
**Scherwellen-Doppelbrechung von SK(K)S-Phasen und
lateral variierende Anisotropie im Gebiet des
Oberrheingrabens**

Shear-wave splitting of SK(K)S-phases and laterally varying
anisotropy in the Upper Rhine Graben area

Masterarbeit

von

Yvonne Fröhlich

(2125019)

yvonne.froehlich@student.kit.edu

KIT-Fakultät für Physik
Geophysikalisches Institut

Referent: apl. Prof. Dr. Joachim R. R. Ritter
Korreferent: Prof. Dr. Andreas Rietbrock
Betreuender Mitarbeiter: Dr. Michael Grund

Bearbeitungszeitraum: 27.08.2019 - 27.08.2020 bzw. 14.09.2020

Danksagung

Allem voran geht mein Dank an apl. Professor Dr. Joachim R. R. Ritter für die umfassende Betreuung meiner Masterarbeit und die Möglichkeit an diesem interessanten Thema zuarbeiten.

Dr. Michael Grund danke ich für die Mitbetreuung und die Weitergabe seiner MATLAB- und GMT-Skripte.

Yasmin Sanz Alonso danke ich für die Weitergabe ihrer Scherwellen-Splitting-Messungen für die Messstationen BFO (GR) (01.1991 - 10.2016) und WLS (FR) (10.2011 - 06.2017).

Den Mitarbeitern und Studierenden der Arbeitsgruppe Seismologie danke ich für ihre Denkanstöße, Tipps und konstruktive Kritik.

Professor Dr. Andreas Rietbrock danke ich für die Übernahme des Korreferats.

Dem GFZ Potsdam, RESIF und dem KABBA Datenzentrum danke ich für die Bereitstellung der seismologischen Daten der Messstationen BFO (GR) und STU (GE), WLS (FR) und ECH (G) sowie TMO05 (KB) und TMO07 (KB).

Ich bedanke mich bei allen Korrekturlesern, vor allem bei meiner Mutter Christel Fröhlich.

Abschließend bedanke ich mich für die Unterstützung und den Rückhalt während meines gesamten Studiums durch meine Eltern Christel Fröhlich und Dr. Gerd Fröhlich und meinen Bruder Dirk Fröhlich sowie durch meine Freundinnen und Freunde.

Abstrakt

Vorliegende S-Wellen-Splitting-Messungen (SWSMen) an Phasen vom SKS-Typ im Gebiet des Oberrheingrabens (ORG) weisen eine Variation der bestimmten (scheinbaren) Splitting-Parameter sowie der Null- und Nicht-Null-Messungen mit dem Rückazimut auf und zeigen darüber komplexe, eingeschlossen lateral variierende, Anisotropie an. Durch diese Beobachtung motiviert, das Modell der Anisotropie im Gebiet des ORGs zu verbessern, wurden weitere SWSMen an Langzeitregistrierungen der breitbandigen seismischen Messstationen BFO, WLS, STU, ECH, TMO05 und TMO07 durchgeführt.

Hinsichtlich der Anisotropie im Mantel wurden PKS-, SKS, und SKKS-Phasen von teleseismischen Erdbeben innerhalb des Epizentraldistanz-Bereichs $[90,140]^\circ$ herangezogen. Die Splitting-Parameter, die schnelle Polarisationsrichtung ϕ angegeben als Winkel zu Nord und die Verzögerungszeit δt akkumuliert zwischen den beiden quasi S-Wellen, wurden mit dem *MATLAB*-Programm *SplitLab* zusammen mit der Erweiterung *StackSplit* bestimmt. Es wurden als Grenzfrequenzen für den Bandpass-Filter $[0.020,0.066]$ Hz (untere Grenze) und $[0.15,0.20]$ Hz (obere Grenze) gewählt, und die *Energie-Minimum-Methode* und die *Rotation-Korrelation-Methode* vergleichend angewendet. An die bestimmten (scheinbaren) Splitting-Parameter der Nicht-Null-Messungen wurden strukturelle Anisotropie-Modelle zu den Modelltypen eine Schicht und zwei Schichten mit transversaler Isotropie mit horizontaler (HTI) und geneigter (TTI) Symmetrieachse angepasst. Die stationsbezogenen Resultate wurden stationsübergreifend hinsichtlich möglicher grundlegender Anisotropie-Regime betrachtet.

Die Dauer der Verzögerungszeit sowie keine klaren Verschiedenheiten zwischen SKS- und SKKS-Phase sprechen für eine Lage der Anisotropie im oberen Mantel (Lithosphäre und Asthenosphäre). Verifiziert werden konnte, dass die Anisotropie im Gebiet des ORGs nicht nur vertikal, sondern auch kleinräumig lateral variiert. Beobachtet wurden zwischen der Ostseite (STU, BFO) und der Westseite (ECH) des ORGs eine Änderung der schnellen Polarisationsrichtungen des Anisotropie-Modells zum Modelltyp zwei Schichten mit HTI sowie vom Moldanubikum (BFO, STU, ECH) zum Saxothuringikum (TMO05, TMO07) eine Tendenz von zwei Schichten mit HTI zu einer Schicht mit HTI als Modelltyp. Zusätzlich sind zwischen BFO und ECH laterale Heterogenitäten, welche durch Streuung die SWSMen stören, zu vermuten.

Abstract

Existing S-wave splitting measurements (SWSMs) on phases of the SKS-type in the Upper Rhine Graben (URG) area show a variation of the determined (apparent) splitting-parameters as well as the null and non-null measurements and therefore indicate complex, including laterally varying, anisotropy. Motivated by this observation, to improve the model of the anisotropy in the URG area, further SWSMs were carried out on long-term recording from the broadband seismic stations BFO, WLS, STU, ECH, TMO05 and TMO07.

To address the anisotropy in the mantle, PKS-, SKS- and SKKS-phases of teleseismic earthquakes within the epicentral distance range $[90, 140]^\circ$ were considered. The splitting parameters, the fast polarization direction ϕ given as angle to the north and the delay time δt accumulated between the two quasi S-waves, were determined with the *MATLAB*-program *SplitLab* together with the plugin *StackSplit*. As corner frequencies for the bandpass-filter $[0.020, 0.066]$ Hz (lower corner) and $[0.15, 0.20]$ Hz (upper corner) were chosen, and both the *rotation-correlation method* and the *minimum-energy method* were applied for comparison. To the determined (apparent) splitting parameters of the non-null measurements structural anisotropy models of the model types one layer and two layers with transverse isotropy with horizontal (HTI) and tilted (TTI) symmetry axis were fitted. The station-related results were used to study possible basic anisotropy regimes.

According to the duration of the delay time and no clear differences between SKS- and SKKS-phase, the anisotropy lies in the upper mantle (lithosphere and asthenosphere). It could be verified that the anisotropy in the area of the URG varies not only vertically but also on small-scale laterally. Between the east side (STU, BFO) and the west side (ECH) of the URG a change of the fast polarisation directions of the anisotropy model of the model type two layers with HTI was observed. From the Moldanubian Zone (BFO, STU, ECH) to the Saxothuringian Zone (TMO05, TM007) a tendency from two layers with HTI to one layer with HTI as model type was observed. Additionally, lateral heterogeneities between BFO and ECH, which disrupt the SWSMs due to scattering, are to be assumed.

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	VII
Tabellenverzeichnis	VIII
Abkürzungsverzeichnis	XI
1 Einleitung	1
1.1 Motivation	1
1.2 Gliederung	2
2 Grundlagen zur elastischen Anisotropie	3
2.1 Spannungs-Verformungs-Beziehung und Symmetrien	3
2.2 Wellenpropagation und Wellentypen	5
2.3 Auftreten und Ursachen in der Erde	6
2.4 Untersuchung in der Erde	9
2.4.1 Scherwellen-Doppelbrechung (S-Wellen-Splitting)	9
2.4.2 Einfache Anisotropie und komplexe Anisotropie	10
2.4.3 Null-Messung und Nicht-Null-Messung	11
3 Methoden zur Bestimmung der Splitting-Parameter	13
3.1 Einzel-Ereignis-Analyse	15
3.1.1 Methode nach Bowman und Ando	15
3.1.2 Methode nach Silver und Chan	15
3.2 Mehr-Ereignis-Analyse	17
3.2.1 Stapeln von Oberflächen von Einzel-Ereignis-Messungen	18
3.2.2 Gemeinsame Inversion von Wellenformen von Einzel-Ereignis-Messungen	18
4 Untersuchungsgebiet	19
4.1 Geologie und Tektonik	19
4.2 Bisherige Anisotropie-Studien	23
4.3 Messstationen und Daten	27
5 Vorgehen bei den Anisotropie-Untersuchungen	31
5.1 Messung von Scherwellen-Doppelbrechung (S-Wellen-Splitting)	31
5.1.1 Konfiguration von <i>SplitLab</i>	31
5.1.2 Einzel-Ereignis-Analyse in <i>SplitLab</i>	32
5.1.3 Mehr-Ereignis-Analyse in <i>StackSplit</i>	37
5.1.4 Splitting-Intensität	39
5.2 Entwicklung von Anisotropie-Modellen	40
5.2.1 Vertikale und laterale Lage und Variation der Anisotropie	40
5.2.2 Modellierung anisotroper Abschnitte und Schichten	44

6 Ergebnisse und Interpretation	49
6.1 Anisotropie-Modelle für die Messstationen	51
6.1.1 Resultate für BFO	56
6.1.2 Resultate für WLS	58
6.1.3 Resultate für STU	60
6.1.4 Resultate für ECH	62
6.1.5 Resultate für TMO05	64
6.1.6 Resultate für TMO07	67
6.2 Anisotropie-Modell für das Gebiet des Oberrheingrabens	69
6.2.1 Vergleich der stationsbezogenen Resultate	78
6.2.2 Verbindung der stationsbezogenen Resultate	79
6.2.3 Bezug zu geodynamischen Ansätzen	83
6.2.4 Vergleich mit bestehenden Anisotropie-Modellen	85
7 Zusammenfassung und Ausblick	91
Quellenverzeichnis	XIII
Appendix	XIX

Abbildungsverzeichnis

1	P-Welle und SH- und SV-Welle im isotropen und anisotropen Medium	6
2	Transversale Isotropie (a) VTI (b) HTI	7
3	Olivin-Einzelkristalle (a) Achsen (b) LPO	7
4	Anisotropie im subkontinentalen oberen Mantel (a) VCD (b) SAF	8
5	Prinzip der Scherwellen-Doppelbrechung	10
6	PKS-, SKS- und SKKS-Phase (a) Laufwege (b) Laufzeiten	13
7	Übersicht über die Methoden zur Bestimmung der Splitting-Parameter	14
8	(a) Europäisches Känozoisches Grabensystem (b) Geologie des ORGs	21
9	Karte der paläozoischen Platten und Mikroplatten heute	22
10	Paläozoische Rekonstruktion mittleres Ordovizium bis unteres Karbon	22
11	Karte des ORGs und Umgebung	29
12	Tiefenphasen pSKS- und sSKS-Phase (a) Laufwege (b) Laufzeit-Unterschiede . .	35
13	<i>Diagnostic Plot</i> von <i>SplitLab</i> (a) Null- (b) Nicht-Null-Messung	36
14	<i>Diagnostic Plot</i> von <i>StackSplit</i> bei der SIMW (a) Null- (b) Nicht-Null-Messung .	38
15	(a) Vertikale Variation der Anisotropie (b) Laterale Variation der Anisotropie . .	41
16	Sensitivitätsbereich (a) Prinzip der Tiefeneinschränkung (b) Tiefenverlauf	44
17	Modelltypen	47
18	Farbskala zur Darstellung der (scheinbaren) schnellen Polarisationsrichtung . . .	51
19	SWSMen als Stereoplots für die Messstationen	55
20	Nicht-Null-Messungen für BFO im SW (a) Seismogrammausschnitt (b) Hodogramm	56
21	Modellierung E2 für BFO	57
22	Modellierung E2 für WLS	59
23	Modellierung I2 für WLS	59
24	Modellierung E2 für STU	60
25	Modellierung I2 für STU	61
26	Modellierung B2 für STU	62
27	Modellierung E2 für ECH	63
28	Modellierung I2 für ECH	64
29	Modellierung B2 für TMO05	65
30	Modellierung E2 für TMO05	66
31	Modellierung I2 für TMO05	67
32	Modellierung A2 für TMO07	68
33	SWSMen als Stereoplots für BFO	71
34	Karte des ORGs und Umgebung mit Anisotropie-Modellen 01	73
35	Geographische Anordnung der SWSMen und der Anisotropie-Modelle	75
36	Karte des ORGs und Umgebung mit Durchstoßpunkten für 200 km Tiefe	77
37	Skizze der lateralen Variation der Anisotropie zwischen STU, BFO und ECH . .	82
38	Seismogramme und Hodogramme für BFO, WLS, STU und ECH	89
39	Karte des ORGs und Umgebung mit Anisotropie-Modellen 02	94
40	Erdbeben- bzw. Epizentren-Verteilung für die Messstationen	XIX
41	Bestimmte (scheinbare) Splitting-Parameter für die Messstationen	XXV

42	Splitting-Intensität (Chevrot 2000) für die Messstationen	XXVII
----	---	-------

Tabellenverzeichnis

1	Zusammenstellung bisheriger Anisotropie-Studien im Gebiet des ORGs	24
2	Informationen zu den Messstationen	28
3	Bereiche der Erdbeben-Parameter	32
4	Informationen zu den 3-Komponenten-Geschwindigkeitsseismogrammen	32
5	Manuelle Einordnung der SWSMen	35
6	Synthetische Anisotropie-Modelle	47
7	Benennung der Modellierungen	48
8	Anzahl der gefundenen SWSMen	49
9	Entwickelte Anisotropie-Modelle	50
10	Vergleich der Anisotropie-Modelle für BFO, STU und ECH	87

Abkürzungsverzeichnis

AASN	AlpArray Seismologisches Netzwerk (AlpArray Seismic Network)
a. s. l.	über Meeresspiegel (above sea level)
APM	absolute Plattenbewegung (absolut plate motion)
BAZ	Rückazimut (backazimuth)
BGR	Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
BreqFast	(batch requests, fast)
CMB	Kern-Mantel-Grenze (core-mantel boundary)
CMT	Centroid-Moment-Tensor
CPO	bevorzugte Kristall-Orientierung (crystal preferred orientation)
CS	krustale Spannung (crustal stress)
EV	Eigenwert-Methode (eigenvalue method)
FDSN	International Federation of Digital Seismograph Networks
GEOFON	Geoforschungsnetz
GFZ	Deutsches GeoForschungsZentrum
GPI	Geophysikalisches Institut
GRF	Gräfenberg Array
GRSN	Deutsches Seismologisches Regionalnetz (German Regional Seismic Network)
HT	Hunsrück-Taunus-Störung (Hunsrück-Taunus fault)
HTI	transversale Isotropie mit horizontaler Symmetrieachse (horizontal transverse isotropy)
KABBA	Karlsruhe Breitband Array
KIT	Karlsruher Institut für Technologie
LAB	Lithosphären-Asthenosphären-Grenze (lithosphere-asthenosphere boundary)
LLBB	Lalaye-Lubine-Baden-Baden-Störung (Lalaye-Lubine-Baden-Baden fault)
LMM	unterster Mantel (lowermost mantle)
LPO	bevorzugte Gitter-Orientierung (lattice preferred orientation)
nKKK	normierter Kreuzkorrelationskoeffizient

ORG	Oberrhein Graben (Upper Rhine Graben)
RESIF	Französisches Seismologisches und Geodätisches Netzwerk (French Seismologic and Geodetic Network) (Réseau Sismologique et Géodésique Français)
RC	Rotation-Korrelation-Methode (rotation-correlation method)
RH	Methode nach Restivo und Helffrich (method after Restivo and Helffrich)
RMS	quadratisches Mittel (root mean square)
sac	seismischer Analyse Code (seismic analysis code)
SC	Minimum-Energie-Methode (minimum-energy method)
SIMW	simultane Wellenforminversion (simultaneous inversion of multiple waveforms)
SAF	einfacher asthenosphärischer Fluss (simple asthenospheric flow)
SNR	Signal-zu-Rausch-Verhältnis (signal-to-noise ratio)
SGT	Süddeutsche Dreieck (South German Triangel)
SPO	bevorzugte Form-Orientierung (shape preferred orientation)
SWS	S-Wellen-Splitting (S-wave splitting)
SWSM	S-Wellen-Splitting-Messung (S-wave splitting measurement)
TIMO	Tiefenstruktur des mittleren ORGs (Deep Structure of the Central URG)
TTI	transversale Isotropie mit geneigter Symmetrieachse (tilted transverse isotropy)
URS2	Urbane Seismologie - 2 (Urban Seismology - 2)
VCD	vertikale kohärente Deformation (vertical coherent deformation)
VTI	transversale Isotropie mit vertikaler Symmetrieachse (vertical transverse isotropy)
WS	Methode nach Wolfe und Silver (method after Wolfe and Silver)

1 Einleitung

Der Masterarbeit vorangestellt sind Motivation (Abschnitt 1.1) und Gliederung (Abschnitt 1.2).

1.1 Motivation

Geologische und tektonische Prozesse gehen in Kruste und oberem Mantel der Erde mit Deformation, insbesondere Verformung, einher. Diese führt zur Entstehung bevorzugter Form-Orientierung und bevorzugter Gitter- / Kristall-Orientierung und begünstigt so elastische Anisotropie. Aufgrund dieses direkten Zusammenhangs bietet elastische Anisotropie einen inzwischen umfassend genutzten Zugang zu Wissen über das tiefe Innere der Erde sowie zu Rückschlüssen und Einschränkungen bezüglich vergangener und gegenwärtiger Dynamik im Mantel der Erde. (Silver 1996, Long und Silver 2009, Long und Becker 2010)

Doppelbrechung ist allgemein ein eindeutiger Indikator für Anisotropie. Entsprechend wird in der Seismologie die Doppelbrechung von linear polarisierten Scherwellen, sogenanntes Scherwellen-Splitting, genutzt, um elastische Anisotropie in der Erde, vor allem im Mantel, zu untersuchen. S-Wellen-Splitting ist als elastisches Analogon zur Birefringenz in der Optik auffassbar. Als Doppelbrechungsparameter, auch Splitting-Parameter genannt, dienen die schnelle Polarisationsrichtung und die zwischen den beiden quasi S-Wellen akkumulierte Verzögerungszeit.

Gegenstand dieser Masterarbeit sind Anisotropie-Untersuchungen im Gebiet des Oberrheingrabens hinsichtlich komplexer, insbesondere lateral variierender, Anisotropie.

Die bisherigen Anisotropie-Studien weisen meist wenige S-Wellen-Splitting-Messungen bzw. eine unvollständige und ungleichmäßige Rückazimut-Abdeckung auf. Häufig erfolgte eine Mittelung der bestimmten (scheinbaren) Splitting-Parameter der Nicht-Null-Messungen über einen weiten oder sogar den gesamten Rückazimut-Bereich. Vertikale und laterale Variation der Anisotropie zeigen sich aber gerade als bzw. in der Variation der bestimmten scheinbaren Splitting-Parameter mit dem Rückazimut. Vorhandene komplexe Anisotropie war erst gar nicht ersichtlich bzw. wurde letztlich unterdrückt. Die Annahme, dass komplexe Anisotropie vorhanden ist, begründet sich auf der nicht ohne laterale Variation erkläraren Verschiedenheit der S-Wellen-Splitting-Messungen für BFO im NE und SW (Sanz Alonso 2017). Entsprechend ist eine Verbesserung des bestehenden Modells der Anisotropie im Gebiet des Oberrheingrabens erforderlich.

Dazu wird an Langzeitregistrierungen der breitbandigen seismischen Messstationen BFO, WLS, STU, ECH, TMO05 und TMO07 S-Wellen-Splitting gemessen. Hinsichtlich Anisotropie im Mantel sind Phasen vom SKS-Typ günstig. Für die Bestimmung der (scheinbaren) Splitting-Parameter wird das *MATLAB*-Programm *SplitLab* (Wüstefeld *et al.* 2008) zusammen mit der Programmerweiterung *StackSplit* (Grund 2017) eingesetzt. An die bestimmten (scheinbaren) Splitting-Parameter der Nicht-Null-Messungen werden stationsbezogen strukturelle Anisotropie-Modelle zu den Modelltypen eine Schicht und zwei Schichten mit transversaler Isotropie mit horizontaler und geneigter Symmetrieachse angepasst. Bei der stationsübergreifenden Betrachtung wird versucht mögliche grundlegende Anisotropie-Regime zu erkennen und voneinander abzugrenzen. Neben dem Vergleich und dem Verbinden der stationsbezogenen Resultate erfolgt ein Bezug zu geodynamischen Ansätzen und ein Vergleich mit bestehenden Anisotropie-Modellen.

1.2 Gliederung

In Abschnitt 2 sind Grundlagen zur elastischen Anisotropie hinsichtlich Spannungs-Verformungs-Beziehung und Symmetrien (Abschnitt 2.1), Wellenpropagation und Wellentypen (Abschnitt 2.2), Auftreten und Ursachen in der Erde (Abschnitt 2.3) sowie Untersuchung in der Erde (Abschnitt 2.4) zusammengestellt.

In Abschnitt 3 werden die in dieser Arbeit zur Bestimmung der Splitting-Parameter bei der Einzel-Ereignis-Analyse (Abschnitt 3.1) sowie der Mehr-Ereignis-Analyse (Abschnitt 3.2) eingesetzten Methoden erklärt.

In Abschnitt 4 wird das Untersuchungsgebiet hinsichtlich Geologie und Tektonik (Abschnitt 4.1), bisheriger Anisotropie-Studien (Abschnitt 4.2) sowie Messstationen und Daten (Abschnitt 4.3) vorgestellt.

In Abschnitt 5 wird das Vorgehen bei den Anisotropie-Untersuchungen bestehend aus der Messung von Scherwellen-Doppelbrechung (Abschnitt 5.1) und darauf aufbauend der Entwicklung von Anisotropie-Modellen (Abschnitt 5.2) beschrieben.

In Abschnitt 6 folgen Ergebnisse und Interpretation hinsichtlich der Anisotropie-Modelle für die Messstationen (Abschnitt 6.1) und eines Anisotropie-Modells für das Gebiet des Oberrheingrabens (Abschnitt 6.2).

In Abschnitt 7 sind abschließend Zusammenfassung und Ausblick zu finden.

2 Grundlagen zur elastischen Anisotropie

Anisotropie bezeichnet die Abhängigkeit einer physikalischen Größe oder Eigenschaft von der Richtung. Abzugrenzen davon ist Heterogenität, die Abhängigkeit vom Ort. Die Geophysik untersucht in Zusammenhang mit Anisotropie meist elastische (seismische) Anisotropie, da die Abhängigkeit der Propagationsgeschwindigkeit der dort betrachteten, als elastisch angenommenen, (seismischen) Wellen von Propagationsrichtung und Polarisationsrichtung relevant ist.

Das Verhältnis von Skala der Betrachtung und charakteristischer Länge einer Struktur bestimmt, ob Homogenität oder Heterogenität sowie Isotropie oder Anisotropie vorliegt. Eine sich bei kleiner Skala der Betrachtung ergebende Heterogenität ist bei großer Skala der Betrachtung, z. B. bei großer Wellenlänge, vernachlässigbar und das Medium als homogen und unter Umständen anisotrop anzusehen. Damit ist für Anisotropie letztlich immer eine strukturierte oder orientierte, d. h. nicht zufällige, entsprechend kleinräumige Heterogenität ursächlich. (Maupin und Park 2007)

Nachfolgend werden bezüglich elastischer Anisotropie Spannungs-Verformungs-Beziehung und Symmetrien (Abschnitt 2.1), Wellenpropagation und Wellentypen (Abschnitt 2.2), Auftreten und Ursachen in der Erde (Abschnitt 2.3) sowie Untersuchung in der Erde (Abschnitt 2.4) thematisiert.

2.1 Spannungs-Verformungs-Beziehung und Symmetrien

Für ein ideal-elastisches Medium und bei Beschränkung auf infinitesimale Verformung ergibt sich die Spannungs-Verformungs-Beziehung (stress-strain relation) linear und frequenzunabhängig als verallgemeinertes Hooksches Gesetz. Der Elastizitätstensor (elastic tensor) \mathbf{c} verknüpft den Spannungstensor (stress tensor) $\boldsymbol{\sigma}$ mit dem Verformungstensor (strain tensor) $\boldsymbol{\varepsilon}$ (Formel 1).¹ Durch die Symmetrie von Spannungs- und Verformungstensor sind 36 Komponenten und zusammen mit den drei Hauptinvarianzen² von Spannungs- und Verformungstensor sowie der Konstanz der Verformungsarbeit maximal 21 Komponenten der 81 Komponenten des Elastizitätstensors unabhängig. Dies stellt die allgemeine Form der Spannungs-Verformungs-Beziehung dar und entspricht trikliner Symmetrie bzw. vollständiger Anisotropie.

$$\begin{aligned} \sigma_{ij} &= c_{ijkl}\varepsilon_{kl} & \text{mit } i, j, k, l = 1, 2, 3 \\ c_{ijkl} &= c_{jikl} = c_{ijlk} = c_{klij} \end{aligned} \quad (1)$$

Die Voigtsche Notation nutzt die Symmetrie von Spannungs- und Verformungstensor, um den Elastizitätstensor statt als $3 \times 3 \times 3 \times 3$ Tensor als 6×6 Matrix darzustellen, wobei die Konvention in Formel 2 jeweils für $ij \rightarrow m$ und $kl \rightarrow n$ gilt.

$$\begin{aligned} 11 &\rightarrow 1 & 22 &\rightarrow 2 & 33 &\rightarrow 3 \\ 23 \text{ oder } 32 &\rightarrow 4 & 13 \text{ oder } 31 &\rightarrow 5 & 12 \text{ oder } 21 &\rightarrow 6 \end{aligned} \quad (2)$$

¹ Tensorgleichung vierter Stufe in Indexnotation mit Einsteinscher Summenkonvention.

² Für einen Tensor \mathbf{T} zweiter Stufe gilt: $I_1 = \text{spur}(\mathbf{T})$, $I_2 = \det(\mathbf{T})$, $I_3 = \frac{1}{2} [\text{spur}(\mathbf{T})^2 - \text{spur}(\mathbf{T} \cdot \mathbf{T})]$.

Damit kann die Spannungs-Verformungs-Beziehung in Formel 1 wie folgt geschrieben werden.

$$\begin{aligned} \sigma_m &= c_{mn}\varepsilon_n & \text{mit } m, n = 1, 2, \dots, 6 \\ c_{mn} &= c_{nm} \end{aligned} \quad (3)$$

Spezielle Symmetrien der Anisotropie, charakterisiert über Symmetrieebenen oder Symmetrieachsen, erlauben die weitere Reduktion der Anzahl der unabhängigen Elastizitätsparameter. Unterschieden werden die sieben Kristallsysteme triklin (21), monoklin (13), orthorhombisch (9), tetragonal (7), trigonal (6), hexagonal (5) und kubisch (3). Relevant sind in der Geophysik vor allem die orthorhombische Symmetrie bzw. Orthotropie und die hexagonale Symmetrie bzw. transversale Isotropie.

Eine orthorhombische Symmetrie weisen Einzelkristalle, etwa von Eis oder Olivin, auf. Durch die drei zueinander orthogonalen Symmetrieebenen verbleiben neun unabhängige Elastizitätsparameter (Formel 4).

$$\mathbf{c} = \begin{pmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{13} & 0 & 0 & 0 \\ c_{12} & c_{22} & c_{23} & 0 & 0 & 0 \\ c_{13} & c_{23} & c_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & c_{44} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & c_{55} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & c_{66} \end{pmatrix} \quad (4)$$

Sehr gebräuchlich in der Geophysik ist die hexagonale (auch zylindrische) Symmetrie. Bei einer Symmetrieachse verbleiben fünf unabhängige Elastizitätsparameter (Formel 5). Je nach Lage der Symmetrieachse handelt es sich um transversale Isotropie mit vertikaler (vertical transverse isotropy) (VTI), horizontaler (horizontal transverse isotropy) (HTI) oder geneigter (tilted transverse isotropy) (TTI) Symmetrieachse. In einer Ebene senkrecht zur Symmetrieachse ist das Medium isotrop.

$$\mathbf{c} = \begin{pmatrix} c_{11} & c_{11} - 2c_{66} & c_{13} & 0 & 0 & 0 \\ c_{11} - 2c_{66} & c_{11} & c_{13} & 0 & 0 & 0 \\ c_{13} & c_{13} & c_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & c_{44} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & c_{44} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & c_{66} \end{pmatrix} \quad (5)$$

Mit diesen Elastizitätsparametern und der Dichte ρ sind die Propagationsgeschwindigkeiten der P-Welle v_P und der S-Wellen v_S darstellbar (Formel 6). Für eine P-Welle (Longitudinalwelle) bedeuten \parallel und \perp eine zur Symmetrieachse parallele bzw. orthogonale Propagations- / Polarisationsrichtung. Für die S-Wellen (Transversalwellen) ist die Bedeutung komplizierter. Es entspricht \parallel sowohl einer zur Symmetrieachse parallelen Propagationsrichtung (mit zur Symmetrieachse orthogonalen Polarisationsrichtung) als auch einer zur Symmetrieachse orthogonalen Propagationsrichtung mit zur Symmetrieachse parallelen Polarisationsrichtung und \perp einer zur Symmetrieachse orthogonalen Propagationsrichtung mit einer zur Symmetrieachse orthogona-

len Polarisationsrichtung. Anders ausgedrückt, bei einer zur Symmetrieachse parallelen oder orthogonalen Propagationsrichtung sind die beiden zueinander orthogonal polarisierten S-Wellen gleich bzw. verschieden schnell. (Maupin und Park 2007)

$$v_{P\parallel} = \sqrt{\frac{c_{11}}{\rho}} \quad v_{P\perp} = \sqrt{\frac{c_{33}}{\rho}} \quad v_{S\parallel} = \sqrt{\frac{c_{44}}{\rho}} \quad v_{S\perp} = \sqrt{\frac{c_{66}}{\rho}} \quad (6)$$

Bei Isotropie verbleiben nur zwei unabhängige Elastizitätsparameter (Formel 7). Meist werden erster Laméparameter λ und zweiter Laméparameter μ zur Beschreibung genutzt. Äquivalent ist die Verwendung von Elastizitätsmodul (Young's modulus) E und Poissonzahl (Poisson's ratio) ν oder Kompressionsmodul (bulk modulus) K und Schermodul (modulus of rigidity) G .

$$\mathbf{c} = \begin{pmatrix} \lambda + 2\mu & \lambda & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda + 2\mu & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda & \lambda + 2\mu & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \mu & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \mu & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \mu \end{pmatrix} \quad (7)$$

Dies vereinfacht die Spannungs-Verformungs-Beziehung in Formel 1 deutlich.

$$\sigma_{ij} = \lambda \epsilon_{ii} \delta_{ij} + 2\mu \epsilon_{ij} \quad \text{mit } i, j, k, l = 1, 2, 3 \quad (8)$$

Für die Propagationsgeschwindigkeiten der P-Welle v_P und der S-Wellen v_S gelten folgende Ausdrücke.

$$v_P = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad v_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (9)$$

2.2 Wellenpropagation und Wellentypen

In einem anisotropen Medium sind auch bei Homogenität die Wellenfronten nicht sphärisch. Dann steht nur der Wellenzahlvektor, aber nicht der Wellenstrahl, (lokal) orthogonal auf der Wellenfront. Allgemein liegt die Phasengeschwindigkeit orthogonal zur Wellenfront in Richtung des Wellenzahlvektors und die Gruppengeschwindigkeit parallel zur Energiepropagation in Richtung des Wellenstrahls. Damit weisen Wellenzahlvektor und -strahl in unterschiedliche Richtungen und Phasen- und Gruppengeschwindigkeit sind nicht parallel. (Maupin und Park 2007)

Es gibt eine parallel zum Wellenstrahl polarisierte quasi P-Welle (qP-Welle) und zwei zueinander orthogonal polarisierte, unterschiedlich schnell propagierende quasi S-Wellen (qS-Wellen), die als qS₁- und qS₂-Welle für schnelle und langsame qS-Welle bezeichnet werden (Abbildung 1). Die qP-Welle ist bzw. die qS-Wellen sind nicht parallel bzw. orthogonal zur Propagationsrichtung polarisiert, d. h. keine Longitudinalwelle bzw. Transversalwellen, und die qS-Wellen sind nicht orthogonal zur qP-Welle polarisiert. (Maupin und Park 2007)

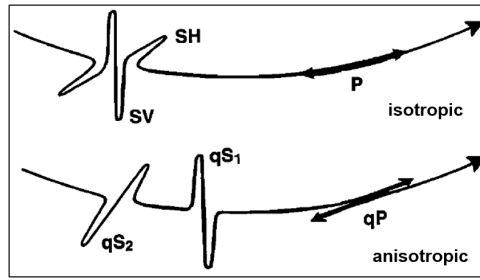


Abbildung 1. P-Welle und SH- und SV-Welle im isotropen Medium (oben) sowie qP-Welle und qS₁- und qS₂-Welle im anisotropen Medium (unten). Details siehe Text. (Savage 1999).

Angegeben wird Anisotropie als intrinsische Anisotropie oder prozentuale Anisotropie, wobei erstere allgemein größer ist (Savage 1999).

Die intrinsische Anisotropie (intrinsic anisotropy) k_i eines Materials ist die normierte Differenz zwischen maximaler und minimaler Propagationsgeschwindigkeit im anisotropen Material v_{\max} und v_{\min} (bei festem Wellentyp und fester Polarisationsrichtung) (Savage 1999).

$$k_i = \frac{v_{\max} - v_{\min}}{(v_{\max} + v_{\min})/2} \cdot 100 \quad (10)$$

Die normierte Differenz zwischen der qS₁- und der qS₂-Wellen Propagationsgeschwindigkeit im anisotropen Medium v_{qS_1} und v_{qS_2} bei fester Propagationsrichtung wird als prozentuale Anisotropie (percent anisotropy) k_s bezeichnet (Savage 1999).

$$k_s = \frac{v_{qS_1} - v_{qS_2}}{(v_{qS_1} + v_{qS_2})/2} \cdot 100 \quad (11)$$

2.3 Auftreten und Ursachen in der Erde

Elastische Anisotropie tritt in der Erde auf verschiedener Skala auf. Die in Kruste, oberem Mantel und unterstem Mantel bzw. D''-Schicht mit S-Wellen-Splitting nachgewiesene sowie wie im inneren Kern untersuchte elastische Anisotropie (vgl. Long und Becker 2010, Fig.1) ist als Bulk-Anisotropie zu verstehen (Wellenlänge der (Erdbeben)Wellen \gg charakteristische Länge der Struktur). Als Ursachen werden (i) bevorzugte Form-Orientierung (shape preferred orientation (SPO)) isotropen Materials mit kontrastierenden elastischen Eigenschaften und (ii) bevorzugte Gitter-Orientierung (lattice preferred orientation (LPO)) (bevorzugte Kristall-Orientierung (crystal preferred orientation (CPO))) intrinsisch anisotroper Kristalle (auf größerer Skala) unterschieden. Bei zufälliger Orientierung ist das Medium isotrop. (Long und Becker 2010)

Anisotropie durch SPO isotropen Materials mit kontrastierenden elastischen Eigenschaften ist in der Kruste zu finden. In der oberen Kruste begünstigen horizontale Schichten VTI und vertikale Risse HTI (Abbildung 2). Eine Kombination von HTI und VTI ergibt Orthotropie. Nachträgliches Verkippen einer Struktur mit HTI oder VTI ermöglicht TTI. Druck $>$ (200 – 300) MPa schließt diese Strukturen, womit in einer Tiefe $>$ (10 – 15) km Anisotropie anders zu erklären ist. Ferner bedingen in der unteren Kruste mit Fluiden oder partieller Schmelze und im Mantel mit partieller Schmelze gefüllte Risse Anisotropie durch SPO isotropen Materials mit kontrastierenden elastischen Eigenschaften. (Savage 1999)

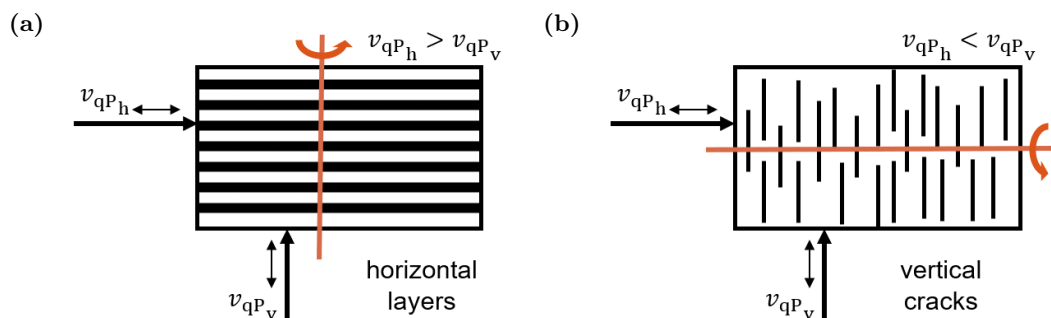


Abbildung 2. Transversale Isotropie (a) mit vertikaler Symmetrieachse (VTI) durch horizontale Schichten und (b) mit horizontaler Symmetrieachse (HTI) durch vertikale Risse. Es stellen jeweils der orange dicke Strich mit orangem Rotationspfeil die Symmetrieachse, die schwarzen dicken Pfeile die Propagationsrichtung und die schwarzen dünnen Doppelpfeile die Polarisationsrichtung dar. Es stehen jeweils h für horizontal und v für vertikal.

Primär, vor allem im oberen Mantel (bis 250 km Tiefe mit Maximum bei 150 km Tiefe), ist Anisotropie auf LPO intrinsisch anisotroper Kristalle zurückführbar (Long und Becker 2010). Zusammensetzung und Orientierung im Gestein bestimmen die Stärke der Anisotropie. In Peridotiten aus dem oberen Mantel dominieren die Minerale Olivin (orthorhombisch), Orthopyroxen (orthorhombisch) und Klinopyroxen (monoklin) sowie Granat (kubisch bis isotrop). (Savage 1999) Olivin-Einzelkristalle weisen eine intrinsische Anisotropie von 24.6 % in der qP- und 22.3 % in der qS-Wellen Propagationsgeschwindigkeit auf. Die LPO der weniger bevorzugt orientierten, schwächer intrinsisch anisotropen Pyroxen-Einzelkristalle trägt geringer als die der Olivin-Einzelkristalle zur Bulk-Anisotropie bei (Abbildung 3). Für eine P-Welle ist die Olivin a- / [100]- die schnelle, die Olivin b- / [010]- die langsame und die Olivin c-Achse / [001]-Achse die mittlere Achse. (Maupin und Park 2007) Für die meisten Typen von Mantelxenolithen beträgt die prozentuale Anisotropie in der qS-Wellen Propagationsgeschwindigkeit maximal (3 – 7) % (Savage 1999).

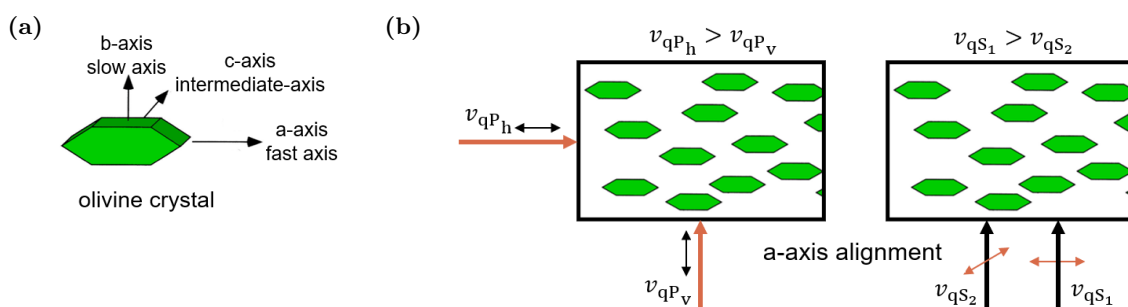


Abbildung 3. Olivin-Einzelkristalle. (a) Achsen. Details siehe Text. (Shearer 1999, modifiziert). (b) LPO entlang der a-Achse und daraus resultierende Anisotropie bei verschiedener Propagationsrichtung (orange dicke Pfeile) (h für horizontal und v für vertikal) und identischer Polarisationsrichtung (schwarze dünne Doppelpfeile) (links) sowie bei identischer Propagationsrichtung (schwarze dicke Pfeile) und verschiedener Polarisationsrichtung (orange dünne Doppelpfeile) (rechts).

Im Gegensatz zum oberen Mantel ([30,410] km), dem der Hauptteil der Anisotropie zugeschrieben wird, gilt die Übergangszone ([410,660] km) als weniger anisotrop und der untere Mantel ([660,2900] km) außer dem untersten Mantel bzw. der oberhalb der Kern-Mantel-Grenze (core-mantle-boundary (CMB)) liegenden stark heterogenen D''-Schicht ([2600/2750,2900] km) als

isotrop. Hinsichtlich Anisotropie in der D'' -Schicht (lowermost mantle anisotropy (LMM anisotropy)) wird neben LPO auch SPO betrachtet. Im inneren Kern wird starke, auffällig vertikal variierende Anisotropie angenommen. (Long und Becker 2010.)

Hinsichtlich der Entstehung von im subkontinentalen oberen Mantel elastische Anisotropie bedingender LPO werden verschiedene Hypothesen für Lithosphäre und darunter liegender Asthenosphäre unterschieden: (i) Verformung in der Lithosphäre durch rezente krustale Spannung (crustal stress (CS)) (Silver und Chan 1991). (ii) Verformung in der Lithosphäre als vertikale kohärente Deformation (vertical coherent deformation (VCD)) der Lithosphäre (Kruste und lithosphärischer Mantel) durch einen tektonischen Prozess wie Orogenese, Grabenbruch-Bildung und Transversalverschiebung. Da die letzte signifikante Episode vertikaler kohärenter Deformation ausschlaggebend ist, stellt die Anisotropie für eine tektonisch stabile Region fossile oder eingefrorene Verformung bzw. Anisotropie (fossil oder frozen in strain bzw. anisotropy) und für eine tektonisch aktive Region rezente tektonische Aktivität dar (Abbildung 4 (a)). (iii) Verformung in der Asthenosphäre und teilweise Lithosphäre als einfacher asthenosphärischer Mantelfluss (simple asthenospheric flow (SAF)) durch die gegenwärtige absolute Plattenbewegung (absolute plate motion (APM)) (Hotspot Vorstellung bzw. Referenzrahmen) (Abbildung 4 (b)). (Silver 1996) (iv) Verformung in der Asthenosphäre durch einen gegenwärtigen aktiven asthenosphärischen Mantelfluss (Long und Becker 2010).

Immer handelt es sich um verformungsinduzierte LPO. Die im oberen Mantel relevanten zwei Deformationsmechanismen sind Dislokationskriechen (dislocation creep) und Diffusionskriechen (diffusion creep). Dislokationskriechen ist bei großer Korngröße oder / und hoher Spannung möglich, erzeugt LPO und so Anisotropie, wohingegen Diffusionskriechen bei kleiner Korngröße oder / und niedriger Spannung auftritt, keine LPO hervorruft und bestehende Isotropie erhalten bleibt. (Karato und Wu 1993, Savage 1999)

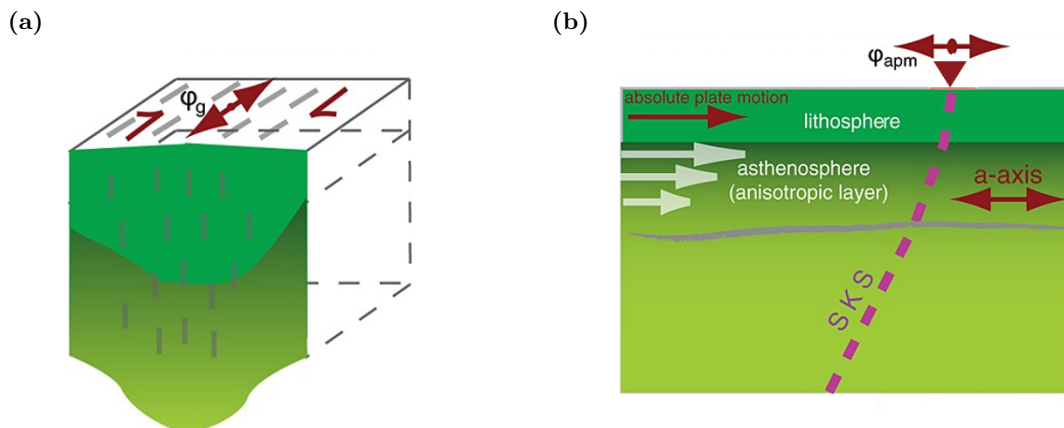


Abbildung 4. Hypothesen zur Entstehung von im subkontinentalen oberen Mantel elastische Anisotropie bedingender LPO. (a) Lithosphäre: vertikale kohärente Deformation (vertical coherent deformation (VCD)) und (b) Asthenosphäre und teilweise Lithosphäre: einfacher asthenosphärischer Mantelfluss (simple asthenospheric flow (SAF)) durch die gegenwärtige absolute Plattenbewegung (absolute plate motion (APM)) (Hotspot Vorstellung bzw. Referenzrahmen). Bei Zutreffen zeigt sich in φ_g ((a)) bzw. φ_{apm} ((b)) die schnelle Polarisationsrichtung ϕ . (Silver 1996 bzw. Yuan und Levin 2014, modifiziert).

Sowohl Temperatur und Druck als auch partielle Schmelze, Wasser und Volatile haben Einfluss auf die LPO. Eine höhere Temperatur kann die LPO verstärken, während unterhalb einer kritischen Temperatur, für Olivin 900°C, die LPO nicht mehr einfach änderbar und die Anisotropie eingefroren ist. Weiter ist die LPO eine komplizierte Funktion der Verformungshistorie. So hängt das Gefüge auch von Typ (large simple shear, small simple shear, pure shear / uniaxial compression, axial compression) und Ausmaß der Verformung ab. (Savage 1999, Maupin und Park 2007) Die unerwartet äußerst komplexe LPO von Olivin umfasst unterschiedliche Gefüge (A-, B-, C-, D- und E-Typ) (Long und Becker 2010). Daher sollte die verbreitete vergleichsweise einfache Interpretation der schnellen Achse als Richtung des stärksten Mantelflusses nicht leichtfertig erfolgen (Maupin und Park 2007). Es kann sich auch eine nicht parallel, sondern orthogonal, zum asthenosphärischen Mantelfluss liegende a-Achse ausbilden (B-Typ) (Long und Becker 2010).

2.4 Untersuchung in der Erde

Es wird das bei Anisotropie-Untersuchungen sehr häufig (aus)genutzte Phänomen des S-Wellen-Splittings erklärt (Abschnitt 2.4.1). Grundlegend sind die Begriffe einfache Anisotropie und komplexe Anisotropie (Abschnitt 2.4.2) sowie die Beobachtungstypen Null-Messung und Nicht-Null-Messung (Abschnitt 2.4.3).

2.4.1 Scherwellen-Doppelbrechung (S-Wellen-Splitting)

Anisotropie ist allgemein durch Doppelbrechung eindeutig nachweisbar und insbesondere von Heterogenität abgrenzbar. Entsprechend nutzt die Seismologie (und Seismik) zur Untersuchung elastischer Anisotropie in der Erde die Doppelbrechung von linear polarisierten Scherwellen (mechanische Welle), sogenanntes Scherwellen-Splitting (shear-wave splitting). S-Wellen-Splitting ist als Analogon zur Birefringenz (Doppelbrechung von linear polarisiertem Licht (elektromagnetische Welle)) in der Optik auffassbar.

Beim Übergang einer linear polarisierten S-Welle von einem isotropen in ein anisotropes Medium bilden sich zwei zueinander orthogonal polarisierte, unterschiedlich schnell propagierende qS-Wellen (Abbildung 5). Das Betrachten ihrer Laufwege im anisotropen Medium als identisch vernachlässigt den Unterschied zwischen den Refraktionskoeffizienten für die qS_1 - und qS_2 -Welle (Brechnner *et al.* 1998). Die schnelle Polarisationsrichtung des anisotropen Mediums und die innerhalb des anisotropen Mediums zwischen den zwei qS-Wellen akkumulierte Zeitverzögerung dienen als Doppelbrechungsparameter und heißen S-Wellen-Splitting-Parameter (S-wave splitting parameters), kurz Splitting-Parameter (splitting parameters). Die Messung von S-Wellen-Splitting erfolgt in dieser Masterarbeit durch die Bestimmung der Splitting-Parameter.

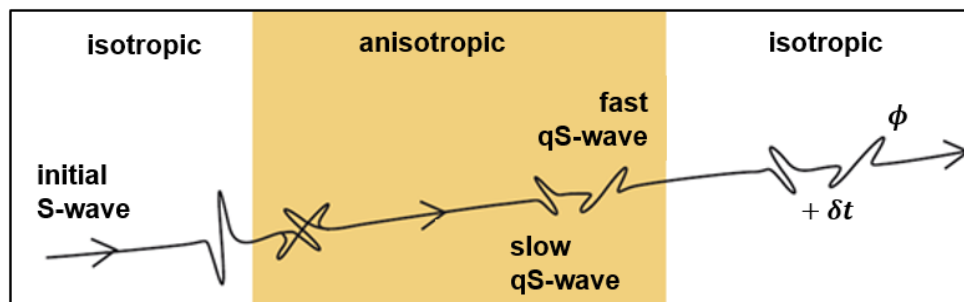


Abbildung 5. Prinzip der Scherwellen-Doppelbrechung (des S-Wellen-Splittings) beim Übergang einer linear polarisierten S-Welle von einem isotropen (weiße Bereiche) in ein anisotropes (gelber Bereich) Medium. Es bilden sich zwei zueinander orthogonal polarisierte, unterschiedlich schnell propagierende qS-Wellen. Die Splitting-Parameter, die schnelle Polarisationsrichtung ϕ angegeben als Winkel zu Nord und die Verzögerungszeit δt akkumuliert zwischen den beiden quasi S-Wellen, dienen als Doppelbrechungsparameter. Details siehe Text. (Wüstefeld *et al.* 2008, modifiziert).

Die schnelle Polarisationsrichtung des anisotropen Mediums ist im LQT-Koordinatensystem (Strahlkoordinaten) über den Winkel β zwischen der initialen Polarisationsrichtung im isotropen Medium \hat{p} und der schnellen Polarisationsrichtung des anisotropen Mediums \hat{f} oder den Winkel der Propagationsrichtung zur Vertikalen (Inklination) i und den Winkel der schnellen Polarisationsrichtung des anisotropen Mediums zu Nord (Azimut) ϕ angebbbar (Vecsey *et al.* 2008).

Die innerhalb des anisotropen Mediums zwischen den zwei qS-Wellen akkumulierte Zeitverzögerung δt ist (bei fester Propagationsrichtung) direkt proportional zur Differenz zwischen der qS₁- und der qS₂-Wellen Propagationsgeschwindigkeit im anisotropen Medium v_{qS_1} und v_{qS_2} sowie zur Länge des Laufweges innerhalb des anisotropen Mediums L (trade off) (Formel 12).

$$\delta t = L \left(\frac{1}{v_{qS_1}} - \frac{1}{v_{qS_2}} \right) \quad (12)$$

Im isotropen Medium propagieren die zwei qS-Wellen gleich schnell, sodass nach Verlassen des anisotropen Mediums die Zeitverzögerung erhalten sowie konstant bleibt. Sie liefert Information bezüglich $(1/v_{qS_1} - 1/v_{qS_2})$ (Formel 12) für eine nahezu vertikal einfallende S-Welle, was die Angabe der prozentualen Anisotropie (Formel 11) an Stelle der intrinsischen Anisotropie (Formel 10) bedingt. (Savage 1999)

2.4.2 Einfache Anisotropie und komplexe Anisotropie

Eine anisotrope Struktur ohne vertikale Variation der Anisotropie, mit transversaler Isotropie mit horizontaler Symmetrieachse und ohne laterale Variation der Anisotropie wird als einfache Anisotropie (simple anisotropy) angesehen. Eine davon abweichende anisotrope Struktur wird als komplexe Anisotropie (complex anisotropy) bezeichnet. Konkret fällt unter komplexe Anisotropie eine anisotrope Struktur mit (i) mehreren Schichten (vertikale Variation der Anisotropie), oder / und (ii) transversaler Isotropie mit geneigter Symmetrieachse (TTI) (oder niedrigerer, etwa orthorhombischer, Symmetrie mit horizontaler oder geneigter Symmetrieachse) sowie oder / und (iii) mehreren Abschnitten (laterale Variation der Anisotropie). (Plomerová *et al.* 1996, Long und Silver 2009)

Die üblichen, so auch die in dieser Masterarbeit nachfolgend vorgestellten und angewendeten, Methoden zur Messung von S-Wellen-Splitting durch die Bestimmung der Splitting-Parameter basieren auf der a priori Annahme einfacher Anisotropie. Dies ist unbedingt bei der Entwicklung des Anisotropie-Modells zu berücksichtigen. Nur wenn einfache Anisotropie im Untergrund vorliegt, sind die Splitting-Parameter an der Oberfläche auch direkt Ausdruck der Anisotropie im Untergrund. Bei Annahme einfacher Anisotropie bei bzw. trotz Vorliegen komplexer Anisotropie werden scheinbare Splitting-Parameter (apparent splitting parameters) ermittelt. (Hier durch den Index a kenntlich gemacht, also ϕ_a und δt_a .) Diese sind für einfache Konstellationen komplexer Anisotropie trotzdem aussagekräftig.

