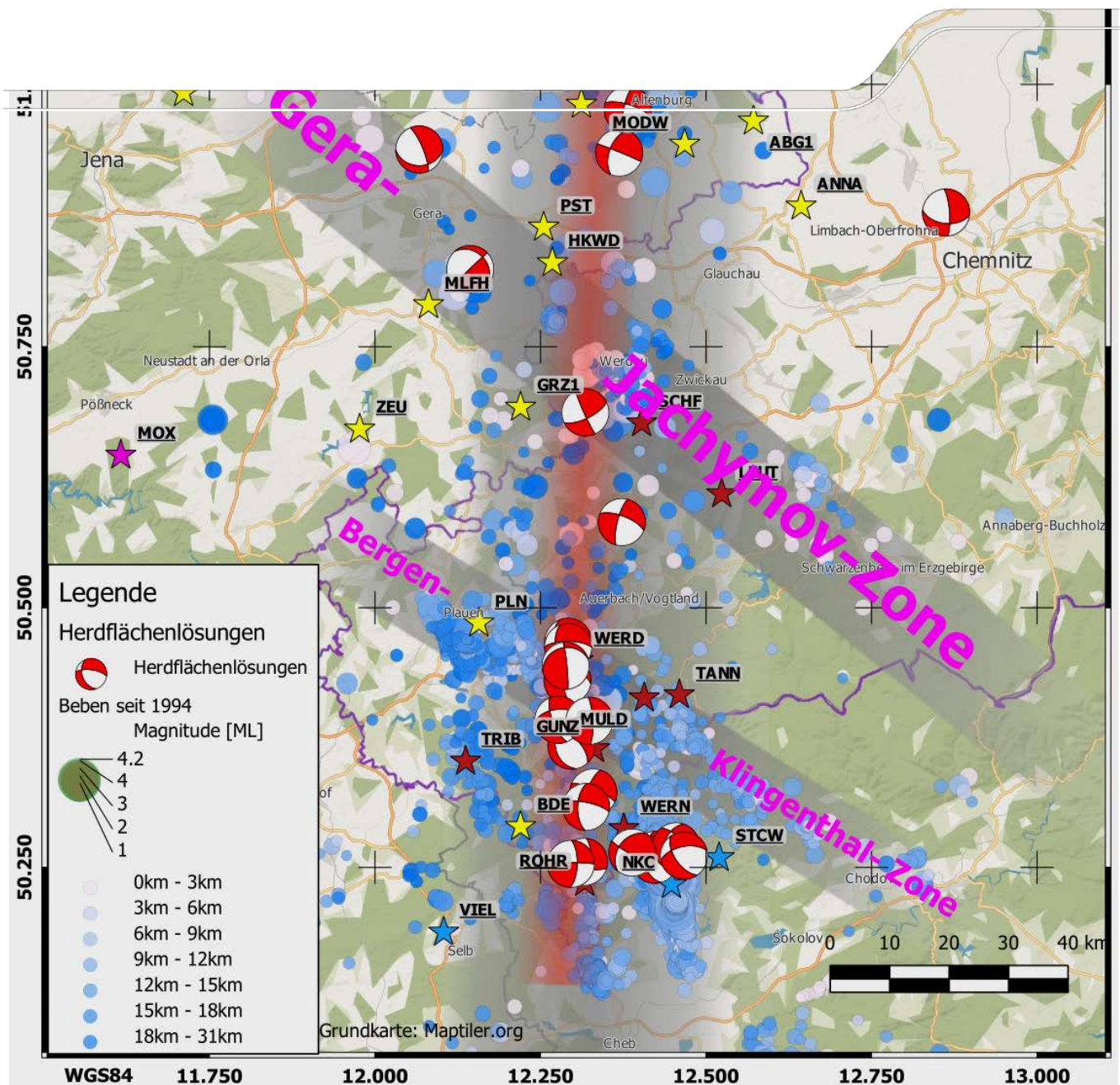


Neotektonik und Seismizität in Westsachsen und Nordwestböhmen

Schriftenreihe, Heft 8/2023



Neotektonik und Seismizität in Westsachsen und Nordwestböhmen

Dr. Lutz Sonnabend

Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie

M.Sc. Nikolaus Rein und Prof. Dr. Michael Korn

Universität Leipzig, Institut für Geophysik und Geologie

Im Auftrag des Sächsischen Landesamtes für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	8
1.1	Motivation und Untersuchungsgebiet.....	8
1.2	Zielsetzung.....	9
2	Geologischer und geophysikalischer Kenntnisstand	11
2.1	Geologie und Tektonik.....	11
2.2	Seismizität.....	15
2.2.1	Erdbebenverteilung.....	18
2.3	Geophysikalische Untersuchungen.....	20
3	Bruchflächenanalyse und Spannungsfeld	23
3.1	Energiefreisetzung entlang der LRZ.....	23
3.2	Der Momententensor und das Prinzip der Herdflächenlösung.....	24
3.3	Existierende Herdflächenlösungen entlang der LRZ.....	26
3.4	Momententensor-Inversion.....	30
3.5	Spannungsfeld-Inversion.....	46
4	Aktive Geophysik	54
4.1	Messgebietsauswahl.....	54
4.2	Messgebiet Erlbach.....	57
4.2.1	Elektrik.....	57
4.2.2	Gravimetrie.....	63
4.2.3	Seismik.....	65
4.2.4	Interpretation.....	66
4.3	Messgebiet Oelsnitz/Lottengrün.....	71
4.3.1	Elektrik.....	72
4.3.2	Seismik.....	77
4.3.3	Hinweise auf Störungen aus anderen Quellen.....	81
4.3.4	Interpretation.....	82
5	Diskussion und Interpretation	85
5.1	Ergebnisbetrachtungen.....	85
5.1.1	Seismologie.....	85
5.1.2	Aktive Geophysik.....	86
5.2	Weiterführende Interpretationsansätze.....	87
5.3	Schlussfolgerungen.....	89
6	Zusammenfassung und Ausblick	95
7	Literaturverzeichnis	96

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1:	Vereinfachte Gliederung der geologischen Großstrukturen entlang der Leipzig-Regensburg-Zone (LRZ). Modifiziert nach Kossmat (1927).....	12
Abbildung 2:	Regionalgeologische Einheiten des Freistaates Sachsen (PÄLCHEN & WALTER, 2008)...	13
Abbildung 3:	Ausschnitt aus der seismologischen Übersichtskarte des Freistaates Sachsen (BERGER, 1996).....	14
Abbildung 4:	Karte mit der Beben­tätigkeit für den zusammengefassten Katalog aus WeBNet, Collm und Jena sowie dem historischen Katalog von GRÜNTAL 2012 sowie das Verhältnis des freigesetzten seismischen Moments für flache Beben (<10 km) und tiefe Beben (>10 km) in 0.05° Bins sowie der Gesamtenergie des Bins.....	17
Abbildung 5:	Übersichtskarte für die Erdbebenlokalisierung nach Erdbebendiensten ab 2008 für Beben über Magnitude M_L 1.....	19
Abbildung 6:	Profilverlauf des MVE90 Experiments (DEKORP, 1994)	20
Abbildung 7:	Geologische Interpretation des Abschnittes Vogtland des MVE90 Profils aus DEKORP (1994).	21
Abbildung 8:	Reprozessierung des MVE90 Profils im Vogtland durch BLEIBINHAUS et al. (2003).	21
Abbildung 9:	Fresnel-Volumen-Migration des MVE90 Profils im Gebiet Vogtland durch SCHIMSCHAL (2013).	22
Abbildung 10:	Vergleich der freigesetzten seismischen Energie seit 1994 zur historischen Seismizität. ...	24
Abbildung 11:	Drei der neun möglichen Vektordipole M_{ij} im Momentensensor M . M_{31} und M_{32} sind Vektordipole mit Drehmoment und M_{33} ohne Drehmoment.....	25
Abbildung 12:	Strike, Dip und Rake-Winkel (links); Beispiele für Herdflächenlösungen.....	26
Abbildung 13:	DC-Lösungen entlang der LRZ von 2002-2008 (modifiziert nach KORN et al. 2008).....	28
Abbildung 14:	Verteilung von Strike, Dip und Rake der Beben außerhalb der Schwarmbeben Regionen.....	29
Abbildung 15:	Übersicht zu den MT-Lösungen nach DAHM et al. 2018.	30
Abbildung 16:	Beispiel angepasster Wellenformen zu aufgezeichneten Wellenformen (schwarz) des Scherwellenanteils eines Erdbebens als Ereignis der Momententensor-Inversion mit Grond.....	32
Abbildung 17:	Beispiel für die Konvergenz verschiedener Inversionsparameter im Cross-Plot.	33
Abbildung 18:	Verbesserung der MT-Lösung durch Verwendung des optimierten Geschwindigkeitsmodells.	34
Abbildung 19:	Auswertung des DC-Anteils der MT-Inversion im Bereich des Vogtlands.	37
Abbildung 20:	Verteilung der MT-Lösungen von Süd nach Nord entsprechend ihrer Tiefenlage entlang der LRZ.	38
Abbildung 21:	Vergleich der Beben bei Halle und Markranstädt.....	40
	Es wird nur der DC-Anteil dargestellt. In gelb sind die Lösungen von DAHM et al. (2018) symbolisiert... 40	
Abbildung 22:	Vergleich der Inversionsergebnisse bei Gera mit dem Ergebnis von KORN et al. (2008)	41
Abbildung 23:	Vergleich der Inversionsergebnisse bei Bergen, Schöneck und Falkenstein mit dem Ergebnis von Korn et al. (2008)	42
Abbildung 24:	Darstellung aller errechneten Herdflächenlösungen aus MT-Inversionen und ergänzend Lösungen aus der Ersteinsatzpolarisationsanalyse von Korn et al. (2008), welche nicht neu berechnet wurden.	44
Abbildung 25:	Vergleich der Inversionsergebnisse im Schwarmgebiet bei Luby mit dem Ergebnis von Korn et al. (2008).....	45

