RAW;-13.74;-68.79;586.0;6.4;254;1997-11-28 22:53:41;86;4.2;217;1.3;0.89;N;F;1.00;N;0.72;8.6;N
C112897C;GRA1;BP520;-13.74;-68.79;586.0;6.4;254;1997-11-28 22:53:41;86;3.2;217;1.9;0.53;S;G;1.00;N;0.90;19.7;Y
C112897C;GRA1;BP210;-13.74;-68.79;586.0;6.4;254;1997-11-28 22:53:41;86;3.2;217;1.3;0.63;N;F;1.00;N;0.85;7.2;N
C112897C;GRA1;BP1050;-13.74;-68.79;586.0;6.4;254;1997-11-28 22:53:41;86;4.7;497;3.6;1.04;S;G;1.00;N;0.92;64.0;Y
```


E. Zusätzliche Abbildungen

Kartendarstellungen

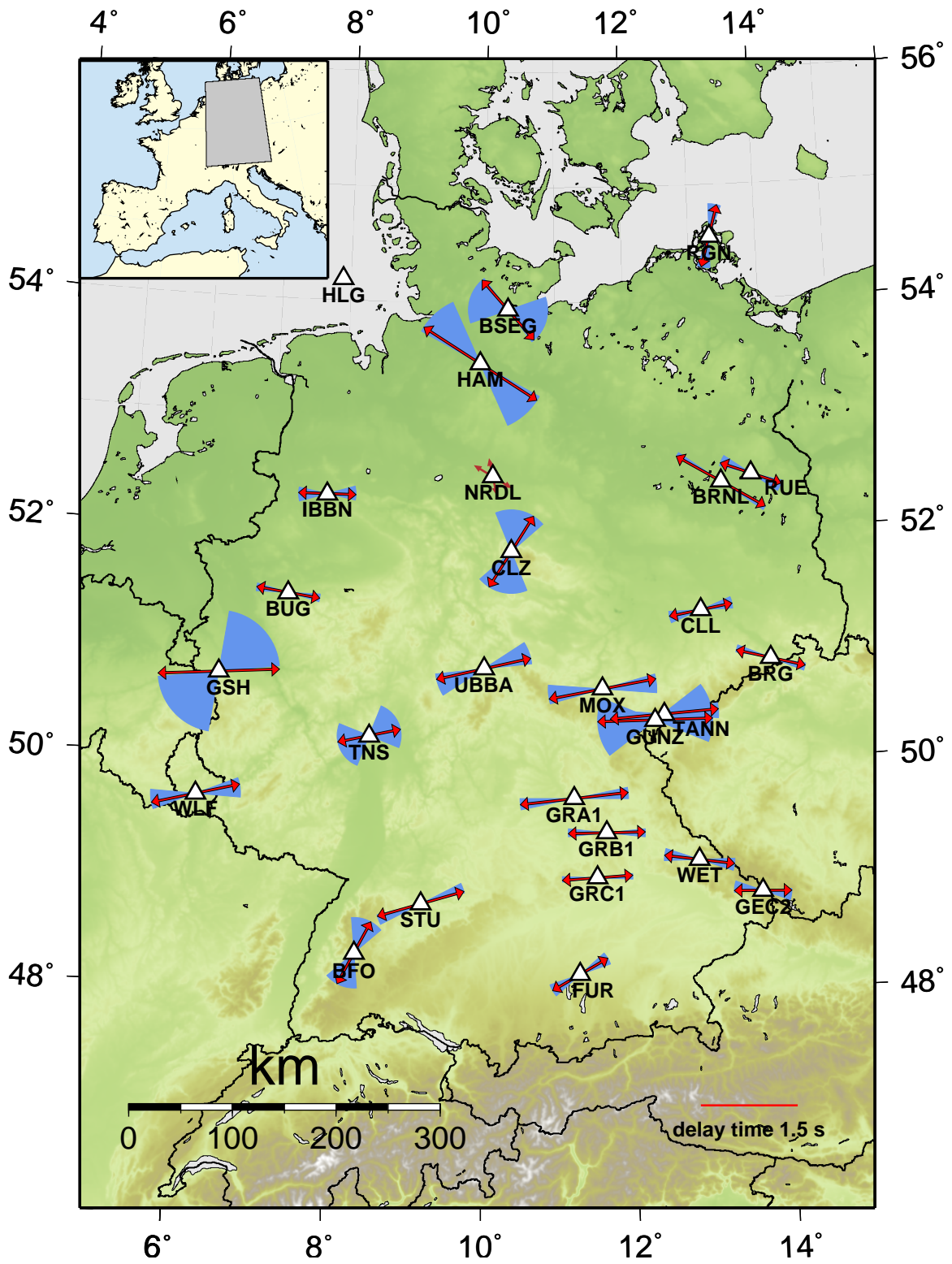


Abbildung A.39.: Karte der Stationen mit Splittingparametern bei Einschichtfall im Periodenbereich von 2 bis 10 Sekunden (Erklärung in Kapitel 6).