Eine Variation der scheinbaren Splitting-Parameter mit dem Rückazimut (backazimuth (BAZ)) als systematische, insbesondere periodische, Abhängigkeit vom BAZ weist auf (i) oder (ii) hin. Finite-Frequenz-Betrachtung geht mit einer Abhängigkeit der scheinbaren Splitting-Parameter von der Frequenz bei (i) oder (iii) einher. Eine Variation der scheinbaren Splitting-Parameter mit dem BAZ als laterale Änderung zwischen BAZ-Bereichen (stationsbezogen) bzw. auf kleiner Raum-Skala (stationsübergreifend) deutet (iii) an. Möglich ist auch eine Variation der scheinbaren Splitting-Parameter zwischen verschiedenen Methoden durch die Annahme einfacher Anisotropie bei bzw. trotz komplexer Anisotropie. (Long und Silver 2009)

2.4.3 Null-Messung und Nicht-Null-Messung

Bei der Messung von S-Wellen-Splitting sind zwei Beobachtungstypen möglich. Ist kein S-Wellen-Splitting festzustellen ergibt sich eine (scheinbare) Null-Messung ((apparent) null measurement). Hingegen liegt eine Nicht-Null-Messung (non-null measurement) vor, wenn S-Wellen-Splitting erkennbar ist.

Bei Isotropie ist kein S-Wellen-Splitting möglich, sodass nur Null-Messungen auftreten.

Bei einfacher Anisotropie bleibt für vier spezifische BAZ-Richtungen S-Wellen-Splitting aus. Dort, in der Null-Richtung (null direction), ist die initiale Polarisationsrichtung im isotropen Medium entweder parallel (orthogonal) oder orthogonal (parallel) zur schnellen (langsamen) Polarisationsrichtung des anisotropen Mediums, sodass in der zur schnellen oder langsamen Polarisationsrichtung orthogonalen langsamen oder schnellen Polarisationsrichtung keine Schwingbewegung vorhanden ist.

Bei komplexer Anisotropie ergeben sich unter Umständen scheinbare Null-Messungen.

Ist die Messung von S-Wellen-Splitting eine laufweg-integrierende Messung, wie bei Bestimmung der Splitting-Parameter, bleiben bestimmte Konstellationen von Anisotropie unerkannt.

Mehrere Schichten mit HTI erscheinen bei für die einzelnen Schichten identischen schnellen Polarisationsrichtungen als einfach anisotrop. Die einzelnen Schichten wirken effektiv wie eine Schicht. Die scheinbare Verzögerungszeit ist die Summe aller einzelnen Verzögerungszeiten.

Mehrere Schichten mit HTI in zwei Gruppen erscheinen bei für die zwei Gruppen zueinander orthogonalen schnellen Polarisationsrichtungen und verschiedenen kombinierten Verzögerungszeiten als einfach anisotrop. Die scheinbare Verzögerungszeit ist die Differenz der kombinierten Verzögerungszeiten. Die schnelle Polarisationsrichtung der Gruppe mit der längeren kombinier-

ten Verzögerungszeit ist die scheinbare schnelle Polarisationsrichtung.

Mehrere Schichten mit HTI in zwei Gruppen erscheinen bei für die zwei Gruppen zueinander orthogonalen schnellen Polarisationsrichtungen und identischen kombinierten Verzögerungszeiten als isotrop. Die kombinierten Verzögerungszeiten gleichen sich zwischen den zwei Gruppen aus. Es ergeben sich sehr viele Null-Messungen.

Ferner ist VTI mit S-Wellen-Splitting bei steiler nahezu vertikaler bzw. senkrechter Inklinati-
on an der Oberfläche (z. B. PKS-, SKS- und SKKS-Phase) nicht auflösbar. S-Wellen-Splitting tritt nicht auf, da die initiale Polarisationsrichtung im isotropen Medium immer parallel zur vertikalen Symmetrieachse des anisotropen Mediums ist. Es ergeben sich sehr viele Null-Messungen.

3 Methoden zur Bestimmung der Splitting-Parameter

Zielt die Untersuchung elastischer Anisotropie in der Erde mittels S-Wellen-Splitting auf den Mantel ab, werden bevorzugt als S-Welle abschließende kern-refraktierte Phasen betrachtet. In den 3-Komponenten-Seismogrammen werden vor allem die SKSac-Phase und die direkte und indirekte SKKSac-Phase aber auch die PKSac- und PKSbc-Phase³ (Phasen vom SKS-Typ) ausgewertet (Abbildung 6 (a)). Zur Beobachtung dieser Phasen sind teleseismische Erdbeben innerhalb des Epizentral-distanz-Bereichs $\Delta = [90, 140]^\circ$ nötig. Außerhalb von diesem Epizentral-distanz-Bereich tritt entweder Interferenz mit anderen Phasen ($\Delta < 90^\circ$: SKSac- und S-Phase, $\Delta > 140^\circ$: SKSac- und SKSdf-Phase) oder Nichtexistenz der Phase selbst auf (Abbildung 6 (b)).

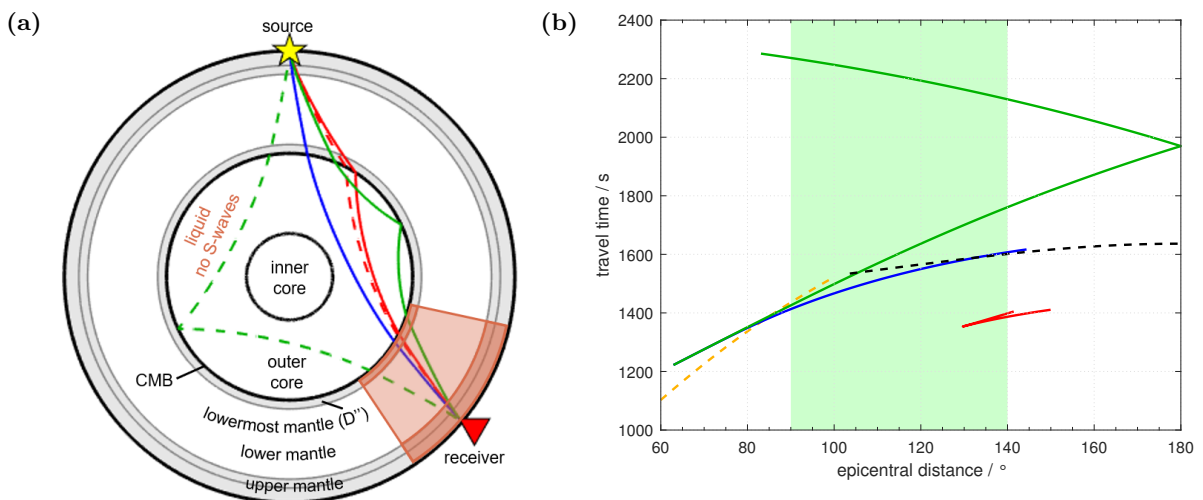


Abbildung 6. PKSac- und PKSbc-Phase (durchgezogen und gestrichelt rot), SKSac-Phase (durchgezogen blau) und direkte und indirekte SKKSac-Phase (durchgezogen und gestrichelt grün)³ sowie S-Phase (gestrichelt gelb) und SKSdf-Phase (gestrichelt schwarz) berechnet nach dem *iasp91* Erdmodell (Kennett 1991) mit der *MATLAB*-Toolbox *tauP* (Crotwell et al. 1999) (a) Laufwege exemplarisch für Epizentraldistanz $\Delta = 130^\circ$ und Hypozentraltiefe $h = 0$ km mit Quelle (gelbes Pentagramm) und Empfänger (rotes Dreieck) sowie untersuchbarem Mantelbereich unter Betonung von oberem Mantel und D''-Schicht (oranger Bereich) und (b) Laufzeiten exemplarisch für Hypozentraltiefe $h = 0$ km mit betrachtetem Epizentraldistanz-Bereich $\Delta = [90, 140]^\circ$ (hellgrüner Bereich).

Nach Durchlaufen des flüssigen äußeren Kerns, gezwungenermaßen als P-Welle, tritt auf der Empfängerseite an der CMB wiederum P-zu-S Konversion auf (Abbildung 6 (a)). Zusammen mit der Annahme einer ebenen CMB und einer lateral homogenen Erde sind Phasen vom SKS-Typ dadurch verglichen zu anderen Phasen (S-Phase, ScS-Phase) günstiger für die Messung von S-Wellen-Splitting: (i) Auf der Quellenseite entstandene Kontaminationen, insbesondere aufgetretenes S-Wellen-Splitting, werden entfernt, sodass beobachtetes S-Wellen-Splitting definitiv auf der Empfängerseite auf dem Laufweg zwischen CMB und Oberfläche aufgetreten ist bzw. seine Ursache hat (Abbildung 6 (a)). (ii) Die auf der Empfängerseite an der CMB entstehende S-Welle bzw. die initiale S-Welle im isotropen Medium ist eine reine SV-Welle, sodass die initiale Polarisationsrichtung im isotropen Medium bekannt, insbesondere äquivalent zum BAZ, ist.

³ Der Übersichtlichkeit wegen als PKS-, SKS- und SKKS-Phase bezeichnet. Benennung der Phasen nach der *IASPEI standard phase list*, erreichbar unter <http://www.isc.ac.uk/standards/phases/>.

Liegt auf der Empfängerseite der Laufweg von der CMB zur Oberfläche ausschließlich in isotropen Bereichen, zeigt nur die Q-Komponente (SV-Welle) einen Einsatz im Seismogramm. Die Signalamplitude auf der T-Komponente (SH-Welle) beträgt null. Die Partikelbewegung im NS-EW bzw. Q-T Hodogramm ist linear bzw. (anti)parallel zur Achse der Q-Komponente.

Durchquert jener Laufweg jedoch einen anisotropen Bereich, findet S-Wellen-Splitting statt. Auch auf der T-Komponente kommt es zu einem Einsatz. Die sich im NS-EW bzw. Q-T Hodogramm ergebende Partikelbewegung ist elliptisch.

In dieser Masterarbeit erfolgt die Messung von S-Wellen-Splitting durch die Bestimmung der Splitting-Parameter. Die Auswertung der PKS, SKS- und SKKS-Phasen in den an breitbandigen permanenten und temporären seismischen Messstationen aufgezeichneten 3-Komponenten-Geschwindigkeitsseismogrammen umfasst eine Einzel-Ereignis-Analyse (single-event analysis) (Abschnitt 3.1) und wenn möglich bzw. nötig anschließend eine Mehr-Ereignis-Analyse (multi-event analysis) (Abschnitt 3.2). Da aufgrund der gegenüber der dominanten Periode wesentlich kleineren Verzögerungszeit die Wellenformen von schneller und langsamer qS-Welle keine vollständige Separation in der Zeitdomäne im Seismogramm erreichen, sind dafür spezielle Methoden erforderlich (Abbildung 7). Die zugrunde liegende Inversion des S-Wellen-Splittings ist als Gittersuche (grid search) nach dem für das S-Wellen-Splitting bzw. die Splitting-Signatur korrigierende Splitting-Parameter-Paar mit von der Methode abhängigen zu extremierenden Bewertungsparameter umgesetzt. Diese wird in dem *MATLAB*-Programm *SplitLab* (Wüstefeld *et al.* 2008), ergänzt um die Programmerweiterung *StackSplit* (Grund 2017), durchgeführt.

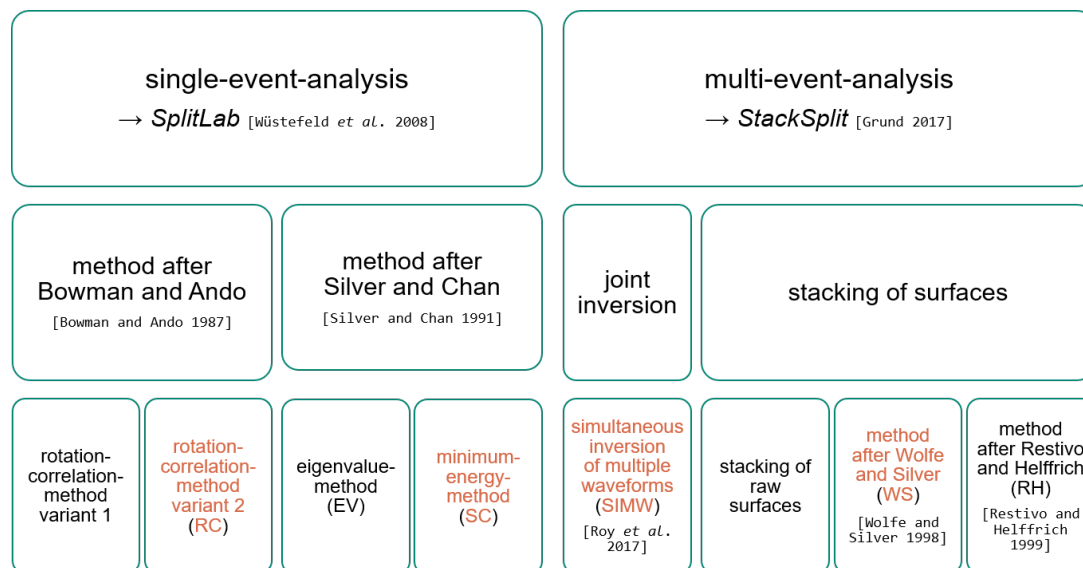


Abbildung 7. Übersicht über die Methoden zur Bestimmung der Splitting-Parameter. Einzel-Ereignis-Analyse (links) und Mehr-Ereignis-Analyse (rechts). Orange geschrieben sind die in dieser Masterarbeit angewendeten Methoden.

3.1 Einzel-Ereignis-Analyse

Bei der Einzel-Ereignis-Analyse stehen für die Einzel-Ereignis-Messung (single-event measurement) die Methode nach Bowman und Ando (Abschnitt 3.1.1) sowie die Methode nach Silver und Chan (Abschnitt 3.1.2) zur Verfügung (Abbildung 7). Sie bzw. ihre Resultate sind zudem Ausgangspunkt der Mehr-Ereignis-Analyse.

3.1.1 Methode nach Bowman und Ando

Bowman und Ando 1987 beschreiben eine Methode mit zwei Varianten zur Bestimmung der Splitting-Parameter. Meist führen die beiden Varianten zu ähnlichen Resultaten. Variante 2 ist in *SplitLab* implementiert.

Rotation-Korrelation-Methode - Variante 1

Die Orientierung der ersten S-Wellenbewegung wird aus dem NS-EW Hodogramm abgelesen und die Seismogramme der Horizontalkomponenten werden um den bestimmten Winkel rotiert. Zwischen den so erhaltenen Seismogrammen der schnellen und der langsamen Komponente wird der normierte Kreuzkorrelationskoeffizient (nKKK) für eine Zeitverschiebung von ± 2 s berechnet. Die den maximalen nKKK liefernde Zeitverschiebung ergibt die Zeitverzögerung. Um diese wird das Seismogramm der langsamen Komponente zeitlich relativ zur schnellen Komponente vorgerückt. Abschließend erfolgt die Rück-Rotation und die korrigierte Partikelbewegung kann zusätzlich zur Kontrolle in das NS-EW Hodogramm eingetragen werden.

Rotation-Korrelation-Methode - Variante 2 (RC)

Statt die Orientierung der ersten S-Wellenbewegung aus dem NS-EW Hodogramm zu ermitteln, werden die Seismogramme der Horizontalkomponenten von 0° bis 90° iterativ um 5° rotiert, wobei nach jeder Rotation zwischen den so erhaltenen Seismogrammen der schnellen und der langsamen Komponente für eine Zeitverschiebung von ± 1 s der nKKK berechnet wird. Minimaler und maximaler nKKK werden gegen den Rotationswinkel aufgetragen. Der das Maximum der maximalen nKKK liefernde Rotationswinkel ergibt die Orientierung der ersten S-Wellenbewegung. Die Bestimmung der Zeitverzögerung und die verbleibenden Schritte entsprechen Variante 1.

3.1.2 Methode nach Silver und Chan

Silver und Chan 1991 stellen eine Methode und einen wichtigen Spezialfall dieser zur Bestimmung der Splitting-Parameter vor. Beide sind in *SplitLab* implementiert.

Eigenwertmethode (EV)

S-Wellen-Splitting wird als geometrische Operation bestehend aus der Projektion der initialen Polarisationsrichtung im isotropen Medium \hat{p} auf die zueinander orthogonalen Polarisationsrichtungen des anisotropen Mediums \hat{f} (schnell) sowie \hat{s} (langsam) und der anschließenden Zeitverschiebung dieser beiden Komponenten um $\delta t/2$ (früher) bzw. $-\delta t/2$ (später) aufgefasst. Die Anwendung des Splitting-Operators Γ mit den Splitting-Parametern β (Winkel zwischen \hat{f} und \hat{p}) und δt (akkumulierte Zeitverzögerung zwischen schneller und langsamer qS-Welle) auf

die initiale S-Welle $\mathbf{u}(\omega)$ mit Wavelet-Funktion w und Ankunftszeit T_0 ergibt die gesplittete S-Welle $\mathbf{u}_s(\omega)$. Die dyadischen Produkte der schnellen und langsamen Polarisationsrichtung mit sich selbst $\widehat{\mathbf{f}}\widehat{\mathbf{f}}$ und $\widehat{\mathbf{s}}\widehat{\mathbf{s}}$ stellen die Projektionsoperatoren dar.

$$\mathbf{\Gamma} = \exp(i\omega\delta t/2)\widehat{\mathbf{f}}\widehat{\mathbf{f}} + \exp(-i\omega\delta t/2)\widehat{\mathbf{s}}\widehat{\mathbf{s}} \quad (13)$$

$$\mathbf{u}(\omega) = w(\omega) \exp(-i\omega T_0)\widehat{\mathbf{p}} \quad (14)$$

$$\mathbf{u}_s(\omega) = \mathbf{\Gamma}\mathbf{u}(\omega) = w(\omega) \exp(-i\omega T_0)\mathbf{\Gamma} \cdot \widehat{\mathbf{p}} \quad (15)$$

Die Bestimmung des Splitting-Parameter-Paares $(\beta, \delta t)$ orientiert sich am Revidieren obiger geometrischer Operation. Dies erfordert die Suche der Inversen des Splitting-Operators $\mathbf{\Gamma}^{-1}$, dass die korrigierte S-Welle $\tilde{\mathbf{u}}_s(\omega)$ identisch mit der initialen S-Welle ist.

$$\tilde{\mathbf{u}}_s(\omega) = \mathbf{\Gamma}^{-1}\mathbf{u}_s(\omega) = \mathbf{\Gamma}^{-1}\mathbf{\Gamma}\mathbf{u}(\omega) = \mathbf{u}(\omega) \quad (16)$$

Dazu wird in der Zeitdomäne für zwei (in der als bekannt angenommenen Polarisationssebene der initialen S-Welle liegende) zueinander orthogonale Komponenten der Partikelbewegung mit Winkel β bzw. $\beta + \beta/2$ zu $\widehat{\mathbf{p}}$ sowie Zeitabstand δt untereinander die zweidimensionale Kovarianzmatrix berechnet. Ihre Eigenwerte λ_1 und λ_2 sind ein Maß der Linearität, da im Gegensatz zu einem anisotropen bei einem isotropen Medium nur einer der beiden Eigenwerte von null verschieden ist. Somit ist die Inverse des Splitting-Operators (bzw. das Splitting-Parameter-Paar), dass die korrigierte S-Welle die Kovarianzmatrix singulär macht, zu finden. Dabei sind die vier Operationen Maximieren von λ_1 bzw. λ_1/λ_2 oder Minimieren von λ_2 bzw. $\lambda_1 \cdot \lambda_2$ äquivalent.

Mit einem Splitting-Operator je Schicht ist Formel 15 von einer Schicht mit HTI auf zwei Schichten mit HTI erweiterbar, wobei die untere die erste Schicht $((\beta_1, \delta t_1), \mathbf{\Gamma}_1)$ und die obere die zweite Schicht $((\beta_2, \delta t_2), \mathbf{\Gamma}_2)$ ist. Kommutativität besteht nicht. (Silver und Savage 1994)

$$\mathbf{u}_s(\omega) = \mathbf{\Gamma}_2\mathbf{\Gamma}_1\mathbf{u}(\omega) = w(\omega) \exp(-i\omega T_0)\mathbf{\Gamma}_2\mathbf{\Gamma}_1 \cdot \widehat{\mathbf{p}} \quad (17)$$

Minimum-Energie-Methode (SC)

Einen wichtigen Spezialfall der EV ergibt die Kenntnis der initialen Polarisationsrichtung im isotropen Medium, d. h. die Polarisationsrichtung der initialen S-Welle.

Bei der abschließenden S-Welle von Phasen vom SKS-Typ handelt es sich (Annahme einer ebenen CMB sowie einer lateral homogenen Erde) um eine reine SV-Welle. Entsprechend ist neben den obigen vier Operationen als weitere Möglichkeit die Energie⁴ auf der korrigierten T-Komponente $E_{\tilde{\mathbf{u}}_{s,T}}$ minimierbar. Dies ist äquivalent zum Linearisieren der bei Anisotropie im NS-EW / Q-T Hodogramm elliptischen Partikelbewegung.

$$E_{\tilde{\mathbf{u}}_{s,T}} = \int_{-\infty}^{+\infty} \tilde{u}_{s,T}^2(t) dt \quad (18)$$

⁴ Zeitlich integrierte quadrierte Amplitude, vgl. Parsevalsche Formel.

In der Zeitdomäne ergeben sich für das Signal auf der R- und das auf der T-Komponente der gesplitteten S-Welle $u_{s,R}(t)$ und $u_{s,T}(t)$ folgende Ausdrücke (Formel 19).

$$\begin{aligned} u_{s,R}(t) &= w(t + \delta t/2)(\cos(\beta))^2 - w(t - \delta t/2)(\sin(\beta))^2 \\ u_{s,T}(t) &= -\frac{1}{2} (w(t + \delta t/2) - w(t - \delta t/2)) \sin(2\beta) \end{aligned} \quad (19)$$

Aus diesen geht nicht nur hervor, dass das Signal auf der T-Komponente in einem isotropen Medium wie erwartet null ist, sondern auch, dass in einem anisotropen Medium bei einer verglichen zur dominanten Periode wesentlich kleineren Verzögerungszeit (Langperioden-Approximation (long-period approximation)) die Signalamplitude auf der T-Komponente direkt proportional zur ersten zeitlichen Ableitung der Signalamplitude auf der R-Komponente und das Signal auf der R-Komponente nur leicht verbreitert und verzerrt ist (Formel 20).

$$\begin{aligned} u_{s,R}(t) &= w(t) \\ u_{s,T}(t) &= -\frac{1}{2} \delta t \sin(2\beta) \dot{w}(t) = -\frac{1}{2} \delta t \sin(2\beta) \dot{u}_{s,R}(t) \end{aligned} \quad (20)$$

3.2 Mehr-Ereignis-Analyse

Teleseismische Daten weisen insbesondere hinsichtlich für die Messung von S-Wellen-Splitting adäquater Phasen eine unvollständige und ungleichmäßige BAZ-Abdeckung mit großen Lücken und starker Ballung auf. Ursächlich sind (i) die spezifische, globale Verteilung der Epizentren um die Messstation aufgrund des begrenzten Auftretens sowohl der globalen Seismizität (für Europa die vier Herdregionen Japan, Südost Asien, Süd Atlantik, Süd Amerika) als auch jeder Phase (bestimmter Epizentraldistanz-Bereich) und (ii) das häufig (zu) niedrige Signal-zu-Rausch-Verhältnis (signal-to-noise ratio (SNR)) aufgrund der meist kleinen Signalamplitude auf der T-Komponente sowie starkem natürlichem oder anthropogenem Rauschens.

Mit einer Mehr-Ereignis-Analyse ist eine vollständigere und gleichmäßigere BAZ-Abdeckung erreichbar. Diese ist unerlässlich zum Erkennen und konkreten Beschreiben komplexer Anisotropie. Voraussetzung für eine Mehr-Ereignis-Analyse ist, dass für mehrere Registrierungen die Annahme einer verschiedenen, inkohärenten Rausch-Energie und einer identischen Splitting-Funktion gerechtfertigt ist. Geeignet sind Wellenformen eines Phasen-Typs mit ähnlicher dominanter Periode und ähnlichem Laufweg (BAZ sowie Epizentraldistanz) im Sinne eines source stack (mehrere Ereignisse registriert an derselben Station) oder eines station stack (dasselbe Ereignis registriert an mehreren Stationen). Eine sich über einen (zu) großen BAZ-Bereich erstreckende Mehr-Ereignis-Analyse führt durch ihre glättende Wirkung vor allem bei Variation der bei den Einzel-Ereignis-Messungen der Einzel-Ereignis-Analyse bestimmten scheinbaren Splitting-Parameter mit dem BAZ zur Unterdrückung komplexer Anisotropie.

Eine Mehr-Ereignis-Analyse kann mittels der Mehr-Ereignis-Methoden (multi-event methods) Stapeln von Oberflächen (stacking of surfaces) (Abschnitt 3.2.1) oder gemeinsame Inversion (joint inversion) (Abschnitt 3.2.2) erfolgen (Abbildung 7). In *StackSplit* sind drei Ansätze zum Stapeln von Oberflächen und ein Ansatz zur gemeinsamen Inversion implementiert.

3.2.1 Stapeln von Oberflächen von Einzel-Ereignis-Messungen

Eingabe sind die als Fehler-Oberflächen (error surfaces) aufgefassten Oberflächen des Bewertungsparameters aus der Einzel-Ereignis-Messung der Einzel-Ereignis-Analyse. Die drei verbreitetsten Ansätze zum Stapeln von Oberflächen unterscheiden sich in Gewichtung und Normierung der eingehenden Oberflächen, wobei für eine detaillierte Beschreibung auf die jeweilige wissenschaftliche Arbeit verwiesen wird.

Stapeln von rohen Oberflächen

Die eingehenden Oberflächen werden ohne Gewichtung und Normierung gestapelt.

Methode nach Wolfe und Silver (WS)

Verbreitet ist vor dem Stapeln eine Normierung jeder eingehenden Oberfläche entweder auf ihr absolutes Minimum (bei der SC λ_2 bzw. $\lambda_1 \cdot \lambda_2$ oder $E_{\bar{u}_{s,T}}$) oder Maximum (bei der RC nKKK, bei der SC λ_1 bzw. λ_1/λ_2) entsprechend der Richtung der Extremierung des Bewertungsparameters bei den Einzel-Ereignis-Messungen der Einzel-Ereignis-Analyse (Wolfe und Silver 1998).

Methode nach Restivo und Helfrich (RH)

Vor dem Stapeln erfahren die eingehenden Oberflächen erst eine Gewichtung abhängig vom SNR und anschließend eine Normierung zur Reduktion des Einflusses superrepräsentierter BAZ-Richtungen (Restivo und Helfrich 1999).

3.2.2 Gemeinsame Inversion von Wellenformen von Einzel-Ereignis-Messungen

Bei der gemeinsamen Inversion wird mit den Wellenformen der betrachteten Phase (aus den Einzel-Ereignis-Messungen der Einzel-Ereignis-Analyse (weiter)gearbeitet. Entsprechend ist noch eine Inversion erforderlich. Ein Ansatz ist die Roy *et al.* 2017 vorgestellte simultane Wellenforminversion (simultaneous inversion of multiple waveforms (SIMW)).

Simultane Wellenforminversion (SIMW)

Für jede der eingehenden Registrierungen wird die Wellenform der betrachteten Phase auf der Q- und der T-Komponente als Zeitfenster ähnlicher Zeitlänge ausgeschnitten, mit einem Cosinus-Fenster zum Ausschluss von Sprüngen zwischen den einzelnen Wellenformen getapert und relativ zur Q-Komponente zum Ausgleich unterschiedlicher Momenten-Magnituden normiert. Optional kann als Frequenz-Filter ein Bandpass-Filter angewendet werden. Dann werden die einzelnen Wellenformen in der Zeitdomäne aneinander gehängt. Dieses Vorgehen weicht vom klassischen Stapeln, bei dem die einzelnen Wellenformen zuerst zeitlich zueinander ausgerichtet und dann aufaddiert werden (delay and sum / slant stack), ab. Für die gesamte erzeugte Wellenform erfolgt eine Inversion mittels (der RC und der EV bzw.) der SC.

Das bestimmte (scheinbare) Splitting-Parameter Paar stellt die beste gemeinsame Lösung für alle eingegangenen einzelnen Wellenformen dar. Meist lässt sich eine SWSM mit schmalere 95 % Konfidenzintervall und besserer bzw. ausreichender Qualität gewinnen. Eine BAZ-Richtung, für die aus der Einzel-Ereignis-Analyse nur SWSMen mit nicht ausreichender Qualität vorliegen, erschließt sich bei erfolgreicher Anwendung der SIMW als zusätzliche BAZ-Richtung.

4 Untersuchungsgebiet

Die Anisotropie-Untersuchungen in dieser Masterarbeit beziehen sich auf das Gebiet des Oberrheingrabens (ORG) (Upper Rhine Graben (URG)) (Abschnitt 4.1). Das Gebiet entlang der deutsch-französischen(-schweizerischen) Grenze war bereits mehrfach Gegenstand von Anisotropie-Studien (Abschnitt 4.2). Jedoch konnte bis jetzt kein eindeutiges bzw. schlüssiges Modell der Anisotropie gefunden werden. Insbesondere wurde die Möglichkeit lateraler Variation der Anisotropie bis jetzt kaum thematisiert bzw. näher untersucht. Um dem Rechnung zu tragen, werden Langzeitregistrierungen von breitbandigen permanenten und temporären seismischen Messstationen ausgewertet (Abschnitt 4.3).

4.1 Geologie und Tektonik

Der Oberrheingraben (ORG) gehört zum in West- und Mitteleuropa gelegenen Europäischen Känozoischen Grabensystem (European Cenozoic Rift System) (Abbildung 8 (a)). Der im Wesentlichen nicht-vulkanische kontinentale Graben ist etwa 300 km lang und durchschnittlich 30 km bis 40 km breit (Verbreiterung zu den Enden). Er erstreckt sich übergeordnet mit NNE-Orientierung von Basel über Freiburg, Straßburg, Karlsruhe, Mannheim und Darmstadt bis nach Frankfurt am Main. Unterteilt wird der ORG in die drei jeweils etwa 100 km langen Segmente südliches Segment (Basel-Straßburg, NNE-Orientierung), zentrales Segment (Straßburg-Speyer, NE-Orientierung) und nördliches Segment (Speyer-Frankfurt am Main, N- bis NNW-Orientierung) (Abbildung 8 (b)). (Grimmer *et al.* 2017)

Begrenzt wird der ORG durch den Schweizer Jura im Süden und das Rheinische Massiv im Norden. Er durchquert die verschiedenen tektonostratigraphischen Einheiten der Variszischen Interniden Moldanubikum, Saxothuringikum und Rhenoharzynikum getrennt durch die Lalaye-Lubine-Baden-Baden-Störung (LLBB-Störung) und die Hunsrück-Taunus-Störung (HT-Störung) (Abbildung 11). Die LLBB-Störung ist eine nach Süden einfallende Scherzone und weist eine sinistrale NS-Verschiebung >15 km im ORG auf. (Schwarz und Henk 2005) Moldanubikum und Saxothuringikum sind im Gegensatz zum Rhenoharzynikum von spät-variszischen Plutonen durchdrungen. Das Moldanubikum besteht aus hochgradig polymetamorphen Gneisen durchdrungen von spät-variszischen Granodiorit- und Granitintrusionen (Südlicher und Zentraler Schwarzwald Gneiskomplex und Zentraler Vogesen Gneiskomplex). (Grimmer *et al.* 2017)

Die Mittelgebirge Schwarzwald und Odenwald im Osten sowie Vogesen und Pfälzer Wald im Westen bilden die Grabenschultern. Ihre Höhe beträgt circa 1500 m a. s. l. im Süden und < 500 m a. s. l. im Norden. Der ORG selbst weist eine Höhe von circa 260 m a. s. l. im Süden und von circa 90 m a. s. l. im Norden auf. Die Gesamtextension erreicht 5 km bis 8 km. Der ORG ist mit bis zu 3.5 km dicken, von Westen nach Osten zunehmenden Sedimenten aufgefüllt. Es werden die Moho konstant in [27,30] km Tiefe und die LAB in 60 km bis 80 km Tiefe angenommen. (Grimmer *et al.* 2017)

Der nordwestlich von Freiburg im ORG liegende Kaiserstuhl Vulkan-Komplex war während des Miozäns ((15 - 20) Mio. Jahre) aktiv. Möglicherweise ist dort die Moho um bis zu 6 km in bis zu 24 km Tiefe aufgewölbt. (Fuchs *et al.* 1987)

Die Seismizität des ORGs zeigt sich in etwa 140 deutlich gespürten (Intensität \geq V) sowie 36

zerstörenden (Intensität \geq VII, Magnitude $M_w = [4.5, 7.0]$) (u. a. Basel 1356) historischen Erdbeben ([Grimmer et al. 2017](#)).

Das heutige Europa geht auf Laurentia (Nord Amerika, Grönland, Nordwest Schottland), Baltica (Skandinavien und Osteuropäische Plattform) und Gondwana (Afrika und Südamerika) sowie Avalonia (Irland, Nord Deutschland, Polen) und Armorica (West Europa südlich der Britischen Inseln) im Paläozoikum ((480 - 250) Mio. Jahre) zurück (Abbildung 9).

Während der variszischen Orogenese (Devon und Perm) wurden durch die Kollision der Großkontinente Laurussia und Gondwana der Superkontinent Pangäa gebildet und die Varisziden aufgefaltet (Abbildung 10). Zwischen den beiden Großkontinenten befanden sich vor ihrer Kollision jedoch Terrane (Mikroplatten). Aus Paleomagnetismus und Palaobiostratigraphie sowie Geologie abgeleitet werden die Terrane Avalonia und Armorica. Armorica ist bis jetzt nicht eindeutig definiert und besteht zudem wahrscheinlich aus mehreren kleineren Terranen (Armorica-Gruppe oder Armorica-Terrangruppe (Armorica Terrane Assemblage)). Die nord- bzw. äquatorwärtige Bewegung Avalonias nach der Ablösung von Gondwana führte zur Öffnung des Rheischen Ozeans. Unklar ist wie weit sich Armorica nach der Ablösung von Gondwana von Gondwana entfernte und wie groß der sich öffnende Galicia-Southern-Brittany Ozean letztlich wurde. Laurussia entstand während der kaledonischen Orogenese (Ordovizium und Silur) durch die Kollision von Laurentia mit Baltica und die schwächeren Kollisionen Avalonia mit Laurentia sowie Avalonia mit Baltica. Dabei wurden der Iapetus Ozean und der Tonquist Ozean (seitlicher Ast des Iapetus Ozeans zwischen Avalonia und Baltica) subduziert bzw. geschlossen und die Kaledoniden aufgefaltet. Genau betrachtet kollidierten während der variszischen Orogenese also Avalonia plus Armorica mit Gondwana und der Rheische Ozean und der Galicia-Southern-Brittany Ozean wurden entgegengesetzt subduziert bzw. geschlossen. Entsprechend sind die Varisziden in Europa eine Kollisionszone aus von Gondwana abgelösten Terranen. ([Tait et al. 1997](#), [Matt 2001](#))

Für die geographische Lage und die (Querschnitt-)Asymmetrie des ORGs scheinen während der zentralen Abschnitte der variszischen Orogenese zwischen 330 Mio. Jahre und 315 Mio. Jahre entstandene lithosphärische Scherzonen ursächlich zu sein ([Grimmer et al. 2017](#)).

Die Entwicklung des ORGs begann vor circa 47 Mio. Jahren. Die Öffnung des ORGs im späten Eozän wurde durch N-S- bis NNE-SSW-Kompression bedingt. Es kam zur Reaktivierung von NNE- und ENE-orientierten prä-existierenden Schwächezonen als transtensionale Transversalverschiebung (transtensional strike slip). Im Oligozän führte WNW-ESE- bis W-E-Extension zu Subsidenz und Sedimentation im gesamten Graben. Im Miozän kam es zur Reorientierung des regionalen Spannungsfeldes mit Herausbildung einer sinistralen Transversalverschiebung. Subsidenz und Sedimentation beschränkten sich auf das nördliche Segment. Im zentralen und südlichen Segment fanden Hebung und Erosion statt. ([Schwarz und Henk 2005](#), Fig. 2)

Allgemein wird zwischen aktiver und passiver Grabenbruch-Bildung unterschieden. Zur Beschreibung des mechanischen Prozesses der Extension der Lithosphäre wird ein auf pure shear extension bzw. simple shear extension basierendes Grabenbruch-Modell herangezogen ([Kirschner et al. 2011](#), Figure 1).

In aktuellen Studien mit Laufzeit-Residuen von teleseismischen P-Wellen sowie mit Anomalien von teleseismischen Wellenfronten konnte der anfänglich unter dem ORG als dessen Ursache vermutete aktive Aufstieg (upwelling) von heißem ($\Delta T > +100^\circ \text{C}$) Material aus der Asthenosphäre in die Lithosphäre nicht als Niedriggeschwindigkeits-Mantelanomalie (mantle cushion) nachgewiesen werden (Glahn und Granet 1992, Glahn *et al.* 1993, Kirschner *et al.* 2011). Entsprechend wird keine signifikante Modifikation der unteren Lithosphäre und der Asthenosphäre erwartet und damit ein die untere Lithosphäre nicht modifizierender Grabenbruch-Mechanismus favorisiert. Dies deckt sich mit einem passiven Grabenbruch-Mechanismus wie etwa der Scherung entlang einer reaktivierten prä-existierenden lithosphärischen Scherzone, d. h. simple shear extension statt pure shear extension. Wie tief die Scherzone tatsächlich in die Lithosphäre reicht und vor allem ob ein Versatz in der LAB vorliegt, ist dabei bis jetzt jedoch nicht geklärt. (Kirschner *et al.* 2011) Insgesamt ist die tiefere Struktur unter dem ORG immer noch unzureichend bekannt und damit auch seine geodynamische Entwicklung bis jetzt nicht vollständig verstanden.

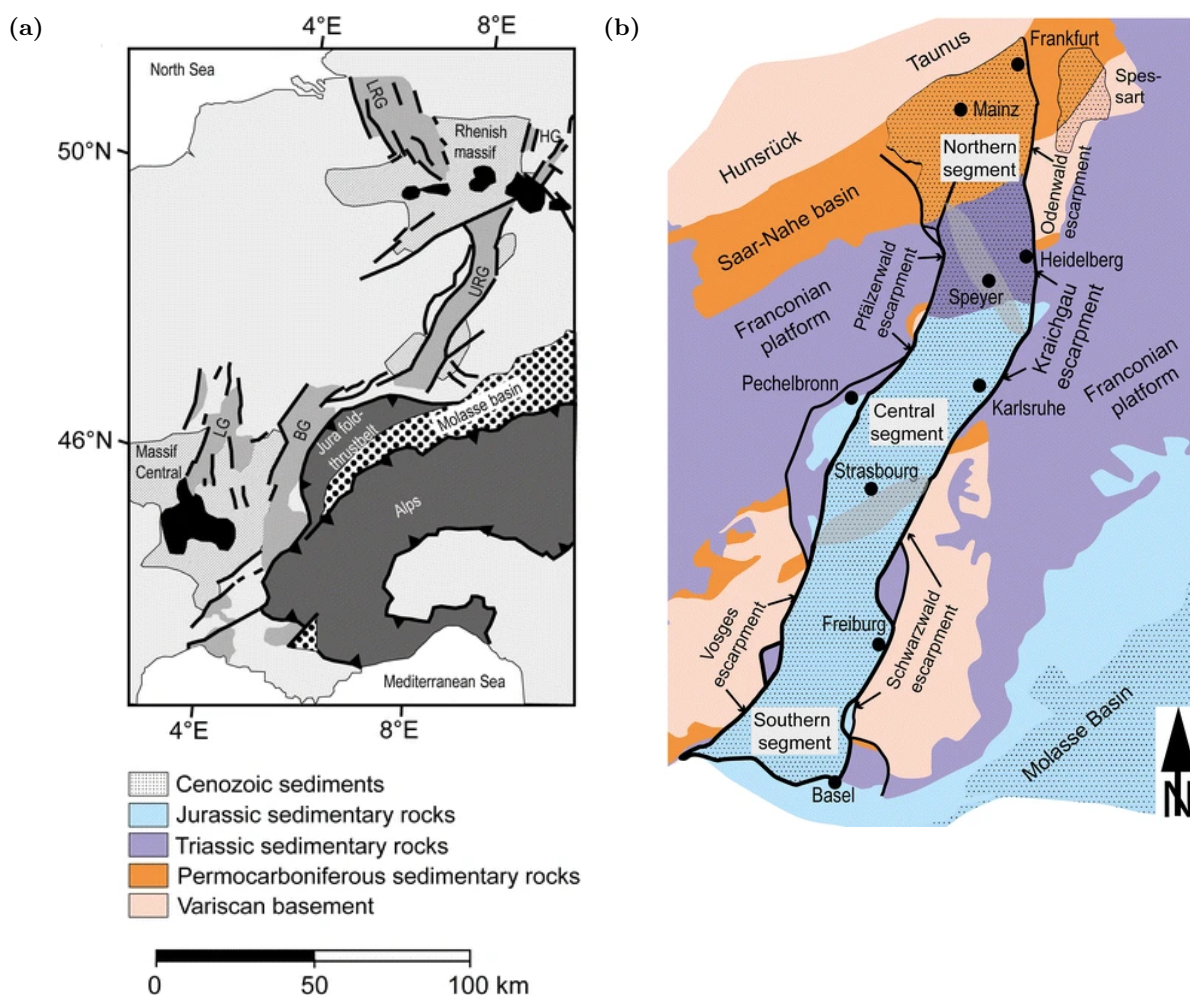


Abbildung 8. (a) Karte der Komponenten des Europäischen Känozoischen Grabensystems. Abgekürzt beschriftet sind der Limagne Graben (LG), der Burgundische Graben (BG), der Unterrheingraben (LRG), der Oberrheingraben (URG) und das Hessische Grabensystem (HG). (Grimmer *et al.* 2017). (b) Karte der Geologie des Oberrheingrabens. Details siehe Text. (Grimmer *et al.* 2017).

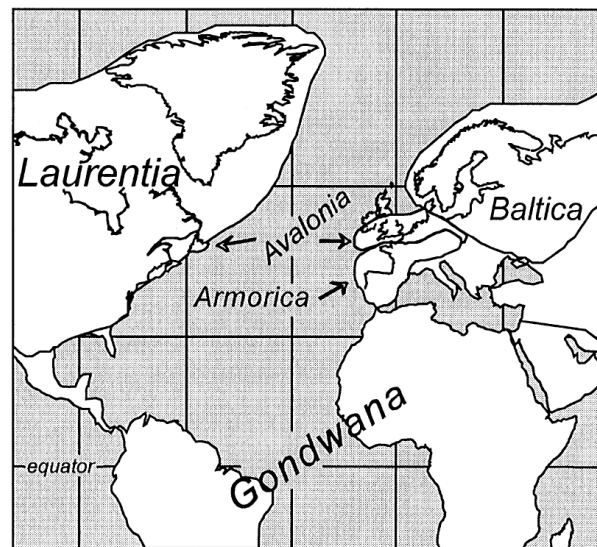


Abbildung 9. Karte der heutigen Orientierung und Lage der verschiedenen paläozoischen Platten und Mikroplatten. (Tait *et al.* 1997).

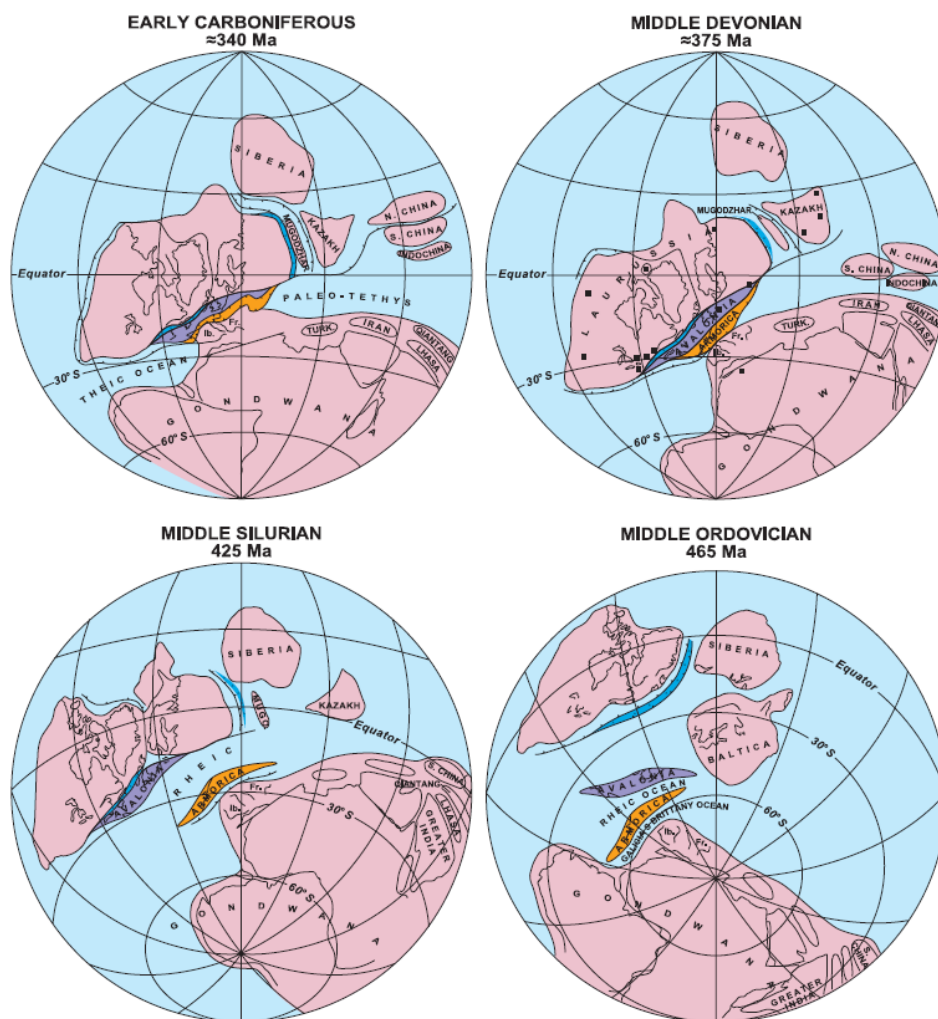


Abbildung 10. Paläozoische Rekonstruktion vom mittleren Ordovizium (465 Mio. Jahre) (unten rechts) bis zum unteren Karbon (340 Mio. Jahre) (oben links). Dargestellt sind Laurentia und Baltica bzw. Laurussia und Gondwana, die Terrane (Mikroplatten) Armorica (orange) und Avalonia (violett) sowie Inselbögen (blau). Details siehe Text. (Matt 2001).

4.2 Bisherige Anisotropie-Studien

In Tabelle 1 sind ausgewählte bisherige Anisotropie-Studien mit Bezug zum ORG knapp zusammengestellt. Die Masterarbeit von Sanz Alonso (Sanz Alonso 2017) wird, da sich daran diese Masterarbeit anschließt, nachfolgend beschrieben. Die für den späteren Vergleich der eigenen Resultate herangezogenen Arbeiten werden dort vor allem hinsichtlich bestehender Anisotropie-Modelle näher beschrieben (vgl. Abschnitt 6.2.1, Tabelle 10). Für Details wird auf die Arbeiten selbst verwiesen.

In ihrer Masterarbeit maß Sanz Alonso (Sanz Alonso 2017) S-Wellen-Splitting an PKS-, SKS- und SKKS-Phasen in 3-Komponenten-Geschwindigkeitsseismogrammen breitbandiger seismischer Messstationen im Gebiet des ORGs. Betrachtet wurden die permanenten Messstationen BFO und WLS sowie die temporären Messstationen SFN01, TMO08 bis TMO13, TMO19, TMO20, TMO22 und TMO26 (Abbildung 11). Die Einzel-Ereignis-Analyse mit der RC sowie der SC und die Mehr-Ereignis-Analyse mit SIMW sowie WS erfolgten in *SplitLab*, ergänzt um die Programmerweiterung *StackSplit*. An die bestimmten (scheinbaren) Splitting-Parameter wurden Anisotropie-Modelle zu den Modelltypen eine Schicht und zwei Schichten mit HTI und TTI angepasst. Es wurden die drei Anpassungsmethoden Fit-Methode, RMS-Methode und gewichtete-Fit-Methode vergleichend eingesetzt. Es erfolgte eine gemeinsame Modellierung des gesamten BAZ-Bereichs (Tabelle 9).

Bei kurzer Registrierzeit gestaltete sich die Entwicklung eines Anisotropie-Modells durch die wenigen SWSMen und die großen BAZ-Lücken schwierig. Dies betrifft vor allem die Messstationen TMO xx mit einer Registrierzeit von teilweise weniger als zwei Jahren (Tabelle 8). Entsprechend wurden für TMO09, TMO11 und TMO12 keine Modellierungen durchgeführt. Für die Messstationen BFO, WLS und SFN01 berücksichtigt der Modelltyp zwei Schichten mit HTI die Variation der bestimmten scheinbaren Splitting-Parameter mit dem BAZ, wobei auch SFN01 nur ein Jahr registrierte. Für TMO08 und TMO26 wird als Modelltyp eine Schicht mit HTI angegeben, wobei für TMO26 der Modelltyp zwei Schichten mit TTI besser passt. Für TMO19 und TMO20 sind mehrere Modelltypen möglich und für TMO22 konnte kein Anisotropie-Modell entwickelt werden.

Auffällig ist hinsichtlich der SWSMen für BFO die Verschiedenheit zwischen NE und SW. Die vielen Null-Messungen für BFO im SW im Gegensatz zur Variation der bestimmten scheinbaren Splitting-Parameter mit dem BAZ im NE deuten eine möglicherweise kleinräumige laterale Variation der Anisotropie an. Auch wurden für BFO im BAZ-Bereich $[30, 90]^\circ$ wesentlich mehr SWSMen als für WLS gefunden. Das angegebene Anisotropie-Modell für BFO erklärt gut die Beobachtung im NE, aber nur bedingt die im SW. Allgemein kann ein lateral einheitliches Modell entweder die Beobachtung im NE oder die im SW erklären.

Tabelle 1. Zusammenstellung ausgewählter bisheriger Anisotropie-Studien im Gebiet des ORGs.