Abbildung 26: Darstellung der Lage der invertierten Herdflächenlösungen mit Markierung der entsprechenden Untergebiete.	46
Abbildung 27: Vergleich für den Einfluss von σ_2 auf die Shape-Ratio R. σ wird durch die Beben mit der weitesten Abweichung vom Rand des Mohr'schen Spannungskreises und damit der kleinsten Instabilität I bestimmt.....	48
Abbildung 28: Vergleich von Strike, Dip und Rake der Bruchflächen in den einzelnen Gebieten der Inversion.	50
Abbildung 29: Vergleich der Streubreite der errechneten Spannungsrichtungen (σ_1 , σ_2 , σ_3) der einzelnen Gebiete der Inversion für 100 Inversionsschritte	51
Abbildung 30: Vergleich der Shape Ratio R der einzelnen Gebiete der Inversion für 100 Inversionsschritte.	52
Abbildung 31: Spannungstrajektorien des Stressfeldes in Europa.	53
Abbildung 32: Übersicht der Vorzugsgebiete für eine geophysikalische Kartierung im Vogtland.....	55
Abbildung 33: Erlbachstörung und deren vermuteter Verlauf nach Süden in violett	56
Abbildung 34: Messgebiet Lottengrün mit geologischer Karte und lokaler Beben-tätigkeit.	56
Abbildung 35: Topologie des Messgebietes und vermutete Störungen.....	59
Abbildung 36: Inversionsergebnis für Wenner- α mit Bert nach Neusortierung der Daten von LENZ (2019).	60
Abbildung 37: Inversionsergebnis mit Bert für P2a in Eubabrunn.....	61
Abbildung 38: Inversionsergebnis mit Bert für P2b in Eubabrunn.....	61
Abbildung 39: Inversionsergebnis mit Bert für P3. (W-O).....	62
Abbildung 40: Inversionsergebnis mit Bert für P4.....	63
Abbildung 41: Berechnete Bouguer-Anomalien auf P1 nach Abzug des Regionalfeldes; Profilverlauf von West nach Ost.	64
Abbildung 42: Berechnete Bouguer-Anomalien auf P2 nach Abzug des Regionalfeldes; Profilverlauf von Süd-West nach Nord-Ost.	64
Abbildung 43: Seismische Tomographie auf P1 Eubabrunn.....	65
Abbildung 44: Seismische Tomographie auf P2 Eubabrunn.....	66
Abbildung 45: Kombinierte Interpretation P1	68
Abbildung 46: Kombinierte Interpretation P2.....	69
Abbildung 47: Kombinierte Interpretation aller Elektrikprofile in Eubabrunn zur Lage-Abbildung entlang der Profile.	70
Abbildung 48: Schematisches Beispiel für Flower Structures entlang einer Strike-Slip Störung.	70
Abbildung 49: Neuinterpretation der Migration von BLEIBINHAUS et al. (2003).	71
Abbildung 50: Messaufbau im Messgebiet Lottengrün mit geologischer Karte.....	72
Abbildung 51: Anpassung/Fehler (unten) der Modellantwort (Mitte) an die Messdaten (oben) an die ERT-Inversion auf Profil 1 Lottengrün.....	75
Abbildung 52: ERT- Inversionsergebnis mit Bert auf P1 Lottengrün.....	75
Abbildung 53: Anpassung / Fehler (unten) der Modellantwort (mitte) an die Messdaten (oben) für die ERT-Inversion auf P2 Lottengrün.	76
Abbildung 54: Gemeinsame Darstellung der ERT-Ergebnisse auf P2 für die ABEM von GÜNTHER (2019) und Geotom-Apparatur	77
Abbildung 55: Ergebnis der seismischen Tomographie P1.	78
Abbildung 56: Ergebnis der seismischen Tomographie P2.	78
Abbildung 57: Schnitte durch das 3D-Migrationsergebnis der Vibro-Seis-Daten auf P2.....	81

Abbildung 58: Schematischer geologischer Schnitt nahe Theuma aus dem geologischen Archiv der Wismut-GmbH.....	82
Abbildung 59: Horizontalschnitt aus Abbildung 57 projiziert auf die geologische Karte der Region	84
Abbildung 60: Tektonische Skizze der Westböhmen- und Vogtlandregion.	91
Abbildung 61: a) Tektonisch Situation am Bergner Granit in der Draufsicht.	93
Abbildung 62: Leipzig-Regensburg Zone. Innere Leipzig-Regensburg-Zone mit Tiefenstörungen, welche aus den Momententensor-Lösungen konstruiert wurde	94

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Parameter des verwendeten 1D-Schichtmodells „LRZ-Average“	33
Tabelle 2: Übersicht der invertierten Momententensoren	36
Tabelle 3: Vergleich der Inversionsergebnisse mit den Ergebnissen von KORN et al. (2008) und den Ergebnissen aus DAHM et al. (2018).	39
Tabelle 4: Übersicht über die gemessenen Profile im Messgebiet Lottengrün.	73

Abkürzungsverzeichnis

c	Kohäsionsfaktor
CLVD	Compensated Linear Vector Dipole
DC	Double Couple
EBZ	Erlbach-Störungszone
ERT	Electrical Resistivity Tomography
GFZ	GeoForschungsZentrum
GJZ	Gera-Jáchimov-Zone
I	Instabilität
ICDP	International Continental Drilling Project
KTB	Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland
LRZ	Leipzig-Regensburg-Zone
MLFZ	Mariánske-Lázne-Fault Zone
M_L	Lokalmagnitude
MT	Momententensor
M_w	Momentenmagnitude
μ	Reibung
ρ	Porendruck
PPZ	Počátky-Plesná-Störungszone
R	Shape Ratio
RMS	Root Mean Square
SX	Sächsisches Regionalnetz
σ	Spannung
TSN	Thüringisches Seismologisches Netz
TWT	Zwei-Wege-Laufzeit (Two-way-time)
T	Scherspannung
v_P	Primärwellen-Geschwindigkeit
v_S	Sekundärwellen-Geschwindigkeit
Q_P	Primärwellen-Dämpfung
Q_S	Sekundärwellen-Dämpfung

1 Einleitung

1.1 Motivation und Untersuchungsgebiet

Ein Blick in historische Erdbebenkataloge für das Gebiet der Bundesrepublik Deutschland zeigt, dass in den Regionen Westsachsen, Ostthüringen und Nordwestböhmen immer wieder Epizentren größerer Erdbeben waren (LEYDECKER, 2011, GRÜNTAL 2012). Das mitteldeutsche Erdbeben von 1872 war das vermutlich stärkste dokumentierte Beben in Mitteldeutschland. Es ereignete sich in der Umgebung der Stadt Gera. Da dieses Gebiet auch von mehreren weiteren Beben ähnlicher Stärke betroffen war, wird es aktuell in die Erdbebenrisikozone II eingestuft (DIN EN 1998-1/NA:2011-01). Somit beeinflusst die Erdbeben-tätigkeit die Bauvorschriften in dieser Region bis heute. Weiter südlich im Egergraben ist speziell die Region Klingenthal/Nový Kostel mit immer wiederkehrenden Schwarmbeben ein Schwerpunkt für seismische Aktivitäten und Fokusgebiet seismologischer Forschung (FISCHER et al., 2014). Neben denen für dieses Gebiet charakteristischen Schwarmbeben treten vielerorts hydrothermale Fluide an die Oberfläche. Unter anderem ist dieser Region momentan ein ICDP-Projekt „Drilling the Eger Rift“ gewidmet. Das nördlich gelegene Erdbebengebiet wurde zuletzt von KORN et al. (2008) untersucht. Seitdem wurden die regionalen Überwachungsnetze, wie das Sächsische Regionalnetz (SX) und das Thüringische Seismologische Netz (TSN) deutlich ausgebaut und stellen eine Grundlage diese Arbeit dar. Weiterhin wurden neue methodische Ansätze, wie zum Beispiel eine probabilistische Momententensor-Inversion (HEIMANN et al., 2018) und eine iterative Spannungsfeldinversion (VAVRYČUK, 2014) entwickelt.

Die Leipzig-Regensburg-Zone (LRZ), die in einigen Quellen auch als Rostock-Leipzig-Regensburg-Zone bezeichnet wird, wurde in Regensburg beginnend mit Streichen nach Norden durch Nordwestböhmen, weiter durch das Gebiet Vogtland und Leipzig detektiert (BANKWITZ et al., 2003). Sie kann in Satellitenbildauswertungen (um 1990) im weiteren Verlauf nach Norden bis Rostock an die Ostsee verfolgt werden (KÄMPF et al., 1992). In dieser Arbeit wird der Begriff Leipzig-Regensburg-Zone verwendet, da im Wesentlichen der seismologisch aktive Teil der Zone zwischen Nordwestböhmen und Leipzig betrachtet wird. Für diese Zone wurden bislang nur wenige geologische Oberflächenausbisse gefunden. Der primär in Mitteldeutschland vorherrschende Störungsverlauf ist NW-SO. Es handelt sich um die herzynische Störungsrichtung. Bekannte und gut aufgeschlossene Störungen dieser Richtung sind z.B. die Elbe-Zone, die Halle Störung, die Gera-Jáchymov-Zone (GJZ) oder die Marienbader Störung (Mariánské Lázně Fault Zone-MLFZ). Die seismologische Übersichtskarte des Freistaates Sachsens hält die Leipzig-Regensburg-Zone als tektonische Großstruktur aus. Die Existenz dieser Störungen basiert allerdings im Wesentlichen aus dem Vorhandensein seismologischer Aktivitäten. Innerhalb dieser Zone findet nahezu die gesamte seismologische Aktivität in Sachsen, Ostthüringen und Nordwestböhmen statt. Nachweisbare seismologische Aktivität beginnt im Norden in der Metropolregion Halle-Leipzig und verläuft in einem ca. 40 km breiten Band nach Süden. Die Schwarmbebenregion Nový Kostel am südlichen Ende der Zone stellt hierbei in jüngster Vergangenheit den Schwerpunkt der Erdbebenaktivität dar. Die Region Gera verzeichnete historisch die stärksten Erdbeben. Bislang konnte keine eindeutige Erklärung gefunden werden, warum die Beben-tätigkeit im sächsisch-thüringischem Raum diesem Nord-Süd-Band folgt und warum die vorhandenen NW-SO Strukturen nicht großflächiger aktiviert werden. Weiterhin ist das seismische Gesamtrisiko der ganzen Zone nicht zweifelsfrei beantwortet. Es gibt Hinweise aus paläoseismischen Untersuchungen, dass die Maximalintensität der Erdbeben der Zone möglicherweise unterschätzt wird (STEPANCIKOVA et al., 2019). Weiterhin ist nicht vollständig geklärt, wie die Prozesse in der Schwarmbebenregion und der restlichen Leipzig-Regensburg-Zone verbunden sind (FISCHER et al. (2014) und KORN et al. (2008)).