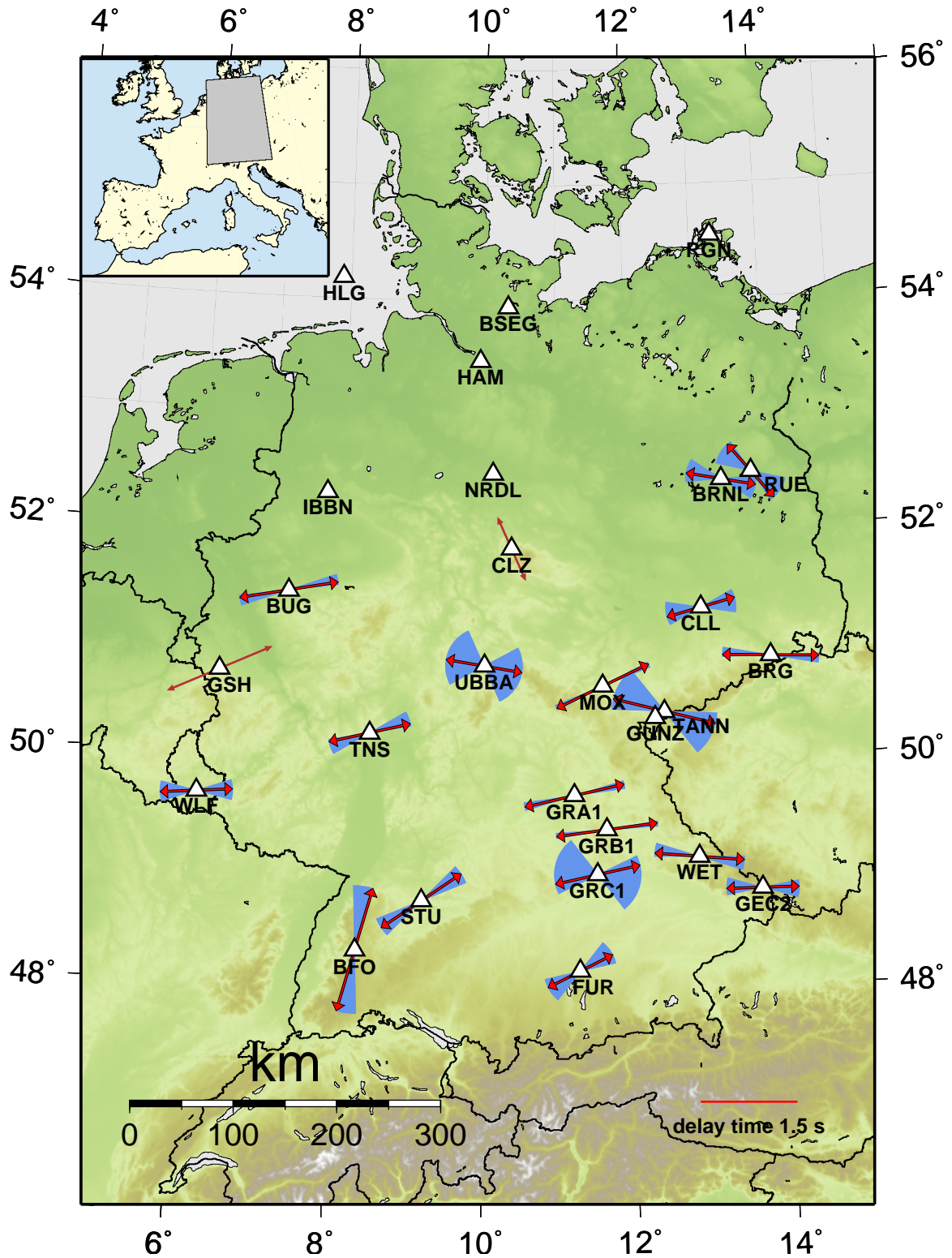


Abbildung A.40.: Karte der Stationen mit Splittingparametern bei Einschichtfall im Periodenbereich von 10 bis 50 Sekunden (Erklärung in Kapitel 6).