Arbeit	Untersuchungsgebiet	Daten	Vorgehen Phasen	Ergebnisse Anisotropie, Petrologie
Bamford 1977	W-Deutschland E-Frankreich	Refraktionsprofile	Laufzeit P_n	<ul style="list-style-type: none"> • Anisotropie • Tiefe: Kruste, oberster Mantel • qP-Welle: $N(10 - 20)^\circ E$, $(6 - 7) \%$ • qP: $(8.05 \pm (0.50 - 0.60)) \text{ kms}^{-1}$
Fuchs 1983	S-Deutschland	Refraktionsprofile	Laufzeit P_n	<ul style="list-style-type: none"> • Anisotropie: Ambross-Modell (anvil model) (Fig. 13) • zwei Schichten mit horizontaler a-Achse, dazwischen isotrope LVZ • Tiefe: 25 km – 35 km – 46 km – 51 km • qP-Welle: obere $N22.5^\circ E$ zu $N26.1^\circ E$, untere $N33^\circ E$ • P: mittlere 8.10 kms^{-1} • Petrologie: orientierte Olivin-Kristalle • 61.8 % LPO zu 100 % LPO, orthorhombisch a- und b-Achse horizontal c-Achse vertikal • 67.2 % LPO zu 100 % LPO, orthorhombisch a- und c-Achse horizontal b-Achse vertikal
Enderle <i>et al.</i> 1996	S-Deutschland	Refraktionsprofile	Laufzeit, Amplitude P_n, S_n	<ul style="list-style-type: none"> • Anisotropie (Figure 17) • eine Schicht mit horizontaler a-Achse • Tiefe: 30 km – 40 km, d. h. direkt unter Moho • qP-Welle: $N31^\circ E (x)$, $(3 - 4) \%$ zu 11% • qP: 8.03 kms^{-1} zu $8.63 \text{ kms}^{-1} (x)$, 7.77 kms^{-1} zu $7.77 \text{ kms}^{-1} (y)$ • qS-Wellen: $N76^\circ E (x+45^\circ)$ • qS₁: 4.63 kms^{-1} zu $4.79 \text{ kms}^{-1} (x+45^\circ)$, 4.57 kms^{-1} zu $4.58 \text{ kms}^{-1} (x)$ • qS₂: 4.57 kms^{-1} zu $4.59 \text{ kms}^{-1} (x)$, 4.52 kms^{-1} zu $4.41 \text{ kms}^{-1} (y)$ • Petrologie: chemische Inhomogenität, orientierte Olivin-Kristalle • olivinärmer Harzburgit (57.3 % Olivin) mit 20 % LPO zu olivinreicher Peridotit (89.5 % Olivin) mit 40 % LPO

Arbeit	Untersuchungsgebiet	Messtationen Daten	Vorgehen Phasen	Ergebnisse Anisotropie, Erklärung
Vinnik et al. 1994	SGT	GRSN BFO, FUR, CLZ, WET, TNS, HAM (4, 5, 2, 6, 5, 4 Nicht-Null-Messungen)	SWS SKS-Typ Vinnik-Methode	<ul style="list-style-type: none"> • Zusammenfassen BFO, FUR, CLZ • Variation der Splitting-Parameter mit BAZ • Anisotropie · komplizierte 3D Struktur · Litho- (93 km) und Asthenosphäre (290 km) · zwei Schichten mit HTI (transparente Fenster) • Erklärung · ϕ_2: ¶ Streichen herzynischer, alpidischer Gebirgsgürtel; prä-herzynische Orogenese · ϕ_1: Mantelfluss durch alpidische Orogenese → Notwendigkeit weiterer Daten
Granet et al. 1998	Rheingraben, Urach, Französisches Zentralmassiv	permanent breitbandig u. a. ECH (16 Nicht-Null-Messungen an 72 Erdbeben) mobil langperiodisch RG-N, RG-S semi-permanent kurzperiod. RBG mobil kurzperiodisch	SWS SKS-Typ, S $m_b \geq 6.0$ $h \geq 80$ km Vinnik-Methode, RC	<ul style="list-style-type: none"> • Zusammenfassen ECH, RG-N, RG-N • Variation der Splitting-Parameter mit BAZ • Anisotropie · Mittelung für gesamten BAZ-Bereich: geografische Kohärenz · Litho- und Asthenosphäre ($\geq (100 - 200)$ km) · unklar ob 2 Schichten mit HTI oder 1 Schicht mit TTI letztlich 2 Schichten mit HTI • Erklärung · ϕ_2: ¶ Streichen ORG · ϕ_1: Mantelfluss

Arbeit	Untersuchungsgebiet	Messtationen Daten	Vorgehen Phasen	Ergebnisse Anisotropie, Erklärung
Walker <i>et al.</i> 2005	ORG Eifel	permanent breitbandig 18 Stationen, > 15 Jahre u. a. BFO, STU, ECH temporär kurzperiodisch 102 Stationen, 7 Monate	SWS SKS-Typ, S SC	<ul style="list-style-type: none"> • Variation der Splitting-Parameter mit BAZ • Anisotropie • unklar ob 2 Schichten mit HTI oder 1 Schicht mit TTI letztlich 1 Schicht mit HTI und laterale Variation
Wagner 2007	Mittlerer ORG	permanente Stationen TIMO-Projekt Eifel-Projekt 35 Erdbeben	SWS SKS-Typ $m_b > 5.6$ $\Delta = [85, 130]^\circ$	<ul style="list-style-type: none"> • Variation der Splitting-Parameter mit BAZ • Anisotropie • Mittelung separat für Herdregionen • Japan: E-W bis ENE-WSW, NE-SW (BFO) • Indonesien: NE-SW • Südatlantik: NNE-SSW (S) zu ENE-WSW zu NE-SW (N) • Südamerika: NE-SW (STU) zu E-W (LUX) • Verzögerungszeit deutlich fehlerbehaftet
Walther <i>et al.</i> 2013	Deutschland	GRSN 34 Stationen, 22 Jahre u. a. BFO, STU GRF 3 Stationen, 34 Jahre	SWS SKS-Typ $m_b > 5.5$ $\Delta = [85, 130]^\circ$ SC voll-automatische Routine (ADO-RE)	<ul style="list-style-type: none"> • Variation der Splitting-Parameter mit BAZ • Anisotropie • Versuch mit 1 Schicht mit HTI • Prüfung ob Verbesserung mit 2 Schichten mit HTI → andere / komplexere Modelltypen anpassbar / nötig

4.3 Messstationen und Daten

Die Auffälligkeiten in den SWSMen für BFO und WLS (Sanz Alonso 2017) motivieren eine Fortsetzung der Untersuchung der Anisotropie im Gebiet des ORGs, insbesondere mit Blick auf eine möglicherweise kleinräumige laterale Variation der Anisotropie. So schließen sich an die bisherigen Anisotropie-Untersuchungen (Sanz Alonso 2017) mit dieser Masterarbeit weitere Anisotropie-Untersuchungen an. Die bereits vorliegenden SWSMen (Sanz Alonso 2017) wurden um analoge durchgeführte SWSMen für teilweise dieselben Messstationen sowie für weitere Messstationen erweitert.

Betrachtet wurden die breitbandigen permanenten Messstationen BFO, WLS, STU und ECH sowie temporären Messstationen TMO05 (später erst als TMO44 und dann als A126A⁵) und TMO07 (Tabelle 2) (Abbildung 11). Sie gehören zu nationalen bzw. regionalen oder internationalen bzw. globalen Netzwerken (permanente Stationen) oder sind Teil von Arrays verschiedener Projekte, wie das URS2-Projekt von 06.2009 bis 07.2010 (SFN01), das TIMO-Projekt von 12.2004 bis 05.2006 und das TIMO2-Projekt ab Sommer 2009 (TMO xx) sowie das AlpArray-Projekt von 01.2016 bis 12.2018 (A126A).

Der Abstand der Messstationen variiert deutlich und beträgt ≤ 100 km. Dicht beieinander stehen die Messstationen TMO xx mit einem Abstand von 5 km bis 11 km für benachbarte Stationen. Es liegen in etwa BFO und WLS auf einer W-E-Linie sowie WLS und ECH auf einer N-S-Linie. Es befinden sich die Messstationen TMO xx im Saxothuringikum und die restlichen Messstationen im Moldanubikum.

Der Versuch die Wellenformen von PKS-, SKS- und SKKS-Phase der als Array zusammen gefassten Messstationen TMO08 bis TMO10 zur Erhöhung des SNR jeweils zu stapeln und dann auszuwerten, war wegen der bei der f - k -Analyse (Frequenz-Wellenzahl-Analyse) nicht bestimm- baren Langsamkeit (slowness) nicht erfolgreich. Ursächlich dafür war bzw. ist unter Umständen die Anordnung dieser Messstationen entlang einer Linie. Auch mit den in dieser Masterarbeit hinzukommenden Messstationen TMO05 und TMO07 ergibt sich kein Array mit zweidimensio- naler Ausdehnung.

Die Methoden zur Messung von S-Wellen-Splitting bei der Einzel-Ereignis-Analyse, insbeson- dere die SC, sind ursprünglich für Verschiebungsseismogramme formuliert worden. Angefragt bzw. angefordert wurden bzw. werden jedoch Geschwindigkeitsseismogramme. Ein stichpunkt- artiger Vergleich zwischen SWSMen an SKS- und SKKS-Phasen in Verschiebungs- und Ge- schwindigkeitsseismogrammen exemplarisch vom BFO zu elf Erdbeben hinsichtlich SNR, 95 % Konfidenzintervall der bestimmten (scheinbaren) Splitting-Parameter und Übereinstimmung der verschiedenen Methoden ergab, dass die Geschwindigkeitsseismogramme meist ein besseres Re- sultat liefern (Sanz Alonso 2017). Daher wurden die erhaltenen Geschwindigkeitsseismogramme ohne vorherige Integration zu Verschiebungsseismogrammen ausgewertet.

⁵ Der Übersichtlichkeit wegen durchgehend als TMO05 bezeichnet.

Tabelle 2. Informationen zu den breitbandigen permanenten und temporären seismischen Messstationen.

Station- name-	Station- Code	Netzwerk- name	Netzwerk- Code	Sensor- typ	Latitude / ° N	Longitude / ° E
BGR Station Black Forest Schiltach	BFO	GRSN	GR	STS-2	48.331	8.330
Welschbruch Barr	WLS	RESIF	FR	Trillium-40	48.413	7.354
VBB Station Stuttgart	STU	GEOFON	GE	STS-2	48.771	9.194
Échery Sainte Marie aux Mines	ECH	GEOSCOPE	G	STS-1	48.216	7.159
Durlach Ritter	TMO05	KABBA	KB	Güralp 40T		
Durlach	TMO44	KABBA	KB	Güralp 3ESP	48.989	8.492
Durlach TMO44	A126A	AASN	Z3			
Karlsruhe Keller GPI	TMO07	KABBA	KB	STS-2	49.020	8.367

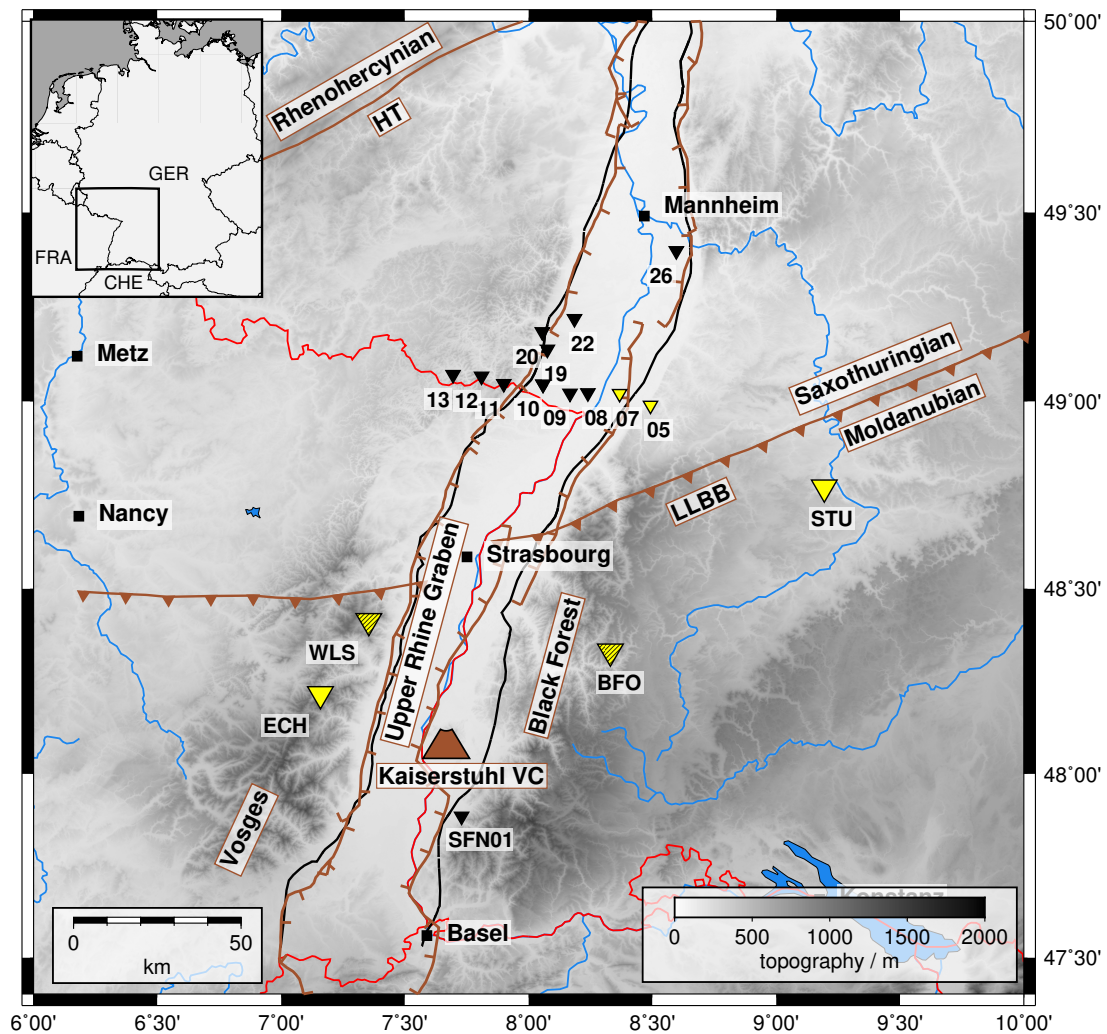


Abbildung 11. Karte des ORGs und seiner Umgebung mit breitbandigen permanenten (große Dreiecke) und temporären (kleine Dreiecke) seismischen Messstationen, von denen in dieser Masterarbeit (gelb), in [Sanz Alonso 2017](#) (schwarz) sowie in dieser Masterarbeit und [Sanz Alonso 2017](#) (gelb schwarz schraffiert) Registrierungen ausgewertet wurden. Eingezeichnet sind außerdem der nordwestlich von Freiburg im ORG liegende Kaiserstuhl Vulkankomplex (Kaiserstuhl VC) sowie die Lalaye-Lubine-Baden-Baden-Störung (LLBB-Störung) als Grenze zwischen Moldanubikum und Saxothuringikum und die Hunsrück-Taunus-Störung (HT-Störung) als Grenze zwischen Saxothuringikum und Rhenohercynikum.

5 Vorgehen bei den Anisotropie-Untersuchungen

Die Anisotropie-Untersuchungen in dieser Masterarbeit umfassen mit der Messung von S-Wellen-Splitting (Abschnitt 5.1) und der darauf aufbauenden Entwicklung von Anisotropie-Modellen (Abschnitt 5.2) übergeordnet zwei Schritte.

5.1 Messung von Scherwellen-Doppelbrechung (S-Wellen-Splitting)

Die Bestimmung der Splitting-Parameter wurde in *MATLAB* 2018b im *MATLAB*-Programm *SplitLab*⁶ (Wüstefeld *et al.* 2008), Version 1.2.1 von Rob Porritt, ergänzt um die später entwickelte Programmerweiterung *StackSplit*⁷ (Grund 2017), Version 2.0, durchgeführt. *StackSplit* ist nur anwendbar bei Installation vor dem Anlegen des Projektes in *SplitLab*.

Nach der Konfiguration von *SplitLab* (Abschnitt 5.1.1) folgen die Einzel-Ereignis-Analyse in *SplitLab* (Abschnitt 5.1.2) und die darauf aufbauende Mehr-Ereignis-Analyse in *StackSplit* (Abschnitt 5.1.3). Ferner wird die Splitting-Intensität vorgestellt (Abschnitt 5.1.4).

5.1.1 Konfiguration von *SplitLab*

Für jede Station ist in *SplitLab* ein separates Projekt (.pjt-Datei) anzulegen. Es sind die Speicherorte für Eingabe- und Ausgabe-Dateien zusetzen, Station- und Netzwerk-Code und Koordinaten sowie eventuelle Missorientierung oder vertauschte Lage bzw. inverse Richtung der ZNE-Koordinatensystemachsen anzugeben (Tabelle 2).

Es wurden die Bereiche für Epizentraldistanz Δ , Momenten-Magnitude M_w und Hypozentraltiefe h hinsichtlich PKS-, SKS- und SKKS-Phase gewählt (Tabelle 3) und anschließend die diesen Kriterien genügenden Erdbeben aus dem Globalen Harvard CMT Katalog bis einschließlich 12.2019 herausgesucht.

Die Anfrage-Datei (.req-Datei) wurde im BreqFast-Format erstellt (Tabelle 4). Angefordert wurden breitbandige bzw. hochbreitbandige (Band-Code⁸: B bzw. H) 3-Komponenten (Orientierung-Code⁸: ? = Z, N, E) Geschwindigkeitsseismogramme mit einer Länge von 2400 s. Dazu wurde (außerhalb von *MATLAB* bzw. *SplitLab* in *Python*) der FDSN Webservice mittels des *Python*-Pakets `obspy.clients.fdsn` aus der *Python*-Bibliothek `obspy` genutzt, wobei dem Datacenter entsprechend das Client-Objekt⁹ zu initialisieren ist.

Die theoretischen Laufzeiten wurden nach dem *iasp91* Erdmodell (Kennett 1991) mit der *MATLAB*-Toolbox *tauP* (Crotwell *et al.* 1999) für PKS-, SKS- und SKKS-Phase, pSKS- und sSKS-Phase und S- und Sdiff-Phase (sowie alle anderen in *SplitLab* auswählbaren Phasen) berechnet. Abschließend sind die für *SplitLab* entsprechend (um)benannten im Eingabe-Ordner liegenden erhaltenen 3-Komponenten Geschwindigkeitsseismogramme (.sac-Dateien) mit den gefundenen Erdbeben zu verknüpfen.

⁶ *SplitLab* Version 1.0.5 verfügbar unter <http://splitting.gm.univ-montp2.fr>.

SplitLab Version 1.2.1 von Rob Porritt verfügbar unter <https://robporritt.wordpress.com/software/>.

SplitLab Version 1.9.0 verfügbar unter <https://github.com/IPGP/splitlab>.

⁷ *StackSplit* Version 1.0 und 2.0 verfügbar unter <https://github.com/michaelgrund/stacksplit>.

⁸ Der Kanal-Code besteht aus drei Zeichen, von links nach rechts Band-, Instrumenten- und Orientierung-Code. Für ihre Bedeutung siehe <https://ds.iris.edu/ds/nodes/dmc/data/formats/seed-channel-naming/>.

⁹ Client-Objekt für KIT-GPI <http://ws.gpi.kit.edu> (extern) bzw. <http://gpida1.gpi.kit.edu> (intern).

Tabelle 3. Bereiche für Momenten-Magnitude M_w , Epizentraldistanz Δ und Hypozentraltiefe h .

Epizentraldistanz $\Delta / ^\circ$	[90,140]
Momenten-Magnitude M_w	[6.00,9.75]
Hypozentraltiefe h / km	[0,1000]

Tabelle 4. Informationen zu den 3-Komponenten-Geschwindigkeitsseismogrammen (? = Z, N, E).

Station-Code	Daten-center	Kanal-Code	Abtastfrequenz / Hz	analysierter Zeitraum	analysierte Erdbeben	gemessene Erdbeben
BFO	GFZ	BH?	20	01.1991 – 10.2016	1166	625
				11.2016 – 12.2019	172	25
WLS	RESIF	BH?	20	11.2011 – 06.2017	312	142
				07.2017 – 12.2019	141	19
STU	GFZ	BH?	20	05.1994 – 12.2019	1330	140
ECH	RESIF	BH?	20	11.1990 – 12.2019	1387	151
TMO05	KIT-GPI	BH?	50	01.2005 – 05.2006		
TMO44	KIT-GPI	HH?	100	06.2006 – 12.2015	832	56
A126A	KIT-GPI	HH?	100	01.2016 – 12.2019		
TMO07	KIT-GPI	BH?	50	01.2005 – 07.2006		
		BH?	50	10.2006 – 02.2007		
		BH?	50	11.2007 – 01.2008		
		HH?	100	07.2008 – 11.2008	706	51
		HH?	100	06.2009 – 09.2010		
		HH?	200	12.2010 – 12.2019		

5.1.2 Einzel-Ereignis-Analyse in *SplitLab*

Die Identifikation von PKS-, SKS- und SKKS-Phase im Seismogramm orientierte sich an den zugehörigen theoretischen Laufzeiten. Zur Separation der Wellentypen (P-, SV- und SH-Welle) erfolgte durch Rotation um den BAZ und Kippung um den Inklinationswinkel der Wechsel vom ZNE¹⁰- über das ZRT¹¹- in das phasenspezifische LQT¹²-Koordinatensystem.

Die Methoden zur Messung von S-Wellen-Splitting bei der Einzel-Ereignis-Analyse wurden ursprünglich für synthetische Daten vorgestellt. In realen Daten sind neben Nutzsignalen jedoch auch (meist nicht unerheblich) Störsignale enthalten. Die Nutzsignale sind PKS-, SKS- und SKKS-Phase mit einer Periode von [5,30] s (typisch) und [8,10] s (dominant). Die Störsignale, häufig als Rauschen (noise) bezeichnet, umfassen alle nicht zu den Nutzsignalen zählenden natürlichen (z. B. Meeresmikroseismik¹³) und anthropogenen (z. B. Stadt) Signale. Es zeigte sich

¹⁰Z (vertikal) positiv nach unten, N (horizontal) positiv zu Nord, E (horizontal) positiv zu Ost; (Messkoordinaten).

¹¹Z (vertikal) positiv nach unten, R (radial) in NE-Ebene positiv zum Empfänger, T (transversal) in NE-Ebene bzw. orthogonal ZR-Ebene positiv entsprechend rechtshändigem Koordinatensystem.

¹²L (P-Welle) entlang Strahl positiv zum Empfänger, Q (SV-Welle) positiv zur Quelle, T (SH-Welle) in NE-Ebene bzw. orthogonal LQ-Ebene positiv entsprechend rechtshändigem Koordinatensystem; (Strahlkoordinaten).

¹³allgemein [0.03,1] Hz bzw. [4,30] s, primär 0.07 Hz bzw. 15 s, sekundär 0.25 Hz bzw. 4 s.

die allgemeine Problematik des Überlappens der Frequenzbänder von Nutz- und Störsignalen. Als Frequenz-Filter ist in *SplitLab* ein zur Null-Phasen-Verzerrung zweimal angewendeter Butterworth Bandpass-Filter dritter Ordnung implementiert. Die Grenzfrequenzen wurden zwischen $[0.020, 0.066]$ Hz (untere) und $[0.15, 0.20]$ Hz (obere) gewählt. Für einen möglichst identischen Frequenzgehalt aller SWSMen wurden meist 0.020 Hz und 0.15 Hz verwendet mit Anpassung bei einzelnen SWSMen für eine optimale Sichtbarkeit der Phase. Für SWSMen an verschiedenen Phasen desselben Erdbebens wurden identische Grenzfrequenzen verwendet.

Die Auswahl von PKS-, SKS- und SKKS-Phase erfolgt an der Q-Komponente. Markiert wurde entsprechend dominanter Periode und Grenzfrequenzen ein Zeitfenster der Länge von circa 20 s. Zu den meist starken Einsätzen der S- und Sciff-Phase wurde ein Abstand von ≥ 5 s eingehalten. Auch die Tiefenphasen, vor allem pSKS- und sSKS-Phase, wurden beachtet (Abbildung 12). Durch die bei geringer Hypozentraltiefe verglichen zur Hauptphase nicht wesentlich längere Laufzeit bzw. der relativ zur dominanten Periode kleinen Differenz der Ankunftszeiten ist Interferenz von Haupt- und Tiefenphase möglich. Da flache Erdbeben jedoch wesentlich häufiger auftreten als tiefe Erdbeben führt eine entsprechende Beschränkung der Hypozentraltiefe zu deutlich weniger analysierbaren Erdbeben.

Zur Vorbereitung der Seismogramme¹⁴ wird durch *SplitLab* automatisch linearer Trend und Mittelwert entfernt, Anfang und Ende (jeweils 3 % der gesamten Länge) mit einem Cosinus-Fenster getapert sowie obiger Frequenz-Filter mit den gewählten Grenzfrequenzen angewendet. Danach wird das markierte Zeitfenster ausgeschnitten und an Anfang und Ende um 20 s erweitert. Als SWSM wurden die RC und die SC auf die Wellenformen der Phase angewendet. Die Gittersuche nach dem für das S-Wellen-Splitting korrigierenden Splitting-Parameter-Paar deckte die Bereiche $[-90, 90]^\circ$ bzw. $[0, 4]$ s in 1° Schritten bzw. Abtastfrequenz¹⁴/2 bei der RC sowie 2° Schritten bzw. Abtastfrequenz¹⁴/2 bei (der EV und) der SC ab.

Die Einordnung jeder SWSM erfolgt manuell anhand des von *SplitLab* ausgegebenen *Diagnostic Plots* (Abbildung 13). Relevant sind die Seismogramme in den verschiedenen Koordinatensystemen und das NS-EW Hodogramm vor und nach der Korrektur sowie das 95 % Konfidenzintervall der bestimmten (scheinbaren) Splitting-Parameter. Es ist zwischen den Beobachtungstypen (scheinbare) Null- und Nicht-Null-Messung zu entscheiden sowie eine der Qualitätskategorien good, fair, poor zu vergeben (Tabelle 5). Mit verschiedenen Grenzfrequenzen und Zeitfenstern durchgeführte SWSMen wurden verglichen.

Da die initiale S-Welle eine reine SV-Welle ist, ist die initiale Polarisationsrichtung kontrollierbar. Eine für eine SWSM deutliche oder für einen oder den gesamten BAZ-Bereich systematische Abweichung vom BAZ weist auf eine fälschlicherweise als PKS-, SKS- oder SKKS-Phase angenommene Phase (oder eine falsche Lokalisierung des Erdbebens¹⁵) bzw. eine Ablenkung der Wellen (oder eine Missorientierung der Station) hin.

¹⁴Einladen der Seismogramme in *SplitLab* mit 20 Hz.

¹⁵Die Lokalisierung eines Erdbeben ist mittels der ISC-EHB (International Seismological Centre Engdahl-van der Hilst-Buland) Bulletin überprüfbar, erreichbar unter <http://www.isc.ac.uk/isc-ehb/>. Signifikante BAZ-Abweichungen wurden nicht gefunden. (Engdahl et al. 1998, Weston et al. 2018, Engdahl et al. 2020, ISC 2020).

Das SNR wird durch *SplitLab* analog für die RC und die SC als Verhältnis des Maximums der R-Komponente $\tilde{u}_{s,R}(t)$ zur $2\text{-}\sigma$ -Envelope der T-Komponente $2\sigma_{s,T}$ der korrigierten S-Welle berechnet (Restivo und Helffrich 1999).

$$\text{SNR}_{\text{RC}} = \frac{\max(|\tilde{u}_{s,\text{RRC}}(t)|)}{2\sigma_{s,\text{T}_{\text{RC}}}} \quad \text{SNR}_{\text{SC}} = \frac{\max(|\tilde{u}_{s,\text{RSC}}(t)|)}{2\sigma_{s,\text{T}_{\text{SC}}}} \quad (21)$$

Für ein stabiles und vertrauenswürdiges Resultat ist allgemein ein hohes SNR nötig. Daher wurde $\text{SNR}_{\text{SC}} \geq 3$ gefordert (Vecsey *et al.* 2008). Neben einem analytischen Wert für das SNR ist auch der visuelle Eindruck der Seismogramme zu berücksichtigen. Die Phase, hier PKS-, SKS- oder SKKS-Phase, sollte sich relativ zu den Signalen in ihrer Umgebung auf der Spur, hier primär die Q-Komponente, möglichst klar abheben.

Bei realen Daten verhindert Rauschen eine Signalamplitude von null auf der T-Komponente. Damit ist bei einer (scheinbaren) Null-Messung auf der unkorrigierten T-Komponente auch und bei einer Nicht-Null-Messung auf der korrigierten T-Komponente noch Energie vorhanden.

Auf eine (scheinbare) Null-Messung sollte unabhängig von einer Nicht-Null-Messung entschieden werden. Nicht beobachtetes S-Wellen-Splitting bedeutet vor allem bei einem niedrigen SNR nicht automatisch eine (scheinbare) Null-Messung. Die meist kleine Signalamplitude auf der T-Komponente kann im starken Rauschen untergehen.

Bei einer Nicht-Null-Messung sollte auf Extrema in der Verzögerungszeit geachtet werden. Eine sehr kleine Verzögerungszeit ($\delta t < 0.3$ s) ist meist mit großer Unsicherheit behaftet und setzt wegen der meist kleinen Signalamplitude auf der T-Komponente ein hohes SNR voraus. Für eine sehr große Verzögerungszeit ($\delta t > 2$ s) ist bei fehlender Energie auf der T-Komponente trotz visuell beobachtbarem S-Wellen-Splitting meist ein Artefakt ursächlich. (Vecsey *et al.* 2008)

Die Methoden zur Messung von S-Wellen-Splitting reagieren verschieden bzw. verschieden sensibel auf Rauschen, komplexe Anisotropie und Nähe zur (scheinbaren) Null-Richtung.

Eine simultane und vergleichende Anwendung mehrerer Methoden kann vorteilhaft sein. Die sich so ergebende Mehr-Methoden-Analyse, hier bestehend aus der RC und der SC, nutzt das methodenspezifische Verhalten. Die subjektive visuelle Bewertung der Seismogramme und Hodogramme wird durch objektive analytische Werte unterstützt. Sind die bestimmten (scheinbaren) Splitting-Parameter unabhängig von der Methode, spricht dies für eine höhere Vertrauenswürdigkeit.

Insgesamt gilt die SC als robuster. Vor allem ist sie weniger sensibler gegenüber Rauschen, wohingegen die RC weniger von komplexer Anisotropie beeinflusst wird. (Long *et al.* 2005, Long und Silver 2009) Die RC und die SC liefern in der (scheinbaren) Null-Richtung methodenspezifisch abweichende bestimmte (scheinbare) Splitting-Parameter. Für ϕ folgt $|\Delta\phi| = |\phi_{\text{SC}} - \phi_{\text{RC}}| = 45^\circ$ aus $\phi_{\text{SC}} = \phi \pm n \cdot 90^\circ$ mit $n = 0, 1$ und $\phi_{\text{RC}} = \phi \pm 45^\circ$. Für δt ergibt sich bei der SC starke Streuung bis hin zum Maximum der Gittersuche, hier 4 s, und bei der RC ein Streben gegen 0 s (Tabelle 5). (Wüstefeld und Bokermann 2007)

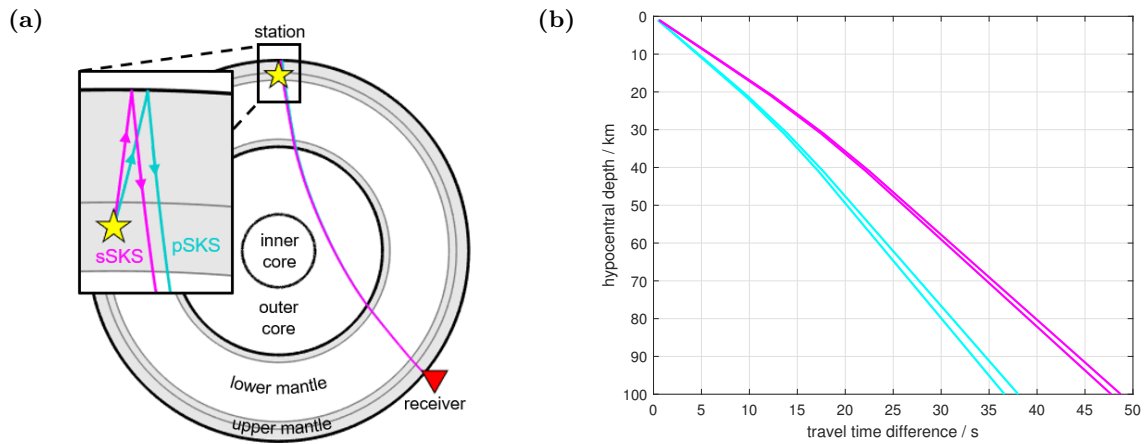


Abbildung 12. Tiefenphasen pSKS-Phase (cyan) und sSKS-Phase (magenta) berechnet nach dem *iasp91* Erdmodell (Kennett 1991) mit der *MATLAB*-Toolbox *tauP* (Crotwell *et al.* 1999). (a) Laufwege exemplarisch für Epizentraldistanz $\Delta = 130^\circ$ und Hypozentraltiefe $h = 500$ km mit Quelle (gelbes Pentagramm) und Empfänger (rotes Dreieck). (b) Laufzeit-Unterschiede pSKS- minus SKS-Phase (cyan) und sSKS- minus SKS-Phase (magenta) exemplarisch für Epizentraldistanz $\Delta = 90^\circ, 140^\circ$ (untere bzw. obere Kurve).

Tabelle 5. Manuelle Einordnung der SWSMen. Kriterien und Werte für Beobachtungstyp und Qualitätskategorie. (Scheinbare) Null-Messung im oberen Teil und Nicht-Null-Messung im unteren Teil. Für eine Nicht-Null-Messung sind die Werte bei Einzel-Ereignis-Analyse (obere Zeile) und bei Mehr-Ereignis-Analyse (untere Zeile) verschieden. (orientiert an Sanz Alonso 2017 und Wüstefeld 2007).

	SNR (SNR_{SC})	$ \Delta\phi / ^\circ$ ($ \phi_{\text{SC}} - \phi_{\text{RC}} $)	$ \Delta\delta t / \text{s}$ ($ \delta t_{\text{SC}} - \delta t_{\text{RC}} $)	Konfidenzintervall (95 %)	Partikelbewegung (NS-EW / Q-T)
good	> 10	[37, 53]	maximal	überschneidungsfrei	
fair	> 7	[32, 58]	groß		unverändert
poor	≥ 3	sobald eine Bedingung nicht erfüllt, und kein S-Wellen-Splitting erkennbar			linear
good	> 10	≤ 5	≤ 0.2	klein	
		≤ 10	≤ 0.5	sehr klein	von elliptisch
fair	> 7	≤ 20	≤ 1.0		zu linear
		≤ 40	≤ 1.0	klein	
poor	≥ 3	sobald eine Bedingung nicht erfüllt, aber S-Wellen-Splitting erkennbar			

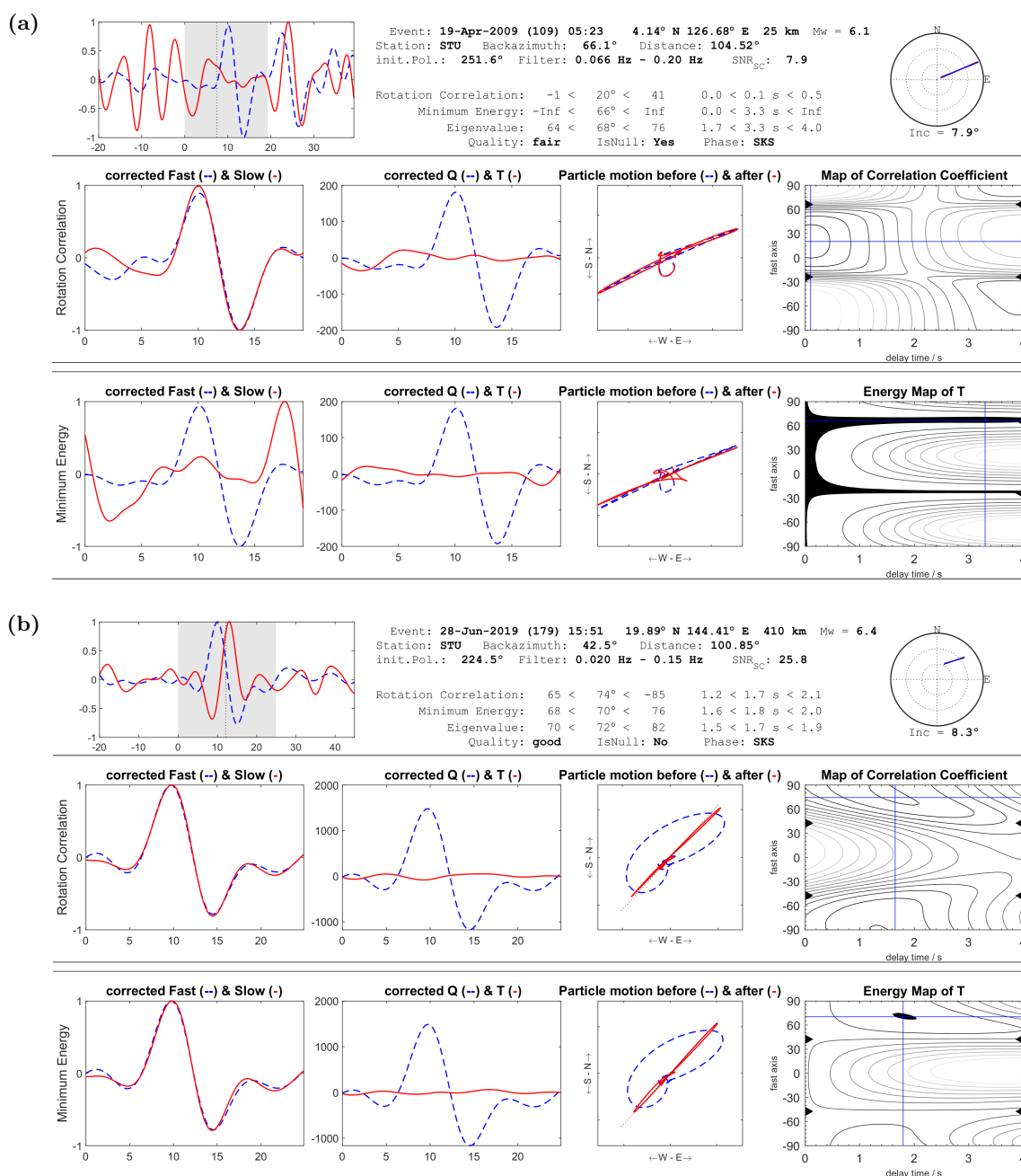


Abbildung 13. Diagnostic Plot ausgegeben von *SplitLab* exemplarisch für die Messstation STU. (a) (Scheinbare) Null-Messung. Zu sehen ist im NS-EW Hodogramm (jeweils von links drittes Bild) die bereits vor der Korrektur lineare Partikelbewegung. Erkennbar ist in der Oberfläche des Bewertungsparameters (unten von links viertes Bild) die bei der SC unbeschränkte Verzögerungszeit im Gegensatz zu einer bei der RC kleinen, nahe null liegenden Verzögerungszeit. (b) Nicht-Null-Messung. Erkennbar ist im NS-EW Hodogramm (jeweils von links drittes Bild) die vor der Korrektur elliptische und nach der Korrektur lineare Partikelbewegung. Nach Verschieben um die bestimmte (scheinbare) Verzögerungszeit stimmen die Wellenformen von schneller und langsamer Polarisationsrichtung zeitlich überein (jeweils von links erstes Bild) und nach (Rück)Rotation um die bestimmte (scheinbare) schnelle Polarisationsrichtung ist auf der T-Komponente kaum noch Energie vorhanden (jeweils von links zweites Bild).

5.1.3 Mehr-Ereignis-Analyse in *StackSplit*

Eine sich an die Einzel-Ereignis-Analyse anschließende Mehr-Ereignis-Analyse ist zum Gewinnen subrepräsentierter BAZ-Richtungen und zum Relativieren superrepräsentierter BAZ-Richtungen erforderlich.

Gewählt wurde für die gemeinsame Inversion die SIMW und für das Stapeln von Oberflächen die WS. Grundlage für die SIMW mit der RC und der SC waren die bei den Einzel-Ereignis-Messungen der Einzel-Ereignis-Analyse gefilterten ausgeschnittenen Wellenformen. Für die WS wurden die bei den Einzel-Ereignis-Messungen der Einzel-Ereignis-Analyse für die SC ausgegebenen Oberflächen des Bewertungskriteriums, die $E_{\bar{u}_s, T}$ -Oberflächen, herangezogen.

Um wegen der Bewertung mit poor (meist durch ein (zu) niedriges SNR) unberücksichtigte SWSMen doch in die Modellierung einbeziehen zu können, wurde versucht, auf die betreffenden Wellenformen die SIMW anzuwenden.

Die BAZ-Bereiche mit verglichen zu den anderen BAZ-Bereichen vielen SWSMen, vor allem Nicht-Null-Messungen, dominieren insbesondere bei ähnlichen (scheinbaren) Splitting-Parametern die Modellierung. Dies wurde durch einen geschickt gebildeten Mittelwert ausgeglichen. Dafür wird der betroffene BAZ-Bereich in BAZ-Intervalle von 5° unterteilt und innerhalb dieser die Nicht-Null-Messungen unabhängig von ihrer Qualität in Gruppen ähnlicher (scheinbarer) Splitting-Parameter zusammengefasst. Anschließend wird nur für die Gruppe mit den meisten oder den qualitativ besseren Nicht-Null-Messungen die WS auf die zugehörigen $E_{\bar{u}_s, T}$ -Oberflächen angewendet. Dies entspricht nicht einem Mittelwert der (scheinbaren) Splitting-Parameter aller in einem BAZ-Intervall gefundenen Nicht-Null-Messungen, sondern fasst nur die häufigsten (scheinbaren) Splitting-Parameter als eine Nicht-Null-Messung bzw. ein (scheinbares) Splitting-Parameter-Paar zusammen. Die Dominanz häufiger (scheinbarer) Splitting-Parameter fällt weg ohne die Variation der (scheinbaren) Splitting-Parameter mit dem BAZ zu unterdrücken.

Bezüglich der Auswahl der eingehenden Ereignisse sind in *StackSplit* Intervalle für BAZ und Epizentraldistanz sowie initiale Polarisationsrichtung festlegbar. Für Letztere ist dies vor allem bei der direkten S-Welle hilfreich. Bei Phasen vom SKS-Typ wird die initiale Polarisationsrichtung hingegen bei Beschränkung des BAZs indirekt auch beschränkt und wurde daher nicht mehr direkt beschränkt. Bei der SIMW wurden BAZ und Epizentraldistanz auf 3° beschränkt und die einzelnen Wellenformen an Anfang sowie Ende (jeweils 10 % der gesamten Länge) mit einem Cosinus-Fenster getapert. Bei der WS wurde der BAZ auf 5° beschränkt.

Entsprechend der eingegangenen Ereignisse sind im von *StackSplit* ausgegebenen *Diagnostic-Plot* die Bereiche für BAZ und Epizentraldistanz angegeben. Bei der SIMW ähnelt der *Diagnostic-Plot* dem von *SplitLab*, wobei die eingegangenen Wellenformen zeitlich aneinander gehängt dargestellt sind (Abbildung 14). Wie bei einer Einzel-Ereignis-Messung war zwischen den Beobachtungstypen Null- und Nicht-Null-Messung zu entscheiden sowie eine der Qualitätskategorien good, fair und poor zu vergeben (Tabelle 5). Bei einer Nicht-Null-Messung durfte der Unterschied der (scheinbaren) Splitting-Parameter zwischen der RC und der SC bei einem sehr kleinen bzw. kleinen 95 % Konfidenzintervall größer sein. Bei der WS ist im *Diagnostic-Plot* die neu berechnete $E_{\bar{u}_s, T}$ -Oberfläche mit 95 % Konfidenzintervall dargestellt.

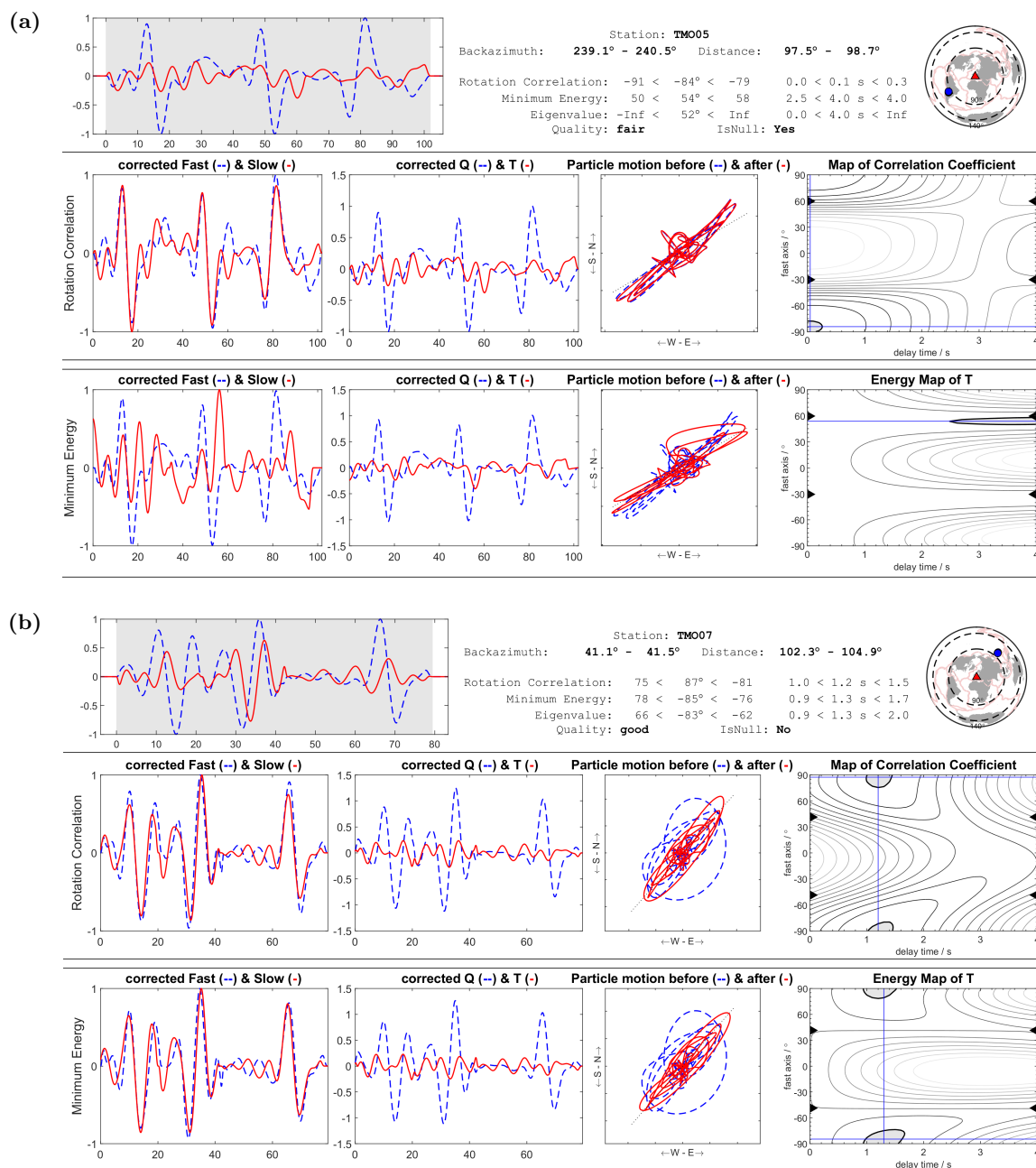


Abbildung 14. Diagnostic Plot ausgegeben von *StackSplit* bei der SIMW. Details siehe Abbildung 13 und Text. (a) (Scheinbare) Null-Messung exemplarisch für die Messstation TMO05 (b) Nicht-Null-Messung exemplarisch für die Messstation TMO07.

5.1.4 Splitting-Intensität

Ein alternativer und grundlegend anderer Ansatz zur Messung von S-Wellen-Splitting ist die Bestimmung der Splitting-Intensität (splitting intensity) (Chevrot 2000).¹⁶

Betrachtet wird die Variation des Signals auf der T-Komponente mit der initialen Polarisationsrichtung (bei Phasen vom SKS-Typ äquivalent zum BAZ). Es wird genutzt, dass bei einer verglichen zur dominanten Periode wesentlich kleineren Verzögerungszeit die Signalamplitude auf der T-Komponente direkt proportional zur ersten zeitlichen Ableitung der Signalamplitude auf der R-Komponente und das Signal auf der R-Komponente nur leicht verbreitert und verzerrt ist (Silver und Chan 1991). Die Splitting-Intensität SI ist definiert als Signalamplitude auf der T-Komponente relativ zur ersten zeitlichen Ableitung der Signalamplitude auf der R-Komponente. Bei einem niedrigen SNR sollte die Splitting-Intensität als Projektion der Signalamplitude auf der T-Komponente $u_{s,T}(t)$ auf die erste zeitliche Ableitung der Signalamplitude auf der R-Komponente $\dot{u}_{s,R}(t)$ berechnet werden, wobei $\|\dot{u}_{s,R}(t)\|^2 = \dot{u}_{s,R}(t)^T \cdot \dot{u}_{s,R}(t)$ die Quadrat-Norm von $\dot{u}_{s,R}(t)$ ist.¹⁶ (Chevrot 2000)

$$SI = -2 \frac{u_{s,T}(t) \cdot \dot{u}_{s,R}(t)}{\|\dot{u}_{s,R}(t)\|^2} \quad (22)$$

Für eine (scheinbare) Null-Messung beträgt die Splitting-Intensität offensichtlich null. Bei realen Daten sollte $|SI_{\text{Null}}| < 0.2$ gelten (Deng *et al.* 2017).¹⁶

Bei einer Schicht mit HTI ist in Formel 22 für $u_{s,T}(t)$ Formel 20 einsetzbar, wobei β der Winkel zwischen schneller Polarisationsrichtung und initialer Polarisationsrichtung (BAZ) ist.

$$SI = -2 \frac{\left(-\frac{1}{2}\delta t \sin(2\beta)\dot{u}_{s,R}(t)\right) \cdot \dot{u}_{s,R}(t)}{\|\dot{u}_{s,R}(t)\|} = \delta t \sin(2\beta) \quad (23)$$

Die Splitting-Funktion (splitting function) beschreibt die Abhängigkeit der Splitting-Intensität von der initialen Polarisationsrichtung (vom BAZ). Der Splitting-Vektor (splitting vector) enthält die bei einem limitierten Datensatz an den verschiedenen initialen Polarisationsrichtungen (BAZ-Richtungen) jeweils bestimmte Splitting-Intensität. (Chevrot 2000)

In dieser Masterarbeit wurde die Splitting-Intensität nachträglich außerhalb von *SplitLab* in *MATLAB* nach Formel 22 berechnet. Verwendet wurden die bei den Einzel-Ereignis-Messungen der Einzel-Ereignis-Analyse auf der Q- und T-Komponente ausgeschnittenen Wellenformen.

¹⁶Die Definitionen der Splitting-Intensität in Chevrot 2000 und in Lin *et al.* 2014 sind um den Faktor 0.5 verschieden. Die Grenzwerte in Deng *et al.* 2017 beziehen sich auf die Definition in Chevrot 2000.

5.2 Entwicklung von Anisotropie-Modellen

Die Entwicklung von Anisotropie-Modellen ist nach der Messung von S-Wellen-Splitting als erster Schritt der zweite Schritte der Anisotropie-Untersuchungen in dieser Masterarbeit.

Zu berücksichtigen ist die a priori Annahme einfacher Anisotropie. Komplexe Anisotropie zeigt sich dann vor allem durch Variation der scheinbaren Splitting-Parameter mit dem BAZ. Die scheinbaren Splitting-Parameter weichen signifikant von den Eigenschaften der Anisotropie im Untergrund ab und sind daher nicht direkt in diesen übertragbar. Entsprechend eignen sich die scheinbaren Splitting-Parameter, auch wenn sie durch die Variation mit dem BAZ für einfache Konstellationen komplexer Anisotropie aussagekräftig sind, nicht als Modellparameter. Eine Mittelung über einen weiten oder den gesamten BAZ-Bereich unterdrückt komplexe Anisotropie und führt zu falschen bzw. aussagelosen Splitting-Parametern.

Hinzu kommt die trotz Mehr-Ereignis-Analyse unvollständige BAZ-Abdeckung. Sie erschwert das Erkennen und ein konkretes Beschreiben komplexer Anisotropie. Eine gemeinsame Modellierung des gesamten BAZ-Bereichs geht davon aus, dass keine laterale Variation der Anisotropie vorliegt und insbesondere bei großen BAZ-Lücken SWSMen in den BAZ-Richtungen ohne SWSMen passend zu den SWSMen in den BAZ-Richtungen mit SWSM ausfallen würden.

Die Messung von S-Wellen-Splitting durch Bestimmung der Splitting-Parameter ist eine Laufweg-integrierende Messung. Daher ist die Anisotropie zu bzw. mit einer einzelnen Nicht-Null-Messung an einer Phase vom SKS-Typ auf der Empfängerseite auf dem Laufweg zwischen CMB und Oberfläche nicht lokalisierbar. Durch die steile, nahezu vertikale bzw. senkrechte Inklination an der Oberfläche handelt es sich insbesondere um eine Tiefen-integrierende Messung (Kruste und oberen Mantel). Dies geht mit exzellenter lateraler aber fehlender vertikaler Auflösung einher. So befindet sich die Anisotropie zwar in beliebiger Tiefe zwischen Oberfläche und CMB aber direkt unter dem Empfänger (Oberfläche bis 410 km Diskontinuität). Mit vertikaler Lage der Anisotropie in größerer Tiefe (unterster Mantel bzw. D''-Schicht) ergibt sich zunehmend eine Abweichung von der lateralen Lage der Anisotropie direkt unter der Station.

Bei mehreren Stationen erfolgen meist (bzw. bei Lage der Anisotropie im oberen Mantel) zuerst eine stationsbezogene Modellierung und anschließend eine stationsübergreifende Betrachtung.

Überlegungen zur vertikalen und lateralen Lage und Variation der Anisotropie (Abschnitt 5.2.1) sind der Erklärung der Modellierung anisotroper Abschnitte und Schichten (Abschnitt 5.2.2) vorangestellt.

5.2.1 Vertikale und laterale Lage und Variation der Anisotropie

Bei mehreren (zwei) Schichten mit verschiedener Anisotropie als vertikale Variation der Anisotropie findet in jeder Schicht S-Wellen-Splitting statt, wobei aber keine vollständige Separation in der Zeitdomäne im Seismogramm erreicht wird (Abbildung 15 (a)). Laterale Variation der Anisotropie wird als mehrere (zwei) Abschnitte mit entweder verschiedener Anisotropie oder Anisotropie und Isotropie dargestellt (Abbildung 15 (b)). Hinsichtlich der Anisotropie selbst sind ihre Symmetrie mit der Orientierung der entsprechend vorhandenen Symmetrieebene(n) oder Symmetrieachse(n) und ihre Stärke bzw. die Mächtigkeit (trade off) relevant.