1.2 Zielsetzung

Diese Arbeit dient dazu die seismotektonische Situation in Westsachsen und Nordwestböhmen zu untersuchen. Als Datengrundlage existieren mehr als 30.000 seismologische Registrierungen von den angrenzenden seismologischen Überwachungseinrichtungen ebenso wie vorangegangene Untersuchungen zu Herdmechanismen und zu dem lokalen Spannungsfeld. Ziel ist es mit modernen seismologischen Methoden die Leipzig-Regensburg-Zone abzubilden oder die Existenz dieses Störungssystems zu widerlegen. Die Anwendung eines Multi-Skalen-Ansatzes soll den Nachweis von Tiefenstörungen entlang der Leipzig-Regensburg-Zone ermöglichen. Dabei wird beginnend von der Analyse der Routineauswertung die Zone definiert, durch die Berechnung von Herdmechanismen Bruchflächen kartiert und diese anschließend an der Oberfläche durch aktive geophysikalische Untersuchungen nachgewiesen. Die gewonnenen Störungen werden im Kontext des lokalen Spannungsfeldes analysiert. Durch die Kombination aus Spannungsfeldmodellierung und Herdflächenanalyse soll die bevorzugte Bruchrichtung festgestellt werden. Es soll eine Erklärung gefunden werden, warum die Erdbeben in dem NW-SO orientierten herzynischen Störungssystem in einem N-S-Band angeordnet sind. Die Kartierung der Störungen ist von besonderem Interesse, da die Leipzig-Regensburg-Zone die Metropolregion Halle-Leipzig ebenso kreuzt wie die Wirtschaftszentren Gera-Zwickau. Eine korrekte Einschätzung der seismischen Gefährdung und der tektonischen Prozesse in diesen Regionen ist wichtig, um beispielsweise korrekte Vorgaben zum erdbebensicheren Bauen gewährleisten zu können. Die übliche Methodik der probabilistischen Abschätzung der seismischen Gefährdung beruht im Wesentlichen auf der Bewertung phänomenologischer Beobachtungen von Erdbeben aus historischen Aufzeichnungen. Derartige Aufzeichnungen sind zum Teil nur sehr eingeschränkt verfügbar, sodass die Gefährdungsanalyse mitunter schwierig und fehleranfällig ist. Ein tieferes Verständnis der zugrundeliegenden geodynamischen Prozesse kann hier einen entscheidenden Beitrag zur Gefährdungsabschätzung liefern. Weiterhin soll aufgezeigt werden, welche Verbindungen zwischen der Leipzig-Regensburg-Zone und der Schwarmbebenregion Nový Kostel bestehen.

Die Arbeit dient ebenso dazu Methodenkombinationen zu erproben, welche als Vorlage zur weiteren Erkundung dieser und weiterer Störungszonen dienen können. Die Ergebnisse der Arbeit sollen im Nachgang zur Bewertung des geodynamischen Risikos der Region unter anderem durch das Sächsische Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie verwendet werden.

Methodik

Zunächst wird die seismische Situation anhand der Erdbebenkataloge der lokalen seismologischen Forschungseinrichtungen analysiert. Dabei ist die räumliche Verteilung der Erdbeben, deren zeitliches Auftreten und die Unterschiede zwischen den Ortungen der verschiedenen Institute von Interesse. Es wird eine Abschätzung über die Energiefreisetzung entlang der Zone getroffen und nach Gebieten mit ähnlicher Charakteristik gesucht, welche auf Störungen schließen lassen. Ausgehend von der Analyse dieser Routineauswertungen wird eine Auswahl an Erdbeben mit einer Momententensor-Inversion analysiert. Diese Inversion wird mit dem Softwaretool Grond (HEIMANN et al., 2018) durchgeführt, welches am Geoforschungszentrum Potsdam (GFZ) entwickelt wurde. Dieses wird speziell für die Anwendung auf kleine Beben unter Magnitude M_L 2 optimiert. Aus den Momententensoren werden entsprechende Bruchflächen abgeleitet, die möglichen verdeckten Tiefenstörungen zugeordnet werden können. In Kombination mit bestehenden Herdflächenlösungen wird aus den neu ermittelten Herdflächenlösungen eine Analyse des lokalen Stressfeldes durchgeführt. Dadurch wird eine Abschätzung der bevorzugten Bruchrichtungen innerhalb der LRZ ermöglicht. Dafür wird ein Algorithmus verwendet, welcher von VAVRYČUK (2014) vorgestellt wurde und eine besonders robuste Unterscheidung zwischen Herd- und Hilfsfläche verspricht.

Aus der Kombination von ermittelten Herdflächen und geologischen Hinweisen aus Kartierungsarbeiten des Sächsischen Landesamtes für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie wurden anschließend Orte ausgewählt, welche die größte Wahrscheinlichkeit für einen Oberflächenausbiss möglicher tektonischer Strukturen aufweisen. Diese Gebiete wurden mit gravimetrischen, elektrischen (ERT) und seismischen Methoden untersucht. Für die Auswertung der ERT-Messungen kam die Software Bert zum Einsatz (GÜNTHER, 2020). Auf den Seismik-Profilen wurden sowohl tomographische als auch reflexionsseismische Methoden angewendet. Bei Letzteren werden fokussierende Migrationsverfahren wie die Fresnel-Volumen-Migration angewendet. Im Resultat werden die Ergebnisse aller Methoden einer komplexen Interpretation unterzogen, um ein schlüssiges Gesamtbild der tektonischen Prozesse innerhalb der Leipzig-Regensburg-Zone zu erhalten.

2 Geologischer und geophysikalischer Kenntnisstand

2.1 Geologie und Tektonik

Die Leipzig-Regensburg-Zone (LRZ) liegt zu großen Teilen in Westsachsen und Ostthüringen. Sie kreuzt damit mehrere Einheiten der West- und Mitteleuropäischen Varisziden (vgl. Abbildung 1). Die Strukturgliederung des variszischen Gebirgsbaues geht auf Kossmat (1927) zurück und ist in ihrer Kernaussage nach wie vor gültig. Das Saxothuringikum, welches das bestimmende Element des Territoriums ist, liegt am Nordrand des Moldanubikums und des Böhmisches Massivs. Im äußersten Norden des Freistaates Sachsen verläuft die Grenze zur Mitteldeutschen (Mitteleuropäischen) Kristallzone (Pälchen & Walter, 2008). Für die Betrachtung der seismischen und tektonischen Prozesse dieser Arbeit ist vor allem das Grundgebirge von Interesse. Zum Grundgebirge werden in Sachsen alle geologischen Bildungen gerechnet, die von der metamorphen Prägung dieses Raumes im späten Unterkarbon (oberes Viseum; ca. 330–340 Ma) erfasst wurden und dadurch eine deformative Beeinflussung (Metamorphose, Faltung) erfahren haben (Pälchen & Walter, 2008). Die in Abbildung 2 dargestellten Hauptstruktureinheiten, welche entlang der LRZ zu unterscheiden sind, sind wie folgt (von Süd nach Nord):

- Fichtelgebirgisch-Erzgebirgische Antiklinalzone
- Vogtländisch-Mittelsächsische Synklinalzone
- (Ostthüringisch-) Mittelsächsische Antiklinalzone
- (Ostthüringisch-) Nordsächsische Synklinalzone
- (Südthüringisch-) Nordsächsische Anklinalzone
- (Südthüringisch-) Niederlausitzer Synklinalzone

Am südlichen Ende des Untersuchungsgebiets kreuzt die LRZ auf tschechischem Gebiet das Eger-Rift und verläuft weiter nach Norden ins Vogtland. Das sächsische Vogtland ist im Wesentlichen identisch mit dem Vogtländischen Synklinorium, der Vogtländisch-Mittelsächsischen Synklinalzone. Charakteristische Gesteinsfolgen sind paläozoische (ordovizische bis unterkarbonische) Sedimente mit eingelagerten basischen Vulkaniten (Diabase), die variszisch gefaltet wurden. Jüngste Bildungen des Grundgebirges sind die in ordovizische Nebengesteine intrudierten spätvariszischen Granite von Bergen und Eichigt. Das Erzgebirge ist der östliche und am stärksten exhumierte Teil der nach Südwesten abtauchenden Fichtelgebirgisch-Erzgebirgischen Antiklinalzone. Es beginnt im Westen mit dem Eibenstock-Nejdek-Granitmassiv und bildet somit die östliche Begrenzung des Untersuchungsgebietes (PÄLCHEN & WALTER, 2008). Im weiteren Verlauf nach Norden ist das Grundgebirge im Untersuchungsgebiet Bestandteil der Ostthüringisch-Nordsächsischen Synklinalzone. Unter Känozoikum und dem Rotliegendem der Nordwestsächsischen Vulkanitsenke bilden neoproterozoische Grauwacken und altpaläozoische Sedimente weitflächig den Untergrund dieses Gebietes. Granodiorite der cadomischen tektono-magmatischen Entwicklungsstufe haben in den Grauwacken thermische Kontakthöfe ausgebildet. In spätvariszischer Zeit entstand eine ausgedehnte Senke, die von der NW-Grenze Sachsens bis an den Granulitgebirgsrand reicht und mit einer Rotliegendabfolge gefüllt ist, und in der saure Effusiva und Ignimbrite dominieren. Im äußersten Nordwesten des Gebietes befindet sich das variszische Granitmassiv von Delitzsch (PÄLCHEN & WALTER, 2008). Es gibt im Untersuchungsgebiet mehrere tektonische Großstrukturen, welche auch oberflächlich aufgeschlossen sind. Im Süden begrenzt der Fichtelgebirgs- und Erzgebirgsabbruch das Eger-Rift. Weiter nördlich in Mitteldeutschland dominiert die herzynische Störungsrichtung mit ihrem charakteristischen Nordwest-Südost Streichen (Abbildung 3). Für diese Untersuchung besonders interessante Störungen dieser Streichrichtung sind z.B. die Gera-Jáchymov-Zone (GJZ) und die Hallische Störung (vgl. Abbildung 3) (RAPPSILBER, 2006). Die Hallische Störung wurde von DAHM et al. (2018) als mögliche Bruchfläche für zwei Beben der Magnitude 3 zwischen Halle und Leipzig ermittelt. Die Gera-Jáchymov-Zone ist

ein Band mehrerer Störungen. Im Norden wird dieses Band z.B. durch die Crimmitschauer Störung begrenzt und im Süden durch die Pöhlener-Störung (Abbildung 3). Im Westen wird diese Störung durch die Finne-Störung fortgesetzt. Die genaue interne Gliederung der GJZ ist zum Teil schlecht erkundet. Im Bereich Ronneburg wird deshalb auch durch das Sächsische Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie das Forschungsprojekt Artus III durchgeführt, welches diese Fragestellung genauer beleuchten soll. Der Kreuzungsbereich der GJZ und LRZ war häufig Epizentrum starker Erdbeben, wie zum Beispiel dem Mitteldeutschen Erdbeben von 1872.