Weboberfläche zur Verwaltung der Metadaten

Django administration Welcome, **walther**. [Documentation](#) / [Change password](#) / [Log out](#)

[Home](#) > [Events](#) > C042300B

Change event History

Identification	
HarvardID:	<input type="text" value="C042300B"/>
Hypocenter datetime:	Date: <input type="text" value="2000-04-23"/> Today
	Time: <input type="text" value="09:27:23"/> Now
event information	
Latitude:	<input type="text" value="-28.31"/>
Longitude:	<input type="text" value="-62.99"/>
Depth:	<input type="text" value="608.5"/>
Location:	<input type="text" value="SANTIAGO DEL ESTERO PROV"/>
magnitude	
Body wave magnitude:	<input type="text" value="6.6"/>
Surface wave magnitude:	<input type="text" value="0.0"/>
inversion	
Number of body waves:	<input type="text" value="64"/>
Number of phases:	<input type="text" value="165"/>
moment tensor solution	
Strike:	<input type="text" value="290.0"/>
Dip:	<input type="text" value="5.0"/>
Slip:	<input type="text" value="150.0"/>

Abbildung A.41.: Beispiel für erfasste Erdbeben-Parameter

Django administration Welcome, **walther**. [Documentation](#) / [Change password](#) / [Log out](#)

[Home](#) > [Stations](#)

Select station to change Add station +

Q 21 results (68 total)

Code	Description or locality	Network
BFO	Black Forest Observatory Schiltach	GRSN
BRG	Berggießhübel	GRSN
BRNL	Berlin Lankwitz	GRSN
BSEG	Bad Segeberg	GRSN
BUG	Bochum University	GRSN
CLL	Collm	GRSN
CLZ	Clausthal	GRSN
FUR	Fürstfeldbruck	GRSN
GEC2	GERESS Array Station C2	GRSN
GSH	Großhau	GRSN
HAM	Hamburg	GRSN
IBBN	Ibbenbüren	GRSN
LID	Liddow	GRSN
MOX	Moxa	GRSN
NRDL	Niedersachsen Riedel	GRSN
RGN	Rügen	GRSN
RUE	Rüdersdorf	GRSN
STU	Stuttgart	GRSN
TNS	Taunus	GRSN
UBBA	Unterbreizbach	GRSN
WET	Wetzell	GRSN

21 stations

Filter

By network

- All
- GEOFON
- GRF
- GRSN**
- RUPTURE
- SX

Abbildung A.42.: Verwaltung von Stationsparametern, Ansicht wurde für die Anzeige der Stationen des GRSN gruppiert

Django administration Welcome, **walther**. Documentation / Change password / Log out

Home > Stations > GRA1

Change station History

necessary data

Code:

Latitude:

Longitude:

optional information (Hide)

Description or locality:

Elevation:

Network:

[✖ Delete](#)

Abbildung A.43.: Beispiel für Stationsinformationen

Django administration Welcome, **walther**. Documentation / Change password / Log out

Home > Filters > BP520

Change filter History

Overview

Short code:

Description:

filter details (Hide)

Type:

Filter parameter #1:

Filter parameter #2:

Filter parameter #3:

Filter parameter #4:

[✖ Delete](#)

Abbildung A.44.: Beispiel für Filterparameter

Django administration Welcome, **walther**. [Documentation](#) / [Change password](#) / [Log out](#)

[Home](#) > [Phases](#) > [SKS](#)

Change phase History

Phase:

SH code:

[✖ Delete](#) [Save and add another](#) [Save and continue editing](#) [Save](#)

Abbildung A.45.: Beispiel für Phaseninformation (das Phasen Kürzel *SKSVAVC* ist spezifisch für Seismic Handler, ein *V* kennzeichnet den nachfolgenden Buchstaben als klein, es ergibt sich also die Phase *SKSac*)

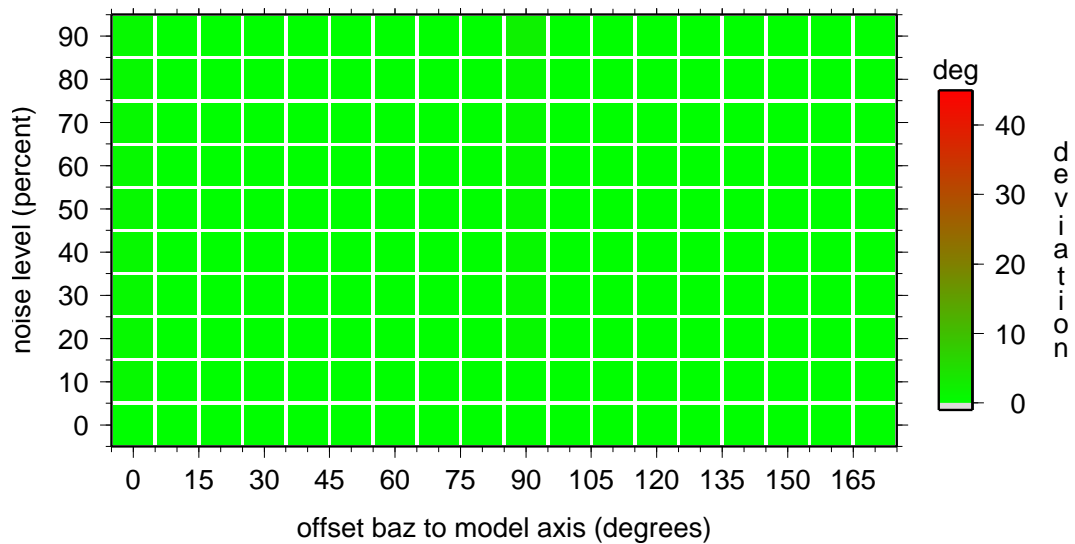


Abbildung A.46.: Minimale Abweichung der über Inversion ermittelten schnellen Achse von den Modellparametern bei variabler Initialisierung des Zufallsgenerators für die Erzeugung des Rauschanteils, Bandpass-Filterung von 5 bis 20 Sekunden.