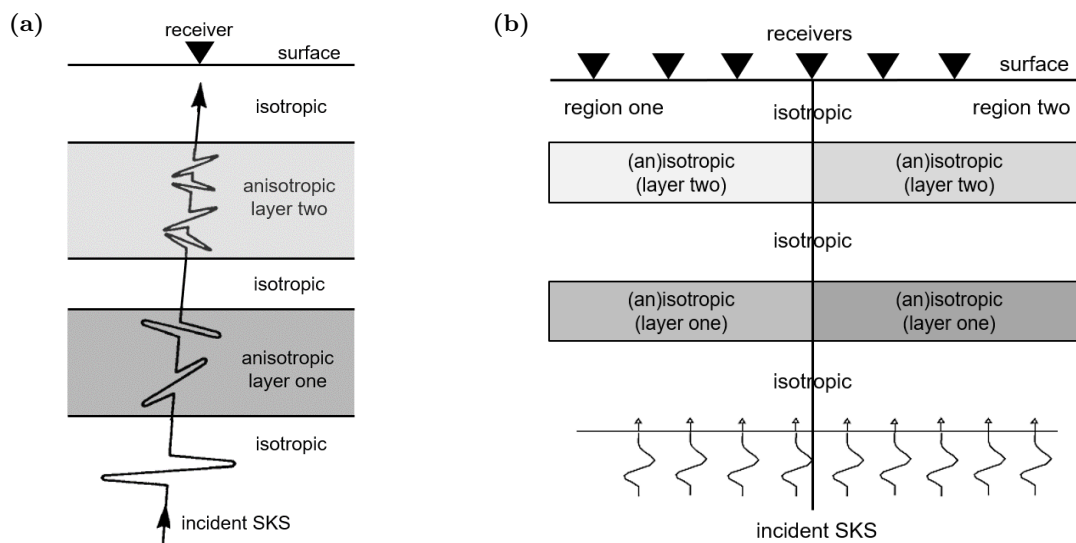


Abbildung 15. Vertikale Variation der Anisotropie als Schichten und laterale Variation der Anisotropie als Abschnitte exemplarisch für HTI, analog für TTI (Abbildung 17). **(a)** Zwei Schichten mit HTI. In beiden Schichten findet S-Wellen-Splitting statt. Idealisierte Darstellung als vier Wellenformen. Tatsächlich wird keine vollständige Separation in der Zeitdomäne im Seismogramm erreicht. (Silver und Savage 1994, modifiziert). **(b)** Zwei Abschnitte und darin jeweils keine anisotrope Schicht, eine Schicht mit HTI oder zwei Schichten mit HTI.

Zur groben Einschränkung der vertikalen Lage der Anisotropie sind die Dauer der Verzögerungszeit und Diskrepanzen bei SKS-SKKS-Paaren nützlich. Komplexe Anisotropie ist anhand der Variation der scheinbaren Splitting-Parameter mit dem BAZ nicht nur erkennbar, sondern für einfache Konstellationen komplexer Anisotropie auch konkret beschreibbar. Die Lage der Durchstoßpunkte und die Ausdehnung der ersten Fresnelzonen in der Tiefe sollten hinsichtlich lateraler Variation der Anisotropie und gleichzeitig vertikaler Lage der Anisotropie beachtet werden.

Dauer der Verzögerungszeit und Diskrepanzen bei SKS-SKKS-Paaren

Die Dauer der Verzögerungszeit ist hilfreich hinsichtlich der vertikalen Lage der Anisotropie in Kruste oder Mantel. Für kontinentale Anisotropie liegt die beobachtete Verzögerungszeit bei (1 – 3) s. Als Beitrag der Kruste sind (entsprechend Mächtigkeit der Kruste und realistischer Stärke der vorhandenen Anisotropie) nur < 0.3 s bzw. typisch (0.1 – 0.2) s möglich. Der Beitrag des oberen Mantels erreicht (0.4 – 2.5) s bzw. typisch 1 s. (Savage 1999, Long und Silver 2009) Entsprechend wird der Beitrag der Kruste zu SWSMen an langperiodischen Daten meist nicht beachtet. Jedoch sollte mittels hochfrequenter Daten zur Charakterisierung der Anisotropie in der Kruste für SWSMen an breitbandigen Daten eine explizite Korrektur für die Anisotropie in der Kruste möglich sein. (Long und Silver 2009)

Interessant ist ferner eine Diskrepanz bei einem SKS-SKKS-Paar (SKS-SKKS pair), d. h. zwischen SKS- und SKKS-Phase desselben Erdbebens registriert an derselben Station bzw. im selben Seismogramm. Die Laufwege sind bis in 500 km Tiefe sehr ähnlich, wobei die direkte SKKS-Phase aus der identischen Richtung flacher (betragsmäßig größerer Inklinationwinkel) und die indirekte SKKS-Phase aus der oppositären Richtung steiler (betragsmäßig kleinerer Inklinationwinkel) als die SKS-Phase an der Oberfläche einfällt (Abbildung 6 (a)). Zusammen mit

der dominanten Periode von $[8, 10]$ s überlappen die ersten Fresnelzonen im oberer Mantel. Damit deutet eine Diskrepanz bei SKS-SKKS-Paaren die Lage (eines Teils) der Anisotropie im untersten Mantel bzw. in der D'' -Schicht an. Zum Ausschluss von Wellenform-Interferenz als Ursache sollten für Hypozentraltiefe $h \geq 20$ km und Epizentraldistanz $\Delta \geq 100^\circ$ gelten und insbesondere die Splitting-Intensitäten für das SKS-SKKS-Paar um $|\Delta SI_{\text{SKS-SKKS}}| \geq 0.2$ verschieden sein. Zum Ausschluss von kleinräumiger lateraler Variation der Anisotropie im oberen Mantel als Ursache und zur ausreichenden Berücksichtigung der Anisotropie im oberen Mantel sollten die Splitting-Intensitäten für ein SKS-SKKS-Paar klar verschieden sein und $|\Delta SI_{\text{SKS-SKKS,LMM}}| \geq 0.4$ gelten. (Deng *et al.* 2017)

Variation der scheinbaren Splitting-Parameter mit dem BAZ

Die a priori Annahme einfacher Anisotropie bedingt, dass auch vertikale Variation der Anisotropie und TTI (oder niedrigere Symmetrie) mit einer Variation der scheinbaren Splitting-Parameter mit dem BAZ einhergehen. Eine Variation der scheinbaren Splitting-Parameter mit dem BAZ ist also nicht ausschließlich ein Indiz für laterale Variation der Anisotropie.

Bei zwei Schichten mit HTI als einfachste Konstellation vertikaler Variation der Anisotropie zeigen die scheinbaren Splitting-Parameter eine $\pi/2$ -Periodizität mit dem BAZ und eine charakteristische Variation mit dem BAZ (Silver und Savage 1994, Figure 2). Ist die initiale Polarisationsrichtung entweder parallel (orthogonal) oder orthogonal (parallel) zur schnellen (langsamen) Polarisationsrichtung der unteren Schicht, findet nur in der oberen Schicht S-Wellen-Splitting statt. Die Splitting-Parameter beschreiben die obere Schicht (vgl. einfache Anisotropie) und diese BAZ-Richtung entspricht der schnellen bzw. langsamen Polarisationsrichtung der unteren Schicht. Es wird von einem transparenten Fenster (transparent window) gesprochen, welches in BAZ-Abständen von 90° , d. h. viermal, auftritt (Vinnik *et al.* 1994).

Die einfachste Konstellation lateraler Variation der Anisotropie sind zwei Abschnitte mit verschiedener einfacher Anisotropie oder einfacher Anisotropie und Isotropie. Der minimale laterale Abstand einer Messstation zur Grenze der beiden Abschnitte, um die (scheinbaren) Splitting-Parameter des einen Abschnitts ohne Beeinflussung durch den anderen Abschnitt bestimmen zu können, beträgt $\pm[50,100]$ km (Alsina und Snieder 1995, Rämpker und Ryberg 2000). Darunter ergibt sich mit mehreren Messstationen entlang eines Profils quer zur Grenze für die scheinbare schnelle Polarisationsrichtung eine Rampen-Funktion (rampe function) mit dem Abstand (festgehaltene (BAZ-)Richtung) (Alsina und Snieder 1995, Rämpker und Ryberg 2000, Favier und Chevrot 2003) und an einer Messstation dieses Profils für die scheinbaren Splitting-Parameter eine π -Periodizität mit dem BAZ (festgehaltener Abstand) (Rämpker und Ryberg 2000). Jedoch ist anstelle einer Grenze, an der sich die Anisotropie scharf bzw. schnell lateral ändert, auch eine Übergangszone, innerhalb der sich die Anisotropie fließend bzw. langsam lateral ändert möglich (Chevrot *et al.* 2004, Figure 10).

Bei einer Schicht mit TTI ergibt sich eine π -Periodizität der scheinbaren Splitting-Parameter mit dem BAZ (Rämpker und Ryberg 2000). Bei einer horizontalen Symmetrieachse (auch bei zwei Schichten) weist der Splitting-Vektor die Form einer $\sin(2\beta)$ -Kurve auf. Eine weniger gute Anpassbarkeit einer $\sin(2\beta)$ -Kurve an den Splitting-Vektor deutet insbesondere eine geneigte

Symmetrieachse (Chevrot 2000) sowie unter Umständen laterale Variation der Anisotropie (Long und Silver 2009) an. Die für sehr schwache Anisotropie und geringer Mächtigkeit (trade off) typischerweise kleine (scheinbare) Verzögerungszeit (0.5 s), kann auch durch TTI nahe VTI und schnelle laterale Variation der Anisotropie bedingt sein (Chevrot *et al.* 2004).

Die Messung von S-Wellen-Splitting ist prinzipiell eine seismologische Technik ohne Erfordernis mehrerer Messstationen (Abbildung 15). Mit einer einzelnen Messstation ist komplexe Anisotropie vor allem im Fall zweier Schichten mit HTI und einer Schicht mit TTI vertrauenswürdig auflösbar (bei entsprechender BAZ-Abdeckung). Die Separation von vertikaler Variation der Anisotropie und lateraler Variation der Anisotropie sowie von sehr schwacher Anisotropie oder geringer Mächtigkeit (trade off), TTI nahe VTI und lateraler Variation der Anisotropie ist jedoch anhand der Variation der scheinbaren Splitting-Parameter mit dem BAZ schwierig. Dafür (und allgemein hinsichtlich lateraler Variation) ist eine gute Abtastung des Untergrundes nötig. Letztere ist durch eine einzelne Messstation nicht gegeben, sondern es ist ein entsprechend dichtes breitbandiges Array erforderlich. (Chevrot *et al.* 2004)

Lage der Durchstoßpunkte und Ausdehnung der ersten Fresnelzone

Die Lage der Durchstoßpunkte (piercing points) in der Tiefe zeigt die laterale Lage der von den (als Strahlen angenommen) Wellen in dieser Tiefe durchlaufenen bzw. „gesehenen“ Struktur. Stationsbezogen weichen die Laufwege von PKS-, SKS- und SKKS-Phase jeweils für verschiedene (oppositäre) BAZ-Richtungen bereits im oberen Mantel lateral voneinander ab. So durchlaufen Wellen aus verschiedenen (oppositären) BAZ-Richtungen bei entsprechend kleinräumiger lateraler Variation der Anisotropie verschiedene Strukturen. Daher sind bei unerwarteter Variation der bestimmten (scheinbaren) Splitting-Parameter (oder der Null- und Nicht-Null-Messungen) mit dem BAZ als laterale Änderung zwischen BAZ-Bereichen statt einer gemeinsamen Modellierung des gesamten BAZ-Bereichs unter Umständen mehrere separate Modellierungen einzelner BAZ-Bereiche sinnvoll bzw. erforderlich.

Erkennbar ist auch, in welcher Tiefe wo lateral an verschiedenen Stationen registrierte (verschiedene) Wellen (aus identischer oder oppositärer BAZ-Richtung) dieselbe Struktur durchlaufen. Bei verschiedenen stationsbezogenen Anisotropie-Modellen sollten die an einer Station registrierten Wellen eine andere Struktur als die an einer anderen Station registrierten Wellen „sehen“. Dies ist hinsichtlich stationsübergreifender lateraler Variation der Anisotropie hilfreich und beschränkt gleichzeitig auch die vertikale Lage der Anisotropie.

Bei finiter Frequenzen-Betrachtung wird hinsichtlich lateraler Variation der Anisotropie und gleichzeitig vertikaler Lage der Anisotropie ein Sensitivitätsbereich, häufig die erste Fresnelzone, berücksichtigt.¹⁷ Für eine Variation der (scheinbaren) Splitting-Parameter, die laterale Variation der Anisotropie anzeigt, folgt die Forderung nach nicht überlappenden ersten Fresnelzonen. Dies

¹⁷Der Übergang von der Strahlentheorie (ray theory) zur finiten Frequenzen-Theorie (finite frequency theory) bedeutet statt der Annahme von Strahlen ohne räumliche Ausdehnung ($f \rightarrow \infty$ bzw. $\lambda \rightarrow 0$) die Verwendung von Wellen mit räumlicher Ausdehnung ($f < \infty$ bzw. $\lambda > 0$). Physikalisch betrachtet findet innerhalb der ersten Fresnelzone konstruktive Interferenz statt. Die Ausdehnung der ersten Fresnelzone nimmt mit zunehmender Tiefe und dominanter Periode (Frequenz) zu (ab).

ergibt bei einer Schicht mit HTI eine Interzepttiefe (intercept depth), d. h. eine Tiefe unterhalb bzw. oberhalb der die ersten Fresnelzonen gerade nicht mehr überlappen (Abbildung 16 (a)). Verschiedene Splitting-Parameter bedeuten für oppositäre BAZ-Richtungen ((a) und (b)) an einer Station (station 1) eine vertikale Lage der Anisotropie unterhalb der Interzepttiefe (z_1) sowie für identische BAZ-Richtungen ((b) und (c)) an zwei benachbarten Stationen (station 1 and station 2) eine vertikale Lage der Anisotropie oberhalb der Interzepttiefe (z_2). (Alsina und Snieder 1995, Savage 1999)

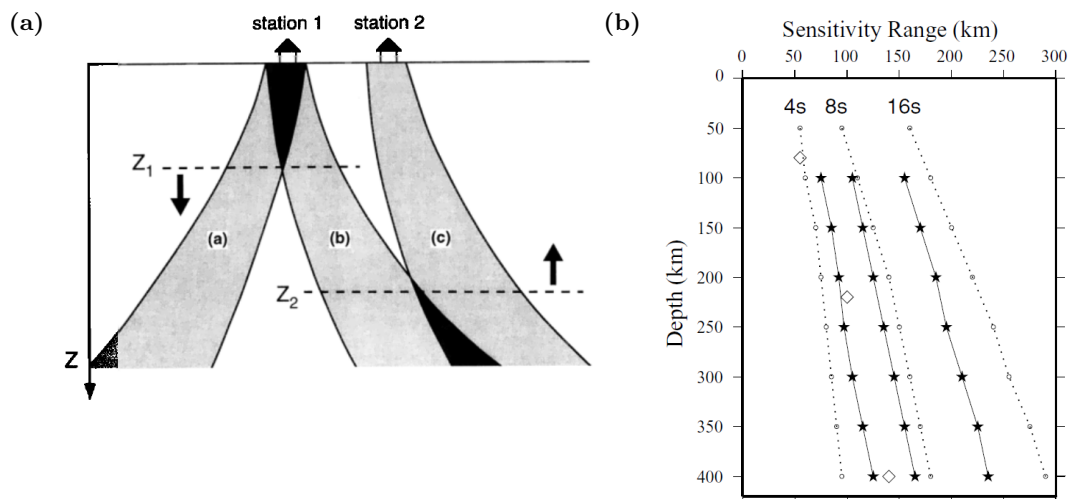


Abbildung 16. Sensitivitätsbereich, häufig die Ausdehnung der ersten Fresnelzone, bei steiler, nahezu vertikaler bzw. senkrechter Inklination an der Oberfläche von Phasen vom SKS-Typ. (a) Prinzip der Tiefeneinschränkung mit zwei benachbarten Stationen station 1 und station 2 für oppositäre BAZ-Richtungen (a) und (b) sowie identische BAZ-Richtungen (b) und (c). Es deuten die schwarzen Bereiche das Überlappen der Sensitivitätsbereiche, die horizontalen gestrichelten Linien die Interzepttiefen z_1 und z_2 sowie die vertikalen schwarzen Pfeile die vertikale Richtung, in der die Sensitivitätsbereiche nicht überlappen, an. Details siehe Text. (Alsina und Snieder 1995 bzw. Savage 1999). (b) Tiefenverlauf für verschiedene dominante Perioden nach Alsina und Snieder 1995 als Rauten, nach Rümpker und Ryberg 2000 als gepunktete Linien mit Kreisen) und nach Favier und Chevrot 2003 als durchgezogene Linien mit Sternen. (Favier und Chevrot 2003).

5.2.2 Modellierung anisotroper Abschnitte und Schichten

Eine Modellierung ist eine Kombination aus Modell, Daten und Anpassung. Die verschiedenen Modellierungen sind nach Modelltyp, Datensatz und Anpassungsmethode benannt (Tabelle 7).

Die Modellierung basiert auf dem allgemein bekannten Vorgehen eines Vergleichs der beobachteten Daten mit synthetischen Daten. Bei (komplexer) Anisotropie sind dafür für synthetische Anisotropie-Modelle vorwärts-berechnete (scheinbare) Splitting-Parameter nötig.

Die Vorwärtsberechnung der (scheinbaren) Splitting-Parameter für synthetische Anisotropie-Modelle erfolgte stationsbezogen als Variation mit dem BAZ über einen von den Modellparametern und dem BAZ abhängigen analytischen Ausdruck. Jedoch ist dieser Ausdruck für die Umgebung der Grenze zweier Abschnitte bereits für die einfachste Konstellation lateraler Variation der Anisotropie nicht in der Art wie (und wesentlich schwieriger und aufwendiger als) für einfache Konstellationen komplexer Anisotropie ohne laterale Variation der Anisotropie formulierbar. Daher ergaben sich an einer Messstation mehrere Abschnitte (nur) bei unerwarteter Variation

der bestimmten (scheinbaren) Splitting-Parameter (oder der Null- und Nicht-Null-Messungen) mit dem BAZ als laterale Änderung zwischen BAZ-Bereichen durch manuell (visuell) festgelegte BAZ-Bereiche.

Für jeden Abschnitt wurden neben Isotropie die vier Modelltypen eine Schicht mit HTI, zwei Schichten mit HTI, eine Schicht mit TTI und zwei Schichten mit TTI in Betracht gezogen.

Je Schicht eines Abschnitts ist ein Satz Modellparameter erforderlich (Abbildung 17, Tabelle 6 oberer Teil). Bei HTI wurden die schnelle Polarisationsrichtung [zu Nord] $\phi_N = \phi$ und die Zeitverzögerung δt variiert. Bei einer Schicht mit HTI (einfache Anisotropie) decken sich Modellparameter und Splitting-Parameter (außerhalb der Null-Richtungen). Bei TTI wurden die schnelle Polarisationsrichtung [zur Fallrichtung] ϕ_θ , der Fallwinkel [zur Horizontalen] (dip angle) θ , der Streichwinkel [zu Nord] (strike angle) σ und die Mächtigkeit d variiert. Die Anzahl der Modellparameter ist signifikant für den Aufwand der Modellierung. Daher wurden bei zwei Schichten mit TTI nur fünf der acht Modellparameter variiert und der Streichwinkel identisch sowie die Mächtigkeiten fest mit $d_1 \equiv 290$ km und $d_2 \equiv 93$ km nach Vinnik *et al.* 1994 (orientiert an Sanz Alonso 2017) gewählt.

Ferner sind dominante Periode T_{dom} , Langsamkeit (slowness) \mathbf{s} bzw. Strahlparameter (ray parameter) p und Inklinationswinkel i der (SKS-)Phase sowie Tiefe z und orientierter Anteil (fraction aligned) der Schicht relevant bzw. zusetzen (Tabelle 6 unterer Teil).

Als beobachtete Daten sind die bei den SWSMen bestimmten (scheinbaren) Splitting-Parameter zu betrachten. Einbezogen wurden die mit der SC bei der Einzel-Ereignis-Analyse und der Mehr-Ereignis-Analyse erhaltenen Splitting-Parameter der mit good und fair bewerteten Nicht-Null-Messungen. Es sind mit ungestapelten SWSMen (erweitert mit der SIMW) und ungestapelten SWSMen (gestapelt mit der WS) zwei Datensätze möglich.

Die synthetischen Anisotropie-Modelle je Modelltyp ergab die systematische Variation der Modellparameter des Modelltyps (Tabelle 6 oberer Teil). Die synthetischen Daten sind dann die für synthetische Anisotropie-Modelle vorwärts-berechneten (scheinbaren) Splitting-Parameter.

Die Anpassung war durch den Vergleich der bestimmten (scheinbaren) Splitting-Parameter mit den vorwärts-berechneten (scheinbaren) Splitting-Parametern für alle synthetischen Anisotropie-Modelle zu den vier Modelltypen für beide Datensätze letztlich eine Gittersuche. Das entwickelte Anisotropie-Modell entspricht dann den Werten der Modellparameter des am besten passenden synthetischen Anisotropie-Modells. Zur Bewertung der Güte der Anpassung wurden mit der Fit-Methode, der RMS-Methode und der gewichteten Fit-Methode drei Anpassungsmethoden herangezogen.

Die Fit-Methode zählt die innerhalb des 95 % Konfidenzintervalls der bestimmten (scheinbaren) Splitting-Parameter liegenden vorwärts-berechneten (scheinbaren) Splitting-Parameter. Dies muss für ϕ und δt gleichzeitig erfüllt sein.

Bei der RMS-Methode wird für ϕ und δt der RMS separat berechnet. Dazu sind für jede der N eingehenden SWSMen die Differenzen zwischen vorwärts-berechneten und bestimmten (scheinbaren) Splitting-Parametern $\Delta\phi_n$ und $\Delta\delta t_n$ mit $n = 1, \dots, N$ zu bestimmen. Die erhaltenen

Werte RMS_ϕ und $\text{RMS}_{\delta t}$ werden normiert und addiert.

$$\begin{aligned} \text{RMS}_{\text{ges}} &= \frac{1}{4.5^\circ} \text{RMS}_\phi + \frac{1}{0.2 \text{ s}} \text{RMS}_{\delta t} = \frac{1}{4.5^\circ} \sqrt{\frac{1}{N} \sum_n (\Delta\phi_n)^2} + \frac{1}{0.2 \text{ s}} \sqrt{\frac{1}{N} \sum_n (\Delta\delta t_n)^2} \\ &= 20 \left(\frac{1}{90^\circ} \sqrt{\frac{1}{N} \sum_n (\Delta\phi_n)^2} + \frac{1}{4 \text{ s}} \sqrt{\frac{1}{N} \sum_n (\Delta\delta t_n)^2} \right) \end{aligned} \quad (24)$$

Die gewichtete-Fit-Methode erweitert die Fit-Methode um die Berücksichtigung der Größe des 95 % Konfidenzintervalls der bestimmten (scheinbaren) Splitting-Parameter durch stärkere Gewichtung bei einem kleineren und schwächer bei einem größeren 95 % Konfidenzintervall der bestimmten (scheinbaren) Splitting-Parameter. Die Gewichtung wird für ϕ und δt separat berechnet. Dazu sind für jede der N eingehenden SWSMen die Differenzen zwischen vorwärts-berechneten und bestimmten (scheinbaren) Splitting-Parametern $\Delta\phi_n$ und $\Delta\delta t_n$ mit $n = 1, \dots, N$ zu bestimmen. Nach Addition der beiden erhaltenen Werte fit_{ϕ_n} und $\text{fit}_{\delta t_n}$ wird über n summiert.

$$\begin{aligned} \text{fit}_{\text{ges}} &= \sum_n^N (\text{fit}_{\phi_n} + \text{fit}_{\delta t_n}) = \sum_n^N \left(\left(2 - \frac{|\Delta\phi_n|}{45^\circ} \right) + \left(1.5 - \frac{|\Delta\delta t_n|}{2 \text{ s}} \right) \right) \\ &= \sum_n^N \left(2 \cdot \frac{90^\circ - |\Delta\phi_n|}{90^\circ} + 1.5 \cdot \frac{3 \text{ s} - |\Delta\delta t_n|}{3 \text{ s}} \right) \end{aligned} \quad (25)$$

Bei den Fit-Methoden werden die (scheinbare) schnelle Polarisationsrichtung und die (scheinbare) Verzögerungszeit gemeinsam angepasst. Bei zwei Schichten wurde zudem eine separate, d. h. unabhängige, Anpassung der scheinbaren schnellen Polarisationsrichtung und der scheinbaren Verzögerungszeit getestet (Modellierungen D1, D2, F1, F2, K1, K2, M1, M2) (Tabelle 7).

Da bei einer (scheinbaren) Null-Messung die bestimmten (scheinbaren) Splitting-Parameter methodenspezifisch abweichen (vgl. Abschnitt 5.1.2 letzter Teil), sind sie nicht direkt in die Modellierung einbeziehbar. Es wurde überlegt, wie dies dennoch gelingen kann (Modellierung G). Dies ist für die scheinbare Verzögerungszeit möglich, wenn entsprechend dem, dass scheinbar kein S-Wellen-Splitting stattgefunden hat, nachträglich $\delta t_a \equiv 0 \text{ s}$ gesetzt wird. Der Fehlerbereich (als 95 % Konfidenzintervall) reichte bis 0.2 s. Die Gewichtung betrug 1. Für die scheinbare schnelle Polarisationsrichtung ist so allgemein keine analoge Aussage möglich. Zum Relativieren der Dominanz der (scheinbaren) Null-Messungen über die Nicht-Null-Messungen wurden die (scheinbaren) Null-Messungen auf die Mitte pro 5° BAZ reduziert bzw. bezogen.

In *SplitLab* lassen sich für eine Schicht mit HTI oder zwei Schichten mit HTI entsprechend je Schicht eingestellter Modellparameter (bei einer Schicht mit HTI für eine Schicht $\delta t \equiv 0 \text{ s}$ setzen) sowie für die Phase(n) angegebener dominanter Periode die vorwärts-berechneten scheinbaren Splitting-Parameter zusammen mit den bestimmten scheinbaren Splitting-Parametern über dem BAZ darstellen. In dieser Masterarbeit wurde dies zur Orientierung genutzt.

Die Vorwärtsberechnung und die Anpassung erfolgten aber letztlich mit *MATLAB*-Funktionen aus dem *Matlab Seismic Anisotropy Toolkit* (MSAT) (Walker und Wookey 2012) und der *Karlsruhe Seismology Processing Toolbox* (KaSP Toolbox) (freie Software unter der GNU-Lizenz).

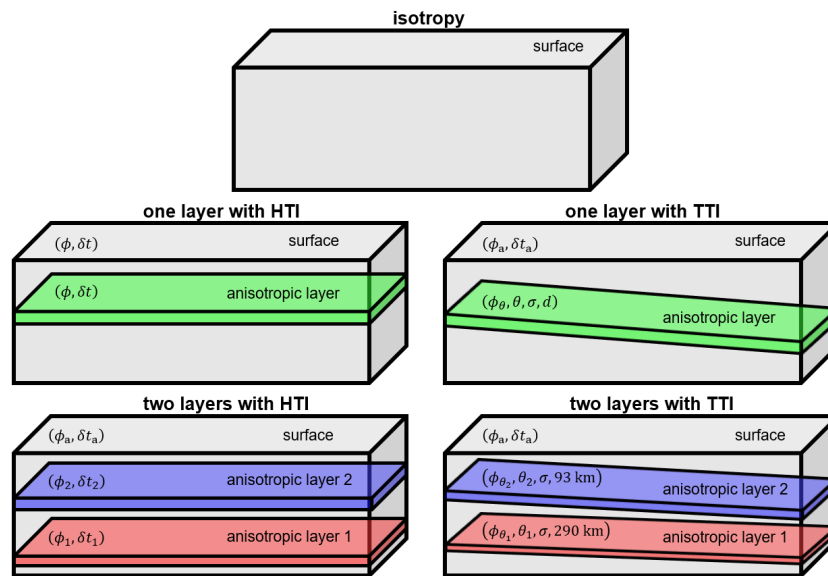


Abbildung 17. Modelltypen. Dargestellt sind neben Isotropie die vier Modelltypen eine Schicht mit HTI, zwei Schichten mit HTI, eine Schicht mit TTI und zwei Schichten mit TTI. In jeder Schicht sind die Modellparameter (Tabelle 6) angegeben.

Tabelle 6. Synthetische Anisotropie-Modelle. Angegeben sind im oberen Teil die Wertebereiche und die Schrittweiten der systematischen Variation der Modellparameter. Bei den Modelltypen mit zwei Schichten bezieht sich die obere Zeile auf obere (zweite) Schicht und die untere Zeile auf die untere (erste) Schicht. Die ersten drei Werte im unteren Teil gelten für die SKS-Phase bei Epizentraldistanz $\Delta = 100^\circ$ und Hypozentraltiefe $h = 100 \text{ km}$.

Modellparameter	1 Schicht mit HTI	2 Schichten mit HTI	1 Schicht mit TTI	2 Schichten mit TTI
Anzahl (variiert)	2	4	4	5
schnelle Polar. richt. ϕ bzw. $\phi_\theta / ^\circ$ [zu Nord bzw. zur Fallrichtung]	[0 : 5 : 180]	[0 : 10 : 180] [0 : 10 : 180]	[0 : 10 : 179]	[0 : 20 : 179] [0 : 20 : 179]
Verzögerungszeit $\delta t / \text{s}$	[0 : 0.25 : 4]	[0 : 0.25 : 4] [0 : 0.25 : 4]	—	— —
Fallwinkel $\theta / ^\circ$ [zur Horizontalen]	—	—	[0 : 10 : 89]	[0 : 15 : 89] [0 : 15 : 89]
Streichen $\sigma / ^\circ$ [zu Nord]	—	—	[0 : 10 : 359]	[0 : 20 : 359]
Mächtigkeit d / km	—	—	[100 : 10 : 250]	93 290
dominante Periode $T_{\text{dom}} / \text{s}$	—	8	—	—
Strahlparameter p / so^{-1}	—	—	4.814	4.814
Inklinationswinkel $i / ^\circ$	—	—	11.2262	11.2262
Tiefe z / km [Deckfläche]	—	—	25	0 100
orientierter Anteil (fraction aligned)	—	—	0.3	0.3 0.3

Tabelle 7. Benennung sowie variierte Modellparameter (Tabelle 6) der Modellierungen entsprechend Modelltyp (Schichtanzahl und Symmetrieachse) (Abbildung 17), Datensatz und Anpassungsmethode.

Modellierung	Schichtanzahl	Symmetrieachse	Datensatz	Anpassungsmethode	Modellparameter
A1	1	HTI	ungestapelt	Fit	$\phi, \delta t$
A2	1	HTI	ungestapelt	RMS	$\phi, \delta t$
A3	1	HTI	ungestapelt	gewichteter Fit	$\phi, \delta t$
B1	1	HTI	gestapelt	Fit	$\phi, \delta t$
B2	1	HTI	gestapelt	RMS	$\phi, \delta t$
B3	1	HTI	gestapelt	gewichteter Fit	$\phi, \delta t$
C1	2	HTI	ungestapelt	Fit	$\phi_1, \delta t_1, \phi_2, \delta t_2$
C2	2	HTI	ungestapelt	RMS	$\phi_1, \delta t_1, \phi_2, \delta t_2$
C3	2	HTI	ungestapelt	gewichteter Fit	$\phi_1, \delta t_1, \phi_2, \delta t_2$
D1	2	HTI	ungestapelt	Fit, separat	$\phi_1, \delta t_1, \phi_2, \delta t_2$
D2	2	HTI	ungestapelt	gewichteter Fit, separat	$\phi_1, \delta t_1, \phi_2, \delta t_2$
E1	2	HTI	gestapelt	Fit	$\phi_1, \delta t_1, \phi_2, \delta t_2$
E2	2	HTI	gestapelt	RMS	$\phi_1, \delta t_1, \phi_2, \delta t_2$
E3	2	HTI	gestapelt	gewichteter Fit	$\phi_1, \delta t_1, \phi_2, \delta t_2$
F1	2	HTI	gestapelt	Fit, separat	$\phi_1, \delta t_1, \phi_2, \delta t_2$
F2	2	HTI	gestapelt	gewichteter Fit, separat	$\phi_1, \delta t_1, \phi_2, \delta t_2$
G	2	HTI	gestapelt, Null	gewichteter Fit	$\phi_1, \delta t_1, \phi_2, \delta t_2$
H1	1	TTI	ungestapelt	Fit	$\phi_\theta, \theta, \sigma, d$
H2	1	TTI	ungestapelt	RMS	$\phi_\theta, \theta, \sigma, d$
H3	1	TTI	ungestapelt	gewichteter Fit	$\phi_\theta, \theta, \sigma, d$
I1	1	TTI	gestapelt	Fit	$\phi_\theta, \theta, \sigma, d$
I2	1	TTI	gestapelt	RMS	$\phi_\theta, \theta, \sigma, d$
I3	1	TTI	gestapelt	gewichteter Fit	$\phi_\theta, \theta, \sigma, d$
J1	2	TTI	ungestapelt	Fit	$\phi_{\theta_1}, \theta_1, \phi_{\theta_2}, \theta_2, \sigma$
J2	2	TTI	ungestapelt	RMS	$\phi_{\theta_1}, \theta_1, \phi_{\theta_2}, \theta_2, \sigma$
J3	2	TTI	ungestapelt	gewichteter Fit	$\phi_{\theta_1}, \theta_1, \phi_{\theta_2}, \theta_2, \sigma$
K1	2	TTI	ungestapelt	Fit, separat	$\phi_{\theta_1}, \theta_1, \phi_{\theta_2}, \theta_2, \sigma$
K2	2	TTI	ungestapelt	gewichteter Fit, separat	$\phi_{\theta_1}, \theta_1, \phi_{\theta_2}, \theta_2, \sigma$
L1	2	TTI	gestapelt	Fit	$\phi_{\theta_1}, \theta_1, \phi_{\theta_2}, \theta_2, \sigma$
L2	2	TTI	gestapelt	RMS	$\phi_{\theta_1}, \theta_1, \phi_{\theta_2}, \theta_2, \sigma$
L3	2	TTI	gestapelt	gewichteter Fit	$\phi_{\theta_1}, \theta_1, \phi_{\theta_2}, \theta_2, \sigma$
M1	2	TTI	gestapelt	Fit, separat	$\phi_{\theta_1}, \theta_1, \phi_{\theta_2}, \theta_2, \sigma$
M2	2	TTI	gestapelt	gewichteter Fit, separat	$\phi_{\theta_1}, \theta_1, \phi_{\theta_2}, \theta_2, \sigma$

6 Ergebnisse und Interpretation

Für die, diese Masterarbeit und [Sanz Alonso 2017](#) zusammen genommen, 17 Messstationen stellt Tabelle 8 die Anzahl der bei der Einzel-Ereignis-Analyse mit der SC bzw. der RC und der bei der Mehr-Ereignis-Analyse mit der SIMW gefundenen SWSMen getrennt nach Beobachtungstypen und Qualitätskategorien zusammen. Die Anzahl der in die Modellierung eingegangenen Nicht-Null-Messungen ist für den Datensatz der ungestapelten und den der gestapelten SWSMen in Tabelle 9 zu finden.

Es werden zuerst die aus den gefundenen SWSMen, genauer den bestimmten (scheinbaren) Splitting-Parametern der Nicht-Null-Messungen, für die Stationen entwickelten Anisotropie-Modelle besprochen (Abschnitt 6.1). Danach wird hinsichtlich eines Anisotropie-Modells für das Gebiet des ORGs versucht mittels stationsübergreifender Betrachtung der stationsbezogenen Resultate mögliche grundlegende Anisotropie-Regime zuerkennen und voneinander abzugrenzen (Abschnitt 6.2).

Tabelle 8. Anzahl der in dieser Masterarbeit und [Sanz Alonso 2017](#) (kursiv) bei der Einzel-Ereignis-Analyse mit der SC bzw. der RC und bei der Mehr-Ereignis-Analyse mit der SIMW gefundenen SWSMen.

Station-Code	Einzel-Ereignis-Analyse: SC bzw. RC		Mehr-Ereignis-Analyse: SIMW	
	good, fair, poor		good, fair	
	Null	Nicht-Null	Null	Nicht-Null
BFO	4, 5, 9	0, 1, 11		
<i>BFO</i>	86, 141, 213	2, 49, 299	4, 10	2, 23
WLS	4, 3, 5	0, 4, 2		
<i>WLS</i>	4, 25, 27	0, 27, 99	1, 2	1, 2
STU	20, 28, 35	9, 31, 32	4, 3	2, 0
ECH	22, 42, 31	1, 27, 25	5, 2	0, 1
<i>SFN01</i>	0, 6, 9	0, 4, 53	0, 0	1, 5
TMO05	6, 7, 11	1, 12, 17	0, 2	0, 1
TMO07	2, 10, 19	0, 7, 13	0, 3	2, 0
<i>TMO08</i>	0, 4, 10	0, 5, 34	2, 1	0, 1
<i>TMO09</i>	0, 4, 4	0, 3, 26	0, 0	0, 0
<i>TMO10</i>	3, 2, 6	1, 4, 21	0, 0	0, 0
<i>TMO11</i>	0, 1, 7	0, 3, 20	0, 0	0, 0
<i>TMO12</i>	0, 0, 0	0, 1, 10	0, 0	0, 0
<i>TMO13</i>	1, 6, 9	1, 3, 33	0, 0	0, 0
<i>TMO19</i>	1, 3, 5	0, 4, 28	0, 0	0, 0
<i>TMO20</i>	1, 4, 11	0, 6, 37	0, 1	0, 1
<i>TMO22</i>	5, 10, 14	1, 6, 78	1, 1	4, 5
<i>TMO26</i>	1, 7, 37	0, 12, 192	0, 1	0, 14

Tabelle 9. Entwickelte Anisotropie-Modelle in dieser Masterarbeit und [Sanz Alonso 2017](#) (kursiv). Angegeben sind die Anzahl der Nicht-Null-Messungen für den Datensatz der ungestapelten und den der gestapelten SWSMen, die Modellierung (Tabelle 7) sowie die Modellparameter (Tabelle 6). Bei den Modelltypen mit zwei Schichten bezieht sich die obere Zeile auf die obere (zweite) Schicht und die untere Zeile auf die untere (erste) Schicht. Bei mehreren Modellierungen nimmt die Güte der Anpassung von oben nach unten ab.

Station-Code	Datensatz		Modellierung	Modellparameter	
	ungestapelt	gestapelt		ϕ bzw. $\phi_\theta / ^\circ$	$\delta t / \text{s}$ bzw. $\theta / ^\circ, \sigma / ^\circ, d / \text{km}$
BFO	72	19	E2	[0, 40] [60, -60]	[0.50, 1.25] [0.25, 1.75]
WLS	28	10	E2 I2	NaN NaN [30, 50]	NaN NaN [50, 70], [60, 110], [140, 200]
STU	40	12	E2 I2	[10, 50] [70, -60] 20	[0.50, 1.75] [0.50, 1.50] 60, [-140, -100], [180, 230]
ECH	28	8	E2	[-80, -40] [20, 80]	[0.50, 2.00] [0.50, 1.25]
<i>SFN01</i>	10	6	E2	[30, 60] [70, -40]	[0.50, 2.25] [0.25, 0.75]
TMO05	14	7	B2 E2	[35, 60] [-30, 50] [60, -50]	[1.00, 1.75] [0.25, 1.75] [0.25, 1.50]
TMO07	9	keine	A2	[55, 75]	[1.00, 2.00]
<i>TMO08</i>	6	keine	A2	[50, 75]	[1.50, 2.25]
<i>TMO09</i>	3	keine	keine	x	x
<i>TMO10</i>	5	keine	C2	[10, 30] [-70, -10]	[0.75, 2.25] [0.50, 1.00]
<i>TMO11</i>	3	keine	keine	x	x
<i>TMO12</i>	1	keine	keine	x	x
<i>TMO13</i>	4	keine	H2	[50, 60]	[40, 50], [40, 80], [160, 220]
<i>TMO19</i>	4	keine	H2 A2 C2	60 [60, 90] [60, 80] [-90, 10]	[30, 40], [100, 150], [230, 250] [1.50, 2.25] [0.25, 2.25] 0.25
<i>TMO20</i>	7	keine	H2 C2	0 NaN NaN	60, [0, 60], [230, 250] NaN NaN
<i>TMO22</i>	16	12	alle	NaN	NaN
<i>TMO26</i>	26	13	L2 B2	-40 [80, -60] [90, -65]	[0, 30], [93, 290] [0, 15], [-120 : 90 : 140], [1.25, 2.00]

6.1 Anisotropie-Modelle für die Messstationen

Nachfolgend werden die Resultate, also die gefundenen SWSMen, die bestimmten (scheinbaren) Splitting-Parameter der Nicht-Null-Messungen sowie die daraus entwickelten Anisotropie-Modelle, für die Messstationen BFO, WLS, STU, ECH, TMO05 und TMO07 beschrieben (Abschnitt 6.1.1 bis Abschnitt 6.1.6).

Für BFO und WLS setzen sich die SWSMen der Einzel-Ereignis-Analyse aus den von [Sanz Alonso 2017](#) gefundenen unverändert übernommenen und den in dieser Masterarbeit gefundenen SWSMen zusammen. Die Mehr-Ereignis-Analyse wurde ergänzt bzw. entsprechend erweitert wiederholt und anschließend die Modellierung erneut durchgeführt. Bezüglich der Resultate für die anderen Messstationen in [Sanz Alonso 2017](#) wird auf [Sanz Alonso 2017](#) verwiesen. Auch die Messstationen BFO und WLS werden dort ausführlich thematisiert.

Die (scheinbaren) Splitting-Parameter werden dem BAZ zugeordnet.

Im Stereoplot sind die (scheinbaren) Splitting-Parameter nach BAZ (Winkel-Achse, von Nord im Uhrzeigersinn) und Inklination (Radius-Achse, vom Zentrum nach außen) eingetragen. Bei der SKKS-Phase wurde entgegengesetzt zur direkten SKKS-Phase die indirekte SKKS-Phase dem gegenüberliegenden BAZ zugeordnet (Abbildung 6 (a)). Jeder schwarz umrandete weiße Kreis steht für eine (scheinbare) Null-Messung. Jede Nicht-Null-Messung wird durch einen Balken dargestellt, wobei der Winkel zu Nord die schnelle Polarisationsrichtung und die Länge die Verzögerungszeit angeben. Die schnelle Polarisationsrichtung ist zudem farblich codiert. Bei periodischen Daten ist eine zyklische Farbskala (cyclic colormap) günstig. Ein Farbsprung bei den bedeutungsidentischen Werten an Anfang und Ende, hier -90° und 90° bzw. 0° und 180° , ist störend (z. B. *parula*) (Abbildung 18 (a)). Ein nicht konstantes Lichtprofil verhindert durch lokal unterschiedlich starke Kontraste eine einheitliche Wahrnehmung aller Farbtöne (perceptually uniform) (z. B. *jet*, *hsv*) (Abbildung 18 (b)). Verwendet wurde aus dem *cmocean*-Paket die für Winkel entwickelte Farbskala *phase*¹⁸ (Abbildung 18 (c)) ([Thyng et al. 2016](#)).

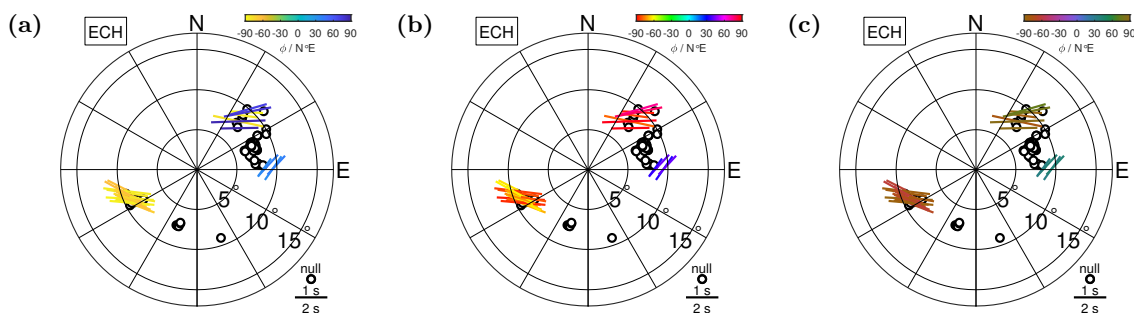


Abbildung 18. Farbskala zur Darstellung der (scheinbaren) schnellen Polarisationsrichtung exemplarisch für die Messstation ECH (mit good und fair bewertete SWSMen mit der SC). Gegenüberstellung der Farbskalen (a) *parula*, (b) *hsv* und (c) *phase*.

¹⁸Das *cmocean*-Paket ist erreichbar unter <https://github.com/matplotlib/cmoccean>. Weitere sequenzielle, divergierende und zyklische wissenschaftliche Farbskalen (auch hinsichtlich Farbenblindheit und Lesbarkeit als schwarz-weiß Ausdruck) sind erreichbar unter <http://www.fabiocrameri.ch/colourmaps.php>.

Ferner werden die bestimmten (scheinbaren) Splitting-Parameter separat über den BAZ aufgetragen. Wegen der bei komplexer Anisotropie u. a. möglichen periodischen Abhängigkeit der scheinbaren Splitting-Parameter vom BAZ ist vor allem eine modulo 90° Darstellung mit dem BAZ (Modelltyp zwei Schichten mit HTI) sinnvoll.

Verschiedene Abbildungen visualisieren die Modellierungen.¹⁹

Im Splitting-Parameter-Plot sind, separat für (scheinbare) schnelle Polarisationsrichtung und (scheinbare) Verzögerungszeit, die vorwärts-berechneten (scheinbaren) Splitting-Parameter der 20 am besten passenden synthetischen Anisotropie-Modelle zusammen mit den bestimmten (scheinbaren) Splitting-Parametern der in die Anpassung eingegangenen Nicht-Null-Messungen über dem BAZ aufgetragen. Eingezeichnet sind die Nicht-Null-Messungen der Einzel-Ereignis-Analyse (SC) als rote Rauten, die Nicht-Null-Messungen der Mehr-Ereignis-Analyse als orange (SIMW) und grüne (WS) Quadrate und die (scheinbaren) Null-Messungen als blaue Kreise. Hinsichtlich der Güte der Anpassung der synthetischen Anisotropie-Modelle ist der BAZ-Verlauf der vorwärts-berechneten (scheinbaren) Splitting-Parameter farb-codiert von dunkelblau über hellblau nach grün für von am besten über gut nach weniger gut passend.

Die variierten Modellparameter sind aus dem Splitting-Parameter-Plot nicht ablesbar. Sie können dem Modellparameter-Plot entnommen werden. Je Schicht ist ein Symbol gesetzt, wobei die untere (erste) Schicht als Quadrat und die obere (zweite) Schicht als Kreis eingetragen sind. Bei HTI sind die Verzögerungszeit (Abszisse) und die schnelle Polarisationsrichtung [zu Nord] (Ordinate) gegeneinander aufgetragen. Die Größe des Symbols ist direkt proportional zum RMS und die Farbe des Symbols deckt sich mit der der zugehörigen Kurve im Splitting-Parameter-Plot. Bei einer Schicht mit TTI sind die schnelle Polarisationsrichtung [zur Fallrichtung] (Abszisse), der Streichwinkel [zu Nord] (Ordinate), der Fallwinkel [zur Horizontalen] (Farbe des Symbols) und die Mächtigkeit (Größe des Symbols) dargestellt. Die farbliche Zuordenbarkeit zur zugehörigen Kurve im Splitting-Parameter-Plot ist nicht gegeben. Bei zwei Schichten mit TTI sind die schnelle Polarisationsrichtung [zur Fallrichtung] (Abszisse), der Streichwinkel [zu Nord] (Ordinate) und die Mächtigkeit (Größe des Symbols) dargestellt. Die Farbe des Symbols deckt sich mit der der zugehörigen Kurve im Splitting-Parameter-Plot.

Bei TTI ist jeder variierte Modellparameter zudem in einem eigenen Histogramm für die Anzahl der synthetischen Anisotropie-Modelle dargestellt.

Hauptsächlich aufgrund der Relevanz der Variation der scheinbaren Splitting-Parameter mit dem BAZ hinsichtlich komplexer Anisotropie ist ein stabiles und vertrauenswürdiges Anisotropie-Modell nur bei Vorliegen von SWSMen aus verschiedenen BAZ-Richtungen entwickelbar. Jedoch deutete sich bereits beim Heraussuchen der Erdbeben aus dem Erdbebenkatalog die durch Sub- sowie Superrepräsentation bedingte unvollständige und ungleichmäßige BAZ-Abdeckung an. Diese zeigt sich noch ausgeprägter an den gefundenen SWSMen, da längst nicht alle Seismogramme stabil und vertrauenswürdig messbare Phasen vom SKS-Typ aufweisen. Entsprechend der Lage der vier Herdregionen liegen in den BAZ-Bereichen $[30, 90]^\circ$ und $[230, 270]^\circ$ starke

¹⁹Abbildungen zu den nicht im Text diskutierten Modellierungen siehe der dieser Masterarbeit beigefügten CD.

Ballung sowie $[90, 230]^\circ$ und $[270, 30]^\circ$ große Lücken vor (Abbildung 40, Abbildung 19).

Die SIMW war als eine Möglichkeit zum Erschließen zusätzlicher BAZ-Richtungen nur bedingt möglich bzw. hilfreich. In den subrepräsentierten BAZ-Bereichen liegen teilweise gar keine bzw. innerhalb der für BAZ und Epizentraldistanz vorgegebenen Intervallen (jeweils 3°) nicht mehrere SWSMen vor. Größere Intervalle für BAZ und Epizentraldistanz bedeuten die gerade zu vermeidende Mittelung über einen weiteren (unter Umständen zu weiten) BAZ-Bereich. Für die SIMW geeignete SWSMen fanden sich in den superrepräsentierten BAZ-Bereichen. Dort liegen jedoch bereits zumindest mit fair bewertete SWSMen vor und zusätzliche SWSMen führen nicht zu einer weiteren BAZ-Abdeckung, sondern zu einer noch stärkeren Ballung und damit noch ungleichmäßigeren BAZ-Abdeckung.

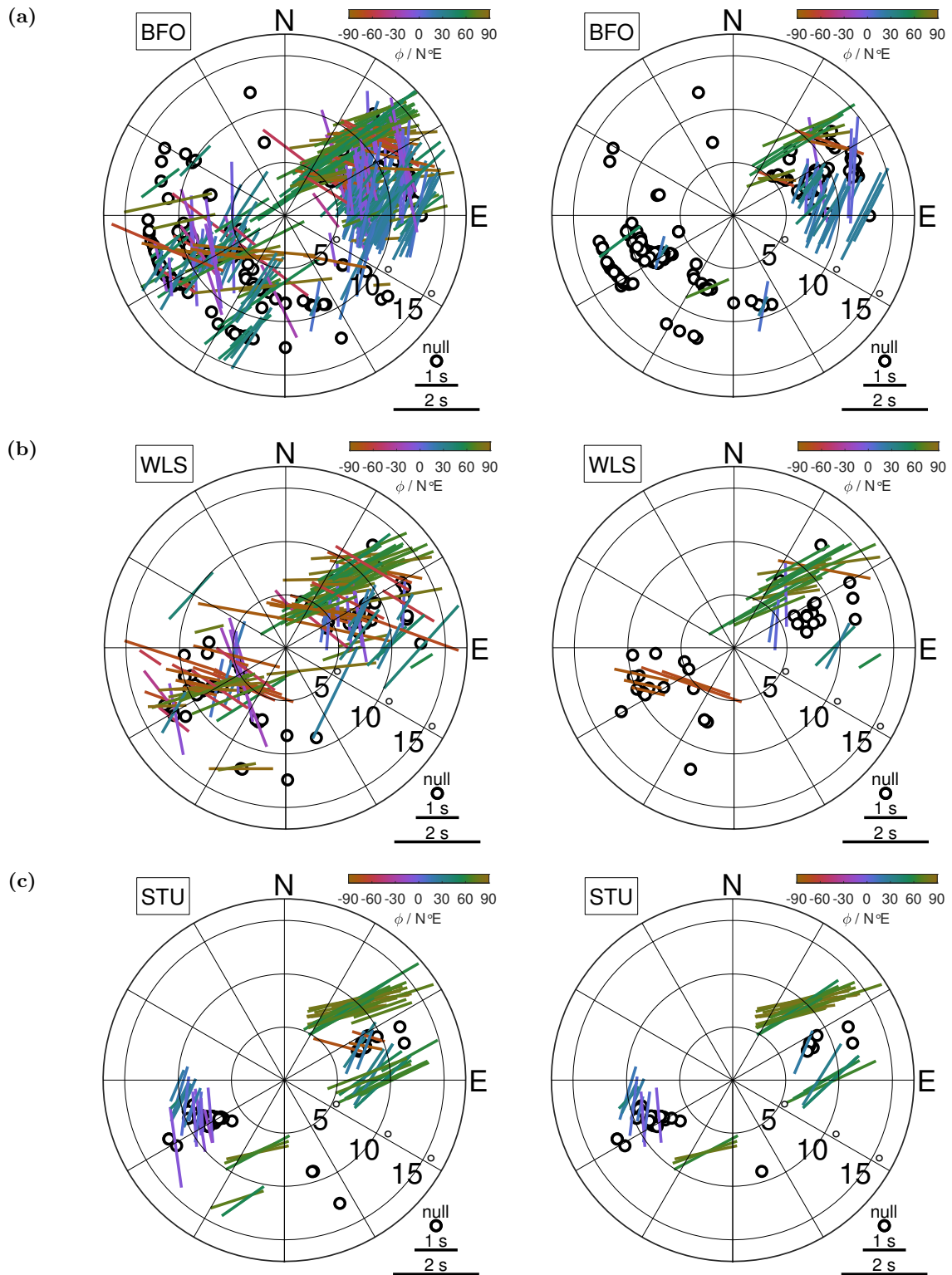
Die starke Ballung wurde durch einen geschickt gebildeten Mittelwert (Stapeln) mittels der WS ausgeglichen. Die Verwendung des Datensatzes der gestapelten SWSMen brachte mit sich, dass die in den superrepräsentierten BAZ-Bereichen mit der SIMW gefundenen SWSMen letztlich doch nicht in die Modellierung eingingen.