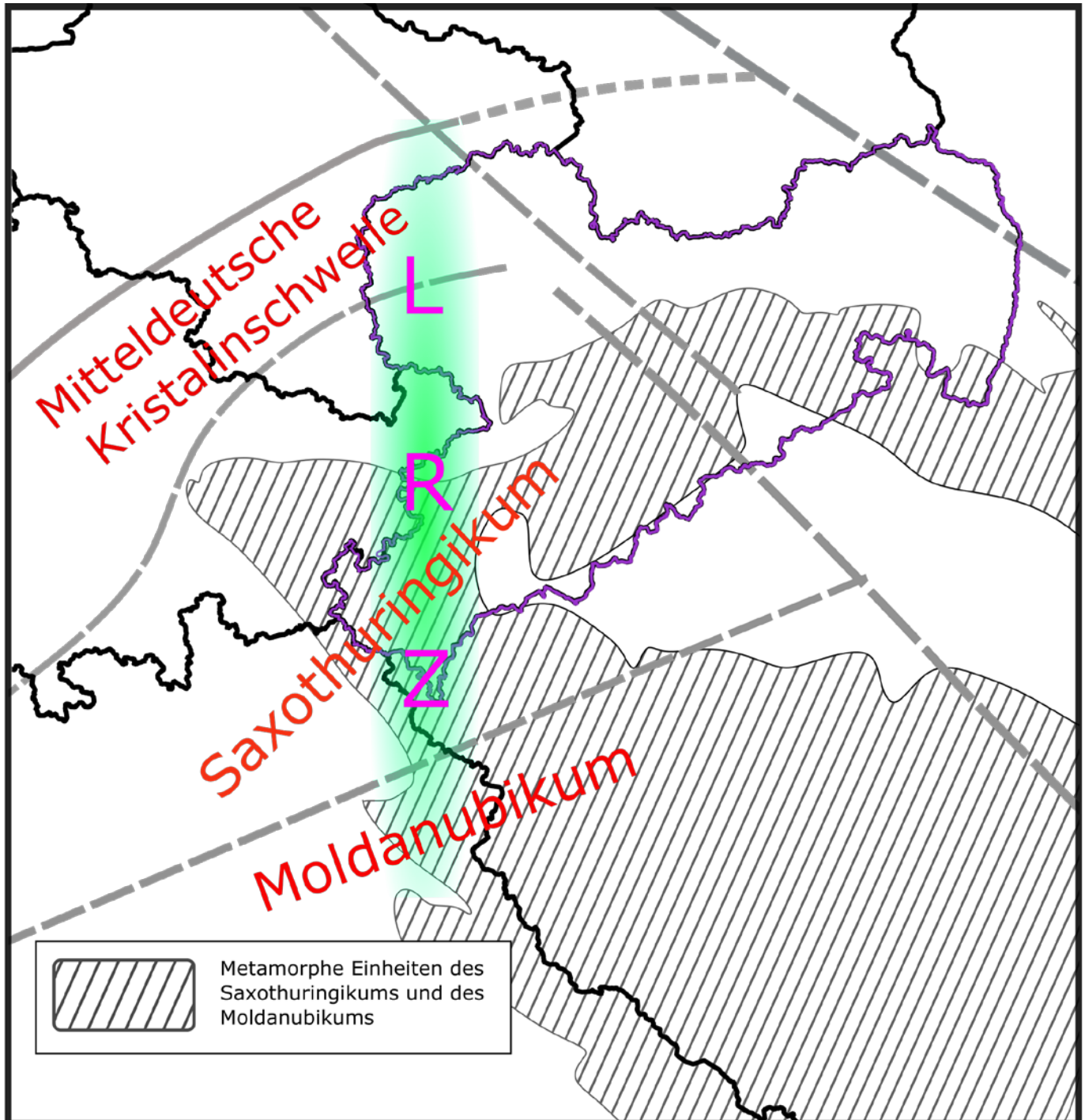


Abbildung 1: Vereinfachte Gliederung der geologischen Großstrukturen entlang der Leipzig-Regensburg-Zone (LRZ). Modifiziert nach Kossmat (1927).

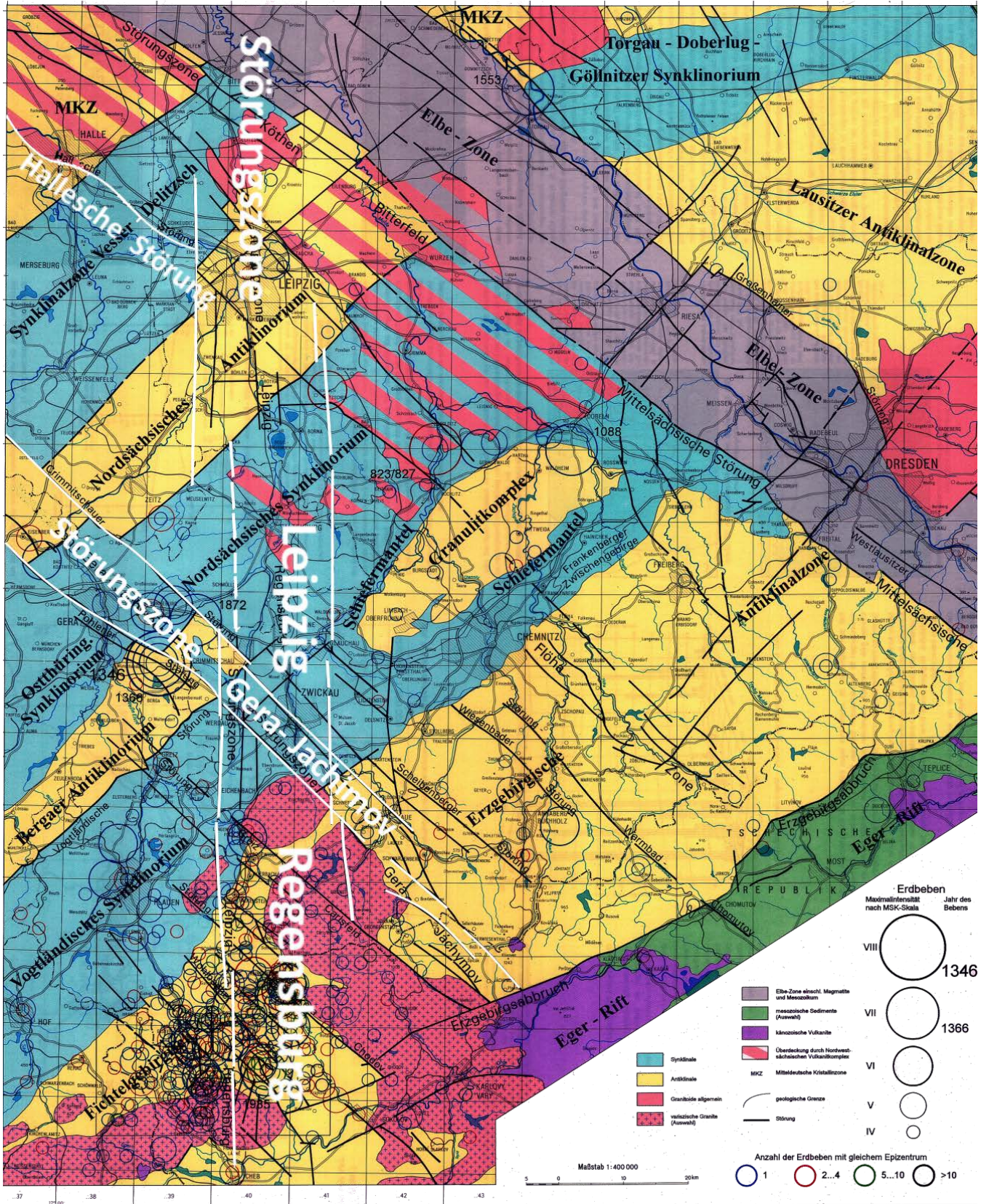


Abbildung 3: Ausschnitt aus der seismologischen Übersichtskarte des Freistaates Sachsen (BERGER, 1996).

2.2 Seismizität

Die Leipzig-Regensburg-Zone (LRZ) wird primär durch ein ca. 40 km breites Nord-Süd verlaufendes Band von Erdbeben definiert. Durch Fotolineationsmessungen wurden Hinweise auf eine Oberflächenmanifestation einer Nord-Süd verlaufenden Störungszone gefunden. Es wurde vermutet, dass diese Struktur nördlich bis nach Rostock weiter nachverfolgt werden kann. Deshalb wird nach wie vor auch der Begriff Rostock-Leipzig-Regensburg-Zone verwendet. Seismologisch wurden aber keine Hinweise gefunden, dass diese mögliche Struktur in den letzten 1000 Jahren deutlich nördlich von Leipzig aktiv war (LEYDECKER, 2011, GRÜNTAL, 2012). Auch die aktuellen Messnetze können kaum Seismizität in diesem Bereich nachweisen. Dagegen ist Seismizität entlang der Leipzig-Regensburg-Zone in Westsachsen und Nordwestböhmen schon lange bekannt. Das stärkste Beben, welches in Mitteleuropa entlang der LRZ dokumentiert wurde, war das Mitteldeutsche Erdbeben von 1872 bei Gera (GRÜNTAL, 2012). Die Verteilung der historischen Erdbeben entlang des hier untersuchten Abschnitts der Leipzig-Regensburg-Zone ist in Abbildung 4 dargestellt. Dabei ist das ca. 40 km breite Band aus Erdbeben und ebenso das Nachlassen der Bebenaktivität nach Norden gut zu erkennen. Durch die sich stets verbessernden Detektionsmöglichkeiten in den letzten 30 Jahren (KORN et al., 2008) wurde die Detektionsschwelle immer weiter gesenkt. Die Mehrzahl der Erdbeben, welche aktuell im Rahmen der seismologischen Überwachung detektiert werden, liegt weit unterhalb der Spürbarkeitsgrenze und findet in der Schwarmbebenregion Vogtland/NW-Böhmen statt. Die Energiefreisetzung in dieser Region ist nach eigenen Berechnungen ca. 100-mal höher als entlang der nördlichen Leipzig-Regensburg-Zone (vgl. Abbildung 10). Dementsprechend liegt der aktuelle Fokus der meisten wissenschaftlichen Untersuchungen in diesem Herdgebiet. FISCHER et al. (2014) nennen rund 100 Studien, welche sich in den letzten 40 Jahren mit diesem Gebiet beschäftigt haben. Zentral bei diesen Untersuchungen ist dabei stets die Schwarmbebenaktivität. Die Region wird selten im Gesamtkontext der LRZ betrachtet. Der Begriff Schwarmbeben wurde erstmals von CREDNER (1898) geprägt. Der Abgrenzung zu „klassischen“ Erdbeben oder Erdbebenserien besteht darin, dass es kein typisches Hauptbeben und deutlich schwächere Nachbeben gibt. Die stärksten Beben eines Schwarms unterscheiden sich nur gering in ihrer Magnitude. Für ein klassisches tektonisches Beben ist es üblich, dass das Hauptbeben das stärkste ist und weitere schwächere Nachbeben folgen. Innerhalb eines Schwarms kann das Hauptbeben zu jedem Zeitpunkt auftreten. Es ist durchaus üblich, dass mehrere „Hauptbeben“ ähnlicher Stärke über einen längeren Zeitraum verteilt vorkommen. Solche Erdbebenschwärme wurden in Abständen von 2 bis 70 Jahren beobachtet. Die maximale durch Instrumente aufgezeichnete Magnitude in einem Schwarm lag bei 4.2. In einem Schwarm können mehrere 1000 Beben innerhalb von mehreren Tagen oder Wochen auftreten. Als einer der grundlegenden Mechanismen für Schwarmbeben in der Schwarmbebenregion Vogtland/NW-Böhmen werden aufsteigende Fluide angesehen. Diese Fluide (Wasser und CO₂) stehen unter enormen Druck und werden wahrscheinlich an der Krusten-Mantel Grenze gebildet (FISCHER et al., 2014). Es gibt mehrere Theorien, wie diese Gase das Erdbebengeschehen beeinflussen können. Eine Theorie geht von *elastic stress transfer* aus (FISCHER et al., 2014). Dabei dringen die überkritischen Fluide in ein existierendes Störungssystem ein und können die Bruchfläche entlasten. Durch die Entlastung können tektonische Spannungen innerhalb der Kruste leichter abgebaut werden. Die Bruchvorgänge ihrerseits schaffen wiederum Wegsamkeiten, sodass die Fluide im Kluftsystem weiterwandern, was wiederum neue Beben auslöst. Der stete Wechsel aus Bruchvorgang und Fluidmigration erzeugt die Schwarmbeben. Das erklärt auch, warum Schwarmbeben nicht zwangsläufig mit dem stärksten Beben beginnen. Die Bruchfläche wird nicht am Punkt des größten Stresses aktiviert, sondern am Punkt der maximalen Entlastung durch die Fluide. Durch die sich ständig än-