Verteilung der Bebenzentren

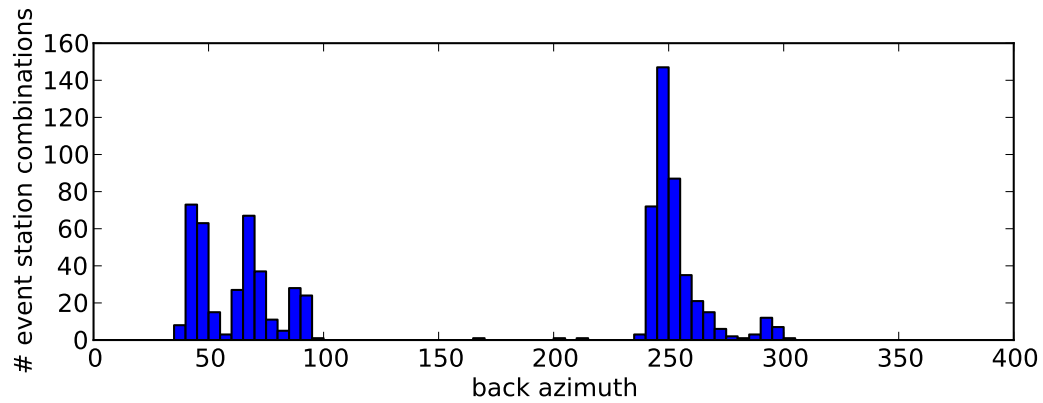


Abbildung A.47.: Histogramm der Einfallsrichtungen für alle Einsätze hoher Qualität an den Stationen des GRSN für alle betrachteten Periodenbereiches.

F. Mathematische Ergänzungen

Hexagonale Anisotropie

Die hexagonale Anisotropie kann durch fünf Koeffizienten des Elastizitätstensors beschrieben werden. In allgemeiner Form lautet dieser (nach Voigt, 1910):

$$(A.1) \quad \tilde{c}_{ij} = \begin{pmatrix} c_{1111} & c_{1122} & c_{1133} & c_{1123} & c_{1113} & c_{1112} \\ c_{2211} & c_{2222} & c_{2233} & c_{2223} & c_{2213} & c_{2212} \\ c_{3311} & c_{3322} & c_{3333} & c_{3323} & c_{3313} & c_{3312} \\ c_{2311} & c_{2322} & c_{2333} & c_{2323} & c_{2313} & c_{2312} \\ c_{1311} & c_{1322} & c_{1333} & c_{1323} & c_{1313} & c_{1312} \\ c_{1211} & c_{1222} & c_{1233} & c_{1223} & c_{1213} & c_{1212} \end{pmatrix}$$

Anhang

Bei Vorliegen hexagonaler Anisotropie vereinfacht sich dieser und besteht nur noch aus den Love-Parametern A, C, F, L, N (Love, 1927):

$$(A.2) \quad \tilde{c}_{ij} = \begin{pmatrix} A & A - 2N & F & 0 & 0 & 0 \\ A - 2N & A & F & 0 & 0 & 0 \\ F & F & C & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & L & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & L & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & N \end{pmatrix}$$

G. Daten auf DVD

Auf der hier beiliegenden DVD sind folgende zusätzliche Informationen enthalten:

1. CSV-Daten mit Ergebnissen,
2. Ergebnisdarstellungen zu sämtlichen analysierten Beben-Stations-Kombinationen,
3. Analysedarstellungen zur Bestimmung der Position des optimalen Fensters.

Detaillierte Beschreibungen zum Umfang der Daten sind in Kapitel 6 enthalten.

Lebenslauf

In der Onlineversion ist der Lebenslauf nicht enthalten.