Insgesamt zeigt sich, wie wichtig die Auswertung von Langzeitregistrierung ist. Dies verdeutlicht auch der Vergleich der BAZ-Abdeckungen für BFO, WLS, STU und ECH sowie TMO05 und TMO07 (Abbildung 40, Abbildung 19). In den BAZ-Bereichen außerhalb der vier Herdregionen werden zumindest teilweise wenige mit poor bewertete SWSMen gewonnen. In den BAZ-Bereichen innerhalb der vier Herdregionen helfen mehrere SWSMen aus einer BAZ-Richtung (an Wellenformen eines Phase-Typs) Stabilität und Vertrauenswürdigkeit, vor allem bei einer Nicht-Null-Messung bezüglich der (scheinbaren) Splitting-Parameter, einzuschätzen.

Signifikante Diskrepanzen von Null- und Nicht-Null-Messungen sowie der bestimmten (scheinbaren) Splitting Parameter zwischen PKS-, SKS- und SKKS-Phase wurden nicht festgestellt. Daher wurde hinsichtlich des Phase-Typs bei der Modellierung nicht unterschieden.

Von den drei Anpassungsmethoden eignete sich die RMS-Methode am besten um die Modellparameter zu beschränken. Dies ist unabhängig davon, ob (für zwei Schichten) bei der Fit-Methode und der gewichteten Fit-Methode eine gemeinsame (Modellierungen C1, C3, E1, E3, J1, J3, L1, L3) oder eine separate (Modellierungen D1, D2, F1, F2, K1, K2, M1, M2) Anpassung von scheinbarer schneller Polarisationsrichtung und scheinbarer Verzögerungszeit erfolgte. Die Fit-Methode und die gewichtete Fit-Methode lieferten meist ähnliche Anisotropie-Modelle. Das Einbeziehen der (scheinbaren) Null-Messungen in die Modellierung (Modellierung G) war nur bedingt hilfreich. Ursächlich ist, dass ein (einheitliches) nachträgliches Manipulieren bzw. Korrigieren der methodenspezifischen Abweichung nur für die (scheinbare) Verzögerungszeit, aber nicht für die (scheinbare) schnelle Polarisationsrichtung, möglich ist (Abschnitt 5.2.2 vorletzter Teil).

Allgemein üblich sind stationsbezogen lateral einheitliche Modelltypen zusammen mit einer gemeinsamen Modellierung des gesamten BAZ-Bereichs. Die Variation der bestimmten scheinbaren Splitting-Parameter mit dem BAZ kann durch vertikale Variation (mehrere Schichten) oder eine geneigte Symmetrieachse (geneigte Schicht) (oder niedrigere Symmetrie) der Anisotropie berücksichtigt werden. Laterale Variation der Anisotropie ist ausgeschlossen. Auch in dieser Masterarbeit wurde zuerst dies versucht und so vorgegangen.



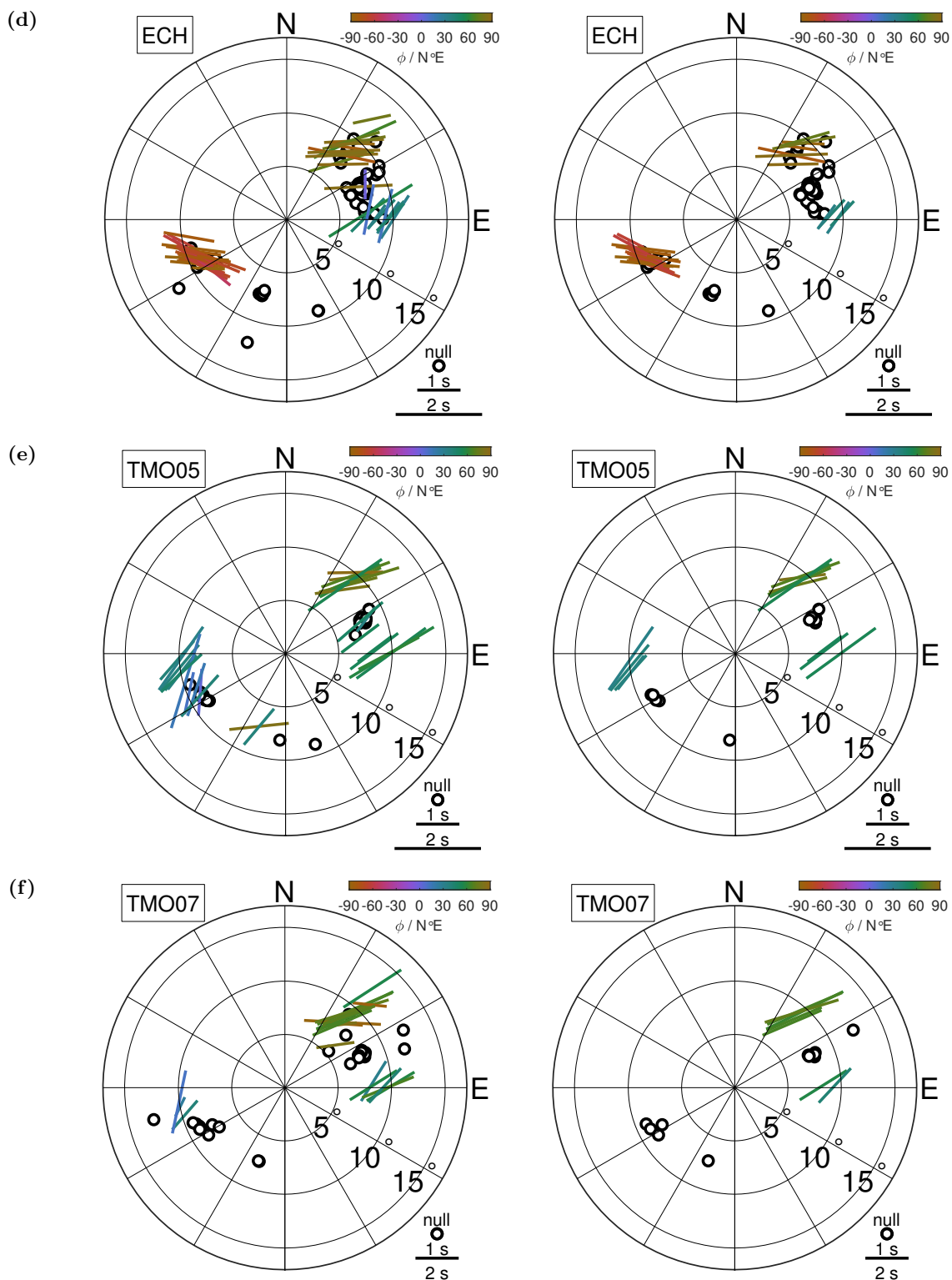


Abbildung 19. Die in dieser Masterarbeit und [Sanz Alonso 2017](#) bei der Einzel-Ereignis-Analyse gefundenen SWSMen als Stereoplot für die Messstationen (a) BFO, (b) WLS, (c) STU, (d) ECH, (e) TMO05 und (f) TMO07. Eingezeichnet sind die mit good, fair und poor bewerteten SWSMen (links) und die mit good und fair bewerteten SWSMen (rechts). Für die Nicht-Null-Messungen sind die mit der SC bestimmten (scheinbaren) Splitting-Parameter dargestellt.

6.1.1 Resultate für BFO

Die Feststation BFO (Black Forest Observatory) bei Schiltach im Schwarzwald gehört zum Netzwerk GRSN. Der Großteil der SWSMen stammt von [Sanz Alonso 2017](#). Zusammen mit den in dieser Masterarbeit gefundenen SWSMen ergeben sich zwei mit good und 50 mit fair bewertete Nicht-Null-Messungen sowie 90 mit good und 146 mit fair bewertete (scheinbare) Null-Messungen. Mit der SIMW konnten zwei mit good und 23 mit fair bewertete Nicht-Null-Messungen sowie vier mit good und zehn mit fair bewertete (scheinbare) Null-Messungen gewonnen werden. Die BAZ-Abdeckung ist vergleichsweise weit. Die Ballung in den vier Herdregionen ist jedoch unverändert vorhanden. Entsprechend war eine Stapelung erforderlich und die mit der SIMW gewonnenen Nicht-Null-Messungen gingen letztlich doch nicht in die Modellierung ein. Insgesamt umfasst der zur Modellierung verwendete Datensatz 19 Nicht-Null-Messungen.

Im SW liegen über einem weiten BAZ-Bereich von fast 180° viele (scheinbare) Null-Messungen bei gleichzeitig kaum zumindest mit fair bewerteten Nicht-Null-Messungen vor (Abbildung 19 (a)). Dies wurde zeitlich durchgehend in der Langzeitregistrierung beobachtet. Die zugehörigen bestimmten scheinbaren Splitting-Parameter, vor allem die bestimmte scheinbare Polarisationsrichtung, weisen keine Variation mit dem BAZ als systematische Abhängigkeit vom BAZ oder als laterale Änderung zwischen BAZ-Bereichen auf und sind außerdem im Bereich um eine BAZ-Richtung inkonsistent. Bei einigen Nicht-Null-Messungen ist die Partikelbewegung schwach elliptisch bis tendenziell linear (Abbildung 20). Durch Stapeln dieser Nicht-Null-Messung wurden für die Modellierung verwendete Nicht-Null-Messungen ermittelt ([Sanz Alonso 2017](#)). (Scheinbare) Null-Messungen wurden auch im NE beobachtet, jedoch auch einige zumindest mit fair bewertete Nicht-Null-Messungen. Die zugehörigen bestimmten scheinbaren Splitting-Parameter sind im Bereich um eine BAZ-Richtung konsistent und variieren systematisch mit dem BAZ.

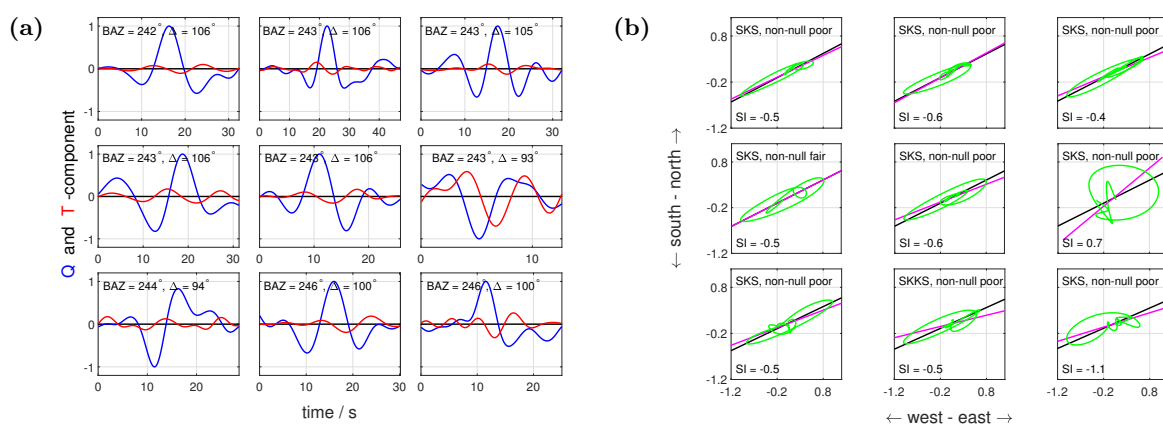


Abbildung 20. Neun exemplarische Nicht-Null-Messungen für die Messstation BFO im SW (auf Grundlage der SWSMen für BFO von [Sanz Alonso 2017](#)). Dargestellt sind jeweils (a) Seismogrammausschnitt mit Wellenformen auf der Q-Komponente (blau) und T-Komponente (rot) und (b) Hodogramm mit der Partikelbewegung für E- versus N-Komponente (grün) sowie Linien für BAZ (schwarz) und initiale Polarisationsrichtung (pink) (beides modulo 180°). Die Signalamplituden sind auf das jeweilige absolute Maximum der Q-Komponente normiert. Angegeben sind im Seismogrammausschnitt BAZ und Epizentraldistanz Δ und im Hodogramm Phase, Beobachtungstyp, Qualitätskategorie und Splitting-Intensität SI ([Chevrot 2000](#)). An einigen Nicht-Null-Messungen fällt eine schwach elliptische bis tendenziell lineare Partikelbewegung auf.

Zur Entscheidung bzw. Verifikation von (scheinbaren) Null-Messungen wurden neben den visuell bewerteten Seismogrammen und Hodogrammen zwei analytische Kriterien herangezogen. Erstens wurde bereits bei den SWSMen das methodenspezifische Verhalten bzw. die Verschiedenheit der RC und der SC (aus)genutzt (vgl. Abschnitt 5.1.2 letzter Teil) (Abbildung 41) (Wüstefeld und Bokelmann 2007). Zweitens wurde nachträglich die Splitting-Intensität (Chevrot 2000) für alle SWSMen berechnet und zwischen Null- und Nicht-Null-Messungen verglichen (vgl. Abschnitt 5.1.4 erster Teil) (Abbildung 42) (Deng *et al.* 2017). Insgesamt konnten an den (scheinbaren) Null-Messungen für BFO im SW keine signifikanten Besonderheiten festgestellt werden. Daher wurden diese (scheinbaren) Null-Messungen wie die (scheinbaren) Null-Messungen für BFO im übrigen BAZ-Bereich und die (scheinbaren) Null-Messungen für die anderen Stationen behandelt.

Für die Modellierung E2 (Abbildung 21) ergeben sich bei einem RMS von minimal 7.1 für die Modellparameter folgende Werte (Formel 26).

$$\begin{aligned} 0^\circ \leq \phi_2 \leq 40^\circ & \quad 0.50 \text{ s} \leq \delta t_2 \leq 1.25 \text{ s} \\ 60^\circ \leq \phi_1 \leq -60^\circ & \quad 0.25 \text{ s} \leq \delta t_1 \leq 1.75 \text{ s} \end{aligned} \quad (26)$$

Die Anpassung der synthetischen Anisotropie-Modelle ist gut und die Modellparameter sind eng beschränkbar. Der Splitting-Parameter-Plot als modulo 90° Darstellung mit dem BAZ zeigt die für den Modelltyp zwei Schichten mit HTI typische Variation der scheinbaren Splitting-Parameter mit dem BAZ (Abbildung 41 (a)) (Silver und Savage 1994). Der charakteristische $\pi/2$ -Sprung in der Variation der scheinbaren schnellen Polarisationsrichtung mit dem BAZ ist vorhanden. Im NE ist eine Verifikation mittels der transparenten Fenster möglich (Abbildung 19 (a)) (Vinnik *et al.* 1994). Die mittels Stapeln im SW ermittelten Nicht-Null-Messungen passen mehr oder weniger gut zu der Variation der Splitting-Parameter mit dem BAZ für den Modelltyp zwei Schichten mit HTI.

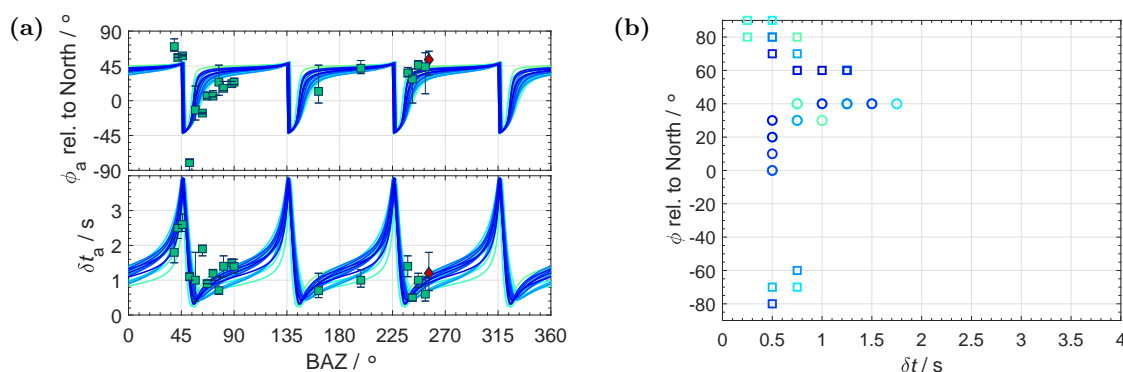


Abbildung 21. Modellierung E2 für die Messstation BFO. Dargestellt sind die 20 am besten passenden synthetischen Anisotropie-Modelle. (a) Splitting-Parameter-Plot und (b) Modellparameter-Plot.

Die vielen (scheinbaren) Null-Messungen im SW sind nicht bei der Modellierung berücksichtigt worden. Obiges Anisotropie-Modell bezieht sich daher auf die Nicht-Null-Messungen hauptsächlich im NE. Zumindest im NE fällt der Großteil der scheinbaren Null-Messungen wie zu

erwarten in den BAZ-Bereich des $\pi/2$ -Sprungs in der Variation der scheinbaren schnellen Polarisationsrichtung mit dem BAZ (Abbildung 41 (a)) (Silver und Savage 1994). Die (scheinbaren) Null-Messungen im SW hingegen liegen über einen weiten BAZ-Bereich vor. Insgesamt kann ein lateral einheitliches Anisotropie-Modell entweder die SWSMen im NE oder im SW erklären. Darauf sowie speziell auf die vielen (scheinbaren) Null-Messungen im SW wird später bei der stationsübergreifenden Betrachtung näher eingegangen.

6.1.2 Resultate für WLS

Die Feststation Welschbruch (WLS) steht westlich des ORGs in den Vogesen. Der Großteil der SWSMen stammt von Sanz Alonso 2017. Zusammen mit den in dieser Masterarbeit gefundenen SWSMen ergeben sich keine mit good und 31 mit fair bewertete Nicht-Null-Messungen sowie acht mit good und 28 mit fair bewertete (scheinbare) Null-Messungen. Mit der SIMW konnten eine mit good und zwei mit fair bewertete Nicht-Null-Messungen sowie eine mit good und zwei mit fair bewertete (scheinbare) Null-Messungen gewonnen werden. Die Nicht-Null-Messungen ballen sich vor allem in den BAZ-Bereichen $[30,60]^\circ$ und $[240,260]^\circ$, sodass eine Stapelung erforderlich war. Der zur Modellierung verwendete Datensatz umfasst insgesamt zehn Nicht-Null-Messungen.

Die bestimmten scheinbaren Splitting-Parameter variieren mit dem BAZ und sind insbesondere im NE und SW verschieden (Abbildung 19 (b)). Dies ist Indiz für komplexe Anisotropie. Im BAZ-Bereich $[60,90]^\circ$ wurden viele (scheinbare) Null-Messungen und kaum zumindest mit fair bewertete Nicht-Null-Messungen beobachtet. (Man beachte, dass in den Abbildungen teilweise die (scheinbare) schnelle Polarisationsrichtung wertebedingt statt von $[-90,90]^\circ$ von $[0,180]^\circ$ dargestellt ist.)

Für die Modellierung E2 (Abbildung 22) ergibt sich ein RMS von minimal 9.6. Jedoch lassen sich die Modellparameter nicht beschränken. Nur in der modulo 90° Darstellung mit dem BAZ zeigt sich durch die Verschiedenheit im NE und SW der für den Modelltyp zwei Schichten mit HTI der charakteristische $\pi/2$ -Sprung in der Variation der scheinbaren schnellen Polarisationsrichtung mit dem BAZ (Abbildung 41 (b)) (Silver und Savage 1994). In Sanz Alonso 2017 ergeben sich für diese Modellierung bei einem RMS von minimal 9.9 für die Modellparameter folgende Werte (Formel 27).

$$\begin{aligned} 0^\circ \leq \phi_2 \leq 70^\circ & \quad 0.25 \text{ s} \leq \delta t_2 \leq 1.25 \text{ s} \\ 50^\circ \leq \phi_1 \leq -50^\circ & \quad 0.25 \text{ s} \leq \delta t_1 \leq 1.25 \text{ s} \end{aligned} \tag{27}$$

Die Modellparameter sind weniger eng begrenzt. Bei Anpassung mit der Fit-Methode (Modellierung E1) und der gewichteten-Fit-Methode (Modellierung E3) können auch von Sanz Alonso 2017 die Modellparameter nicht beschränkt werden.

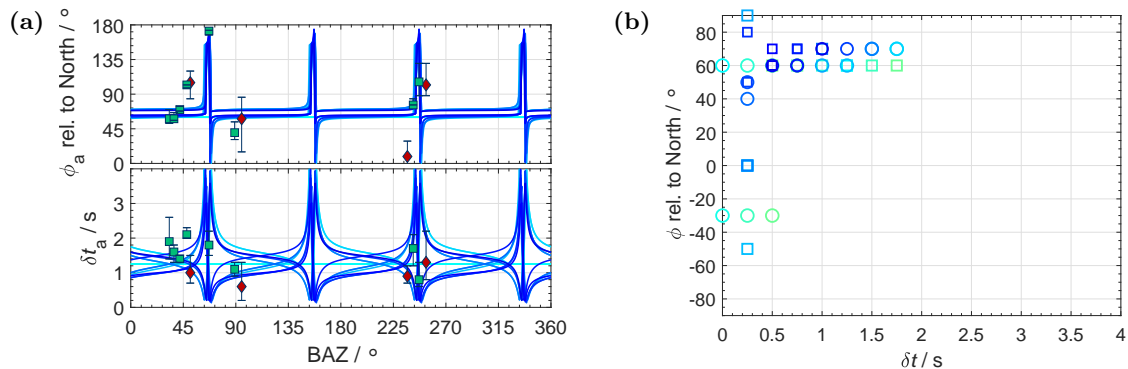


Abbildung 22. Modellierung E2 für die Messstation WLS. Dargestellt sind die 20 am besten passenden synthetischen Anisotropie-Modelle. (a) Splitting-Parameter-Plot und (b) Modellparameter-Plot.

Für die Modellierung I2 (Abbildung 23) ergeben sich bei einem RMS von minimal 9.5 für die Modellparameter folgende Werte (Formel 28).

$$30^\circ \leq \phi_\theta \leq 50^\circ \quad 50^\circ \leq \theta \leq 70^\circ \quad 60^\circ \leq \sigma \leq 110^\circ \quad 140 \text{ km} \leq d \leq 200 \text{ km} \quad (28)$$

Der Modelltyp eine Schicht mit TTI erlaubt die Modellparameter enger einzuschränken. Jedoch passen die scheinbaren Splitting-Parameter, vor allem die scheinbare schnelle Polarisationsrichtung, der synthetischen Anisotropie-Modelle nur zu wenigen Datenpunkten.

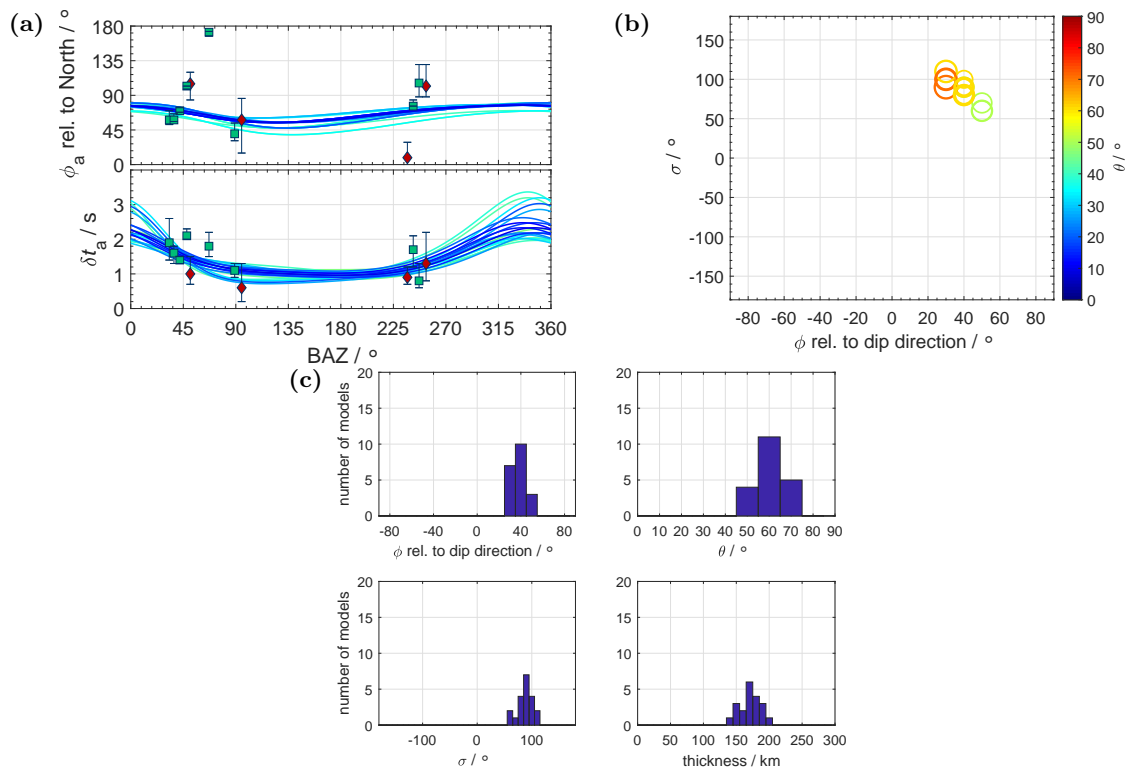


Abbildung 23. Modellierung I2 für die Messstation WLS. Dargestellt sind die 20 am besten passenden synthetischen Anisotropie-Modelle. (a) Splitting-Parameter-Plot, (b) Modellparameter-Plot und (c) Histogramme.

Es zeigt sich eventuell, dass die Beobachtungen im NE und SW nicht durch ein lateral einheitliches Modell erklärbar sind. Dann sind statt einer gemeinsamen Modellierung des gesamten BAZ-Bereichs mehrere separate Modellierungen einzelner BAZ-Bereiche, hier von NE und SW, erforderlich. Dies wird später bei der stationsübergreifenden Betrachtung aufgegriffen.

6.1.3 Resultate für STU

Die Feststation Stuttgart (STU) steht im Stadtgebiet. Es wurden neun mit good und 31 mit fair bewertete Nicht-Null-Messungen sowie 20 mit good und 28 mit fair bewertete (scheinbare) Null-Messungen gefunden. Mit der SIMW konnten zwei mit good bewertete Nicht-Null-Messungen sowie vier mit good und drei mit fair bewertete (scheinbare) Null-Messungen gewonnen werden. Die Nicht-Null-Messungen ballen sich vor allem in den BAZ-Bereichen $[45,55]^\circ$ und $[230,270]^\circ$, sodass eine Stapelung erforderlich war. Der zur Modellierung verwendete Datensatz umfasst zwölf Nicht-Null-Messungen.

Die bestimmten (scheinbaren) Splitting-Parameter variieren mit dem BAZ und sind insbesondere im NE und SW verschieden (Abbildung 19 (c)).

Für die Modellierung E2 (Abbildung 24) ergeben sich bei einem RMS von minimal 5.8 für die Modellparameter folgende Werte (Formel 29).

$$\begin{aligned} 10^\circ \leq \phi_2 \leq 50^\circ & \quad 0.50 \text{ s} \leq \delta t_2 \leq 1.75 \text{ s} \\ 70^\circ \leq \phi_1 \leq -60^\circ & \quad 0.50 \text{ s} \leq \delta t_1 \leq 1.50 \text{ s} \end{aligned} \quad (29)$$

Der Splitting-Parameter-Plot als modulo 90° Darstellung mit dem BAZ zeigt die für den Modelltyp zwei Schichten mit HTI typische Variation der scheinbaren Splitting-Parameter mit dem BAZ (Abbildung 41 (c)) (Silver und Savage 1994). Die scheinbaren Null-Messungen beschränken sich auf die scheinbare Null-Richtung, d. h. auf den BAZ-Bereich des charakteristischen $\pi/2$ -Sprungs in der Variation der scheinbaren schnellen Polarisationsrichtung mit dem BAZ. Mittels der transparenten Fenster ist das Anisotropie-Modell verifizierbar (Abbildung 19 (c)) (Vinnik *et al.* 1994).

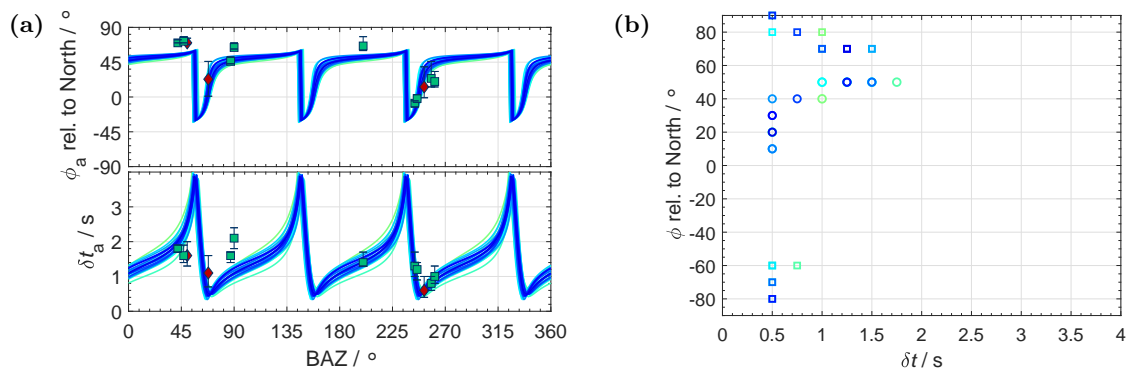


Abbildung 24. Modellierung E2 für die Messstation STU. Dargestellt sind die 20 am besten passenden synthetischen Anisotropie-Modelle. (a) Splitting-Parameter-Plot und (b) Modellparameter-Plot.

Für die Modellierung I2 (Abbildung 25) ergeben sich bei einem RMS von minimal 5.8 für die Modellparameter folgende Werte (Formel 30).

$$\phi_\theta = 20^\circ \quad \theta = 60^\circ \quad -140^\circ \leq \sigma \leq -100^\circ \quad 180 \text{ km} \leq d \leq 230 \text{ km} \quad (30)$$

Die Modellparameter sind eng eingrenzbar. Jedoch passen die scheinbaren Splitting-Parameter der synthetischen Anisotropie-Modelle weniger gut zu den Datenpunkten.

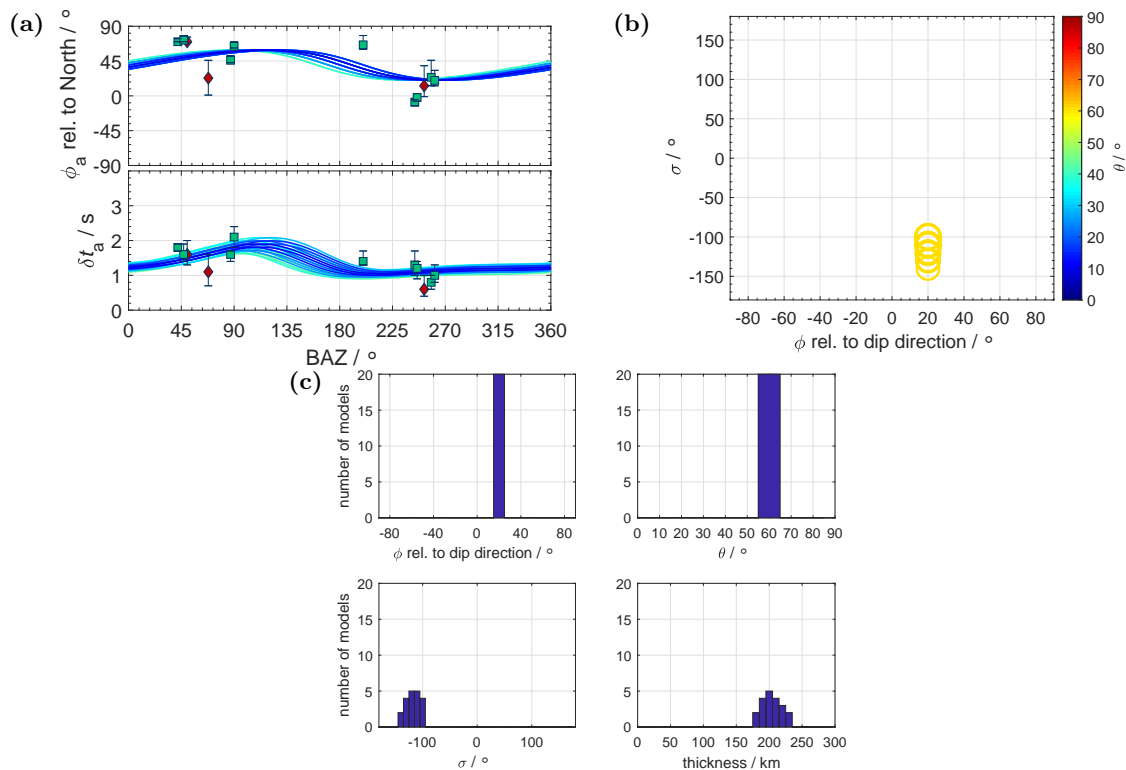


Abbildung 25. Modellierung I2 für die Messstation STU. Dargestellt sind die 20 am besten passenden synthetischen Anisotropie-Modelle. (a) Splitting-Parameter-Plot, (b) Modellparameter-Plot und (c) Histogramme.

In der Literatur findet sich meist ein Anisotropie-Modell zum Modelltyp eine Schicht mit HTI (vgl. Abschnitt 6.2.4). Für die Modellierung B2 (Abbildung 26) ergeben sich bei einem RMS von minimal 8.1 für die Modellparameter folgende Werte (Formel 31).

$$25^\circ \leq \phi \leq 55^\circ \quad 1.00 \text{ s} \leq \delta t \leq 1.50 \text{ s} \quad (31)$$

Auch wenn die Modellparameter beschränkbar sind, passen die scheinbaren Splitting-Parameter der synthetischen Anisotropie-Modelle nicht gut zu den Datenpunkten. Die (scheinbaren) Null-Messungen liegen nicht in den BAZ-Bereichen entsprechend der schnellen Polarisationsrichtung bzw. den Null-Richtungen (Abbildung 19 (c)). Die BAZ-Lage der Null-Messungen sollte jedoch die Null-Richtung vorhersagen bzw. bestätigen. Auch sollte in der Null-Richtung kein bzw. möglichst nur wenig S-Wellen-Splitting beobachtet werden. Dies trifft vor allem auf den BAZ-Bereich $[240,270]^\circ$ nicht zu. Es erscheint unwahrscheinlich, dass diese Nicht-Null-Messungen (nur) aufgrund der Lage im BAZ-Bereich $\pm [10,15]^\circ$ um die Null-Richtung abweichende Splitting-

Parameter aufweisen (Wüstefeld und Bokelmann 2007) und diese deshalb nicht in die Modellierung einbezogen werden dürfen. Allgemein bleibt die Variation der bestimmten scheinbaren Splitting-Parameter mit dem BAZ unberücksichtigt. Dabei zeigt gerade diese das Nicht-Zutreffen einfacher Anisotropie bzw. das Vorliegen komplexer Anisotropie an.

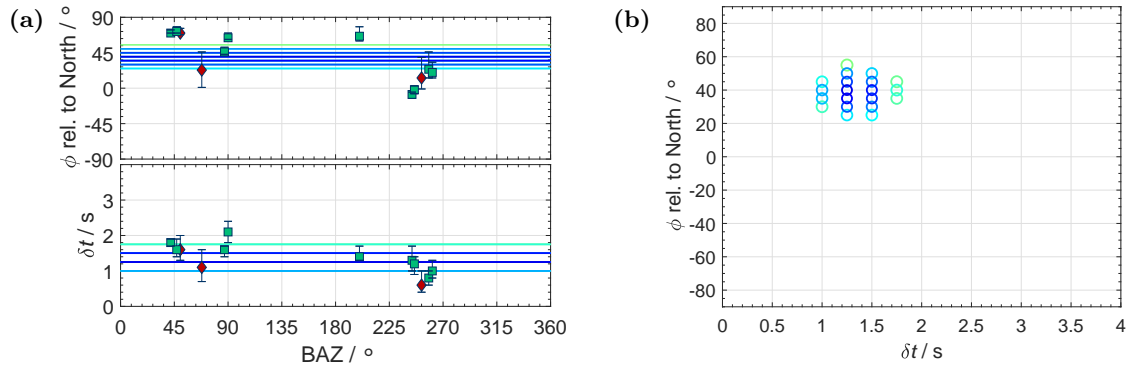


Abbildung 26. Modellierung B2 für die Messstation STU. Dargestellt sind die 20 am besten passenden synthetischen Anisotropie-Modelle. (a) Splitting-Parameter-Plot und (b) Modellparameter-Plot.

Insgesamt erscheint an dieser Stelle bzw. bei gemeinsamer Modellierung des gesamten BAZ-Bereichs das Anisotropie-Modell zum Modelltyp zwei Schichten mit HTI als das Verlässlichste. Ferner kann überlegt werden, ob für die Verschiedenheit im NE und SW laterale Variation der Anisotropie ursächlich ist. Dann sind statt einer gemeinsamen Modellierung des gesamten BAZ-Bereichs mehrere separate Modellierungen einzelner BAZ-Bereiche, hier von NE und SW, erforderlich. Dies wird später bei der stationsübergreifenden Betrachtung aufgegriffen.

6.1.4 Resultate für ECH

Die Feststation Échery (ECH) steht wie WLS westlich des ORGs in den Vogesen, jedoch etwas südlicher. Sie gehört zum Netzwerk GEOSCOPE (G). Es wurden eine mit good und 27 mit fair bewertete Nicht-Null-Messungen sowie 22 mit good und 42 mit fair bewertete (scheinbare) Null-Messungen gefunden. Mit der SIMW konnten eine mit fair bewertete Nicht-Null-Messung sowie fünf mit good und zwei mit fair bewertete (scheinbare) Null-Messungen gewonnen werden. Eine Stapelung war erforderlich. Da sich viele der Nicht-Null-Messungen in den schmalen BAZ-Bereichen $[40,45]^\circ$ und $[84,89]^\circ$ ballen, umfasst der zur Modellierung verwendete Datensatz lediglich acht Nicht-Null-Messungen.

Trotz der weniger guten BAZ-Abdeckung ist sichtbar, dass die bestimmten scheinbaren Splitting-Parameter deutlich mit dem BAZ variieren (Abbildung 19 (d)). Dies ist Hinweis auf komplexe Anisotropie. Dabei ist die Variation der bestimmten scheinbaren Verzögerungszeit mit dem BAZ gering. Deutlich ist hingegen die Variation der bestimmten scheinbaren schnellen Polarisationsrichtung mit dem BAZ. Im BAZ-Bereich $[60,90]^\circ$ wurden viele (scheinbare) Null-Messungen und wenige mit zumindest mit fair bewertete Nicht-Null-Messungen beobachtet. Zudem sind im BAZ-Bereich um 90° die bestimmten scheinbaren Splitting-Parameter zu einer Nicht-Null-Messung frequenzabhängiger. (Man beachte, dass in den Abbildungen teilweise die (scheinbare) schnelle Polarisationsrichtung wertebedingt statt von $[-90,90]^\circ$ von $[0,180]^\circ$ dargestellt ist.)

Für die Modellierung E2 (Abbildung 27) ergeben sich bei einem RMS von minimal 4.5 für die Modellparameter folgende Werte (Formel 32).

$$\begin{aligned} -80^\circ \leq \phi_2 \leq -40^\circ & \quad 0.50 \text{ s} \leq \delta t_2 \leq 2.00 \text{ s} \\ 20^\circ \leq \phi_1 \leq 80^\circ & \quad 0.50 \text{ s} \leq \delta t_1 \leq 1.25 \text{ s} \end{aligned} \quad (32)$$

Die Anpassung der synthetischen Anisotropie ist gut und die Modellparameter sind beschränkbar. Zu berücksichtigen sind jedoch die letztlich geringe Anzahl der Datenpunkte und die weniger weite BAZ-Abdeckung sowie vor allem die weniger glückliche BAZ-Lage der Datenpunkte. Der Splitting-Parameter-Plot als modulo 90° Darstellung mit dem BAZ zeigt die für den Modelltyp zwei Schichten mit HTI typische Variation der scheinbaren Splitting-Parameter mit dem BAZ und es deutet sich der charakteristische $\pi/2$ -Sprung in der Variation der scheinbaren schnellen Polarisationsrichtung mit dem BAZ an (Abbildung 41 (d)) (Silver und Savage 1994). Die Verifikation mittels der transparenten Fenster ist mehr (SW) oder weniger (NE) gut möglich (Abbildung 19 (d)) (Vinnik *et al.* 1994).

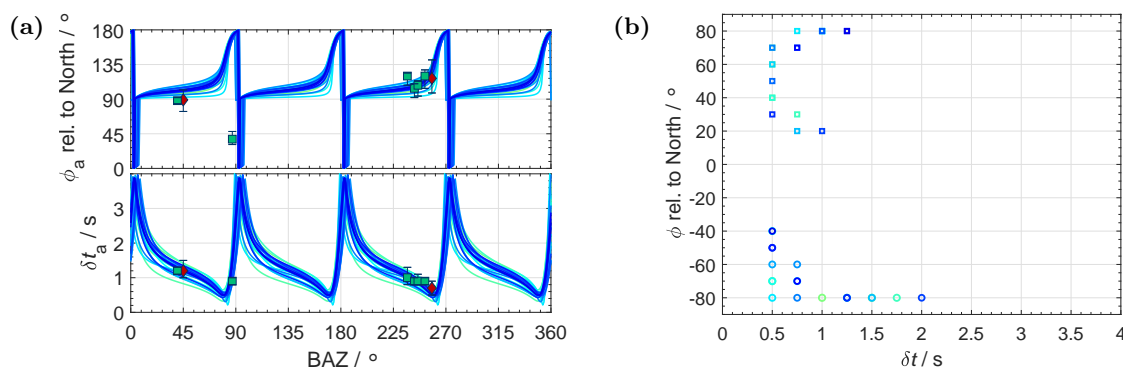


Abbildung 27. Modellierung E2 für die Messstation ECH. Dargestellt sind die 20 am besten passenden synthetischen Anisotropie-Modelle. (a) Splitting-Parameter-Plot und (b) Modellparameter-Plot.

In der Literatur findet sich auch ein Anisotropie-Modell zum Modelltyp eine Schicht mit TTI (vgl. Abschnitt 6.2.4). Für die Modellierung I2 (Abbildung 28) ergeben sich bei einem RMS von minimal 4.9 für die Modellparameter folgende Werte (Formel 33).

$$90^\circ \leq \phi_\theta \leq -80^\circ \quad 30^\circ \leq \theta \leq 40^\circ \quad -110^\circ \leq \sigma \leq -170^\circ \quad 170 \text{ km} \leq d \leq 200 \text{ km} \quad (33)$$

Hinsichtlich der scheinbaren schnellen Polarisationsrichtung passen die synthetischen Anisotropie-Modelle nicht zu wenigen Datenpunkten, aber die Modellparameter sind eng beschränkbar. Zu den bereits oben genannten Erschwerungen kommt hinzu, dass die Variation der scheinbaren Splitting-Parameter für den Modelltyp eine Schicht mit TTI (wie meist) wenig charakteristisch ist.

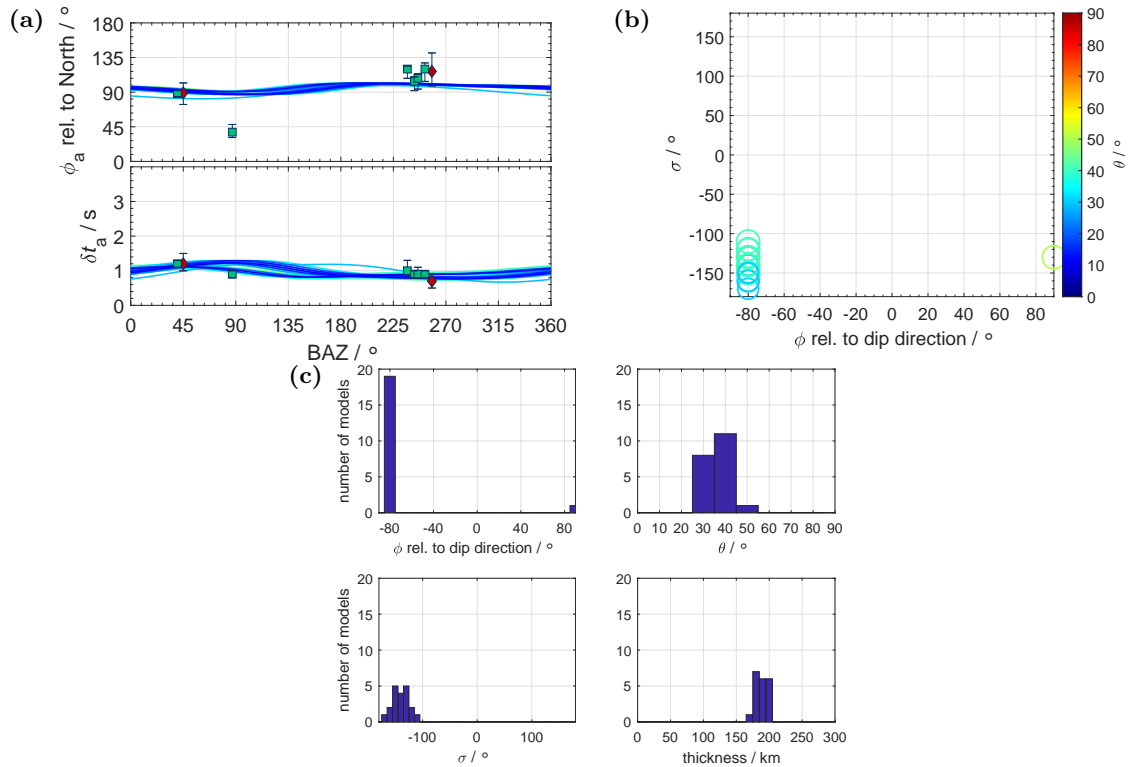


Abbildung 28. Modellierung I2 für die Messstation ECH. Dargestellt sind die 20 am besten passenden synthetischen Anisotropie-Modelle. (a) Splitting-Parameter-Plot, (b) Modellparameter-Plot und (c) Histogramme.

Insgesamt erscheint an dieser Stelle bzw. bei gemeinsamer Modellierung des gesamten BAZ-Bereichs das Anisotropie-Modell zum Modelltyp zwei Schichten mit HTI als das Verlässlichste. Dennoch sind für eine Verifikation eine weitere BAZ-Abdeckung und damit weitere Nicht-Null-Messungen nötig.

6.1.5 Resultate für TMO05

Für die Messstation TMO05 in Durlach wurden weniger SWSMen gefunden. Grund ist die kürzere Registrierzeit (Tabelle 4). Es wurden eine mit good und zwölf mit fair bewertete Nicht-Null-Messungen sowie sechs mit good und sieben mit fair bewertete (scheinbare) Null-Messungen gefunden. Mit der SIMW konnten eine mit fair bewertete Nicht-Null-Messung sowie zwei mit fair bewertete (scheinbare) Null-Messungen gewonnen werden. So konnte die BAZ-Richtung 200° erschlossen werden, wobei das 95 % Konfidenzintervall der mit fair bewerteten Nicht-Null-Messung eher groß ist. Eine Staplung wurde vorgenommen. Der zur Modellierung verwendete Datensatz umfasst insgesamt sieben Nicht-Null-Messungen.

Eine leichte Variation der bestimmten (scheinbaren) Splitting-Parameter mit dem BAZ ist vorhanden. Sie ist aber aufgrund der weniger weiten BAZ-Abdeckung nicht klar ersichtlich (Abbildung 19 (e)). Im BAZ-Bereich $[40,43]^\circ$ ballen sich einige Nicht-Null-Messungen und die bestimmte (scheinbare) schnelle Polarisationsrichtung streut um bis zu 30° . Beides erschwert die Entwicklung eines Anisotropie-Modells.

Für die Modellierung B2 (Abbildung 29) ergeben sich bei einem RMS von minimal 3.9 für die Modellparameter folgende Werte (Formel 34).

$$35^\circ \leq \phi \leq 60^\circ \quad 1.05 \text{ s} \leq \delta t \leq 1.75 \text{ s} \quad (34)$$

Die (scheinbaren) Null-Messungen, vor allem im BAZ-Bereich $[60,75]^\circ$, liegen nicht vollständig bzw. gerade noch in den BAZ-Bereichen entsprechend der schnellen Polarisationsrichtung bzw. der Null-Richtung. Es zeigt sich unter Umständen die Problematik, dass im BAZ-Bereich $\pm [10,15]^\circ$ um die Null-Richtungen die Splitting-Parameter abweichen können (Wüstefeld und Bokelmann 2007). Dann dürfen die Nicht-Null-Messungen für den BAZ-Bereich $[240,255]^\circ$ (eventuell $\pm [10,15]^\circ$) nicht in die Modellierung einbezogen werden. Andererseits kann dies auch andeuten, dass komplexe Anisotropie vorliegt, und der Modelltyp eine Schicht mit HTI ungeeignet ist.

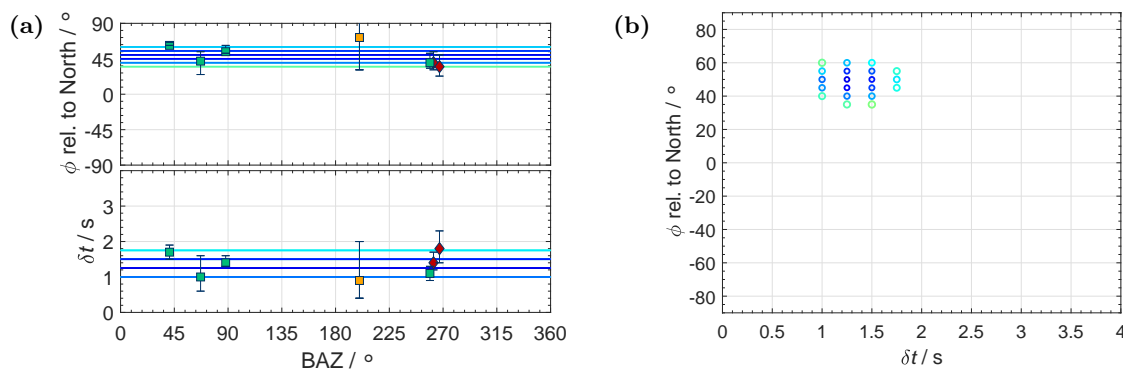


Abbildung 29. Modellierung B2 für die Messstation TMO05. Dargestellt sind die 20 am besten passenden synthetischen Anisotropie-Modelle. (a) Splitting-Parameter-Plot und (b) Modellparameter-Plot.

Für die Modellierung E2 (Abbildung 30) ergeben sich bei einem minimalen RMS von minimal 3.7 für die Modellparameter folgende Werte (Formel 35).

$$\begin{aligned} -30^\circ \leq \phi_2 \leq 50^\circ & \quad 0.25 \text{ s} \leq \delta t_2 \leq 1.75 \text{ s} \\ 60^\circ \leq \phi_1 \leq -50^\circ & \quad 0.25 \text{ s} \leq \delta t_1 \leq 1.50 \text{ s} \end{aligned} \quad (35)$$

Die Modellparameter sind weniger eng beschränkbar. Die Anpassung der synthetischen Anisotropie-Modelle ist möglich. Zu berücksichtigen sind jedoch die letztlich geringe Anzahl der Datenpunkte und die weniger weite BAZ-Abdeckung sowie die weniger glückliche BAZ-Lage der Datenpunkte. Im Splitting-Parameter-Plot als modulo 90° Darstellung mit dem BAZ ist der charakteristische $\pi/2$ -Sprung in der Variation der scheinbaren schnellen Polarisationsrichtung mit dem BAZ für den Modelltyp zwei Schichten mit HTI nicht wirklich vorhanden (bzw., wenn theoretisch vorhanden, aufgrund der schlechten BAZ-Abdeckung nicht ersichtlich) (Abbildung 41 (e)) (Silver und Savage 1994). Auch die Verifikation mittels der transparenten Fenster ist weniger gut möglich (Abbildung 19 (e)) (Vinnik *et al.* 1994).

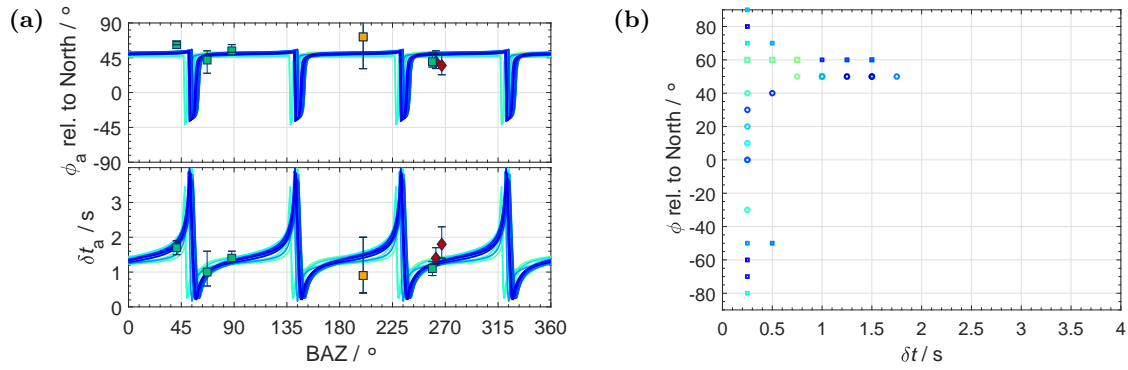


Abbildung 30. Modellierung E2 für die Messstation TMO05. Dargestellt sind die 20 am besten passenden synthetischen Anisotropie-Modelle. (a) Splitting-Parameter-Plot und (b) Modellparameter-Plot.