dernden Stress-Level und Fluiddrücke werden nach und nach große Bruchflächen aktiviert. Es ist schlussendlich nicht geklärt, welchen Energiebeitrag die Fluide zur Beben-tätigkeit selbst liefern. FISCHER et al. (2014) diskutiert die Wechselwirkung von Fluiden und Schwarmbeben im Detail. Dadurch unterscheiden sich Schwarmbeben ganz grundsätzlich von tektonischen Beben, bei welchen an einer Bruchfläche so lange Spannung akkumuliert wird, bis diese im Ganzen bricht. Die Schwarm-tätigkeit ist in Nordwestböhmen, speziell in der Region Nový Kostel, dominant. Nach Norden hin nimmt diese Form der Seismizität schnell ab. Als nördlichstes Schwarmbeben-gebiet in der LRZ wird die Region Werdau diskutiert. Die tektonischen Erdbeben entlang der LRZ werden in der Literatur nur vereinzelt diskutiert. Allerdings sind die meisten Erdbeben, welche in Westsachsen und Ostthüringen auftreten, tektonische Beben (KORN et al., 2008). Der Kenntnisstand bezüglich der klassischen Seismizität und deren Ursachen entlang der LRZ kann nur als mager beschrieben werden. Es wurden zuletzt 2008 Herdflächenlösungen für die LRZ publiziert, die eine einheitliche Tiefenstörung untersuchen (KORN et al., 2008).

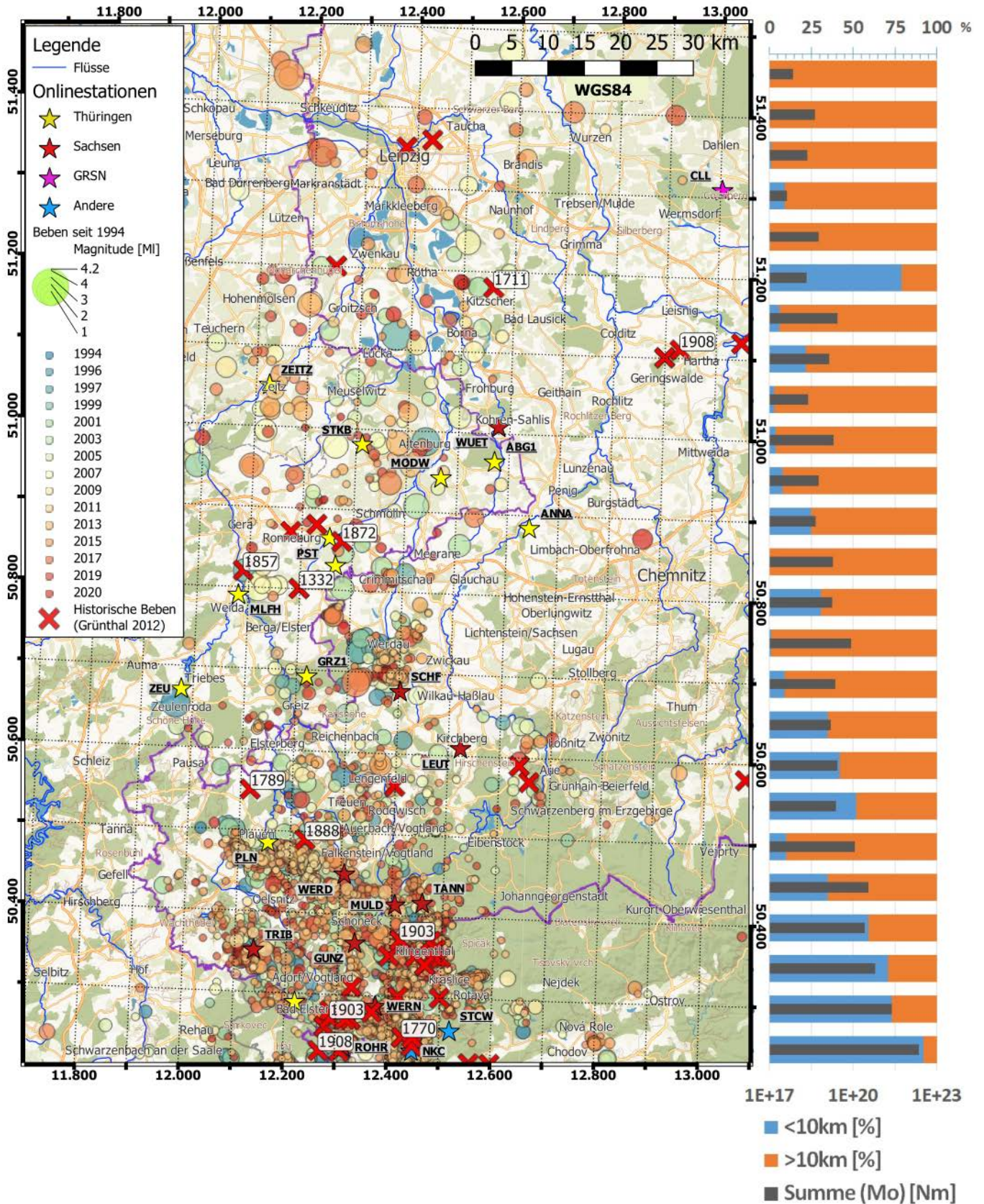


Abbildung 4: Links: Karte mit der Beben­tätigkeit für den zusammengefassten Katalog aus WeBNet, Collm und Jena sowie dem historischen Katalog von GRÜNTHAL 2012; rechts: das Verhältnis des freigesetzten seismischen Moments für flache Beben (<10 km) und tiefe Beben (>10 km) in 0.05°Bins sowie der Gesamtenergie des Bins.

2.2.1 Erdbebenverteilung

Zur eigenen Analyse der Erdbebenverteilung wurde ein Bulletin zusammengestellt. Dazu wurden die Erdbebenkataloge der lokalen Erdbebendienste möglichst vollständig zusammengeführt. Das sind der Katalog des Sächsischen Erdbebendienstes, welcher von der Universität Leipzig und dem Observatorium Collm betreut wird (Katalog Collm), der Katalog des thüringischen Erdbebendienstes, welcher von der Universität Jena betreut wird (Katalog Jena) sowie der Katalog des tschechischen „West Bohemian Network“ (Katalog WeBNet). Der Katalog Collm beginnt am 13.01.2001. In diesem Zeitraum wurde mit der Installation und dem Betrieb des sächsischen Netzes begonnen. Dieser Katalog ist auch öffentlich über die Homepage des Observatoriums zugänglich. Durch die fortlaufende Erweiterung des Stationsnetzes seit 2001 wurden ebenso die Detektionsmöglichkeiten und der Umfang der Auswertung erweitert. Insgesamt wurden seit 2001 ca. 12.500 seismische Ereignisse gelistet. Die schwächsten Beben haben eine Lokalmagnitude von $M_L -0.9$. Das stärkste aufgezeichnete Ereignis am 31.05.2014 bei Nový Kostel hatte eine Lokalmagnitude von $M_L 4.2$. Der Katalog Jena liegt seit dem 02.03.2008 vollständig vor. Seither listet er ca. 11.000 seismische Ereignisse. Das stärkste Ereignis wird wie eingangs erwähnt mit einer Lokalmagnitude von $M_L 4.3$ angegeben. Der Katalog WeBNet wurde von der Akademie der Wissenschaften der Tschechischen Republik bereitgestellt. Die zur Verfügung stehenden Daten liegen seit dem 04.12.1994 vollständig vor. Insgesamt listet dieser Katalog ca. 23.000 seismische Ereignisse.

In den verschiedenen Katalogen tauchen naturgemäß zum Teil die gleichen Ereignisse auf. Jeder Katalog enthält aber auch Erdbeben, welche die anderen Kataloge nicht beinhalten. Um diese Kataloge zusammenführen zu können, musste eine geeignete Lösung zur Auswertung und Klassifizierung der Kataloge gefunden werden. Die Schwierigkeit liegt darin, dass die Detektion der einzelnen Erdbebendienste natürlicherweise leicht unterschiedlich sein kann. Weiterhin kann es speziell während Schwarmbeben-Episoden vorkommen, dass Beben in so kurzer Folge auftreten, dass der zeitliche Abstand zwischen zwei aufeinanderfolgenden Ereignissen kürzer ist als die Differenz der bestimmten Herdzeiten zwischen den einzelnen Institutionen. In diesem Fall versagt die Klassifizierung über ein einfaches Zeitfenster. Im finalen Erdbebenkatalog soll für jedes Beben ein Vorzugseintrag und alle weiteren Detektionen ausgegeben werden. Die automatische Zusammenführung der Kataloge wurde in der Programmiersprache FORTRAN entwickelt und bietet im aktuellen Entwicklungsstand alle nötigen Werkzeuge, um zu untersuchen, ob ein spezielles Beben in mehreren Katalogen vorkommt. Diese Klassifizierung ermöglicht es einen eindeutigen Katalog zu erzeugen. Im zusammengeführten Katalog wurden mit den aktuellen Klassifizierungsparametern ca. 32.000 eindeutige Ereignisse bestimmt. Zum Vergleich beträgt die Summe der Ereignisse der einzelnen Kataloge ca. 47.000. Dabei ist allerdings zu beachten, dass diese Ereignisse nicht alle in der LRZ liegen. Ca. 5.000 Ereignisse haben eine Lokalmagnitude >1 . In der Umgebung der LRZ (zwischen 11.0° und 13.0°) und nördlich des Schwarmgebietes um Nový Kostel (über 50.35° N) liegen ca. 2.500 Ereignisse. Wird nur der „schwarmfreie“ Bereich nördlich von Plauen (über 50.55° N) betrachtet, können noch ca. 500 Ereignisse mit einer Magnitude größer $M_L 1$ identifiziert werden. In Abbildung 5 werden die Lokalisierungen von seismischen Ereignissen durch die verschiedenen Erdbebendienste gegenübergestellt. Betrachtet wurde dazu der Zeitraum ab 2008, da vorher nicht für alle Kataloge Daten vorliegen. Die Karte zeigt, dass die verschiedenen Dienste zum Teil unterschiedliche Lokalisierungen erzeugen. Die Unterschiede liegen meist aber bei <2 km. Ebenso ist zu sehen, dass nicht alle Dienste alle Ereignisse registrieren, aber es deutliche Überlappungen gibt. Die Abbildung verdeutlicht, wie wichtig die eindeutige Klassifizierung der einzelnen Ereignisse in den verschiedenen Katalogen ist, um doppelte Lokalisierungen zu vermeiden. Die Ursachen für die unterschiedlichen Detektionen sind sicherlich mit den unterschiedlichen Interessengebieten und den unterschiedlichen Netzen begründet. Obwohl die Wellenformdaten für verschiedene Netze offen zugänglich sind, werden diese nicht von jeder Agentur ausgewertet. Es verwundert nicht, dass die Tschechische Agentur WeBNet deutlich weniger Events in Nordsachsen publiziert als die anderen Agenturen.