Für die Modellierung I2 (Abbildung 31) ergeben sich bei einem minimalen RMS von 3.7 für die Modellparameter folgende Werte (Formel 36).

$$30^\circ \leq \phi_\theta \leq 50^\circ \quad 0^\circ \leq \theta \leq 50^\circ \quad -90/90^\circ \leq \sigma \leq -60/120^\circ \quad 140 \text{ km} \leq d \leq 190 \text{ km} \quad (36)$$

Die Anpassung der synthetischen Anisotropie-Modelle ist weniger gut. An den Modellparametern fällt eine Tendenz zu einer horizontalen Symmetrieachse bzw. HTI auf. Zehn der am besten passenden synthetischen 20 Anisotropie-Modelle haben einen Fallwinkel von $\leq 10^\circ$. Entsprechend liegen die Wertebereiche des Streichwinkels um 180° zueinander verschoben. Ferner kommt zu den bereits oben genannten Erschwerungen hinzu, dass die Variation der scheinbaren Splitting-Parameter mit dem BAZ für den Modelltyp eine Schicht mit TTI (wie meist) wenig charakteristisch ist.

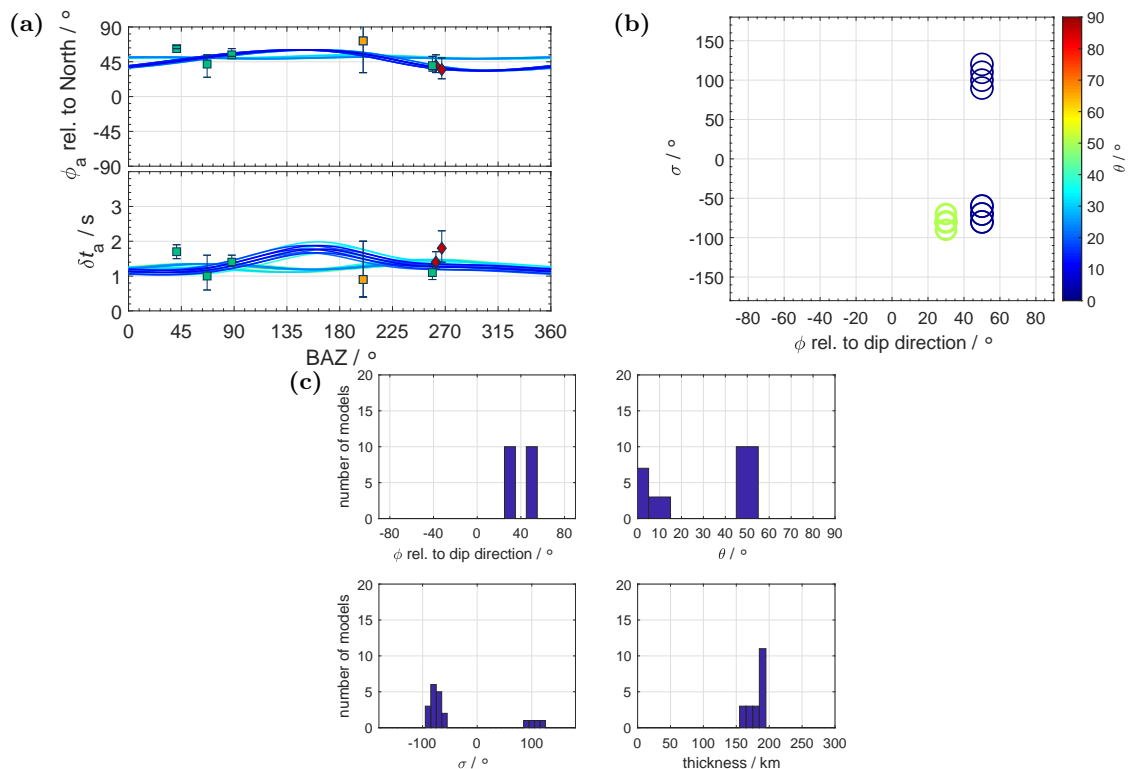


Abbildung 31. Modellierung I2 für die Messstation TMO05. Dargestellt sind die 20 am besten passenden synthetischen Anisotropie-Modelle. (a) Splitting-Parameter-Plot, (b) Modellparameter-Plot und (c) Histogramme.

Aufgrund der Datenlage ist es schwierig zwischen einfacher und komplexer Anisotropie zu entscheiden. Es ist nicht sicher festzulegen, ob die Variation der bestimmten (scheinbaren) Splitting-Parameter mit dem BAZ eine bei einfacher Anisotropie in der Null-Richtung mögliche Abweichung der Splitting-Parameter der Nicht-Null-Messungen darstellt oder komplexer Anisotropie zu zuschreiben ist. Wahrscheinlich ist ein Modelltyp mit HTI. An dieser Stelle erscheint das Anisotropie-Modell zum Modelltyp eine Schicht mit HTI etwas verlässlicher. Es sind jedoch weitere Nicht-Null-Messungen erforderlich, sowohl hinsichtlich konsistenter(er) bestimmter (scheinbarer) Splitting-Parameter als auch einer weiteren BAZ-Abdeckung.

6.1.6 Resultate für TMO07

Die Messstation im Gebiet Karlsruhe TMO07 steht im Keller des Geophysikalischen Instituts (GPIs) des Karlsruher Instituts für Technologie (KIT). Zu der kürzeren bzw. Unterbrechungen aufweisenden Registrierzeit (Tabelle 4) kommt ein standortbedingt niedriges SNR, sodass nur wenige SWSMen gefunden wurden. Es ergaben sich keine mit good und sieben mit fair bewertete Nicht-Null-Messungen sowie zwei mit good und zehn mit fair bewertete (scheinbare) Null-Messungen. Mit der SIMW konnten zwei mit good bewertete Nicht-Null-Messung sowie drei mit fair bewertete (scheinbare) Null-Messungen gewonnen werden. Eine Staplung erfolgte nicht. Der zur Modellierung verwendete Datensatz umfasst insgesamt neun Nicht-Null-Messungen.

Eine Variation der bestimmten (scheinbaren) Splitting-Parameter mit dem BAZ ist nicht vorhanden bzw., wenn theoretisch vorhanden, aufgrund der schlechten BAZ-Abdeckung nicht ersichtlich (Abbildung 19 (f)). Für den BAZ-Bereich $[43,45]^\circ$ streut die bestimmte (scheinbare) schnelle Polarisationsrichtung um bis zu 30° . Beides erschwert die Entwicklung eines Anisotropie-Modells. Es sind (wenn überhaupt) nur synthetische Anisotropie-Modelle zum Modelltyp eine Schicht mit HTI sinnvoll bzw. verlässlich anpassbar.

Für die Modellierung A2 (Abbildung 32) ergeben sich bei einem RMS von minimal 3.5 für die Modellparameter folgende Werte (Formel 37).

$$55^\circ \leq \phi \leq 75^\circ \quad 1.00 \text{ s} \leq \delta t \leq 2.00 \text{ s} \quad (37)$$

Die (scheinbaren) Null-Messungen beschränken sich mehr oder weniger auf die BAZ-Bereiche entsprechend der schnellen Polarisationsrichtung bzw. der Null-Richtung.

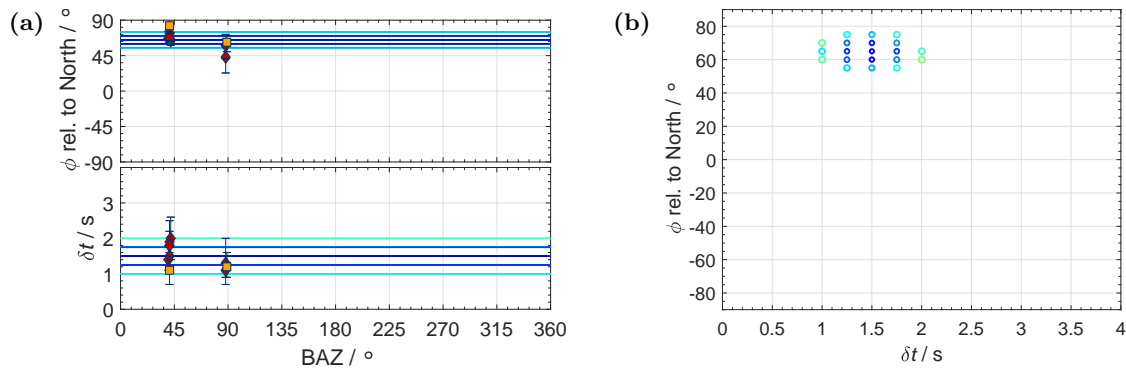


Abbildung 32. Modellierung A2 für die Messstation TMO07. Dargestellt sind die 20 am besten passenden synthetischen Anisotropie-Modelle. (a) Splitting-Parameter-Plot und (b) Modellparameter-Plot.

Für TMO07 im SW wurden vor allem (scheinbare) Null-Messungen und wenige nur mit poor bewertete Nicht-Null-Messungen beobachtet. So erklärt das obige Anisotropie-Modell genau genommen erst mal nur die Beobachtung im NE. Für den SW ist keine verlässliche Aussage möglich. Bedingt durch die begrenzte Registrierzeit und das niedrige SNR liegen nicht genug SWSMen und keine adäquate BAZ-Abdeckung vor, um komplexe Anisotropie zuerkennen und, wenn vorhanden, konkret zu beschreiben.

6.2 Anisotropie-Modell für das Gebiet des Oberrheingrabens

Hinsichtlich eines verbesserten Modells der Anisotropie im Gebiet des ORGs, insbesondere hinsichtlich lateraler Variation der Anisotropie, wurde versucht mögliche grundlegende Anisotropie-Regime zuerkennen und voneinander abzugrenzen. Dafür erfolgte eine stationsübergreifende Betrachtung der stationsbezogenen Resultate. Der Fokus lag auf den Messstationen BFO, WLS, STU, ECH, TMO05 und TMO07.

Vorweggenommen wird bzw. es ist offensichtlich, dass nur erste Ansätze hinsichtlich der Anisotropie im Gebiet des ORGs abgeleitet werden können.

Für keine Messstation konnte ein eindeutiges Anisotropie-Modell gefunden werden. Teilweise konnte der Modelltyp nicht festgelegt werden. Dies bedingt die Angabe von Wertebereichen für die Modellparameter teilweise für mehrere Modelltypen (Tabelle 9). Das Erkennen des Modelltyps eine Schicht mit TTI ist aufgrund der uncharakteristischen Variation der bestimmten scheinbaren Splitting-Parameter mit dem BAZ schwierig bzw. erfordert eine häufig nicht gegebene BAZ-Abdeckung. Beim Modelltyp zwei Schichten mit HTI werden selten mehr als zwei der vier charakteristischen $\pi/2$ -Sprünge in der Variation der scheinbaren schnellen Polarisationsrichtung mit dem BAZ tatsächlich beobachtet.

Es konnte nicht immer eindeutig entschieden werden, ob die Variation der bestimmten scheinbaren Splitting-Parameter mit dem BAZ tatsächlich vertikaler Variation und nicht doch lateraler Variation der Anisotropie zuzuschreiben ist. Bei Letzterer ist ein stationsbezogen lateral einheitlicher Modelltyp zusammen mit einer gemeinsamen Modellierung des gesamten BAZ-Bereichs ungeeignet bzw. falsch. Die Problematik der Separation von lateraler und vertikaler Variation der Anisotropie ergibt sich dadurch, dass die a priori Annahme einfacher Anisotropie sowohl bei lateraler als auch vertikaler Variation der Anisotropie zu einer Variation der scheinbaren Splitting-Parameter mit dem BAZ führt (vgl. Abschnitt 5.2.1 zweiter Punkt). Die erforderliche BAZ-Abdeckung sowie Abtastung des Untergrundes sind häufig nicht gegeben. Hinzu kommt der nötige Abstand von der Grenze zweier Abschnitte um die tatsächlichen (scheinbaren) Splitting-Parameter ermitteln zu können. Dabei ist erst mal weder der Abstand zur Grenze der beiden Abschnitte noch ob überhaupt laterale Variation der Anisotropie vorliegt bekannt.

Der Modelltyp bestimmt maßgeblich die Interpretation, sodass abhängig vom präferierten Modelltyp verschiedene Interpretationen möglich sind.

Entsprechend einer Verzögerungszeit von klar > 0.3 s liegt die Anisotropie im Mantel ([Silver und Chan 1991](#), [Long und Silver 2009](#)) (Abschnitt 5.2.1 erster Teil). Die SWSMen zeigen hinsichtlich Null- und Nicht-Null-Messungen sowie bestimmter (scheinbarer) Splitting-Parameter der Nicht-Null-Messungen zwischen SKS- und SKKS-Phase keine klaren Verschiedenheiten. Signifikante Diskrepanzen bei SKS-SKKS-Paaren wurden nicht gefunden. Vor allem für BFO ist im Stereoplot die Einheitlichkeit der bestimmten (scheinbaren) Splitting-Parameter für SKS- und SKKS-Phase radial nach außen entsprechend des Inklinationswinkels bei festem BAZ erkennbar (Abbildung 33 (c)). Dies spricht gegen eine Lage (eines Teils) der Anisotropie im untersten Mantel ([Deng et al. 2017](#)). Für die alleinige Lage in der Lithosphäre ist die Verzögerungszeit zu lange (Formel 12), sodass ein Teil der Anisotropie in der Asthenosphäre zu verorten ist.

Relevant ist die Vorstellung welche Struktur die (als Strahlen angenommenen) Wellen in der Tiefe durchlaufen bzw. „sehen“ (vgl. Abschnitt 5.2.1 dritter Punkt). Dazu wurden die Durchstoßpunkte (Mittelpunkt der ersten Fresnelzone) zu den SWSMen der Einzel-Ereignis-Analyse in einer Tiefe von $[0 : 50 : 450]$ km nach dem *iasp91* Erdmodell (Kennett 1991) mit der *MATLAB*-Toolbox *tauP* (Crotwell *et al.* 1999) berechnet (Abbildung 36).²⁰ Bei Betrachtung der Ausdehnung der ersten Fresnelzone mit der Tiefe (Abbildung 16 (b)) ist festzustellen, dass die Variation der SWSMen, vor allem der bestimmten (scheinbaren) Splitting-Parameter der Nicht-Null-Messungen, nicht selten auf kleinerer Längen-Skala stattfindet. Wird dadurch tatsächlich laterale Variation der Anisotropie wiedergespiegelt, muss die Anisotropie, damit ein Überlappen der ersten Fresnelzone ausgeschlossen ist und die Wellen verschiedene Strukturen „sehen“, entsprechend in der Tiefe verortet werden (Abbildung 16 (a)). Im oberen Mantel „sehen“ die Wellen demnach häufig dieselbe Struktur. Dies schließt eine Variation der bestimmten (scheinbaren) Splitting-Parameter, die laterale Variation der Anisotropie anzeigt, aus. Für die Variation der bestimmten (scheinbaren) Splitting-Parameter ist eine andere Ursache zu finden. Stationsbezogen ist unter Umständen die a priori Annahme einfache Anisotropie verantwortlich. Dieser Widerspruch bzw. diese Problematik wurde wiederholt bei subkontinentalen Anisotropie-Studien beobachtet. Die beobachtete kleinräumige Variation der (scheinbaren) bestimmten Splitting-Parameter ist bei Berücksichtigung der ersten Fresnelzone als Sensitivitätsbereich teilweise nicht erklärbar. Möglicherweise ist (hinsichtlich Anisotropie bzw. S-Wellen-Splitting) die Sensitivität höher bzw. der Sensitivitätsbereich kleiner als die Ausdehnung der ersten Fresnelzone vorgibt. Aufgrund der zum Teil unerwartet abrupten Variation der SWSMen wurde (zuerst) mit der Strahltheorie gearbeitet.

Die gefundenen SWSMen als Stereoplot (Abbildung 19) und die aus den (scheinbaren) Splitting-Parametern der Nicht-Null-Messungen entwickelten Anisotropie-Modelle als Sektoren (Abbildung 34) sind geographisch angeordnet in Abbildung 35 dargestellt. Betrachtet werden nachfolgend vor allem folgende Aspekte.

- BFO im SW
viele (scheinbare) Null- und kaum zumindest mit fair bewertete Nicht-Null-Messungen
- WLS, STU, TMO05 und TMO07 im NE
ähnliche bestimmte (scheinbare) Splitting-Parameter
- Ostseite und Westseite des Oberrheingrabens
STU - BFO - ECH: Änderung der schnellen Polarisationsrichtungen
- Moldanubikum und Saxothuringikum
TMO05 und TMO07: Tendenz von zwei Schichten mit HTI zu einer Schicht mit HTI

Dazu erfolgen der Vergleich der stationsbezogenen Resultate (Abschnitt 6.2.1), die Verbindung der stationsbezogenen Resultate (Abschnitt 6.2.2), der Bezug zu geodynamischen Ansätzen (Abschnitt 6.2.3) sowie der Vergleich mit bestehenden Anisotropie-Modellen (Abschnitt 6.2.4).

²⁰.gif aus den einzelnen Karten für die verschiedenen Tiefen siehe der dieser Masterarbeit beigelegten CD.

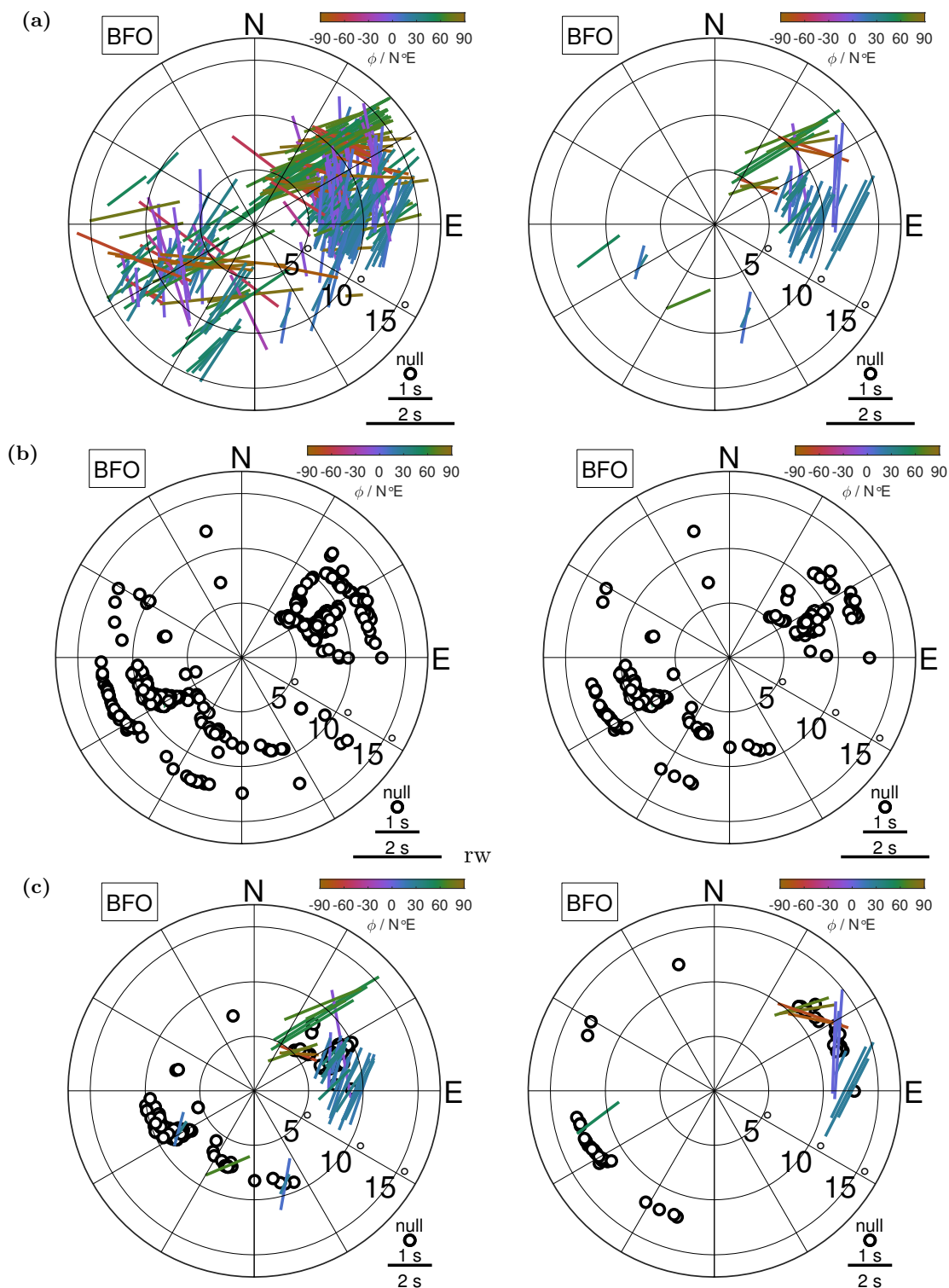
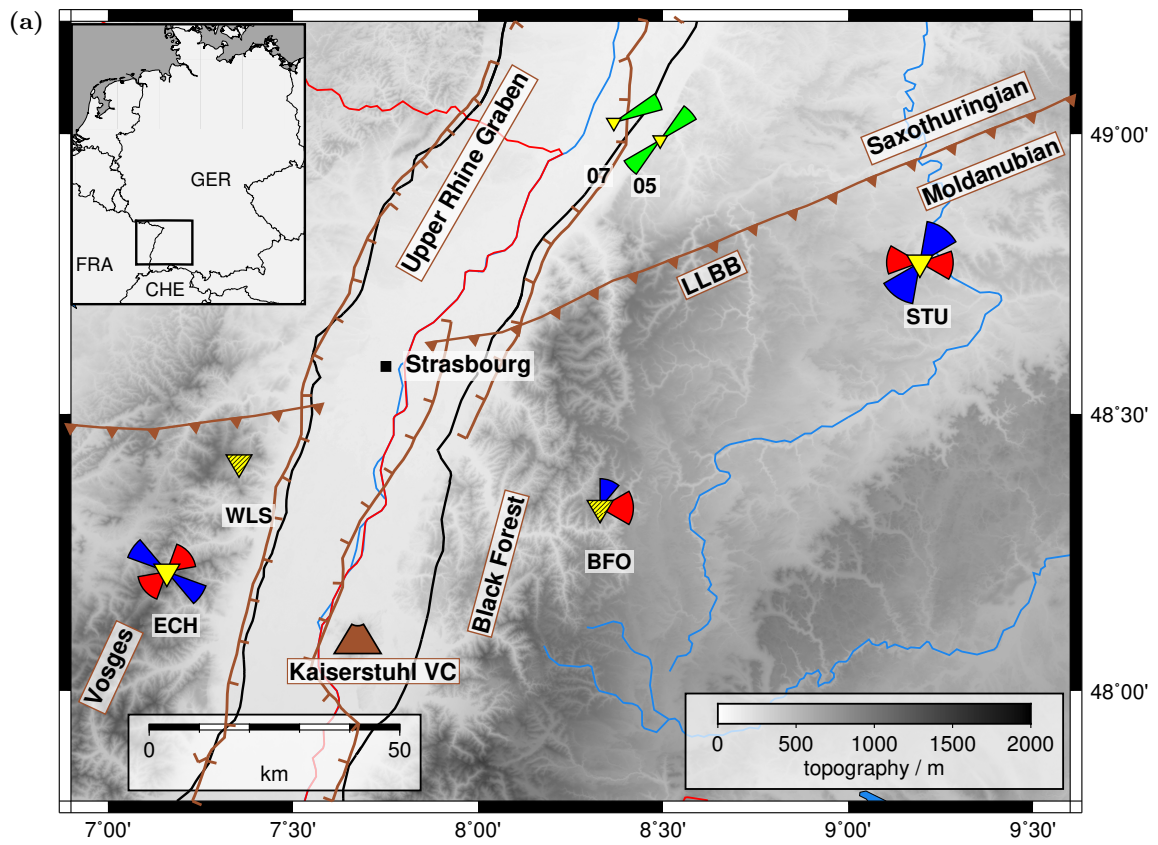


Abbildung 33. Die in dieser Masterarbeit und [Sanz Alonso 2017](#) bei der Einzel-Ereignis-Analyse gefundenen SWSMen als Stereoplot für die Messstationen BFO. (a) Nicht-Null-Messungen bewertet mit good, fair und poor (links) sowie mit good und fair (rechts), (b) (scheinbare) Null-Messungen bewertet mit good, fair und poor (links) sowie mit good und fair (rechts) und (c) SWSMen bewertet mit good und fair an SKS-Phasen (links) sowie an SKKS-Phasen (rechts).



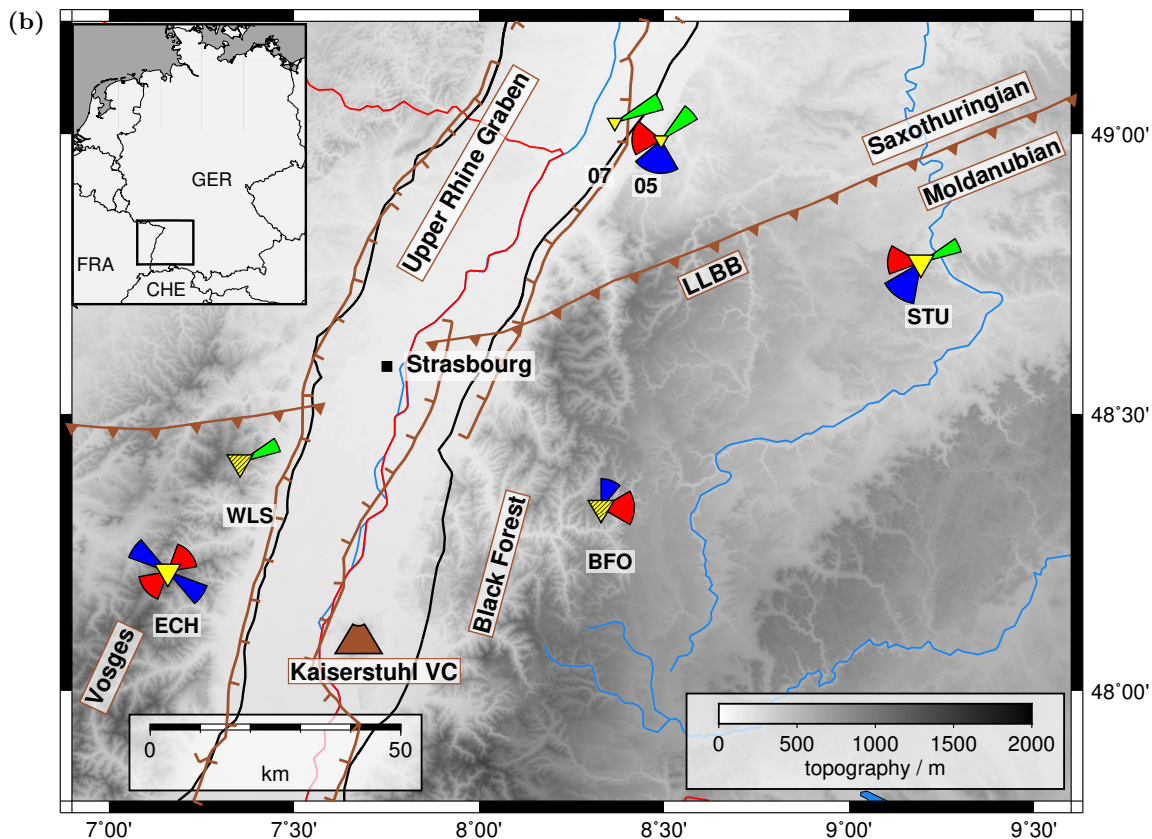
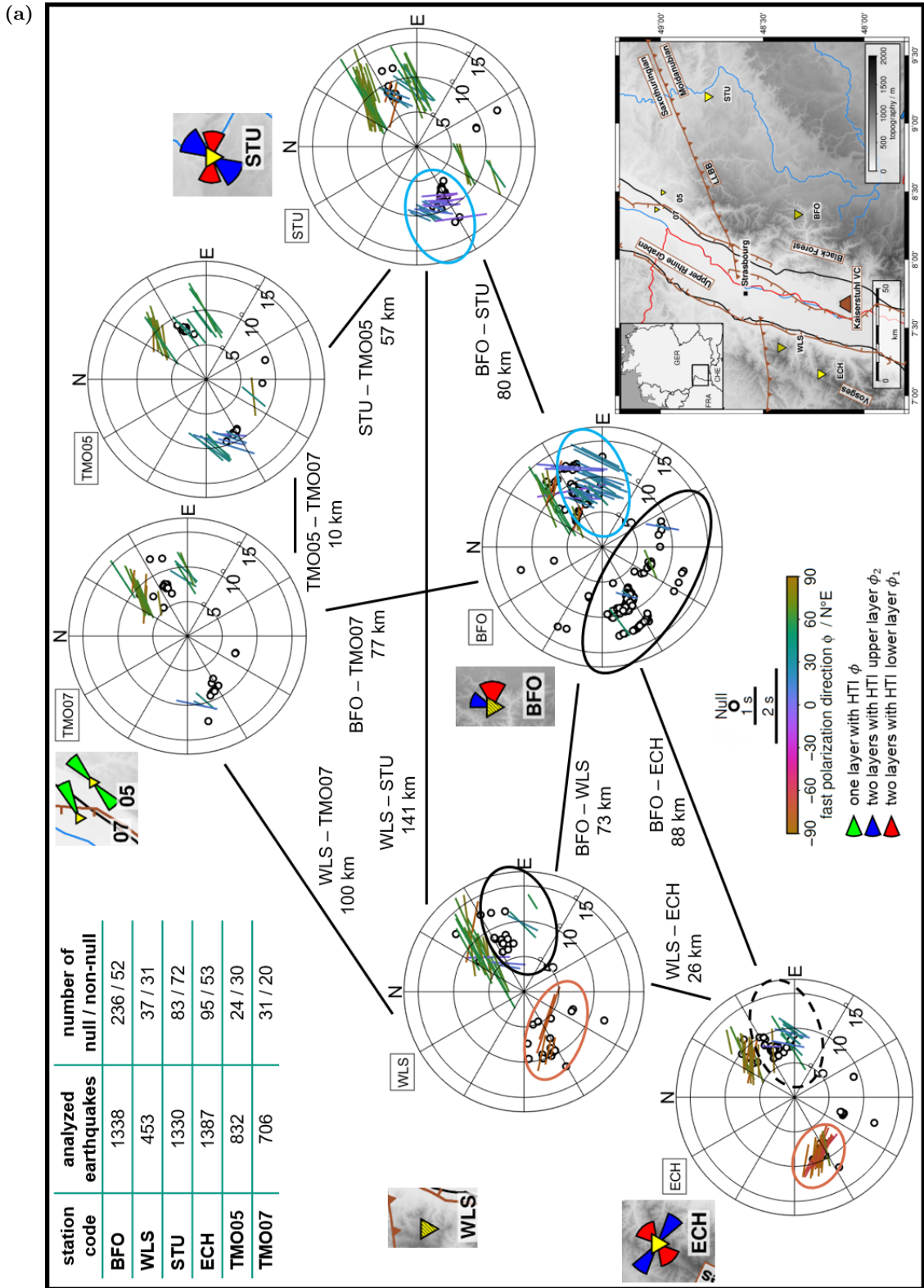


Abbildung 34. Karte des ORGs und seiner Umgebung mit breitbandigen permanenten (große Dreiecke) und temporären (kleine Dreiecke) seismischen Messstationen, von denen in dieser Masterarbeit (gelb) sowie in dieser Masterarbeit und [Sanz Alonso 2017](#) (gelb schwarz schraffiert) Registrierungen ausgewertet wurden. Eingezeichnet sind außerdem der nordwestlich von Freiburg im ORG liegende Kaiserstuhl Vulkankomplex (Kaiserstuhl VC) sowie die Lalaye-Lubine-Baden-Baden-Störung (LLBB-Störung) als Grenze zwischen Moldanubikum und Saxothuringikum.

Für die Messstationen, für die der Modelltyp eine Schicht mit HTI oder zwei Schichten mit HTI am besten geeignet ist, sind die Anisotropie-Modelle als Sektoren, bei einer Schicht in grün und bei zwei Schichten in rot für die untere sowie in blau für die obere Schicht, visualisiert. Der minimale und der maximale Winkel [zu Nord] geben den Wertebereich der schnellen Polarisationsrichtung [zu Nord] an. Der Radius ist relativ zum Mittelwert des Wertebereichs der Verzögerungszeit skaliert. Bezieht sich das Anisotropie-Modell (erst mal) nur auf einen bestimmten BAZ-Bereich (NE oder SW) sind nur diese Sektoren eingezeichnet.

(a) Stationsbezogen lateral einheitliche Modelltypen zusammen mit einer gemeinsamen Modellierung des gesamten BAZ-Bereichs (Abbildung 35 (a)) und (b) zusätzlich Überlegungen hinsichtlich möglicher stationsbezogener lateraler Variation der Anisotropie (Abbildung 35 (b)).



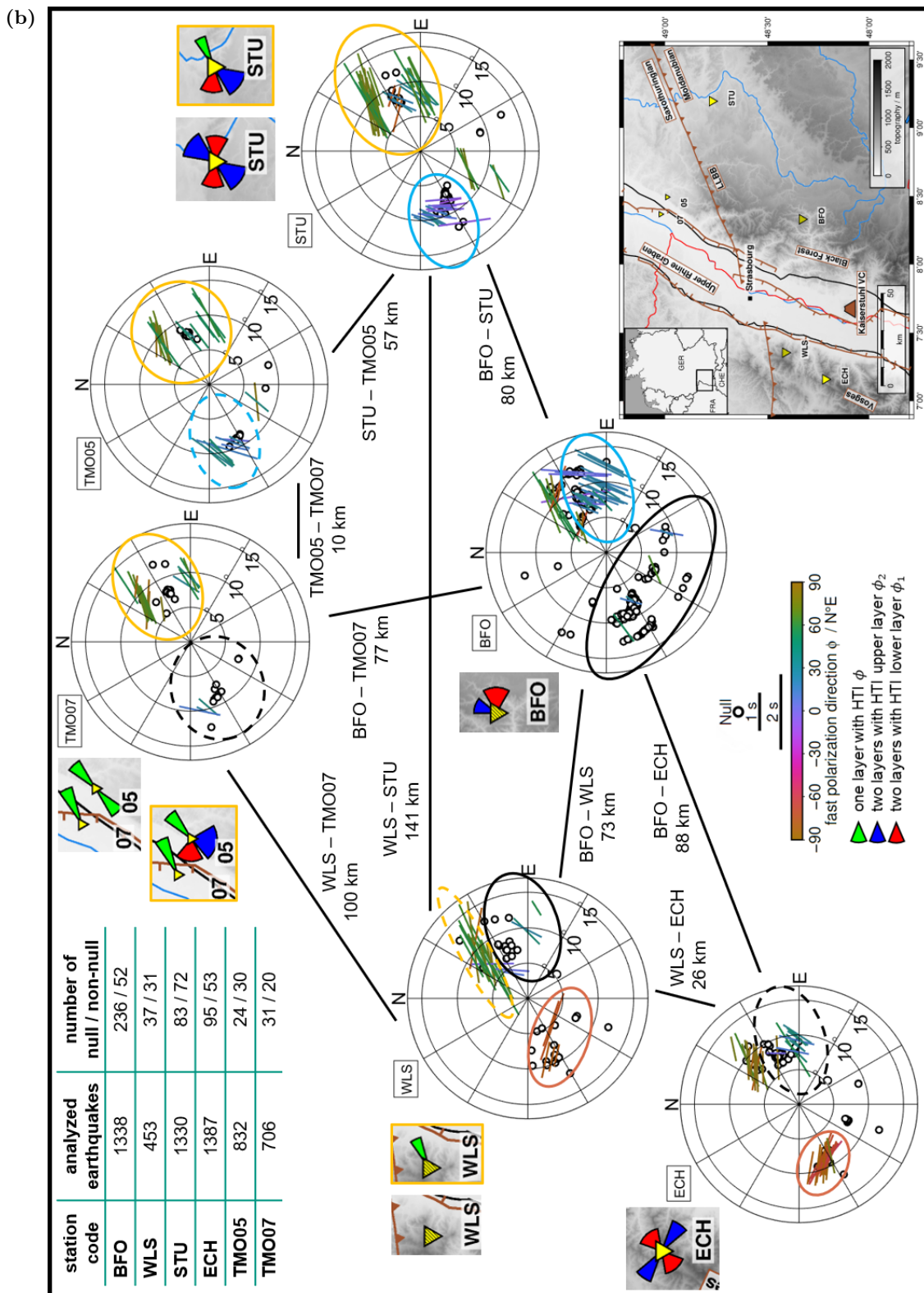
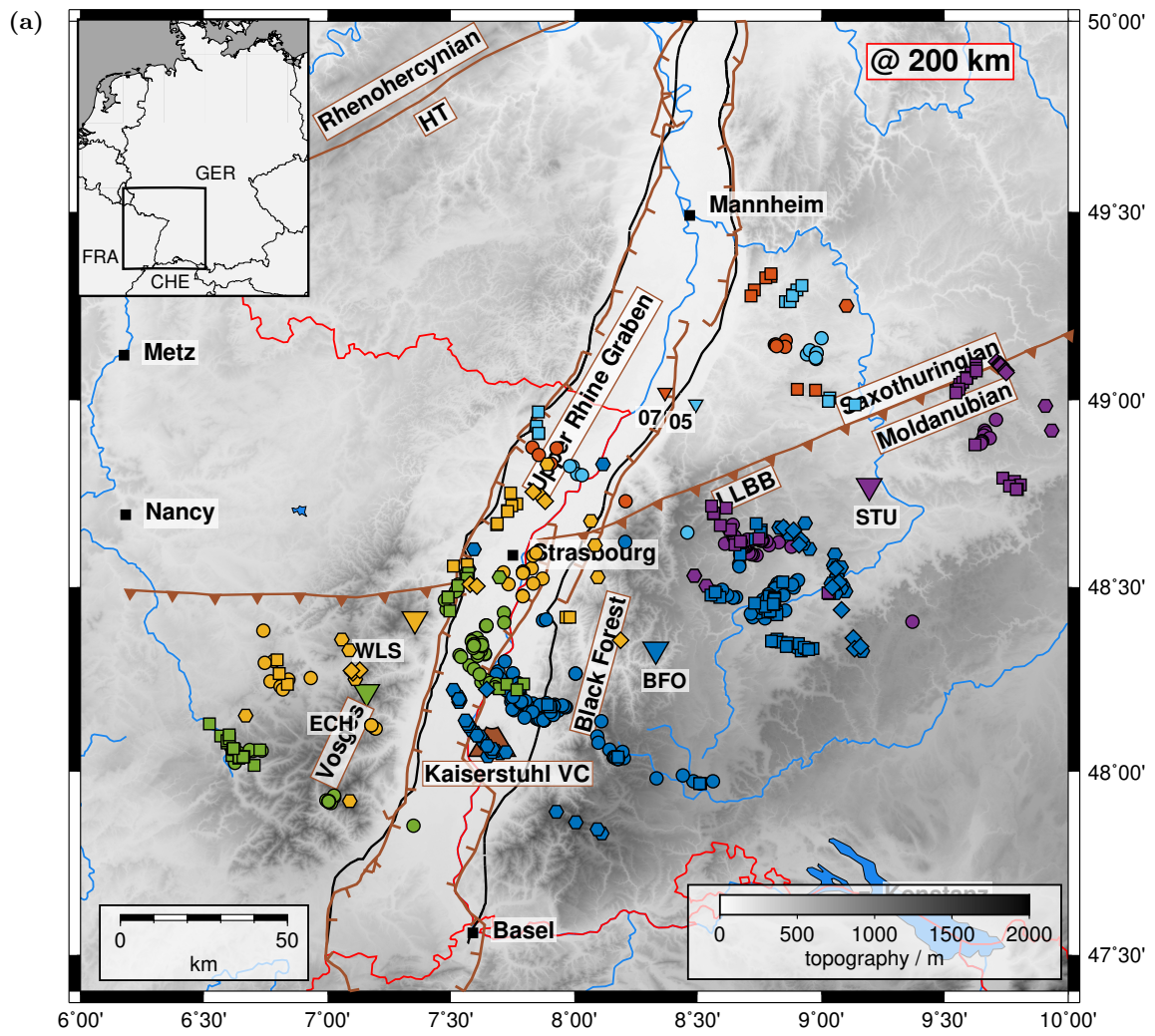


Abbildung 35. Geographische Anordnung der SWSMen als Stereoplots (Abbildung 19) und der Anisotropie-Modelle als Sektoren (Abbildung 34) für die Messstationen BFO, WLS, STU, ECH, TMO05 und TMO07. Die Stereoplots enthalten für BFO und WLS die mit good und fair und für die anderen Messstationen die mit good, fair und poor bewerteten SWSMen. Die Tabelle gibt die Anzahl der analysierten Erdbeben sowie der beobachteten Null- und Nicht-Null-Messungen an. Die Karte zeigt die geographische Lage der Messstationen. SWSMen mit (zu) möglicherweise identischer Ursache (Anisotropie) sind durch gleichfarbige Ellipsen in den Stereoplots gekennzeichnet. Details siehe Text.

(a) Stationsbezogen lateral einheitliche Modelltypen zusammen mit einer gemeinsamen Modellierung des gesamten BAZ-Bereichs (Abbildung 34 (a)) und (b) zusätzlich Überlegungen hinsichtlich möglicher stationsbezogener lateraler Variation der Anisotropie (Abbildung 34 (b)).



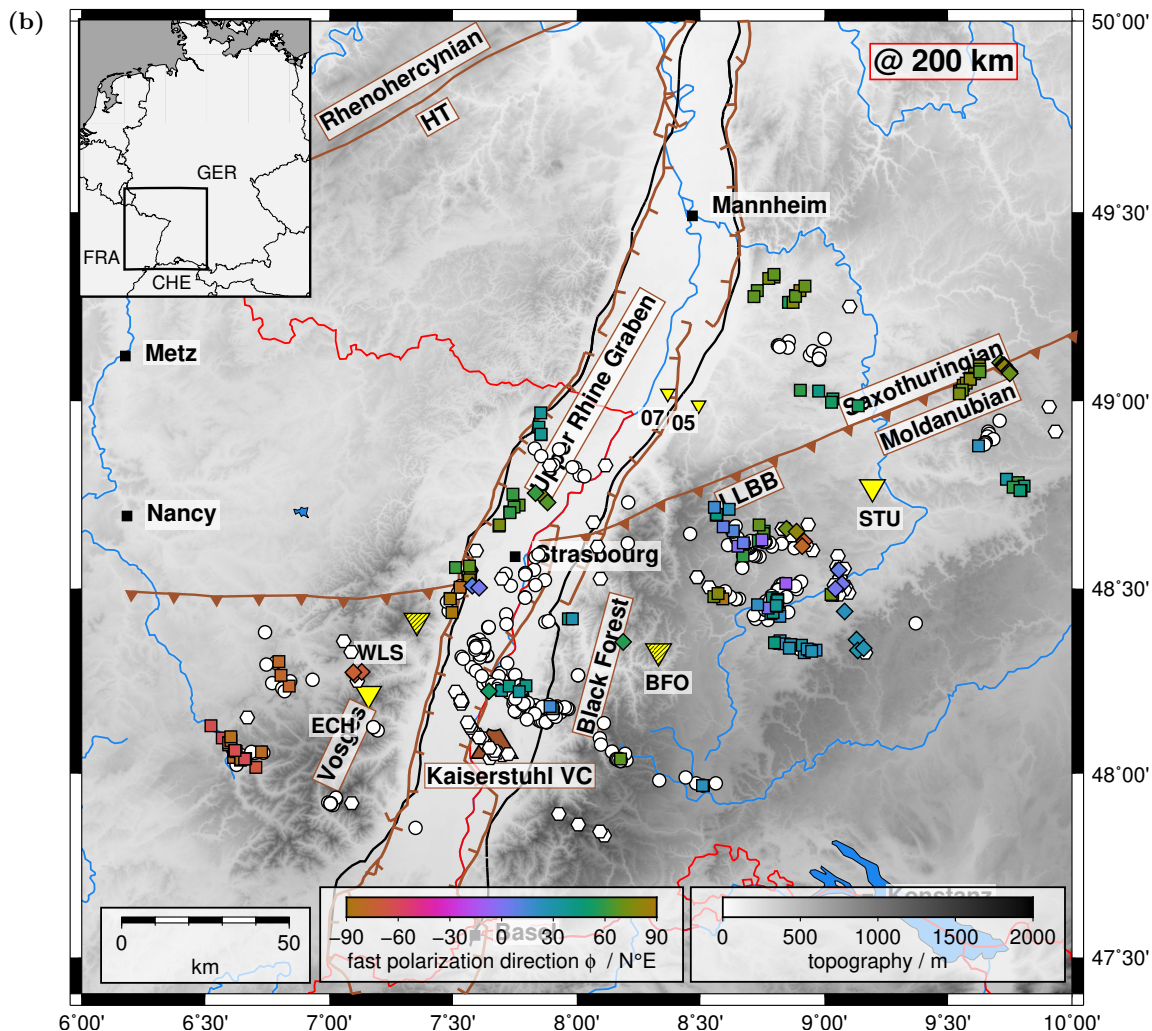


Abbildung 36. Karte des ORGs und seiner Umgebung mit breitbandigen permanenten (große Dreiecke) und temporären (kleine Dreiecke) seismischen Messstationen, von denen in dieser Masterarbeit (gelb) sowie in dieser Masterarbeit und [Sanz Alonso 2017](#) (gelb schwarz schraffiert) Registrierungen ausgewertet wurden. Eingezeichnet sind außerdem der nordwestlich von Freiburg im ORG liegende Kaiserstuhl Vulkankomplex (Kaiserstuhl VC) sowie die Lalaye-Lubine-Baden-Baden-Störung (LLBB-Störung) als Grenze zwischen Moldanubikum und Saxothuringikum und die Hunsrück-Taunus-Störung (HT-Störung) als Grenze zwischen Saxothuringikum und Rhenohercynikum.

Dargestellt sind die Durchstoßpunkte zu den mit good und fair bewerteten (scheinbaren) Null-Messungen (SKS-Phase als Kreis, SKKS-Phase als Hexagramm) und Nicht-Null-Messungen (SKS-Phase als Quadrat, SKKS-Phase als Raute) der Einzel-Ereignis-Analyse für 200 km Tiefe berechnet nach dem *iasp91* Erdmodell ([Kennett 1991](#)) mit der *MATLAB*-Toolbox *tauP* ([Crotwell et al. 1999](#)).

Die Farbcodierung steht für (a) die Messstation (jeweils entsprechend farbiges Dreieck) und (b) die (scheinbare) schnelle Polarisationsrichtung (Null-Messungen weiß, Nicht-Null-Messungen Farbskala *phase* identisch zu den Stereoplots).

6.2.1 Vergleich der stationsbezogenen Resultate

Die SWSMen und die Anisotropie-Modelle werden stationsübergreifend verglichen.

Hinsichtlich der Stereoplots ist im Hinterkopf zu behalten, dass es sich zuerst einmal (nur) um die bestimmten scheinbaren Splitting-Parameter, insbesondere die bestimmte scheinbare schnelle Polarisationsrichtung, handelt (vgl. Abschnitt 5.2 zweiter Teil). Bei der Interpretation des Vergleichs einzelner BAZ-Bereiche sollte der BAZ-Verlauf insgesamt nicht ganz unbeachtet bleiben.

S-Wellen-Splitting-Messungen

Der NE erscheint einheitlicher als der SW. Für die Stationen WLS, STU, TMO05 und TMO07 sind die bestimmten scheinbaren Splitting-Parameter im NE ähnlich (dunkelgelbe Ellipsen).

Die Variation der bestimmten scheinbaren Splitting-Parameter mit dem BAZ für STU und die für ECH sind verschieden. Dies betrifft vor allem die bestimmte scheinbare schnelle Polarisationsrichtung. Die bestimmte scheinbare Verzögerungszeit für STU im NE ist länger als die für ECH. Die bestimmte scheinbare schnelle Polarisationsrichtung für BFO im BAZ-Bereich $[60,90]^\circ$ und die für STU im BAZ-Bereich $[230,270]^\circ$ sind ähnlich (blaue Ellipsen). Die bestimmte scheinbare schnelle Polarisationsrichtung für WLS im BAZ-Bereich $[210,270]^\circ$ und die für ECH im BAZ-Bereich $[210,270]^\circ$ sind ähnlich (dunkelorange Ellipsen).

Die Variation der bestimmten scheinbaren Splitting-Parameter mit dem BAZ für STU und die für TMO05 sind ähnlich. Der geringe Abstand zwischen TMO05 und TMO07 lässt ähnliche SWSMen erwarten. Jedoch sind die SWSMen für TMO05 und die für TMO07 unter Umständen im SW verschieden.

Auffallend sind die vielen (scheinbaren) Null-Messungen bei gleichzeitig kaum zumindest mit fair bewerteten Nicht-Null-Messungen für BFO im SW (schwarze Ellipsen). Die vielen (scheinbaren) Null-Messungen für ECH im BAZ-Bereich $[60,90]^\circ$ passen möglicherweise zu diesen (scheinbaren) Null-Messungen. Ähnliches ist auch für WLS feststellbar. Zudem liegen für WLS und ECH im BAZ-Bereich um 90° wenige mit zumindest mit fair bewertete SWSMen vor. Dies trifft für BFO und STU nicht zu. Für TMO07 im SW wurden nahezu nur (scheinbare) Null-Messungen gefunden. Eventuell passt auch diese zu den (scheinbaren) Null-Messungen für BFO im SW.

Anisotropie-Modelle

Das Anisotropie-Modell zum Modelltyp zwei Schichten mit HTI für BFO passt zu dem für STU. Für BFO erklärt es gut die Beobachtung im NE, aber nur bedingt die im SW. Das Anisotropie-Modell zum Modelltyp zwei Schichten HTI für STU und das für ECH sind anders. Dies betrifft vor allem die schnelle Polarisationsrichtung in der oberen Schicht. STU und ECH stehen östlich bzw. westlich des ORGs beide im Moldanubikum und haben einen Abstand von etwa 80 km in NE- bzw. W-Richtung vom BFO.

WLS und ECH befinden sich westlich des ORGs knapp 30 km in S-Richtung voneinander entfernt beide im Moldanubikum. WLS steht von den sechs Stationen am dichtesten zur LLBB-Störung sowie nahe der Westgrenze des ORGs. Im Gegensatz zu ECH konnte für WLS bei einer gemeinsamen Modellierung des gesamten BAZ-Bereichs zu keinem der vier in Betracht gezogenen Modelltypen ein Anisotropie-Modell entwickelt werden.

Es stehen TMO05 an der Ostgrenze des ORGs und TMO07 im ORG nur 10 km in W-Richtung voneinander entfernt beide im Saxothuringikum. Es zeichnet sich eine Tendenz von zwei Schichten mit HTI zu einer Schicht mit HTI als Modelltyp ab. Das Anisotropie-Modell zum Modelltyp eine Schicht mit HTI für TMO05 und das für TMO07 im NE sind tendenziell ähnlich. Das Anisotropie-Modell zum Modelltyp zwei Schichten mit HTI für TMO05 passt hinsichtlich der schnellen Polarisationsrichtungen tendenziell zu denen für BFO und STU.

6.2.2 Verbindung der stationsbezogenen Resultate

Aus dem stationsübergreifenden Vergleich der SWSMen und der Anisotropie-Modelle geht hervor, dass die Anisotropie im Gebiet des ORGs nicht nur vertikal, sondern auch kleinräumig lateral variiert.

Es zeigt sich, dass die in Betracht gezogenen Modelltypen (bzw. allgemein lateral einheitliche Modelltypen) zusammen mit einer gemeinsamen Modellierung des gesamten BAZ-Bereichs nicht für alle Messstationen eignet sind. Teilweise deutet sich bereits anhand der Stereoplots an, dass laterale Variation der Anisotropie nicht ausgeschlossen werden sollte. Stationsbezogene laterale Variation der Anisotropie ist für BFO erforderlich und für WLS in Betracht zu ziehen. Stationsübergreifende laterale Variation der Anisotropie ist nötig, um die Verschiedenheit zwischen der Ostseite und der Westseite des ORGs sowie die Verschiedenheit zwischen Moldanubikum und Saxothuringikum zu erklären.

Ostseite und Westseite des Oberrheingrabens

Ausgegangen wird von den (scheinbaren) Null-Messungen für BFO im SW.

Prinzipiell ergeben sich für (scheinbare) Null-Messungen folgende Ursachen bzw. Erklärungen (vgl. Abschnitt 2.4.3).

- gesamter / weiter BAZ-Bereich
 - Isotropie (triviale Lösung)
 - VTI (nicht auflösbar mit vertikaler bzw. senkrechter Inklination)
 - zwei Schichten mit HTI: $\phi_1 \perp \phi_2$ und $\delta t_1 = \delta t_2$ (aufheben)
- diskreter BAZ-Bereich
 - eine Schicht mit HTI: $n \cdot \pi/2 + \phi$ mit $n = 0, 1, 2, 3$ (Null-Richtung)
 - zwei Schichten mit HTI: $n \cdot \pi/2 + \phi_a$ mit $n = 0, 1, 2, 3$ (scheinbare Null-Richtung)

(Scheinbare) Null-Messungen sind hilfreich und aussagekräftig und sollten bei der Entwicklung des Anisotropie-Modells nicht völlig außen vorgelassen werden. Bei einer Schicht mit HTI kann die BAZ-Lage der Null-Messungen genutzt werden, um das Anisotropie-Modell hinsichtlich der schnellen Polarisationsrichtung zu verifizieren. So war es möglich die (scheinbaren) Null-Messungen zumindest indirekt in die Modellierung einzubeziehen (vgl. Abschnitt 6.1 vorletzter Teil). Da sich die (scheinbaren) Null-Messungen für BFO im SW über einen weiten BAZ-Bereich von fast 180° erstrecken, ist der obere Teil der obigen Aufzählung relevant.

Zu den (scheinbaren) Null-Messungen durch diese prinzipiellen Punkte kommen durch die Datenbearbeitung, die kleine Signalamplitude auf der T-Komponente sowie laterale Aspekte verursachte bzw. bedingte (scheinbare) Null-Messungen hinzu.

- (zu) niedriges SNR bzw. (zu) schmale / (zu) kleine Grenzfrequenzen für den Bandpassfilter
- sehr schwache Anisotropie oder geringe Mächtigkeit (trade off), TTI nahe VTI
- laterale Variation der Anisotropie
- laterale Heterogenitäten

Der erste Punkt ist auszuschließen. Hinsichtlich der anderen Punkte sind Resultate von mehreren bzw. weiteren Messstationen erforderlich. Entsprechend werden die Resultate der Messstationen STU und ECH hinzugezogen.

Bei lateraler Variation der Anisotropie sind erst ab einem Abstand von $\pm[50,100]$ km zur Grenze zweier Abschnitte die (scheinbaren) Splitting-Parameter des einen Abschnitts ohne Beeinflussung durch den anderen Abschnitt ermittelbar (vgl. Abschnitt 5.2.1 zweiter Punkt). Die Nähe zur Grenze zweier Abschnitte kann ursächlich für scheinbare Null-Messungen sowie für Nicht-Null-Messungen mit von den tatsächlichen (scheinbaren) Splitting-Parametern abweichenden (scheinbaren) Splitting-Parametern sein. Die (scheinbare) Verzögerungszeit fällt deutlich kleiner aus. Unter Umständen wird dadurch auf eine Null-Messung entschieden. (Alsina und Snieder 1995, Rümpker und Ryberg 2000, Chevrot *et al.* 2004) Diese Überlegungen beruhen auf Abschnitten mit verschiedener einfacher Anisotropie (oder einfacher Anisotropie und Isotropie).

Bisher wurde von lateraler Homogenität ausgegangen. Bei bzw. an lateralen Heterogenitäten kann Streuung auftreten. Diese kann die SWSMen hinsichtlich bestimmter (scheinbarer) Splitting-Parameter und Beobachtungstyp stören. Streuung führt ebenfalls zu einem Signal auf der T-Komponente. Interferenz oder Superposition des Signals durch S-Wellen-Splitting mit einem Signal durch Streuung ist möglich. Dies führt möglicherweise zu Nicht-Null-Messungen mit verfälschten bestimmten (scheinbaren) Splitting-Parametern oder einer nicht mehr als solche identifizierbaren und messbaren Phase. Ist gar kein S-Wellen-Splitting aufgetreten wird unter Umständen trotzdem S-Wellen-Splitting beobachtet und fälschlicherweise auf eine Nicht-Null-Messung entschieden. Die Kontrolle der initialen Polarisationsrichtung zur Unterscheidung ist nur bedingt hilfreich. Eventuell kann herangezogen werden, dass bei einer verglichen zur dominanten Periode wesentlich kleineren Verzögerungszeit die Signalamplitude auf der T-Komponente direkt proportional zur ersten zeitlichen Ableitung der Signalamplitude auf der R-Komponente ist (Silver und Chan 1991). Andererseits kann Streuung auch eine Amplitudenabnahme bewirken (Streudämpfung). Dies trifft insbesondere die ohnehin meist schon kleine Signalamplitude auf der T-Komponente. Sie fällt unter Umständen noch kleiner aus und es wird fälschlicherweise auf eine (scheinbare) Null-Messung entschieden.

Eine stark vereinfachende Skizze eines möglichen Modells zeigt Abbildung 37.

Für BFO konnte ein im NE gut passendes Anisotropie-Modell entwickelt werden. Dieses ähnelt dem für STU und auch die bestimmten scheinbaren Splitting-Parameter sind zu denen für STU im SW ähnlich. Daher wird die Grenze der beiden Abschnitte bzw. Modellbereiche westlich vom BFO gesehen.

Die (scheinbaren) Null-Messungen für BFO im SW erstrecken sich über einen weiten BAZ-Bereich von fast 180° (Abbildung 33 (b)). Gleichzeitig wurden kaum zumindest mit fair bewertete Nicht-Null-Messungen beobachtet, aber doch einige mit poor bewertete Nicht-Null-Messungen (Abbildung 33 (a)). Dies spricht gegen Isotropie (und VTI), wenn davon ausgegangen wird, dass es sich bei diesen (zumindest teilweise) um S-Wellen-Splitting handelt. Letzteres wird dadurch gestützt, dass die bestimmten scheinbaren Splitting-Parameter der durch Stapeln der für BFO im SW beobachteten Nicht-Null-Messungen ermittelten Nicht-Null-Messungen mehr oder weniger gut zur Variation der scheinbaren Splitting-Parameter mit dem BAZ für den Modelltyp zwei Schichten mit HTI passen (Abbildung 21). Die bestimmte scheinbare Verzögerungszeit ist nicht signifikant kleiner als die der Nicht-Null-Messungen für BFO im NE. Dies spricht gegen sehr schwache Anisotropie oder geringe Mächtigkeit (trade off) und gegen TTI nahe VTI. Auch erscheint es unwahrscheinlich, dass laterale Variation der Anisotropie generell zu (scheinbaren) Null-Messungen in diesem Ausmaß führt. Die schnelle Polarisationsrichtung der oberen Schicht ändert sich zwischen STU bzw. BFO (Ostseite des ORGs) und ECH (Westseite des ORGs) um annähernd 90° . Die schnelle Polarisationsrichtung der unteren Schicht ändert sich hingegen weniger stark. In beiden Schichten sind die Verzögerungszeit für STU und die für ECH ähnlich. Liegen die schnelle Polarisationsrichtung der oberen Schicht und die der unteren Schicht an einer Stelle zwischen BFO und ECH gerade orthogonal zueinander, kann dies zu scheinbaren Null-Messungen über einen weiten BAZ-Bereich führen. Für ECH ist dies kaum noch bis gerade nicht mehr der Fall. Die Grenze der beiden Abschnitte liegt dichter zum BFO als zu ECH, da für ECH im NE die scheinbaren Null-Messungen über einen weniger weiten BAZ-Bereich auftreten und Nicht-Null-Messungen mit für den Bereich um eine BAZ-Richtung konsistenten Splitting-Parametern beobachtet wurden (Abbildung 19 (d)). Eventuell zeigt sich in der kürzeren bestimmten scheinbaren Verzögerungszeit noch ein Rest-Einfluss (Chevrot *et al.* 2004). Für WLS, nur wenig östlicher gelegen als ECH, wurden kaum mit zumindest fair bewertete Nicht-Null-Messungen im BAZ-Bereich $[60,90]^\circ$ gefunden (Abbildung 19 (c)).

Bei lateraler Variation der Anisotropie sollten die bestimmten (scheinbaren) Splitting-Parameter unabhängig von bzw. trotz einer möglichen Abweichung von den tatsächlichen (scheinbaren) Splitting-Parametern für den Bereich um eine BAZ-Richtung konsistent sein. Dies sollte sich auf Abschnitte mit komplexer Anisotropie übertragen lassen. Die bestimmten scheinbaren Splitting-Parameter der Nicht-Null-Messungen für BFO im SW sind aber für den Bereich um eine BAZ-Richtung nicht konsistent. Jedoch passen die bestimmten scheinbaren Splitting-Parameter der durch Stapeln der für BFO im SW beobachteten Nicht-Null-Messungen ermittelten Nicht-Null-Messungen mehr oder weniger gut zur Variation der scheinbaren Splitting-Parameter mit dem BAZ für den Modelltyp zwei Schichten mit HTI (Abbildung 21). Möglicherweise ist nur ein Teil der Nicht-Null-Messungen hinsichtlich der bestimmten scheinbaren Splitting-Parameter verfälscht. Ursächlich dafür können laterale Heterogenitäten um die Grenze der beiden Abschnitte bzw. Modellbereiche sein. Nur ein Teil der SWSMen dort ist durch Streuung gestört. BFO ist eine sehr robuste Messstation, sodass es trotzdem gelingt, auch aufgrund der großen Anzahl an SWSMen, die (komplexe) Anisotropie zu erkennen und konkret zu beschreiben.

Die Ausdehnung des Sensitivitätsbereichs nimmt mit der Tiefe zu. Entsprechend muss die Anisotropie bei stationsübergreifender (stationsbezogener) lateraler Variation der Anisotropie ten-

denziell flacher (tiefer) liegen, damit die Sensitivitätsbereiche nicht überlappen (Abbildung 16). Eine laterale Variation der Anisotropie zwischen den Messstationen STU bzw. BFO und ECH erfordert also eine tendenziell flachere Lage der Anisotropie. Dies betrifft vor allem die Änderung der schnellen Polarisationsrichtung in der oberen Schicht (Lithosphäre). Vorhandene Heterogenitäten müssen so flach (Lithosphäre) liegen, dass die SWSMen für BFO im SW aber nicht die für STU und ECH im SW durch Streuung gestört werden. Sie müssen so lateral in E-W-Richtung begrenzt auftreten, dass die SWSMen für BFO im SW aber nicht die für BFO und ECH im NE durch Streuung gestört werden.

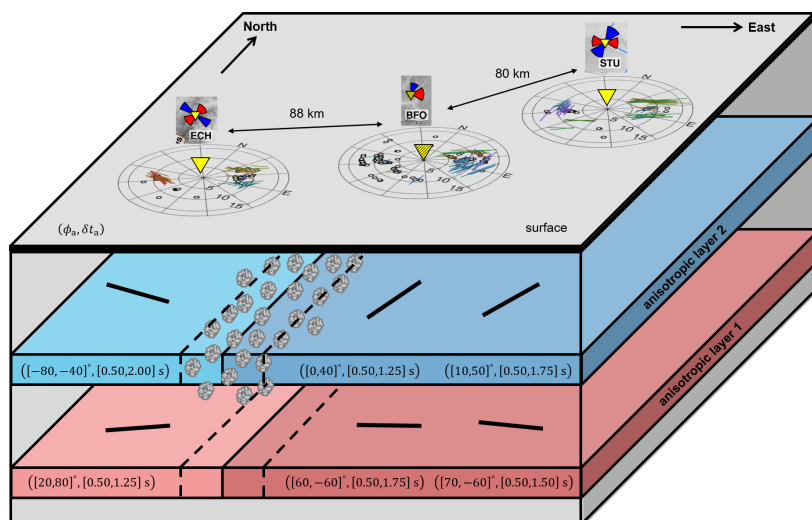


Abbildung 37. Stark vereinfachende (nicht maßstabsgetreue) Skizze der lateralen Variation der Anisotropie zwischen der Ostseite (STU und BFO) und der Westseite (ECH) des ORGs mit zudem lateralen Heterogenitäten zwischen den Messstationen BFO und ECH. Stationsbezogen sind die SWSMen als Stereoplot und das Anisotropie-Modell als Sektoren dargestellt sowie je Schicht die Modellparameter als Wertebereiche angegeben und die schnelle Polarisationsrichtung als Balken visualisiert. Details siehe Text.

Moldanubikum und Saxothuringikum

Vom Moldanubikum zum Saxothuringikum zeichnet sich eine Tendenz von zwei Schichten mit HTI zu einer Schicht mit HTI als Modelltyp ab. Ferner fällt die Ähnlichkeit der bestimmten (scheinbaren) Splitting-Parameter für WLS, STU, TMO05 und TMO07 im NE auf.

Möglicherweise werden für WLS und STU im NE sowie eventuell für TMO05 im SW die SWSMen, vor allem die scheinbaren Splitting-Parameter der Nicht-Null-Messungen, dahingegen mehr oder weniger stark beeinflusst. Unter Umständen ist sogar auch stationsbezogen laterale Variation nicht nur für WLS, sondern auch für STU und eventuell sogar für TMO05 in Betracht zuziehen (Abbildung 34 (b), Abbildung 35 (b)) farblich identisch zu den Ellipsen dunkelgelb umrandete Anisotropie-Modelle).

Da es sich stationsübergreifend um den gleichen BAZ-Bereich handelt, muss die Anisotropie tendenziell tiefer liegen, damit von den (als Strahlen angenommenen) Wellen dieselbe Struktur durchlaufen bzw. „gesehen“ wird. Für die Durchstoßpunkte ergibt sich (erst) ab einer Tiefe von [150, 200] km (Asthenosphäre) eine Lage im Saxothuringikum hauptsächlich auf der Ostseite des ORGs (Abbildung 36). Bei Berücksichtigung der Ausdehnung eines Sensitivitätsbereichs „sehen“ die Wellen schon in geringerer Tiefe (u. a.) das Saxothuringikum.

6.2.3 Bezug zu geodynamischen Ansätzen

Die Untersuchung von Anisotropie zielt allgemein auf Aussagen zu geologischen und tektonischen Prozessen ab (vgl. Abschnitt 1.1). Unterschieden wird bei Lage im oberen Mantel zwischen Lithosphäre und darunter liegender Asthenosphäre (vgl. Abschnitt 2.3 vorletzter Teil).

Unter dem ORG werden die Moho konstant in [27,30] km Tiefe und die LAB in [60,80] km Tiefe angenommen (Grimmer *et al.* 2017). Für die alleinige Lage der Anisotropie in der Lithosphäre ist die Verzögerungszeit zu lange, sodass ein Teil der Anisotropie in der Asthenosphäre zu verorten ist. Nachfolgend wird geprüft in wie weit ein Bezug zu geodynamischen Ansätzen möglich ist. Für das Gebiet des ORGs werden folgende Aspekte betrachtet.

- asthenosphärischer Mantelfluss
absolute Plattenbewegung: [50,60]°, 25 mma⁻¹ (Walther *et al.* 2013)
- Varisziden: Streichen [60,80]° (Walther *et al.* 2013)
Alpen: Streichen [70,80]° (Walther *et al.* 2013)
- ORG: Streichen 22.5° (Grimmer *et al.* 2017)
Kaiserstuhl Vulkan Komplex
- Kollision der Terrane Avalonia plus Armorica mit Gondwana
Terrangrenze LLBB-Störung

Die für die Messstationen STU bzw. BFO im NE und ECH verschiedene schnelle Polarisationsrichtung in der unteren Schicht kann eine Verschiedenheit in der LPO der Olivin-Kristalle oder des asthenosphärischen Mantelflusses andeuten. Für Letzteren würde es sich um eine eher unerwartet kleinräumige Änderung handeln. Zu berücksichtigen ist, dass viele Faktoren Einfluss auf die LPO der Olivin-Kristalle haben (vgl. Abschnitt 2.3 letzter Teil).

Die Richtung der (vergleichsweise langsamen) absoluten Plattenbewegung passt wertemäßig zu der schnellen Polarisationsrichtung für TMO05 und TMO07 und zu der schnellen Polarisationsrichtung in der unteren Schicht für ECH aber nicht zu der für BFO und STU. Zu berücksichtigen ist, dass sich nur bei schneller Plattenbewegung und niedriger Viskosität der Asthenosphäre signifikant Anisotropie in der Asthenosphäre ausbildet (Bokelmann und Silver 2002, Mainprice *et al.* 2005 bzw. Walther *et al.* 2013).

Erwartungsgemäß entspricht die schnelle Polarisationsrichtung der Streichrichtung eines Gebirgsgürtels (Silver 1996). Die schnelle Polarisationsrichtung für BFO, STU und ECH (obere Schicht) sowie TMO05 und TMO07 passt nicht zu der Streichrichtung der Varisziden oder zu der fast gleichen Streichrichtung der Alpen. Möglicherweise stellen die variszische Orogenese und die alpidische Orogenese nicht die letzte signifikante Episode vertikaler kohärenter Deformation in der Lithosphäre dar. Zudem kann eine prä-variszische Ursache in Betracht gezogen werden. Für einen gegenwärtigen Ursprung ist die Temperatur im oberen bzw. obersten Mantel eventuell zu niedrig (vgl. Vinnik *et al.* 1994). Die Änderung der schnellen Polarisationsrichtung der oberen Schicht zwischen der Ostseite und der Westseite des ORGs kann auf verschiedene Prozesse östlich und westlich des ORGs hindeuten.

Nach momentanem Wissen haben Entstehung und Entwicklung des ORGs vor 47 Mio. Jahren keine signifikante Modifikation in der unteren Lithosphäre und der Asthenosphäre verursacht (vgl. Abschnitt 4.1 letzter Teil). Ein aktiver Aufstieg von heißem Material konnte aufgrund einer nicht nachweisbaren Niedriggeschwindigkeits-Mantelanomalie nicht bestätigt werden (Kirschner *et al.* 2011). Stattdessen wird von passiver Grabenbruch-Bildung infolge der Reaktivierung präexistierender Scherzonen ausgegangen (Grimmer *et al.* 2017). Dies macht einen großräumigen Einfluss auf die oder eine Änderung bzw. Überprägung der Anisotropie durch den ORG unwahrscheinlich. Wie tief die Scherzone tatsächlich in die Lithosphäre reicht und vor allem ob ein Versatz in der LAB vorliegt ist bis jetzt jedoch nicht geklärt.

Unter dem nordwestlich von Freiburg im ORG liegenden im Miozän aktiven Kaiserstuhl Vulkankomplex ist die Moho möglicherweise um 6 km auf 24 km aufgewölbt (Fuchs *et al.* 1987). Entsprechend der Durchstoßpunkte verlaufen die (als Strahlen angenommenen) Wellen dort lateral bei einer Tiefe von [150,200] km (Asthenosphäre) (Abbildung 36). Bei Berücksichtigung der Ausdehnung eines Sensitivitätsbereichs „sehen“ die Wellen schon in geringerer Tiefe (u. a.) diesen Bereich. Ein Zusammenhang mit den vielen (scheinbaren) Null-Messungen für BFO im SW erscheint unwahrscheinlich. Andernfalls muss der Einfluss des Kaiserstuhl Vulkankomplex in der Tiefe über die LAB hinausreichen. Dies steht im Gegensatz zum fehlenden Nachweis eines aktiven Aufstiegs von heißem Material bzw. einer Niedriggeschwindigkeits-Mantelanomalie unter dem ORG (Kirschner *et al.* 2011). Es wird allgemein davon ausgegangen, dass nur ein sehr kleiner Teil des Schmelz- / Magmavolumens im Mantel tatsächlich als Lava die Oberfläche erreicht. Eventuell so in der Lithosphäre entstandene Intrusionen können laterale Heterogenitäten darstellen und so zur Streuung der betrachteten Wellen führen.

Während der variszischen Orogenese kollidierten die Großkontinente Laurussia und Gondwana, genau betrachtet die Terrane Avalonia plus Armorica mit Gondwana, unter entgegengesetzter Subduktion bzw. Schließung des Rheischen Ozeans und des Galicia-Southern-Brittany Ozeans (vgl. Abschnitt 4.1 dritter Teil). Entsprechend sind die Varisziden in Europa eine Kollisionszone aus von Gondwana abgelösten Terranen. Dabei ist Armorica bis jetzt nicht eindeutig definiert und besteht wahrscheinlich aus mehreren kleineren Terranen (Armorica-Gruppe oder Armorica-Terrangruppe (Armorica Terrane Assemblage)). (Tait *et al.* 1997, Matt 2001) Somit folgen kleinräumig verschiedene Lithosphären-Blöcke (und Inselbögen) aufeinander. Dies ist als ursächlich für das stationsbezogen und stationsübergreifend komplizierte Muster der gefundenen SWSMen betrachtbar (vgl. Brechner *et al.* 1998). Auch laterale Heterogenitäten können so entstanden sein bzw. begründet werden. (Ungeklärt ist die konstante Tiefe der Moho. Zu erwarten ist eine unregelmäßige, d. h. eine Topographie, der Moho.)

Die nach Süden einfallende LLBB-Störung trennt Moldanubikum und Saxothuringikum (vgl. Abschnitt 4.1 zweiter Teil). Sie reicht als eine von drei Terrangrenzen bis zur LAB. Unter Umständen zeigt sich für WLS und eventuell auch für STU, wenn vorhanden, die Beeinflussung der LPO der Olivin-Kristalle durch die LLBB-Störung. Dies ist dann möglicherweise sichtbar am Anisotropie-Modell zum Modelltyp eine Schicht mit TTI.

6.2.4 Vergleich mit bestehenden Anisotropie-Modellen

Die bisherigen Anisotropie-Studien weisen meist (noch) weniger S-Wellen-Splitting-Messungen bzw. eine (noch) unvollständigere und ungleichmäßigere BAZ-Abdeckung auf (vgl. Abschnitt 1 zweiter Teil). Häufig erfolgte eine Mittelung der bestimmten (scheinbaren) Splitting-Parameter der Nicht-Null-Messungen über einen weiten oder sogar den gesamten BAZ-Bereich. Die Null-Messungen wurden selten einbezogen. Teilweise wurden mehrere Messstationen zusammengefasst. Da so vorhandene komplexe Anisotropie erst gar nicht ersichtlich ist bzw. letztlich unterdrückt wird, ergaben sich oft Anisotropie-Modelle zum Modelltyp eine Schicht mit HTI.

Die Resultate dieser Masterarbeit zeigen jedoch, dass die Anisotropie im Gebiet des ORGs nicht nur vertikal, sondern auch kleinräumig lateral variiert. Bezüglich lateraler Variation der Anisotropie zeigte sich zudem, dass die in Betracht gezogenen Modelltypen zusammen mit einer gemeinsamen Modellierung des gesamten BAZ-Bereichs nicht immer geeignet sind.

Für den Vergleich mit bestehenden Anisotropie-Modellen werden folgende Anisotropie-Studien herangezogen (vgl. Abschnitt 4.2 und Tabelle 1).

- [Vinnik *et al.* 1994](#)
- [Granet *et al.* 1998](#)
- [Walker *et al.* 2005](#)
- [Walther *et al.* 2013](#)

Betrachtet werden die Messstationen BFO, STU und ECH (Tabelle 10).

Für die Messstation BFO findet sich allgemein der Modelltyp zwei Schichten mit HTI. Das Anisotropie-Modell von [Walther *et al.* 2013](#) und das von [Sanz Alonso 2017](#) sind anders. Hingegen passen das Anisotropie-Modell von [Vinnik *et al.* 1994](#) (bis auf die etwas längere Verzögerungszeit in der unteren Schicht) und das von [Walker *et al.* 2005](#) zum Anisotropie-Modell von [Sanz Alonso 2017](#). [Vinnik *et al.* 1994](#) fassten die Messstationen BFO, CLZ und FUR zusammen. [Walker *et al.* 2005](#) verwarfen aufgrund der unsicheren Anpassung ihr Anisotropie-Modell zum Modelltyp zwei Schichten mit HTI und gehen letztlich vom Modelltyp eine Schicht mit HTI und (stationsübergreifender) lateraler Variation der Anisotropie aus.

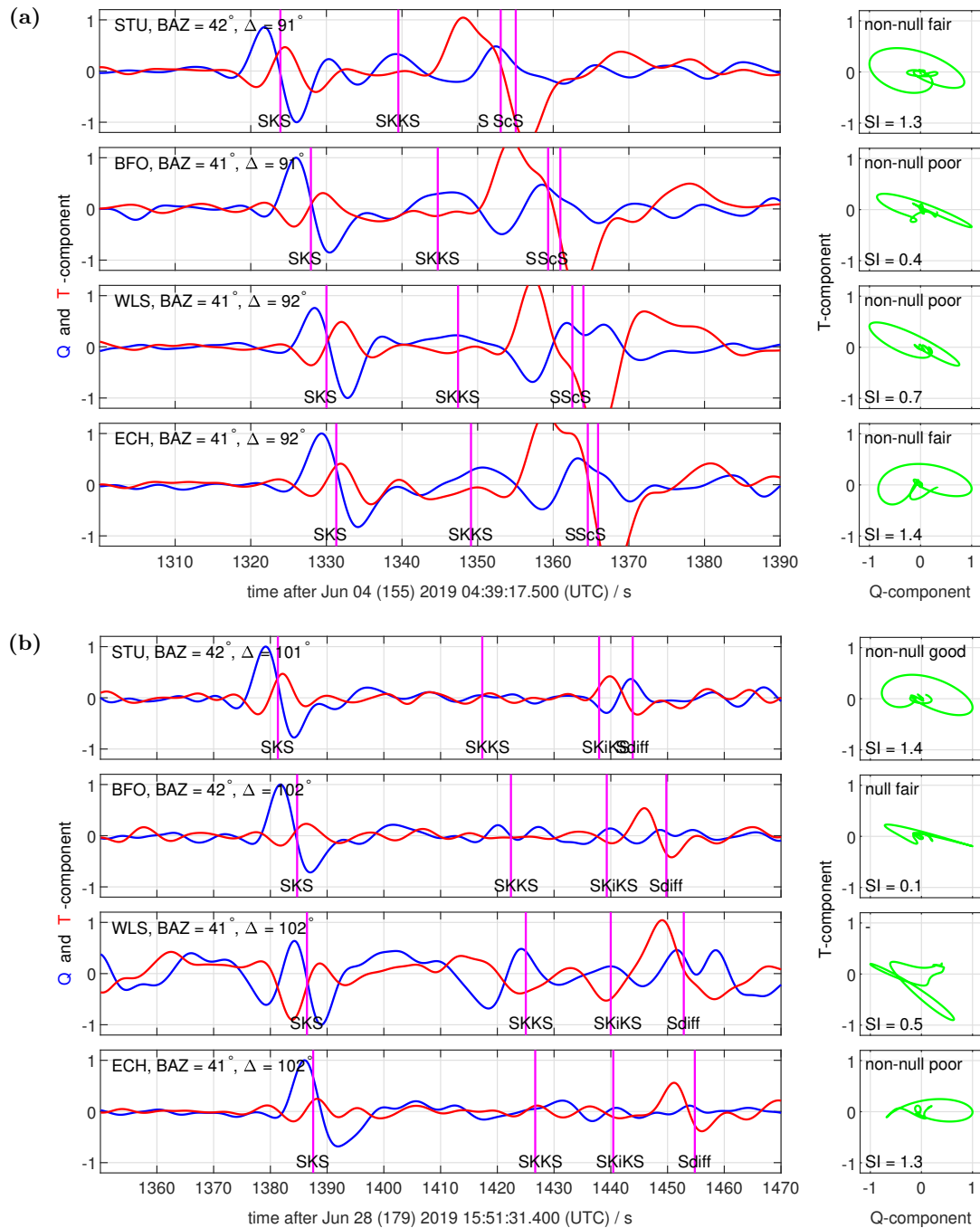
Für die Messstation STU wird fast immer ein Anisotropie-Modell zum Modelltyp eine Schicht mit HTI vorgeschlagen. Dies wird in dieser Masterarbeit von den gefundenen SWSMen, vor allem der Variation der bestimmten scheinbaren Splitting-Parameter mit dem BAZ, nicht unterstützt und entsprechend bei gemeinsamer Modellierung des gesamten BAZ-Bereichs nicht bestätigt (vgl. Abschnitt 6.1.3 dritter Teil) (Abbildung 26). Möglicherweise zeigt sich hier, dass (wenn überhaupt) erst nach Auswertung von Langzeitregistrierungen genügend SWSMen vor allem Nicht-Null-Messungen vorliegen und zudem eine ausreichende BAZ-Abdeckung erreicht ist. Nur dann können die in sehr kleinen BAZ-Bereichen auftretenden charakteristischen $\pi/2$ -Sprünge in der Variation der scheinbaren schnellen Polarisationsrichtung für den Modelltyp zwei Schichten mit HTI beobachtet werden (Abbildung 19 (c)). Ähnliches gilt auch für die uncharakteristische Variation der bestimmten scheinbaren Splitting-Parameter mit dem BAZ für den Modelltyp eine Schicht mit TTI.

Für die Messstation ECH zeigt sich eine Uneindeutigkeit zwischen den Modelltypen zwei Schichten mit HTI und einer Schicht mit TTI. Das Anisotropie-Modell zum Modelltyp zwei Schichten mit HTI in [Granet et al. 1998](#) und das Anisotropie-Modell dieses Modelltyp in dieser Masterarbeit sind verschieden. [Walker et al. 2005](#) geben ein Anisotropie-Modell zum Modelltyp eine Schicht mit TTI an. Sowohl [Granet et al. 1998](#) als auch [Walker et al. 2005](#) merken an, dass ein Anisotropie-Modell zum jeweils anderen Modelltyp in etwa gleich gut anpassbar ist. [Granet et al. 1998](#) fassten die Messstationen ECH, RG-N und RG-S zusammen. [Walker et al. 2005](#) verwerfen aufgrund der unsicheren Anpassung ihr Anisotropie-Modell zum Modelltyp eine Schicht mit TTI und gehen letztlich vom Modelltyp eine Schicht mit HTI und (stationsübergreifender) lateraler Variation der Anisotropie aus. In dieser Masterarbeit behindert die trotz Auswertung von Langzeitregistrierungen aufgrund der starken Ballung der SWSMen weniger weite BAZ-Abdeckung und die weniger glückliche BAZ-Lage der Datenpunkte die eindeutige Festlegung des Modelltyps. (vgl. Abschnitt 6.1.4 dritter Teil) (Abbildung 27, Abbildung 28).

Aufgrund der vielen Null-Messungen für BFO im SW wurde das Anisotropie-Modell für BFO von [Sanz Alonso 2017](#) in dieser Masterarbeit auf die Nicht-Null-Messung hauptsächlich im NE bezogen. Angenommen wird laterale Variation der Anisotropie zwischen der Ostseite des ORGs (STU, BFO) und der Westseite des ORGs (ECH). [Granet et al. 1998](#) stellen beim Vergleich ihres Anisotropie-Modells für ECH (, RG-N und RG-S) mit dem für BFO von [Vinnik et al. 1994](#) fest, dass diese hinsichtlich der schnellen Polarisationsrichtungen ähnlich sind. Hingegen gehen [Walker et al. 2005](#) von lateraler Variation der Anisotropie zwischen den Messstationen STU, BFO und ECH aus. Sie nehmen für alle drei Stationen letztlich (als erste Ordnung der Anisotropie) den Modelltyp eine Schicht mit HTI an. Somit sehen sie (allein) die laterale Variation der Anisotropie als ursächlich für die Variation der bestimmten scheinbaren Splitting-Parameter mit dem BAZ an. In dieser Masterarbeit wurde die Variation der bestimmten scheinbaren Splitting-Parameter mit dem BAZ auch mit vertikaler Variation der Anisotropie in Zusammenhang gebracht bzw. erklärt. Es fällt auf, dass die Anisotropie-Modelle zum Modelltyp eine Schicht mit HTI in [Walker et al. 2005](#) hinsichtlich der schnellen Polarisationsrichtung (selbst und der Änderung zwischen der Ostseite und der Westseite des ORGs) tendenziell zu der oberen Schicht der Anisotropie-Modelle zum Modelltyp zwei Schichten mit HTI in dieser Masterarbeit passen. (Nur) [Walker et al. 2005](#) sprechen die vielen Null-Messungen für BFO im SW an. Sie vermuten wenig bis keine Anisotropie unter dem ORG.

Tabelle 10. Vergleich der Anisotropie-Modelle in dieser Masterarbeit (oberer Teil) mit bestehenden Anisotropie-Modellen von [Vinnik et al. 1994](#), [Granet et al. 1998](#), [Walker et al. 2005](#) und [Walther et al. 2013](#) (unterer Teil) für die Messstationen BFO, STU und ECH. Angegeben sind der Modelltyp und die Modellparameter. Bei den Modelltypen mit zwei Schichten bezieht sich die obere Zeile auf die obere (zweite) Schicht und die untere Zeile auf die untere (erste) Schicht.

	BFO	STU	ECH
	<ul style="list-style-type: none"> • 2 Schichten mit HTI N[0,40]°E, [0.50,1.25] s N[60,-60]°E, [0.25,1.75] s 	<ul style="list-style-type: none"> • 2 Schichten mit HTI N[10,50]°E, [0.50,1.75] s N[70,-60]°E, [0.50,1.50] s 	<ul style="list-style-type: none"> • 2 Schichten mit HTI N[-80,-40]°E, [0.50,2.00] s N[20,80]°E, [0.50,1.25] s
Vinnik et al. 1994	<ul style="list-style-type: none"> • 2 Schichten mit HTI N10°E, 1.1 s N82°E, 1.9 s 	nicht untersucht	nicht untersucht
Granet et al. 1998	nicht untersucht	nicht untersucht	<ul style="list-style-type: none"> • 2 Schichten mit HTI N[10,30]°E N[80,100]°E
Walker et al. 2005	<ul style="list-style-type: none"> • 2 Schichten mit HTI N[35,45]°E, [1.1,1.8] s N[85,95]°E, [0.8,1.6] s → verworfen • 1 Schicht mit HTI NE, länger (N[48,59]°E, [0.9,1.3] s) 	<ul style="list-style-type: none"> • 1 Schicht mit HTI ENE, länger (N[64,70]°E, [1.4,1.8] s) 	<ul style="list-style-type: none"> • 1 Schicht mit TTI → verworfen • 1 Schicht mit HTI ESE, kurz (N[84,131]°E, [0.4,0.8] s)
Walther et al. 2013	<ul style="list-style-type: none"> • 2 Schichten mit HTI N170°E, 0.6 s N60°E, 1.4 s 	<ul style="list-style-type: none"> • 1 Schicht mit HTI N[55,69]°E, [1.4,1.9] s 	nicht untersucht



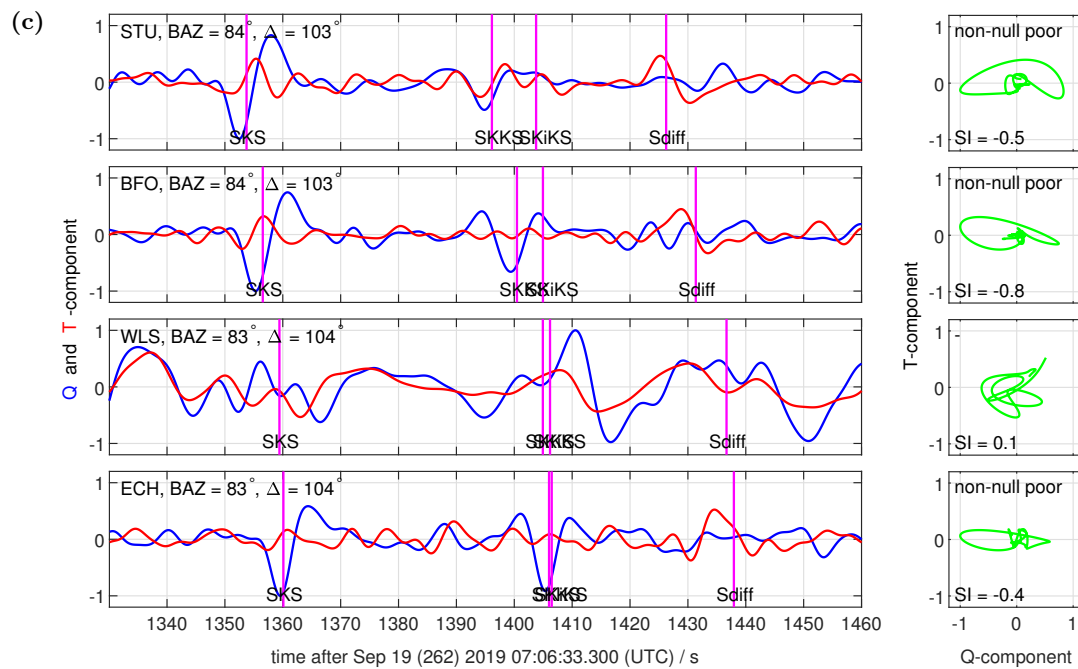


Abbildung 38. Seismogramme mit Wellenformen auf der Q-Komponente (blau) und T-Komponente (rot) sowie theoretischen Laufzeiten, berechnet nach dem *iasp91* Erdmodell (Kennett 1991) mit der *MATLAB*-Toolbox *tauP* (Crotwell et al. 1999) (pinke Linien) (links) und Hodogramme mit der Partikelbewegung für Q- versus T-Komponente hinsichtlich der SKS-Phase (grün) (rechts) für die Messstationen BFO, WLS, STU und ECH. Die Signalamplituden sind auf das jeweilige absolute Maximum der Q-Komponente normiert. Die Grenzfrequenzen des Bandpass-Filters lagen durchgängig bei 0.020 Hz (untere Grenze) und 0.15 Hz (obere Grenze). Angegeben sind im Seismogramm Station-Code, BAZ und Epizentraldistanz Δ und im Hodogramm Beobachtungstyp, Qualitätskategorie und Splitting-Intensität SI (Chevrot 2000). Für WLS war bei (b) und (c) keine SWSM möglich. Dargestellt sind exemplarisch die Erdbeben am
 (a) 04.06.2019 um 04:39 (Bandasee, $M_w = 6.4$, $h = 430$ km),
 (b) 28.06.2019 um 15:51 (Marianen, $M_w = 6.4$, $h = 410$ km),
 (c) 19.09.2019 um 07:06 (Java, $M_w = 6.1$, $h = 612$ km).

7 Zusammenfassung und Ausblick

Untersucht wurde im Gebiet des Oberrheingrabens die Anisotropie im Mantel hinsichtlich komplexer Anisotropie, insbesondere lateraler Variation. Dazu wurden Langzeitregistrierungen der breitbandigen seismischen Messstationen BFO, WLS, STU, ECH, TMO05 und TMO07 ausgewertet. Hinsichtlich Anisotropie im Mantel wurden PKS-, SKS- und SKKS-Phasen von teleseismischen Erdbeben innerhalb des Epizentraldistanz-Bereichs $[90,140]^\circ$ herangezogen. Die Bestimmung der (scheinbaren) Splitting-Parameter, die schnelle Polarisationsrichtung ϕ und die Verzögerungszeit δt , erfolgte im *MATLAB*-Programm *SplitLab* (Wüstefeld *et al.* 2008) zusammen mit der Erweiterung *StackSplit* (Grund 2017). Bei der Einzel-Ereignis-Analyse wurde das S-Wellen-Splitting mittels der *Rotation-Korrelation-Methode* (RC) (Bowman und Ando 1987) und der *Energie-Minimum-Methode* (SC) (Silver und Chan 1991) gemessen. Hinsichtlich einer möglichst vollständigen und gleichmäßigen BAZ-Abdeckung wurde anschließend eine Mehr-Ereignis-Analyse mit der *Simultanen Wellenforminversion* (SIMW) (Roy *et al.* 2017) und der *Methode nach Wolfe und Silver* (WS) (Wolfe und Silver 1998) durchgeführt. Es wurde stationsbezogen eine Modellierung des gesamten BAZ-Bereichs versucht. Dabei wurden strukturelle Anisotropie-Modelle zu den Modelltypen eine Schicht und zwei Schichten mit HTI und TTI getestet. Die stationsbezogenen Resultate wurden stationsübergreifend hinsichtlich möglicher grundlegender Anisotropie-Regime betrachtet.

Die Dauer der Verzögerungszeit sowie keine klaren Verschiedenheiten zwischen SKS- und SKKS-Phasen und fehlende signifikante Diskrepanzen zwischen SKS-SKKS-Paaren sprechen für eine Lage der Anisotropie im oberen Mantel (Lithosphäre und Asthenosphäre).

Die Variation der bestimmten (scheinbaren) Splitting-Parameter der Nicht-Null-Messungen sowie die der Null- und Nicht-Null-Messungen mit dem BAZ sind eindeutige Indizien für komplexe Anisotropie. Verifiziert werden konnte, dass die Anisotropie im Gebiet des ORGs nicht nur vertikal, sondern auch kleinräumig lateral variiert. Beobachtet wurden zwischen der Ostseite (STU, BFO) und der Westseite (ECH) des ORGs eine Änderung der schnellen Polarisationsrichtungen des Anisotropie-Modells zum Modelltyp zwei Schichten mit HTI sowie vom Moldanubikum (BFO, STU, ECH) zum Saxothuringikum (TMO05, TMO07) eine Tendenz von zwei Schichten mit HTI zu einer Schicht mit HTI als Modelltyp. Zusätzlich sind zwischen BFO und ECH laterale Heterogenitäten, welche durch Streuung einen Teil der SWSMen stören und die bestimmten (scheinbaren) Splitting-Parameter der Nicht-Null-Messungen und den Beobachtungstyp verfälschen, zu vermuten.

Alle sechs Messstationen, vor allem WLS, befinden sich im Einflussbereich mehrerer verschiedener möglicher Ursachen für Anisotropie bzw. verschiedener grundlegender Anisotropie-Regime. Diesbezüglich sind die BAZ-Abdeckung und die Abtastung des Untergrundes (bis jetzt) nicht ausreichend. (Eine weitere Auswertung von (Langzeit)Registrierungen war in dieser Masterarbeit aus Zeitgründen nicht möglich.) Beides zusammen begründet, warum von den in Betracht gezogenen Modelltypen zusammen mit einer gemeinsamen Modellierung des gesamten BAZ-Bereichs teilweise mehrere Modelltypen möglich erscheinen oder sich kein Modelltyp (bzw. allgemein kein lateral einheitlicher Modelltyp) eignet. Dennoch bzw. erst durch Berücksichtigung,

auch stationsbezogen, lateraler Variation der Anisotropie sowie Überlegungen hinsichtlich weiterer Eigenschaften des Untergrundes neben Anisotropie, wie laterale Heterogenitäten, wurden die Beobachtungen (zumindest teilweise) erklärbar und erste Ansätze hinsichtlich der Anisotropie im Gebiet des ORGs konnten abgeleitet werden. Diese können, auch wenn sie in weiteren Anisotropie-Studien zu verifizieren sind, als Ausgangspunkt für ein detailliertes Modell der Anisotropie dienen. Weitere Anisotropie-Studien sollten darauf ausgerichtet sein die verschiedenen grundlegenden Anisotropie-Regime klarer voneinander abzugrenzen. Dann gelingt möglicherweise auch ein sicherer Bezug zu geodynamischen Ansätzen.

Nötig sind für die erforderliche dichtere Abtastung des Untergrundes weitere SWSMen. Weitere breitbandige seismische Messstationen, zusammen mit den bisherigen Messstationen, müssen ausreichend dicht zueinanderstehen und sollten eventuell sogar ein Array bilden. Für Messstationen, bei denen trotz der Auswertung von Langzeitregistrierungen keine zufriedenstellende BAZ-Abdeckung erreicht wird, ist zu überlegen, zusätzlich noch andere Phasen, wie die direkte S-Welle, zu messen. Jedoch fallen dabei die Vorteile der Phasen vom SKS-Typ weg. Insbesondere ist die SC durch die beliebige bzw. unbekannte initiale Polarisationsrichtung nicht mehr anwendbar. Eine Alternative ist die *Eigenwert-Methode* (EV). (Die SC ist ein Spezialfall der EV.) (Silver und Chan 1991) Die mit der SIMW gewonnenen SWSMen gingen fast nicht in die Modellierung ein. Somit war bzw. ist vor allem die Auswertung von Langzeitregistrierungen hilfreich für eine weite BAZ-Abdeckung.

Die zwischen der Ostseite und der Westseite des ORGs beobachtete Änderung der schnellen Polarisationsrichtungen bezieht sich genau betrachtet erst mal nur auf das Moldanubikum. Ebenso wie die vom Moldanubikum zum Saxothuringikum beobachtete Tendenz von einer Schicht mit HTI zu zwei Schichten mit HTI sich genau betrachtet erst mal nur auf die Ostseite des ORGs bezieht. In dieser Masterarbeit wurden keine (Langzeit)Registrierungen von einer im Saxothuringikum auf der Westseite des ORGs stehenden Messstation ausgewertet. In Sanz Alonso 2017 wird für die im ORG stehende Messstation TMO08 ein Anisotropie-Modell zum Modelltyp eine Schicht mit HTI angegeben, welches zu den Anisotropie-Modellen dieses Modelltyps für die nur wenig östlicher stehenden Messstationen TMO05 und TMO07 passt (Abbildung 39). Jedoch sollte die kurze Registrierzeit der Messstation TMO08 berücksichtigt werden. Es ist zu untersuchen, ob sich die Anisotropie im Saxothuringikum auf der Westseite des ORGs tatsächlich so unverändert fortsetzt. Dies kann auch hinsichtlich des auf Grundlage der Anisotropie-Modelle von Wagner 2007 von Grimmer *et al.* 2017 angenommenen NE-SW orientierten aktiven asthenosphärischen Mantelflusses in mehr als [70,80] km Tiefe interessant sein. Neben einer NE-SW orientierten lithosphärischen Extension, wird dieser zudem als möglicher Antriebsmechanismus für die SW gerichtete Bewegung eines lithosphärischen Blocks westlich einer > 600 km langen Zone krustaler Seismizität gesehen (Grimmer *et al.* 2017, Fig. 11).

Es wurden von den zwei im Moldanubikum auf der Westseite des ORGs stehenden Messstationen WLS und ECH Registrierungen ausgewertet. In dieser Masterarbeit konnten nur für ECH Anisotropie-Modelle entwickelt werden. Sanz Alonso 2017 gibt für WLS ein Anisotropie-Modell zum Modelltyp zwei Schichten mit HTI an (Abbildung 39). Dieses ist anders als das Anisotropie-Modell dieses Modelltyps für ECH. Die weniger eng begrenzten Modellparameter deuten die in

dieser Masterarbeit für WLS aufgetretene Schwierigkeit die Modellparameter zu beschränken an. Zur Verifikation der Änderung der schnellen Polarisationsrichtungen zwischen der Ostseite und der Westseite des ORGs, sollten (Langzeit)Registrierungen von zumindest einer weiteren im Moldanubikum auf der Westseite des ORGs stehenden Messstation ausgewertet werden.

Die Ausdehnung der zwischen BFO und ECH vermuteten lateralen Heterogenitäten ist in E-W-Richtung bereits enger, aber in N-S-Richtung noch weniger eingrenzbar. Es sollten (Langzeit)Registrierungen von in S- und N-Richtung vom BFO stehenden Messstationen ausgewertet werden. Dies kann gleichzeitig helfen die Tendenz von zwei Schichten mit HTI zu einer Schicht mit HTI als Modelltyp vom Moldanubikum zum Saxothuringikum zu verifizieren.

Bei einem Stationsabstand von um die 30 km sind tendenziell ähnliche Anisotropie-Modelle zu erwarten. Dies trifft auf WLS und ECH nur bedingt zu. Eine so kleinräumige laterale Variation der Anisotropie erfordert eine Variation der bestimmten (scheinbaren) Splitting-Parameter der Nicht-Null-Messungen, die hinsichtlich ihrer Längen-Skala im Widerspruch zur Vorstellung bezüglich der Sensitivität bzw. der Ausdehnung des Sensitivitätsbereichs der Wellen steht. In subkontinentalen Anisotropie-Studien zeigte sich wiederholt, dass bei Berücksichtigung der ersten Fresnelzone als Sensitivitätsbereich die beobachtete kleinräumige Variation der bestimmten (scheinbaren) Splitting-Parameter teilweise nicht erklärbar ist. Die Dauer der Verzögerungszeit zeigt (bei realistischer Stärke der vorhandenen Anisotropie) für die Schicht(en) eine Mächtigkeit und damit Lage bzw. Ausdehnung bis in eine Tiefe an, die bei Forderung nach nicht überlappenden ersten Fresnelzonen nicht zulässig ist (vgl. [Bastow et al. 2007](#)). Möglicherweise ist (hinsichtlich Anisotropie bzw. S-Wellen-Splitting) die Sensitivität höher bzw. der Sensitivitätsbereich kleiner als die Ausdehnung der ersten Fresnelzone vorgibt. Gleichzeitig ist bei einer dominanten Periode von [8,10] s für die Phasen vom SKS-Typ prinzipiell die Gültigkeit der Strahltheorie nur bedingt bis nicht mehr gegeben. Bei ausreichend kleinräumiger lateraler Variation der Anisotropie ergeben sich infolge der Beeinflussung durch den jeweils anderen Abschnitt bzw. Modellbereich, vor allem bei zusätzlich vertikaler Variation der Anisotropie in den Abschnitten, abweichende bestimmte (scheinbare) Splitting-Parameter der Nicht-Null-Messungen sowie komplizierte unter Umständen nicht mehr stabil und vertrauenswürdig messbare Wellenformen zu den Phasen im Seismogramm (Abbildung 38).

Insgesamt ist eine bessere Vorstellung hinsichtlich des Sensitivitätsbereichs (eingeschlossen wie kleinräumig laterale Variation der Anisotropie auflösbar ist), der Wellenformen und der (scheinbaren) Splitting-Parameter (eingeschlossen der Variation mit dem BAZ) bei kleinräumiger lateraler Variation der Anisotropie erforderlich. Nötig sind die Berücksichtigung finiter Frequenzen-Effekte bzw. des gesamten Wellenfeldes ([Chevrot et al. 2004](#)) und in 3-D für laterale Variation der Anisotropie (vor allem bei zusätzlich vertikaler Variation der Anisotropie) vorwärts-berechnete (scheinbare) Splitting Parameter. Mittels des *AxiSEM3D* ist laterale Variation im 3-D besser modellierbar ([Len et al. 2019](#)).

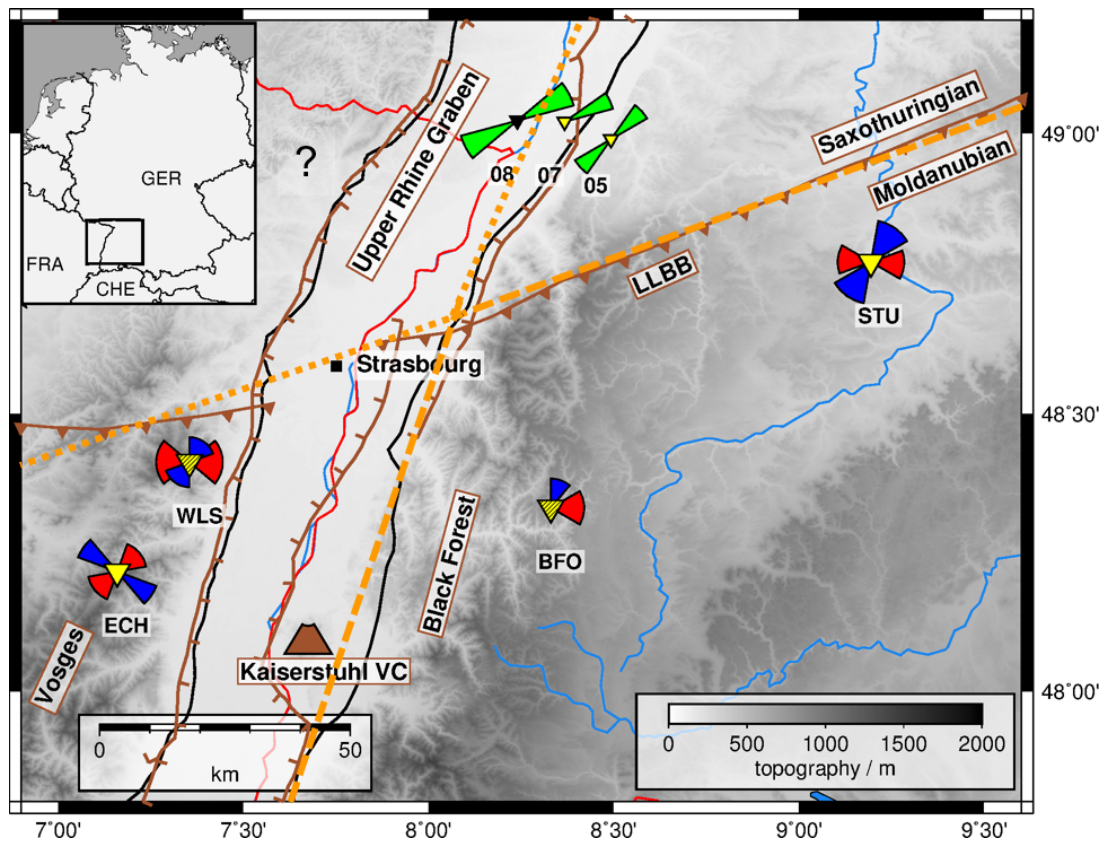


Abbildung 39. Karte des ORGs und seiner Umgebung mit breitbandigen permanenten (große Dreiecke) und temporären (kleine Dreiecke) seismischen Messstationen, von denen in dieser Masterarbeit (gelb), in [Sanz Alonso 2017](#) (schwarz) sowie in dieser Masterarbeit und [Sanz Alonso 2017](#) (gelb schwarz schraffiert) Registrierungen ausgewertet wurden. Eingezeichnet sind außerdem der nordwestlich von Freiburg im ORG liegende Kaiserstuhl Vulkankomplex (Kaiserstuhl VC) sowie die Lalaye-Lubine-Baden-Baden-Störung (LLBB-Störung) als Grenze zwischen Moldanubikum und Saxothuringikum.

Für die Messstationen, für die der Modelltyp eine Schicht mit HTI oder zwei Schichten mit HTI am besten geeignet ist, sind die Anisotropie-Modelle als Sektoren, bei einer Schicht in grün und bei zwei Schichten in rot für die untere sowie in blau für die obere Schicht, visualisiert. Der minimale und der maximale Winkel [zu Nord] geben den Wertebereich der schnellen Polarisationsrichtung [zu Nord] an. Der Radius ist relativ zum Mittelwert des Wertebereichs der Verzögerungszeit skaliert. Bezieht sich das Anisotropie-Modell (erst mal) nur auf einen bestimmten BAZ-Bereich (NE oder SW) sind nur diese Sektoren eingezeichnet.