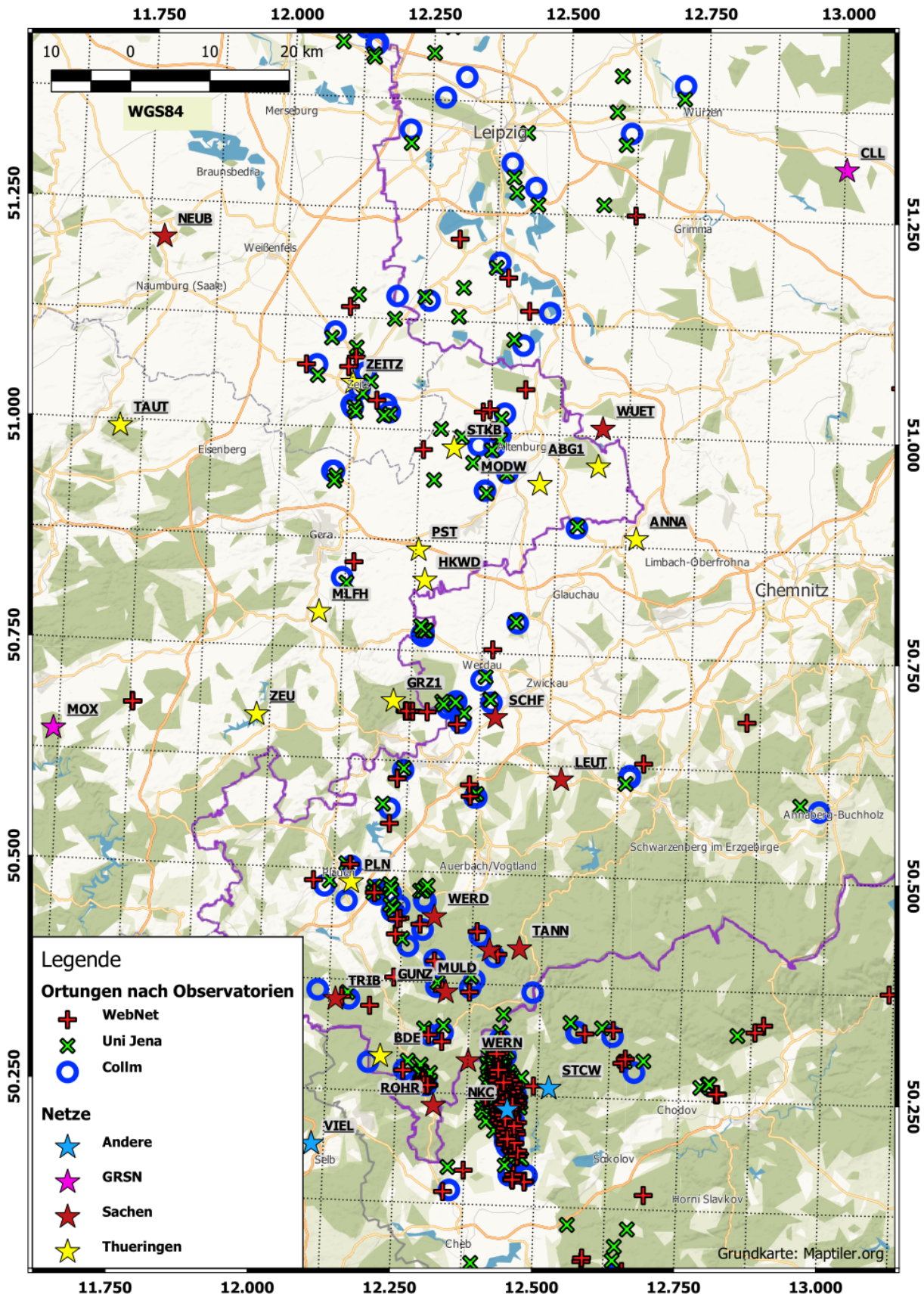


Abbildung 5: Übersichtskarte für die Erdbebenlokalisierung nach Erdbebendiensten ab 2008 für Beben über Magnitude M_L 1.

2.3 Geophysikalische Untersuchungen

1990 wurde das MVE90 tiefenseismische Reflexionsprofil in Zusammenarbeit mehrerer Forschungsinstitute der DDR und der BRD durchgeführt (DEKORP, 1994). Dieses Profil sollte möglichst alle herzynischen Strukturen in Zentral-Deutschland kreuzen (Abbildung 6). Ein Abschnitt des Profils kreuzt das südliche Vogtland und entsprechend die LRZ Als ein Ergebnis dieser Untersuchungen wurde ein geologisches Modell im Bereich des südlichen Vogtlands erstellt (Abbildung 7).

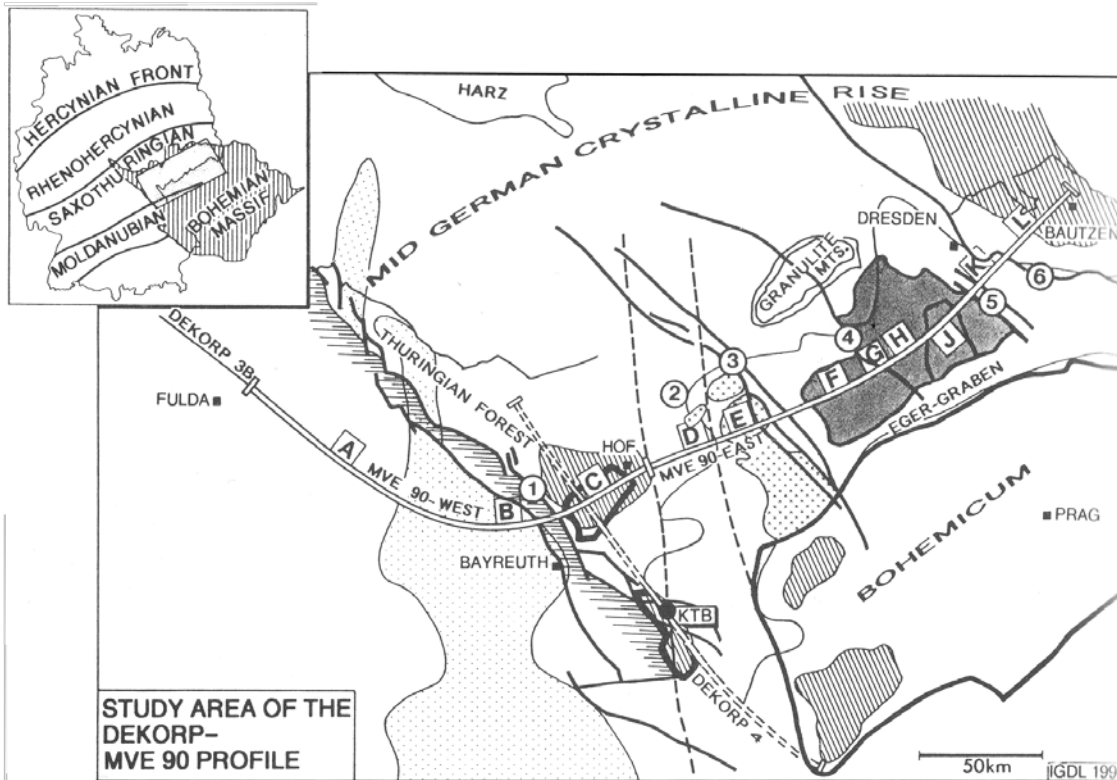


Abbildung 6: Profilverlauf des MVE90 Experiments (DEKORP, 1994)

Dieser Schnitt enthält verschiedene interessante Elemente. Im Osten ist der Eibenstocker Granit dargestellt. Dieser gilt als Grenze zwischen Erzgebirge und Vogtland. Östlich des Eibenstocker Granits steht das variszische Grundgebirge an. Dieses taucht nach Westen ab. Das Abtauchen ist in dem Modell zu erkennen. Die Beckenstruktur zwischen Eibenstocker Granit und Grefeld-Brambach-Zone ist die Vogtland Synklinale mit den typischen alten Sedimenten (z.B. Phyllite). Die Synkinalstruktur ist bis ca. 2.5 Sekunden-TWT (entspricht ca. 7.75 km Tiefe) deutlich erkennbar. TWT – two way time (Zwei-Wege-Laufzeit) entspricht der Laufzeit, welche eine seismische Welle von der Oberfläche bis zum Reflektor und wieder an die Oberfläche benötigt hat. In den Untersuchungen konnten diverse tektonische Elemente herausgearbeitet werden. Diese fallen überwiegend nach Westen ein. Es gibt aber auch Abweichungen von dieser Norm. Zwischen Profilkilometer 260 und 280 wurde eine markante nach Osten einfallende Tiefenstörung dargestellt. Ebenso wird eine solche Struktur unterhalb des Eibenstocker Granits ausgehalten. Im zentralen Bereich des Profils (Profilkilometer 280 / Receiver 6600) werden mehrere Auffälligkeiten bezüglich der Reflektivität aufgezeigt: Bright Spots B1 und B2 zwischen 3 Sekunden-TWT und 5 Sekunden-TWT und weiterhin die Light-Spots L1 und L2 im Übergangsbereich zur Moho bei 9 und 10 Sekunden-TWT. Westlich dieser Light-Spots schließt sich die nach Osten einfallende tektonische Struktur an. Die Existenz einer großen tiefen überprägten Zone in Zusammenhang mit dieser tektonischen Struktur liegt hier nahe.

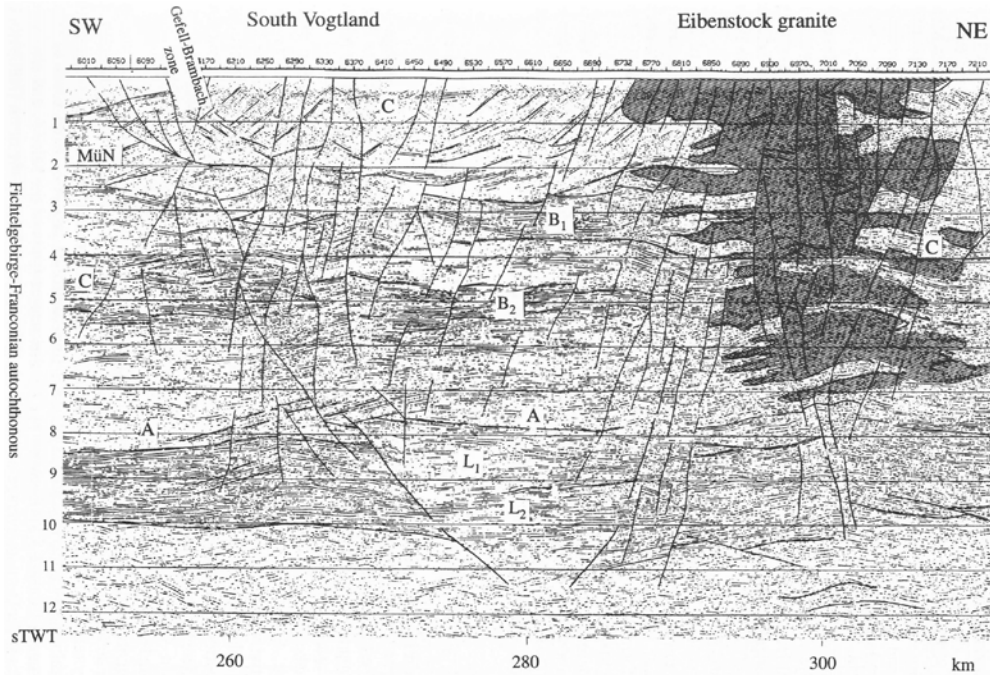


Abbildung 7: Geologische Interpretation des Abschnittes Vogtland des MVE90 Profils aus DEKORP (1994). Zur groben Tiefenkonvertierung in [km] der Zwei-Wege-Laufzeit (TWT) kann ein Multiplikator von 3 angewendet werden.

Eine Reprozessierung dieser Daten erfolgte durch BLEIBINHAUS et al. (2003) (vgl. Abbildung 8). In dieser Arbeit wurde unter anderem der zentrale Bereich zwischen Profilkilometer 270 und 290 genauer untersucht. In den Ergebnissen dieser Arbeit wurde eine mögliche Fortsetzung der MLFZ) mit einem Einfallen von 57° nach Westen diskutiert. Der Bright-Spot B1 aus DEKORP (1994) wird ebenfalls deutlich in einer Tiefe von ca. 10 km bei Profilkilometer 282 abgebildet.

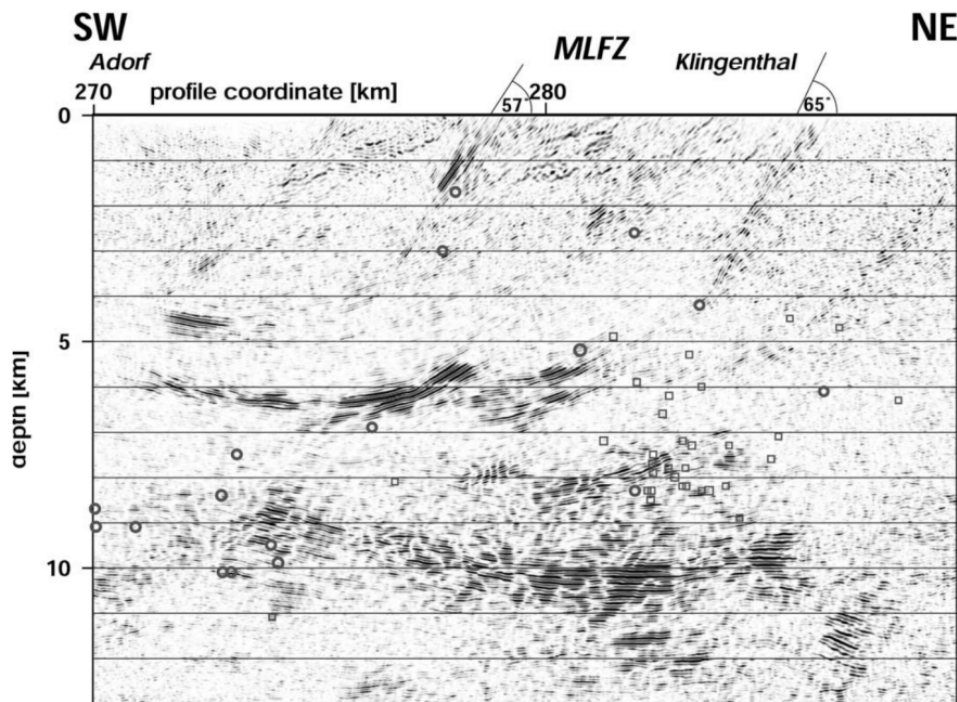


Abbildung 8: Reprozessierung des MVE90 Profils im Vogtland durch BLEIBINHAUS et al. (2003).

Eine weitere Reprozessierung (Abbildung 9) dieses Profils wurde durch SCHIMSCHAL (2013) durchgeführt. Dabei wurde eine Fresnel-Volumen-Migration angewendet. Diese Prozessierung hat sich auf die Auswertung großer struktureller Einheiten fokussiert. Trotzdem konnten in Bereich des Synklinoriums (Bereich A) deutliche Reflexionen gefunden werden, welche das prinzipielle Einfallen der geologischen Einheiten nach Westen bestätigen (vgl. Abbildung 9). Ebenso wird die Unterkante des Synklinoriums bei ca. 10 km abgebildet. Im Zentrum des Bereichs B dominieren hoch reflektive Einheiten. Im Osten des Bereichs B zwischen 15 km und 25 km Tiefe sowie im Westen des Bereichs zwischen 8 km Tiefe und 13 km Tiefe hingegen werden auch in dieser Prozessierung Bereiche verminderter Reflektivität festgestellt. Ebenso ist ein transparenter Bereich D an der Grenze zur Moho zu erkennen. Die markante Aufwölbung der Moho wurde in der ursprünglichen Bearbeitung durch DEKORP (1994) nicht in dieser Stärke beobachtet.

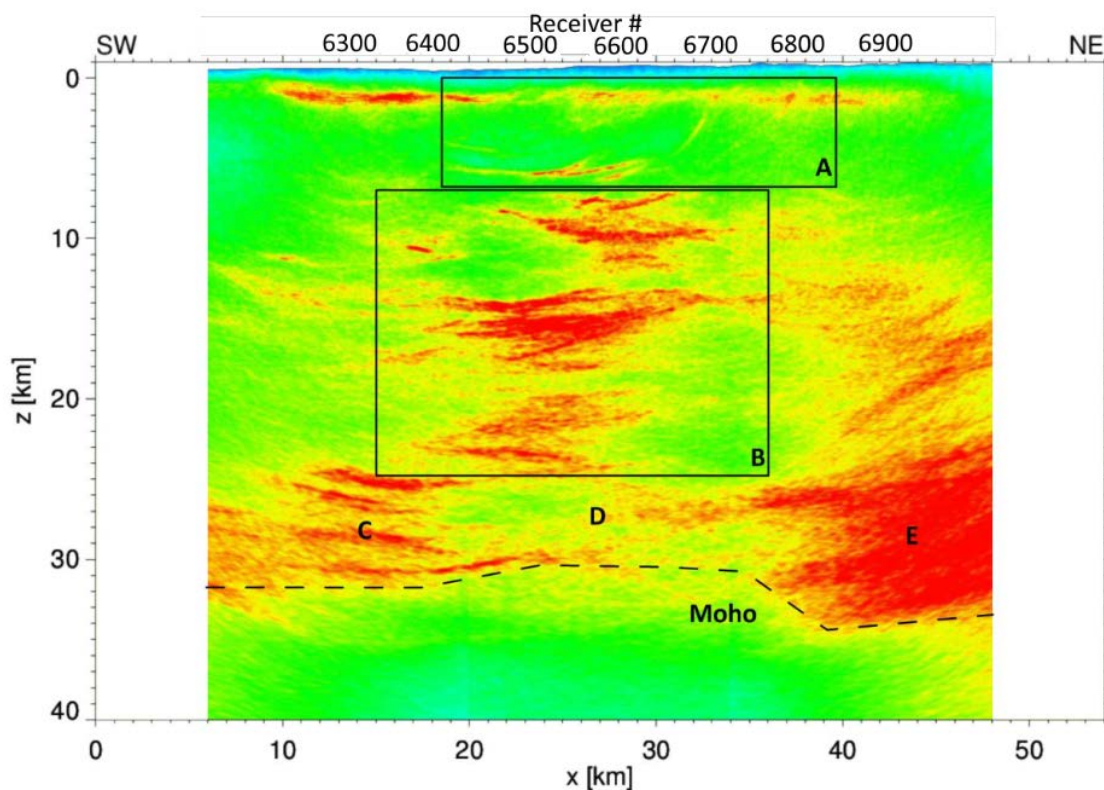


Abbildung 9: Fresnel-Volumen-Migration des MVE90 Profils im Gebiet Vogtland durch SCHIMSCHAL (2013). Receiver 6600 entspricht ca. Profilkilometer 280 in Abbildung 8.

3 Bruchflächenanalyse und Spannungsfeld

3.1 Energiefreisetzung entlang der LRZ

Es kann beobachtet werden, dass die Herdtiefen zunehmen je weiter nördlich die LRZ betrachtet wird. Dazu wurde die Momentenfreesetzung entlang der LRZ berechnet (KIM et. al 1989).

$$\log(M|0) = 1.01M_L + 16.99$$

Die Beben wurden in flache (< 10 km) und tiefe (> 10 km) unterteilt und in 0.05°-Bins zusammengefasst. Die gesamte Energiefreisetzung pro Bin wurde dem Verhältnis der Energie für Beben >10 km und <10 km gegenübergestellt (vgl. Abbildung 4). Bis auf einen Bin bei 51.2° kann ein Trend für zunehmende Herdtiefen in Richtung Norden beobachtet werden. Während in der Region Nový Kostel fast 90 % der Energiefreisetzung oberhalb von 10 km stattfindet, liegen die Beben nördlich von Zwickau überwiegend tiefer als 10 km. Der Ausschlag bei 51.2° ist auf die geringe Datenmenge zurückzuführen. In diesem Bin liegen nur ca. 10 Beben, und ein Beben, das knapp oberhalb von 10 km stattgefunden hat, trägt 75 % des Moments dieses Bins. Dieser Bin zählt bezüglich des freigesetzten seismischen Moments zu den Bins mit der geringsten Momentenfreesetzung (vgl. Abbildung 4).