Für die Messstationen WLS und TMO08 sind die von [Sanz Alonso 2017](#) entwickelten Anisotropie-Modelle eingezeichnet. Die dicken gestrichelten orangen Linien grenzen stark vereinfachend die verschiedenen grundlegenden Anisotropie-Regime voneinander ab. Die dicken gepunkteten orangen Linien deuten zusammen mit dem Fragezeichen an, dass in dieser Masterarbeit keine (Langzeit)Registrierungen von einer Messstation im Saxothuringikum auf der Westseite des ORGs ausgewertet wurden.

Quellenverzeichnis

- Alsina, D. und Snieder, R. (1995) *Small-scale sublithospheric continental mantle deformation: constraints from SKS splitting observations*. Geophysical Journal International, volume **123**, issue 2, pages 431-448. DOI: 10.1111/j.1365-246X.1995.tb06864.x.
- Bamford, D. (1977) *P_n velocity anisotropy in a continental upper mantle*. Geophysical Journal of the Royal astronomical Society, volume **49**, issue 1, pages 29-48. DOI: 10.1111/j.1365-246X.1977.tb03699.x.
- Bastow, I. D., Owens, T. J., Helffrich, G., Kanpp, J. H. (2007) *Spatial and temporal constraints on sources of seismic anisotropy: Evidence from the Scottish highlands*. Geophysical Research Letters, volume **34**, issue 5, L05305. DOI: 10.1029/2006GL028911.
- Bokelmann, G. und Silver, P. G. (2002) *Shear stress at the base of shield lithosphere*. Geophysical Research Letters, volume **29**, number 23, pages 2091. DOI: 10.1029/2002GL015925.
- Bowman, J. R. und Ando, M. (1987) *Shear-wave splitting in the upper-mantle wedge above the Tonga subduction zone*. Geophysical Journal International, volume **88**, issue 1, pages 25-41. DOI: 10.1111/j.1365-246X.1987.tb01367.x.
- Brechner, S., Klinge, K., Krüger, F. und Plenefisch, T. (1998) *Backazimuthal Variations of Splitting Parameters of Teleseismic SKS Phases Observed at the Broadband Stations in Germany*. Pure and Applied Geophysics, volume **151**, issue 2-4, pages 305-331. DOI: 10.1007/s000240050116.
- Chevrot, S. (2000) *Multichannel analysis of shear wave splitting*. Journal of Geophysical Research, volume **105**, number B9, pages 21579-21590. DOI: 10.1029/2000JB900199.
- Chevrot, S., Favier, N. und Komatitsch, D. (2004) *Shear wave splitting in three-dimensional anisotropic media*. Geophysical Journal International, volume **159**, issue 2, pages 711-720. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2004.02432.x.
- Crotwell, H. P., Owens, T. J. und Ritsema, J. (1999) *The TauP toolkit: Flexible seismic travel-time and ray-path utilities*. Seismological Research Letters, volume **70**, issue 2, pages 154-160. DOI: 10.1785/gssrl.70.2.154.
- Deng, J., Long, M. D., Creasy, N., Wagner, L., Beck, S., Zandt, G., Tavera, H. und Minaya, E. (2017) *Lowermost mantle anisotropy near the eastern edge of the Pacific LLSVP: Constraints from SKS-SKKS splitting intensity measurements*. Geophysical Journal International, volume **210**, issue 2, pages 774-786. DOI: 10.1093/gji/ggx190.
- Enderle, U., Mechie, J., Sobolev, S. und Fuchs, K. (1996) *Seismic anisotropy within the uppermost mantle of southern Germany*. Geophysical Journal International, volume **125**, issue 3, pages 747-767. DOI: 10.1111/j.1365-246X.1996.tb06021.x.
- Engdahl, E. R., van der Hilst, R. D. und Buland, R. (1998) *Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination*. Bulletin of the Seismological Society of America, volume **88**, number 3, pages 722-743.

- Engdahl, E. R., Di Giacomo, D., Sakarya, B., Gkarlaouni, C. G., Harris, J., und Storchak, D. A. (2020) *ISC-EHB 1964-2016, an Improved Data Set for Studies of Earth Structure and Global Seismicity*. Earth and Space Science, volume **7**, issue 1, pages 474-484. DOI: 10.1029/2019EA000897.
- Favier, N. und Chevrot, S. (2003) *Sensitivity kernels for shear wave splitting in transverse isotropic media*. Geophysical Journal International, volume **153**, issue 1, pages 213-228. DOI: 10.1046/j.1365-246X.2003.01894.x.
- Fuchs, K. (1983) *Recently formed elastic anisotropy and petrological models for the continental subcrustal lithosphere in southern Germany*. Physics of the Earth and Planetary Interiors, volume **31**, issue 1, pages 93-118. DOI: 10.1016/0031-9201(83)90103-6.
- Fuchs, K., Bonjer, K.-P., Gajewski, D., Lüschen, E., Prodehl, C., Sandmeier, K.-J., Wenzel, F. und Wilhelm, H. (1987) *Crustal evolution of the Rhinegraben area. 1. Exploring the lower crust in the Rhinegraben rift by unified geophysical experiments*. Tectonophysics, volume **141**, issue 1-3, pages 261-275. DOI: 10.1016/0040-1951(87)90190-9.
- Glahn, A. und Granet, M. (1992) *3-D structure of the lithosphere beneath the southern Rhine Graben area*. Tectonophysics, volume **208**, issue 1-3, pages 149-158. DOI: 10.1016/0040-1951(92)90341-3.
- Glahn, A., Granet, M. und die Rhine Graben Teleseismic Group (1993) *Southern Rhine Graben: small-wavelength tomographic study and implications for the dynamic evolution of the graben*. Geophysical Journal International, volume **113**, issue 2, pages 399-418. DOI: 10.1111/j.1365-246X.1993.tb00896.x.
- Granet, M., Glahn, A. und Achauer, U. (1998) *Anisotropic measurements in the Rhinegraben area and the French Massif central: Geodynamic implications*. Pure and Applied Geophysics, volume **151**, issue 2, pages 333-364. DOI: 10.1007/s000240050117.
- Grimmer, J. C., Ritter, J. R. R., Eisbacher, G. H. und Fielitz, W. (2017) *The Late Variscan control on the location and asymmetry of the Upper Rhine Graben*. International Journal of Earth Sciences, volume **106**, issue 3, pages 827-853. DOI: 10.1007/s00531-016-1336-x.
- Grund, M. (2017) *StackSplit - a plugin for multi-event shear wave splitting analyses in SplitLab*. Computers & Geosciences, volume **105**, pages 43-50. DOI: 10.1016/j.cageo.2017.04.015.
- Grund, M. und Ritter, J. R. R. (2019) *Widespread seismic anisotropy in Earth's lowermost mantle beneath the Atlantic and Siberia*. Geology, volume **47**, number 2, pages 123-126. DOI: 10.1130/G45514.1.
- International Seismological Centre (ISC) (2020) *ISC-EHB dataset*. DOI: 10.31905/PY08W6S3.
- Karato, S. und Wu, P. (1993) *Rheology of the Upper Mantle: A Synthesis*. Science, volume **260**, issue 5109, pages 771-778. DOI: 10.1126/science.260.5109.771.
- Kennett, B. L. N. (1991) *IASPEI 1991 seismological tables*. Terra Nova, volume **3**, issue 2, page 122. DOI: 10.1111/j.1365-3121.1991.tb00863.x.

-
- Kirschner, S., Ritter, J. R. R. und Wawerzinek, B. (2011) *Teleseismic wave front anomalies at a Continental Rift: no mantle anomaly below the central Upper Rhine Graben*. Geophysical Journal International, volume **186**, issue 2, page 447-462. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2011.05071.x.
- Leng K., Nissen-Meyer, T, van Driel, M. Hosseini, K. und Al-Attar, D. (2019) *AxiSEM3D: broadband seismic wavefields in 3-D global earth models with undulating discontinuities*. Geophysical Journal International, volume **217**, issue 3, pages 2125-2146. DOI: 0.1093/gji/ggz092.
- Lin, Y. -P., Zhao, L. und Hung, S. -H. (2014) *Full-wave effects on shear wave splitting*. Geophysical Research Letters, volume **41**, issue 3, pages 799-804. DOI: 10.1002/2013GL058742.
- Long, M. D. und van der Hilst, R. D. (2005) *Estimating shear-wave splitting parameters from broadband recordings in Japan: a comparison of three methods*. Bulletin of the Seismological Society of America, volume **95**, issue 4, pages 1346-1358. DOI: 10.1785/0120040107.
- Long, M. D. und Becker, T. W. (2010) *Mantle dynamics and seismic anisotropy*. Earth and Planetary Science Letters, volume **297**, issue 3-4, pages 341-354. DOI: 10.1016/j.epsl.2010.06.036.
- Long, M. D. und Silver, P. G. (2009) *Shear Wave Splitting and Mantle Anisotropy: Measurements, Interpretations, and New Directions*. Surveys in Geophysics, volume **30**, issue 4-5, pages 407-461. DOI: 10.1007/s10712-009-9075-1.
- Mainprice, D., Tommasi, A., Couvy, H., Cordier, P. und Frost, D. J. (2005) *Pressure sensitivity of olivine slip systems and seismic anisotropy of Earth's upper mantle*. Nature, volume **433**, issue , pages 731-733. DOI: 10.1038/nature03266.
- Matt P. (2001) *The Variscan collage and orogeny (480 ± 290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review*. Terra Nova, volume **13**, number 2, pages 122-128. DOI: 10.1046/j.1365-3121.2001.00327.x.
- Maupin, V. und Park, J. (2007) *Theory and Observations - Wave Propagation in Anisotropic Media*. Seismology and Structure of the Earth: Treatise on Geophysics, volume **1**, pages 289-321. DOI: 10.1016/B978-044452748-6.00007-9.
- Plomerová, J., Šílený, J. und Bakuška, V. (1995) *Joint interpretation of upper-mantle anisotropy based on teleseismic P-travel time delays and inversion of shear-wave splitting parameters*. Physics of the Earth and Planetary Interiors, volume **95**, issue 3-4, pages 293-309. DOI: 10.1016/0031-9201(95)03122-7.
- Restivo, A. und Helffrich, G. (1999) *Teleseismic shear wave splitting measurements in noisy environments*. Geophysical Journal International, volume **137**, issue 3, pages 821-830. DOI: 10.1046/j.1365-246x.1999.00845.x.
- Roy, C., Winter, A., Ritter, J. R. R. und Schweitzer, J. (2017) *On the improvement of SKS splitting measurements by the simultaneous inversion of multiple waveforms (SIMW)*. Geophysical Journal International, volume **208**, issue 3, pages 1508-1523. DOI: 10.1093/gji/ggw470.

- Rümpker, G. und Ryberg, T. (2000) *New „Fresnel-zone“ estimates for shear-wave splitting observations from finite-difference modeling*. Geophysical Research Letters, volume **27**, issue 13, pages 2005-2008. DOI: 10.1029/2000GL011423.
- Sanz Alonso, Y. (2017) *Bestimmung von SKS-Splitting-Parametern und Anisotropiemodellen im Bereich des Oberrheingrabens*. Masterarbeit, Geophysikalisches Institut (GPI), Karlsruher Institut für Technologie (KIT).
- Savage, M. K. (1999) *Seismic Anisotropy and Mantle Deformation: What have we learned from Shear Wave Splitting?*. Reviews of Geophysics, volume **37**, issue 1, pages 65-106. DOI: 8755-1209/99/98 RG-02075.
- Schwarz, M. und Henk, A. (2005) *Evolution and structure of the Upper Rhine Graben: insights from three-dimensional thermomechanical*. International Journal of Earth Sciences, volume **94**, issue 4, pages 732-750. DOI: 10.1007/s00531-004-0451-2.
- Shearer, P. M. (1999) *Introduction to Seismology*. Cambridge University Press, ISBN: 0 521 66023 8 (Hardback), 0 521 66953 7 (Paperback).
- Silver, P. G. (1996) *SEISMIC ANISOTROPY BENEATH THE CONTINENTS: Probing the Depths of Geology*. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, volume **24**, issue 1, pages 385-432. DOI: 10.1146/annurev.earth.24.1.385.
- Silver, P. G. und Chan, W. W. (1991) *Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation*. Journal of Geophysical Research, volume **96**, issue B10, pages 16429-16454. DOI: 10.1029/91JB00899.
- Silver, P. G. und Savage, M. K. (1994) *The interpretation of shear-wave splitting parameters in the presence of two anisotropic layers*. Geophysical Journal International, volume **119**, issue 3, pages 949-963. DOI: 10.1111/j.1365-246X.1994.tb04027.x.
- Tait, J., A., Bachtadse, V., Franke, W. und Stoffel, H. C. (1997) *Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: palaeomagnetic and geological constraints*. Geologische Rundschau, volume **86**, pages 585-598. DOI: doi.org/10.1007/s005310050165.
- Thyng, K. M., Greene, C. A., Hetland, R. D., Zimmerle, H. M. und DiMarco, S. F. (2016) *True colors of oceanography: Guidelines for effective and accurate colormap selection*. Oceanography, volume **29**, issue 3, pages 9–13, DOI: 10.5670/oceanog.2016.66.
- Vecsey, L., Plomerová, J. und Babuška, V. (2008) *Shear-wave splitting measurements – problems and solutions*. Tectonophysics, volume **96**, issue 462, pages 178-196. DOI: 10.1029/91JB00899.
- Vinnik, L. P., Krishna, V. G., Kind, R., Bormann, P. und Stammer, K. (1994) *Shear wave splitting in the records of the German Regional Seismic Network*. Geophysical Research Letters, volume **21**, issue 6, pages 457-460. DOI: 10.1029/94GL00396.
- Wagner, M. (2007) *Anisotropie-Untersuchungen am Mittleren Oberrheingraben*. Diplomarbeit, Geophysikalisches Institut (GPI), Universität Karlsruhe (TH).

-
- Walker, K., T., Bokelmann, G., H., R., Klemperer, S., L. und Bock, G. (2005) *Shear-wave splitting around the Eifel hotspot: evidence for a mantle upwelling*. Geophysical Journal International, volume **163**, issue 3, pages 962-980. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2005.02636.x.
- Walker, A. M. und Wookey, J. M. (2012) *MSAT - a new toolkit for the analysis of elastic and seismic anisotropy*. Computers & Geosciences, volume **49**, pages 81-90. DOI: 10.1016/j.cageo.2012.05.031.
- Walther, M., Plenefisch, T. und Rumpker, G. (2013) *Automated analysis of SKS splitting to infer upper mantle anisotropy beneath Germany using more than 20 yr of GRSN and GRF data*. Geophysical Journal International, volume **196**, issue 2, pages 1207-1236. DOI: 10.1093/gji/ggt456.
- Weston, J., Engdahl, E. R., Harris, J., Di Giacomo, D. und Storchack, D. A (2018) *ISC-EHB: Reconstruction of a robust earthquake dataset*. Geophysical Journal International, volume **214**, issue 1, pages 474-484. DOI: 10.1093/gji/ggy155.
- Wolfe, C. und Silver, P. G. (1998) *Seismic anisotropy of oceanic upper mantle: Shear wave splitting methodologies and observations*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, volume **103**, issue B1, pages 749-771. DOI: 10.1029/97JB02023.
- Wüstefeld, A. (2007) *Methods and applications of shear wave splitting: The East European Craton*. Ph.D. Arbeit, Universität de Montpellier.
- Wüstefeld, A. und Bokelmann, G. (2007) *Null Detection in Shear-Wave Splitting Measurements*. Bulletin of the Seismological Society of America, volume **97**, number 4, pages 1204-1211. DOI: 10.1785/0120060190.
- Wüstefeld, A., Bokelmann, G., Zaroli, C. und Barruol, G. (2008) *SplitLab: A shear-wave splitting environment in Matlab*. Computers & Geosciences, volume **34**, issue 5, pages 515-528. DOI: 10.1016/j.cageo.2007.08.002.
- Yuan, H. und Levin, V. (2014) *Stratified seismic anisotropy and the lithosphere asthenosphere boundary beneath eastern North America*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, volume **119**, issue 4, pages 3096-3114. DOI: 10.1002/2013JB010785.

Appendix

Erdbeben- bzw. Epizentren-Verteilung

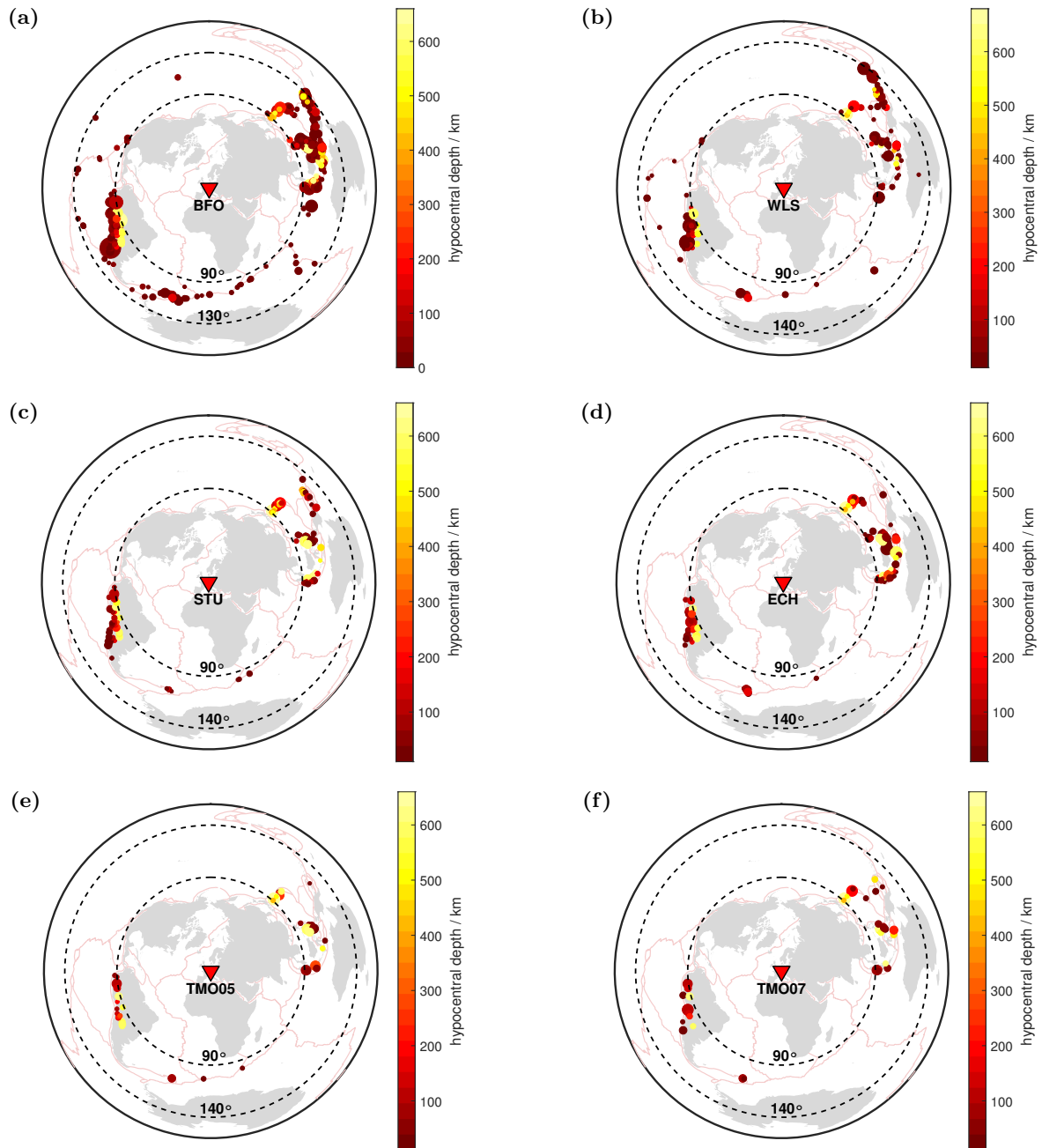
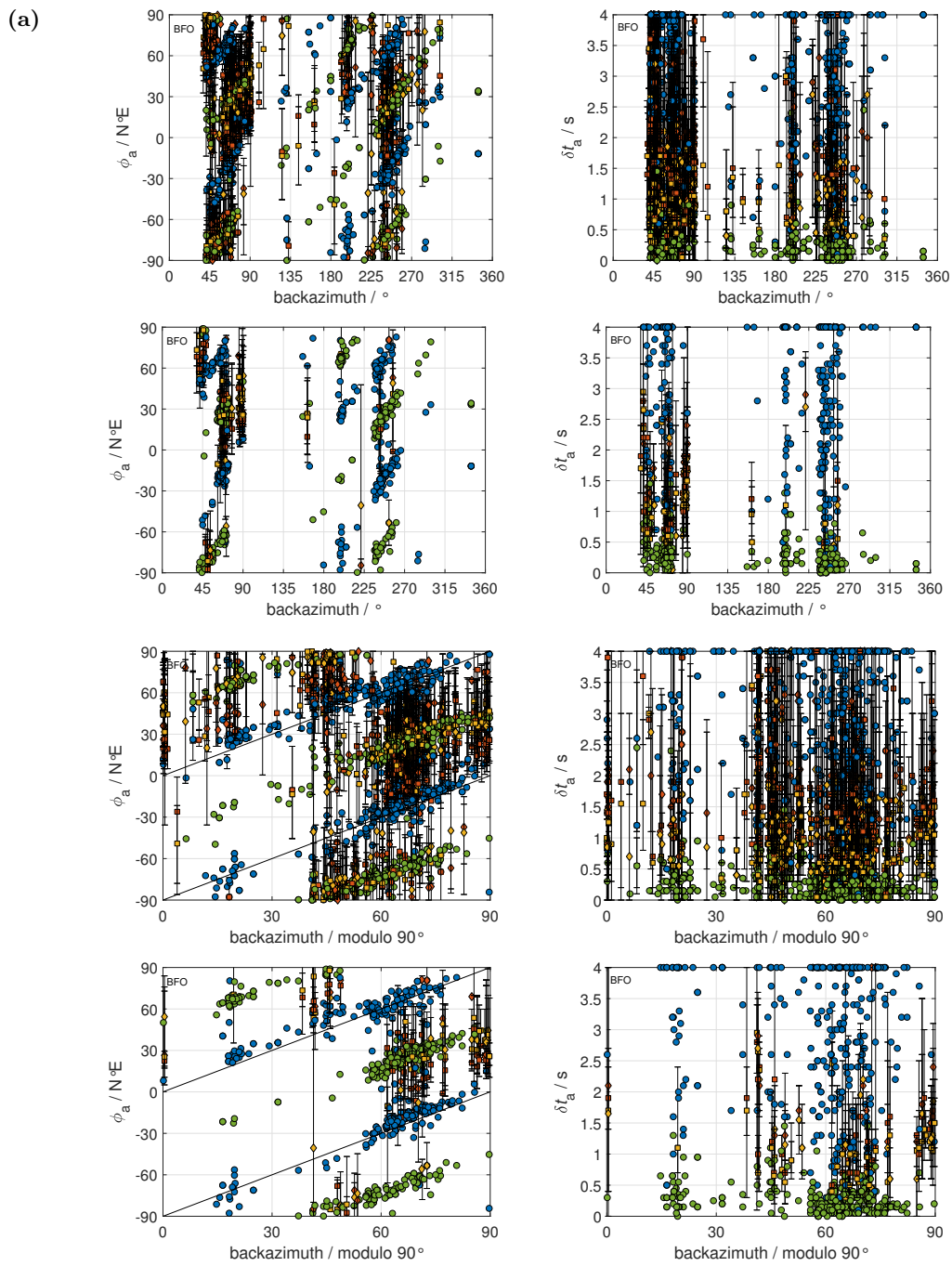
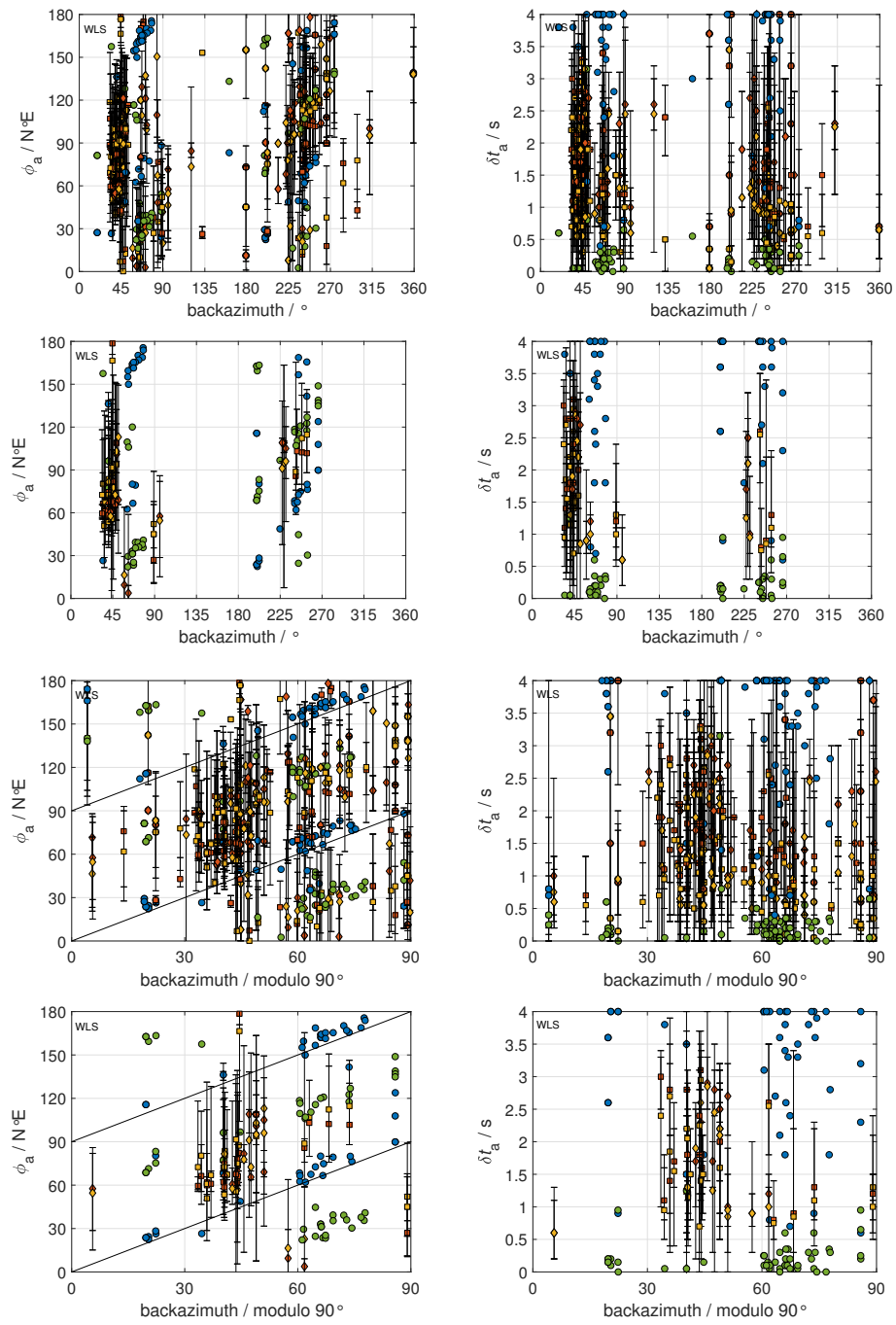


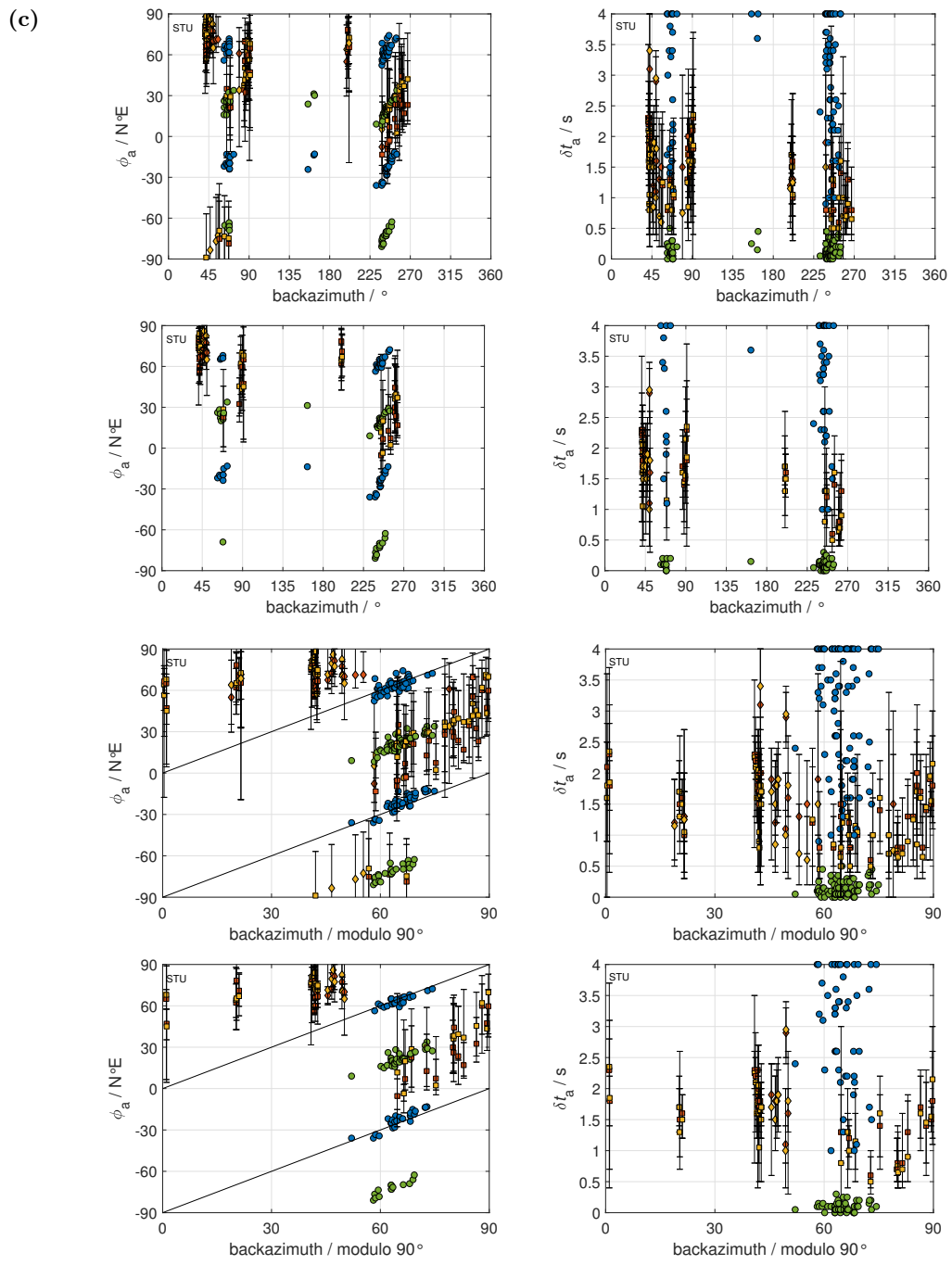
Abbildung 40. Erdbeben- bzw. Epizentren-Verteilung der in dieser Masterarbeit und [Sanz Alonso 2017](#) bei der Einzel-Ereignis-Analyse gefundenen SWSMen für die Messstationen (a) BFO, (b) WLS, (c) STU, (d) ECH, (e) TMO05 und (f) TMO07. Eingezeichnet sind als Kreise die mit good, fair und poor bewerteten SWSMen. Es sind die Hypozentraltiefe farb- und die Momenten-Magnitude größen-codiert.

Bestimmte (scheinbare) Splitting-Parameter

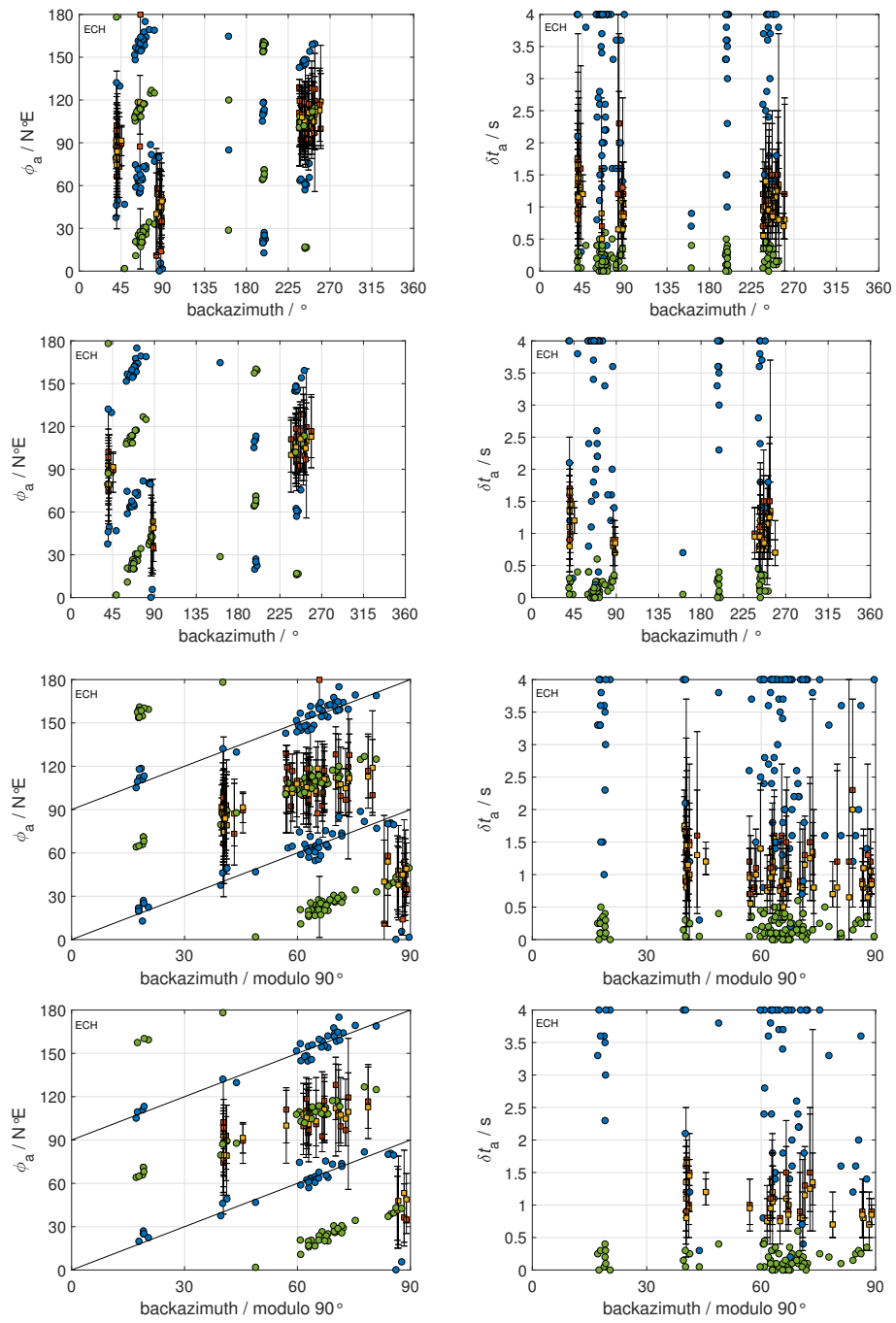


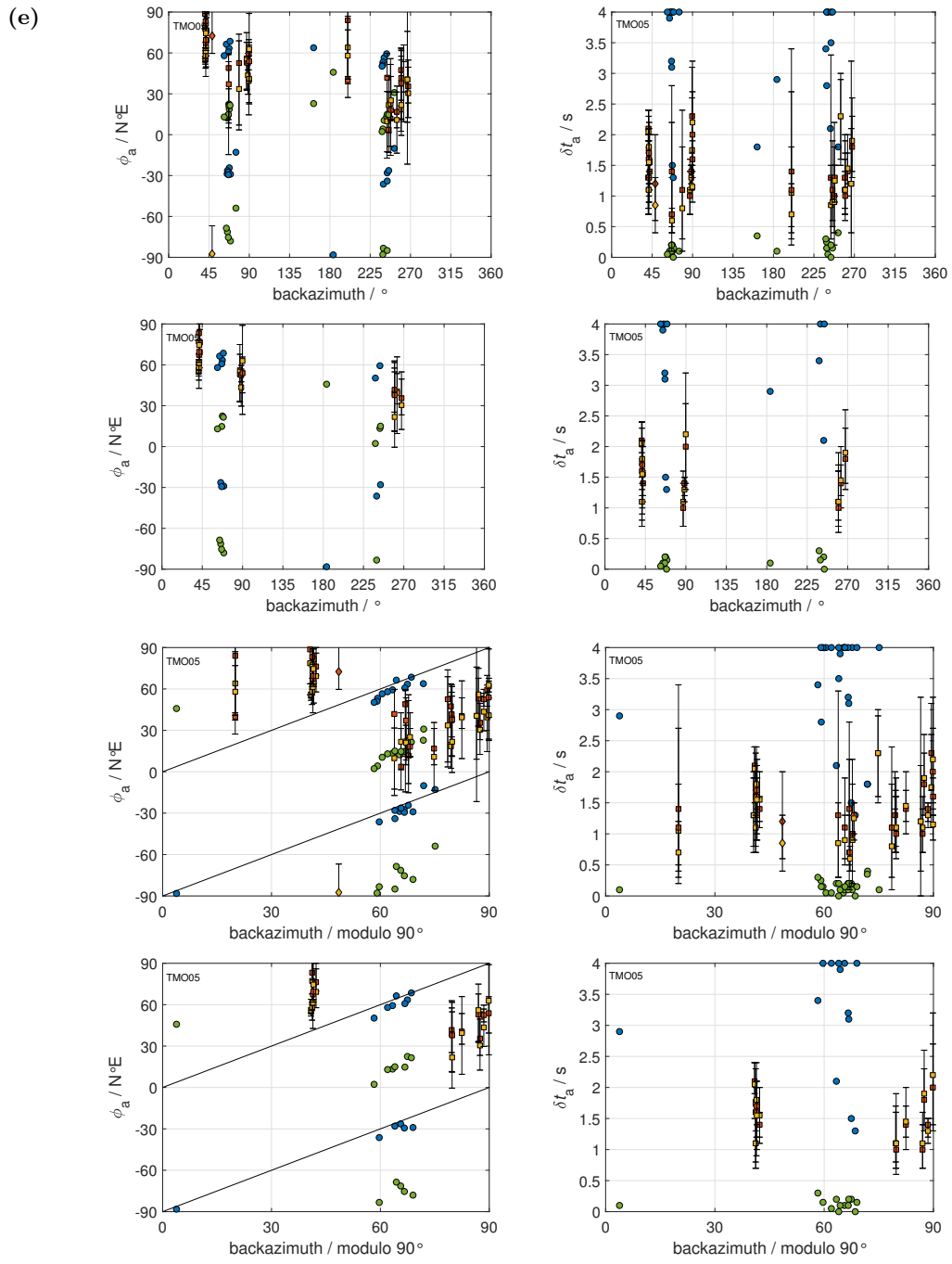
(b)





(d)





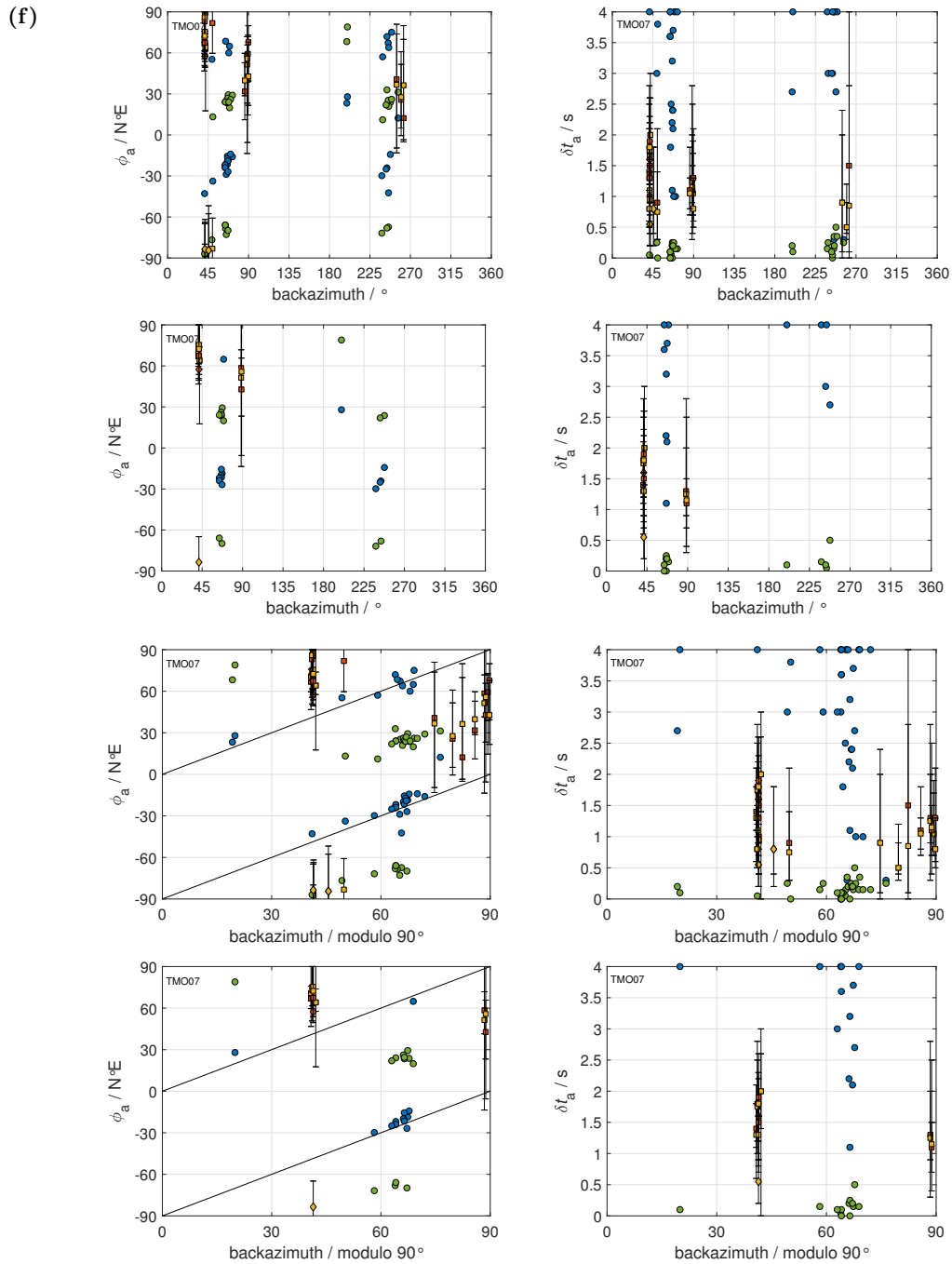
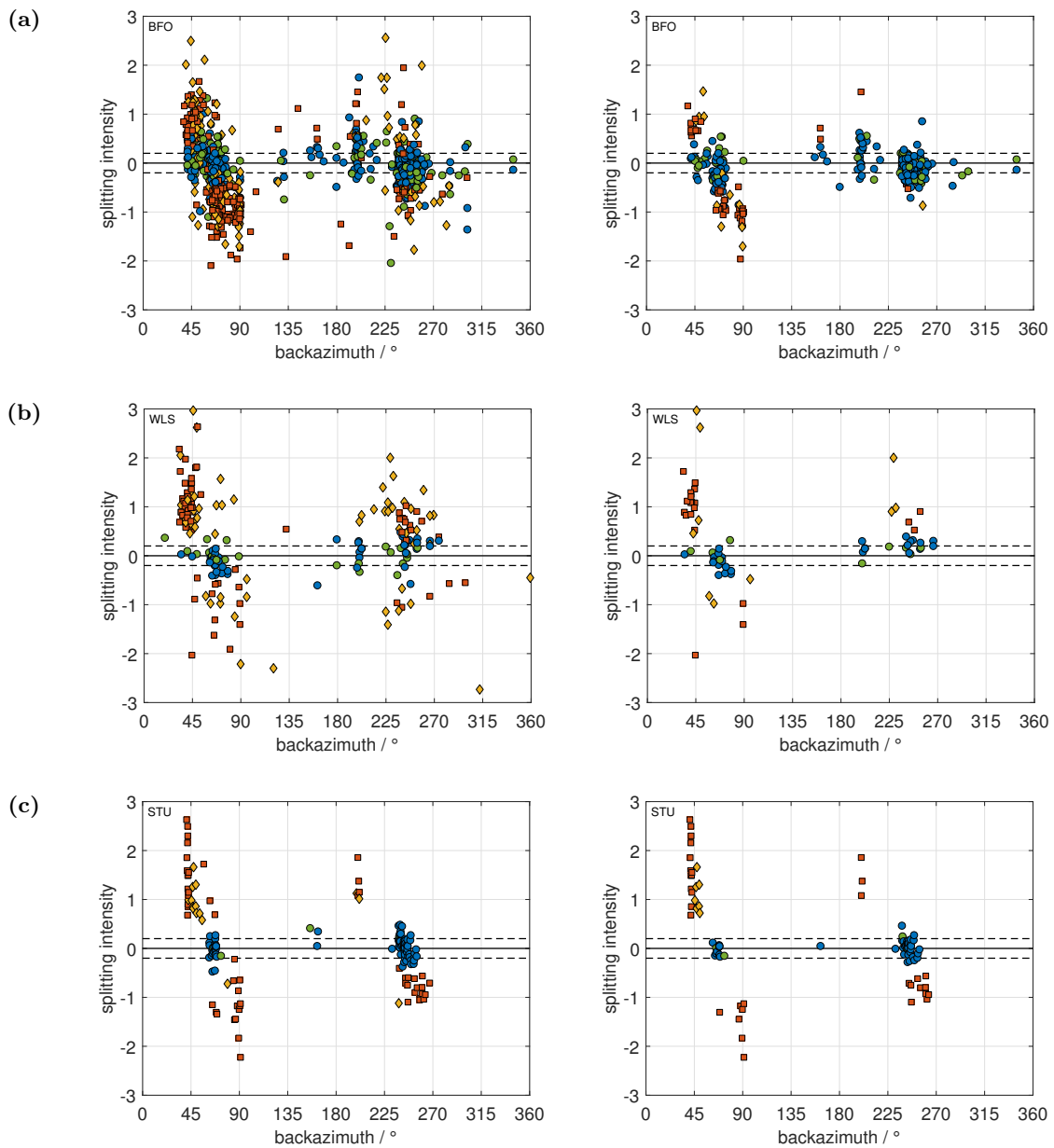


Abbildung 41. Bestimmte (scheinbare) Splitting-Parameter der in dieser Masterarbeit und [Sanz Alonso 2017](#) bei der Einzel-Ereignis-Analyse gefundenen SWSMen für die Messstationen **(a)** BFO, **(b)** WLS, **(c)** STU, **(d)** ECH, **(e)** TMO05 und **(f)** TMO07. Dargestellt sind separat die bestimmte (scheinbare) schnelle Polarisationsrichtung (links) und die bestimmte (scheinbare) Verzögerungszeit (rechts) normal mit dem BAZ (oben) und als modulo 90° Darstellung mit dem BAZ (unten) für die mit good, fair und poor bewerteten SWSMen (jeweils obere Zeile) und die mit good und fair bewerteten SWSMen (jeweils untere Zeile). Es sind die Null-Messungen als blaue (SC) und grüne (RC) Kreise sowie die Nicht-Null-Messungen als dunkelrote (SC) und dunkelgelbe (RC) Quadrate (PKS- und SKS-Phase) und Rauten (SKKS-Phase) eingezeichnet. Für die Nicht-Null-Messungen geben die Fehlerbalken das 95 % Konfidenzintervall an. Für die bestimmte (scheinbare) schnelle Polarisationsrichtung sind in der 90° Darstellung mit dem BAZ die Linien mit Steigung 45° als (erwarteter) Bereich der Null-Messungen bei einfacher Anisotropie eingezeichnet.

Splitting-Intensität



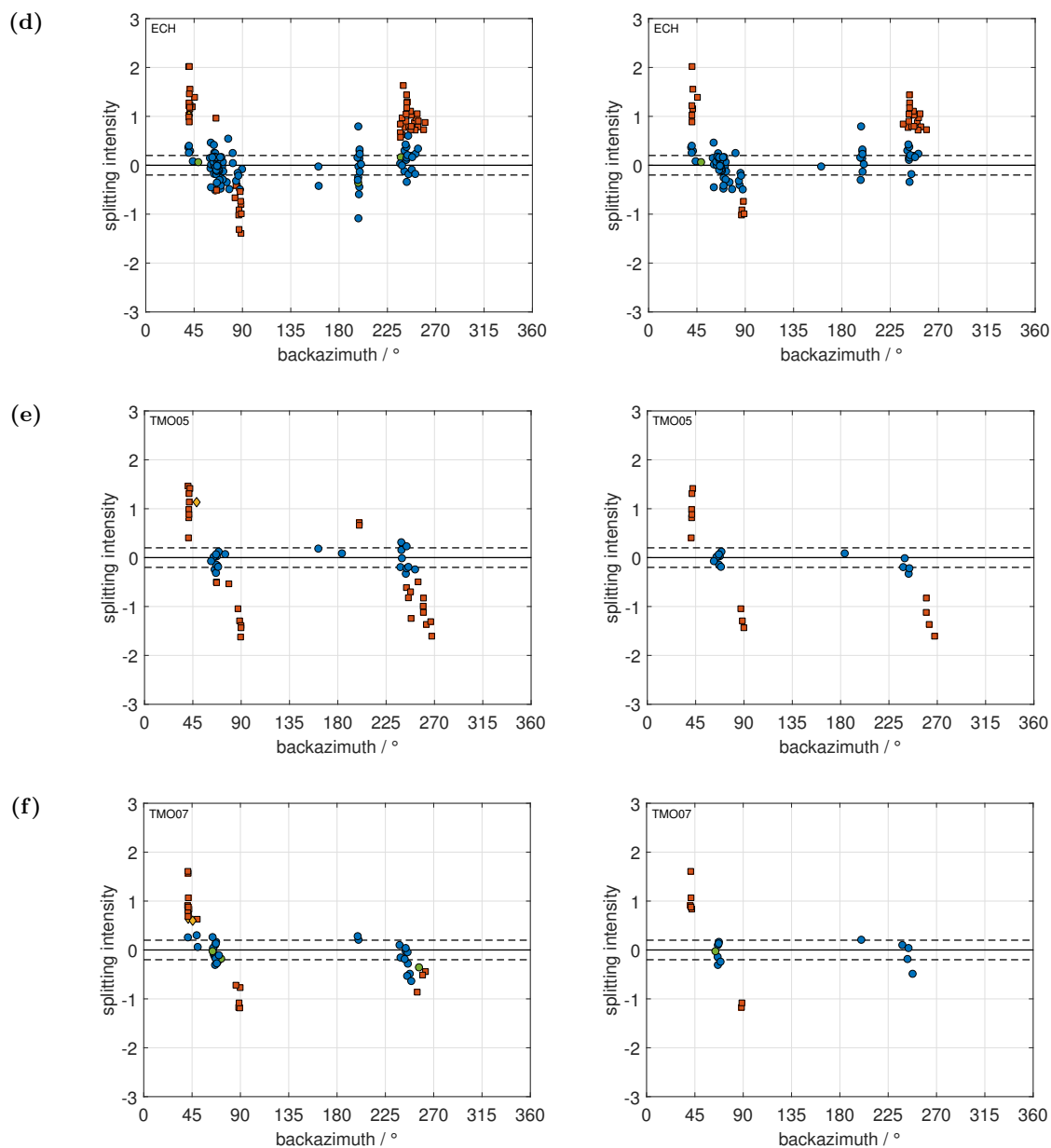


Abbildung 42. Splitting-Intensität (Chevrot 2000) der in dieser Masterarbeit und Sanz Alonso 2017 bei der Einzel-Ereignis-Analyse gefundenen SWSMen für die Messstationen (a) BFO, (b) WLS, (c) STU, (d) ECH, (e) TMO05 und (f) TMO07. Dargestellt sind die mit good, fair und poor bewerteten SWSMen (links) und die mit good und fair bewerteten SWSMen (rechts). Eingezeichnet sind die Null-Messungen als blaue (PKS- und SKS-Phase) und grüne (SKKS-Phase) Kreise sowie die Nicht-Null-Messungen als dunkelrote Quadrate (PKS- und SKS-Phase) und dunkelgelbe Rauten (SKKS-Phase). Die gestrichelten Linien bei $|SI| = 0.2$ zeigen ein mögliches Kriterium zur Unterscheidung zwischen Null- und Nicht-Null-Messung an (Deng *et al.* 2017).

Selbstständigkeitserklärung

Ich, Yvonne Fröhlich, versichere, diese Masterarbeit selbstständig verfasst, keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt, die wörtlich oder inhaltlich übernommenen Stellen als solche kenntlich gemacht sowie die Satzung zur Sicherung guter wissenschaftlicher Praxis am Karlsruher Institut für Technologie (KIT) in der gültigen Fassung vom 24.05.2018 beachtet zu haben.

Karlsruhe, den _____

Yvonne Fröhlich

Als Prüfungsexemplar genehmigt von

Karlsruhe, den _____

apl. Prof. Dr. Joachim R. R. Ritter