Weiterhin wurde die freigesetzte Energie aus den aktuellen Beobachtungen (seit 1994) und der historischen Seismizität verglichen (vgl. Abbildung 10). Diese Betrachtung ist nicht ohne entsprechende Vorsicht vorzunehmen. Durch die deutlich unterschiedlichen Zeiträume kann es zu Fehlinterpretationen kommen. Es fällt allerdings auf, dass die Energieverteilung in den historischen Katalogen entlang der LRZ deutlich homogener ist, als es zurzeit beobachtet wird. Im Gebiet Nový Kostel wird das historische Energieniveau erreicht. Allerdings werden aktuell auch tausende Mikrobeben aufgezeichnet, welche aufgrund fehlender Spürbarkeit früher nicht registriert wurden. Deshalb wurde die Energiefreisetzung für verschieden starke Beben berechnet. Dabei fällt auf, dass die grundsätzliche Form der Kurve gleich bleibt und diese vielmehr verschoben wird. Bei der Betrachtung der Verhältnisse wird das noch deutlicher. Ab 50.8° N wurde in den letzten 25 Jahren im Verhältnis zu den historischen Katalogen eine verschwindend geringe Energiemenge freigesetzt. Im Gebiet Nový Kostel und dem südlichen Vogtland (50.15° bis 50.4°) sind es immerhin ca. 10 % für Beben $M_L > 2$. Weiterhin ist das Maximum der Energie für die historischen Beben bei 50.6° und nicht in Großraum Nový Kostel. Diese Diskrepanz wiederum zeigt deutlich, dass unterschiedliche Ursachen für die Bebenaktivität entlang der LRZ vorliegen. Während im südlichen Vogtland und im Gebiet Nový Kostel die Bebenaktivität durch aufsteigende Fluide mit tausenden Mikrobeben (Schwarmbeben) getriggert wird, handelt es sich weiter nördlich wohl um eine rein tektonische Aktivität.

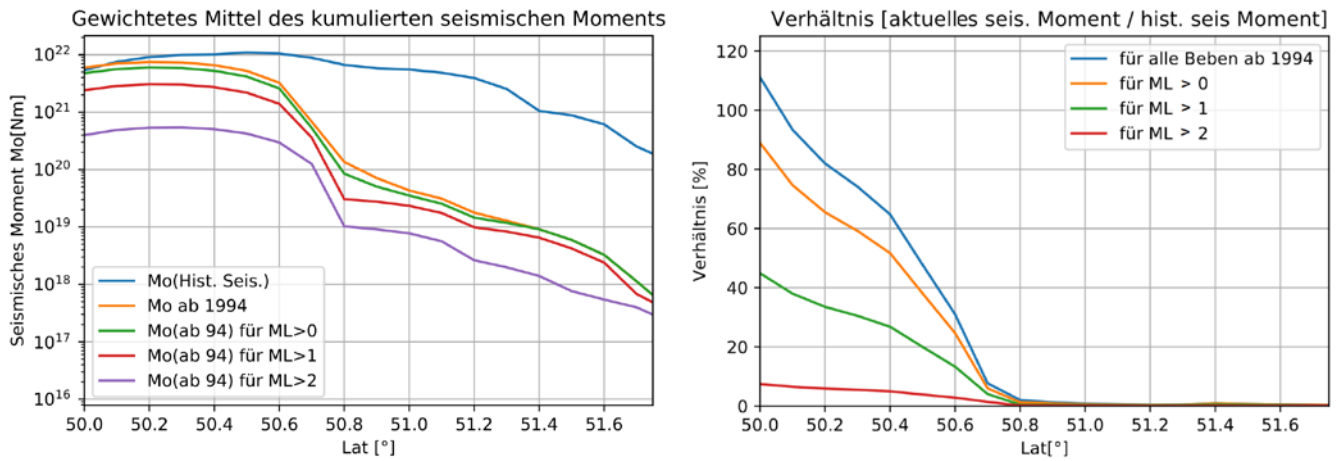


Abbildung 10: Vergleich der freigesetzten seismischen Energie seit 1994 zur historischen Seismizität.

3.2 Der Momententensor und das Prinzip der Herdflächenlösung

Bruchvorgang: Die noch heute in Grundzügen gültige Vorstellung von der Erdbebenentstehung wurde von REID 1991 entwickelt. Der Reidschen „elastic rebound theory“ liegt zugrunde, dass sich in Gebieten, wo die Erdkruste durch großtektonische Bewegungen langsam, aber stetig deformiert wird, elastische Spannungen so lange ansammeln, bis an der schwächsten Stelle die Bruchspannungsgrenze erreicht wird. Von dieser Stelle breitet sich ein Scherbruch aus (BERKHEMER, 2005). Tektonische Beben sind grundsätzlich Scherbrüche, da tektonischer Druck und Gesteinsdruck an den Bruchflächen immer positiv sind.

Herdflächenlösungen: Klassische Herdflächenlösungen beschreiben die zu erwartende Abstrahlcharakteristik des Erdbebens. Entlang einer Bruchfläche werden Kompressionswellen in Richtung des sich ausbreitenden Bruchs und Dilatationswellen entgegen dieser Richtung abgestrahlt. In Verlängerung der Bruchfläche und in einer dazu senkrechten Fläche kehrt das seismische Signal sein Vorzeichen um. Man spricht von den Knotenebenen (nodal planes) des Erdbebenherdvorgangs (BERKHEMER, 2005). Die zwei Knotenebenen teilen eine gedachte Kugel, deren Mittelpunkt im Hypozentrum des Erdbebens liegt, in vier Teile. In dieser Herdkugel entsprechen je zwei Viertel der Abstrahlung von Kompressionswellen und zwei Viertel der Abstrahlung von Dilatationswellen. Zur zweidimensionalen graphischen Darstellung des Ereignisses wird die untere Hälfte der Herdkugel auf eine Tangentialebene abgebildet (winkelgetreue stereographische Projektion oder flächentreue Lambertsche Projektion) (BERKHEMER, 2005). An den entstehenden Herdflächenlösungen kann der entsprechende Bruchvorgang rekonstruiert werden. Dabei ist stets zu beachten, dass die beiden Knotenebenen identisch sind und mittels zusätzlicher Informationen die Herdfläche ermittelt werden muss (vgl. Abbildung 11).

Double Couple: Herdflächenlösungen sind eine Abstraktion zur Veranschaulichung des Bruchvorganges eines Erdbebens. Der Bruch passiert entlang einer Bruchfläche endlicher Größe. Die Fernfeldwirkung eines reinen Scherbruches kann durch die Wirkung einer Punktkraft, welche durch zwei Kräftepole mit Moment, deren Gesamtmoment sich aufhebt, erzeugt wird, beschrieben werden. Dieses Kraft wird als Double Couple Kraft (DC) bezeichnet und stellt ein Kräfteäquivalent zum realen Bruchvorgang dar, wenn die Wellenlängen der abgestrahlten seismische Wellen im Vergleich zur Herdfläche groß genug sind.

Momententensor: Die DC-Lösung ist eine Vereinfachung eines Bruchvorgangs. Seismische Quellen können auch gänzlich anders geartet sein. Zum Beispiel können isotrope Quellen (z.B. Explosionen) damit nicht abgebildet werden. Verallgemeinert kann eine seismische Punktquelle durch den Momententensor M abgebildet werden. Dieser besteht aus 9 aufeinander senkrecht stehenden Vektor-Dipolen M_{ij} .

$$M_{ij} = \begin{pmatrix} M_{11} & M_{12} & M_{13} \\ M_{21} & M_{22} & M_{23} \\ M_{31} & M_{32} & M_{33} \end{pmatrix}$$

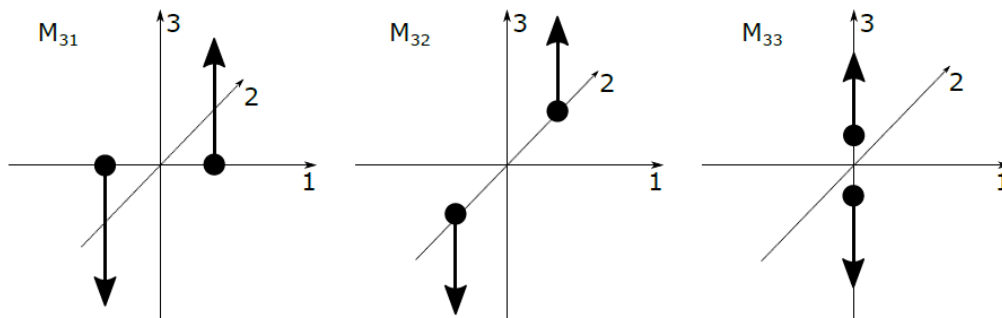


Abbildung 11: Drei der neun möglichen Vektordipole M_{ij} im Momententensor M . M_{31} und M_{32} sind Vektordipole mit Drehmoment und M_{33} ohne Drehmoment.

Diese Idealisierung des Herdvorgangs entspricht einer beliebigen Punktquelle im elastischen Medium. Erdbeben sind keine Punktquellen. Aber unter der Annahme, dass die Wellenlänge groß im Vergleich zur Herdfläche ist, ist der Unterschied für große Entfernungen marginal. Für die Auswertung eines Momententensors ist es hilfreich, diesen in Elementarquellen zu zerlegen (s. Abbildung 11). Prinzipiell sind verschiedene Zerlegungen denkbar und die Zerlegung ist somit nicht eindeutig. Für diese Arbeit wurde die Zerlegung in einen optimalen Double Couple und Compensated Linear Vector Dipol (CLVD) sowie einen isotropen Anteil M_{iso} gewählt. Der DC- und CLVD-Anteil zusammen werden allgemein als deviatorischer Anteil M_{dev} bezeichnet. Die Zerlegung in M_{iso} und M_{dev} ist eindeutig. Der M_{iso} -Tensor strahlt nur P- und Rayleigh-Wellen sowie kugelförmige Normalmoden ohne Richtungsvorzug ab. Der deviatorische Tensor M_{dev} hat oft keine direkte geologische Entsprechung und wird deshalb in weitere geologisch sinnvolle Teile zerlegt (DAHM & KRÜGER, 2014). Eine mögliche Zerlegung ist die Aufteilung in einen am besten passenden DC-Anteil sowie einen CLVD-Anteil. Der CLVD-Anteil hat wiederum meist keine bestimmte geologische Repräsentation. Deshalb wird dieser für krustale Erdbeben oft als residualer Quellanteil beschrieben, welcher nicht durch den DC-Anteil abgebildet werden konnte. Dieses Residuum entsteht z.B. durch Rauschen in den Daten oder von vereinfachten Annahmen. Solche Annahmen wären z.B. das Negieren des Effektes einer gekrümmten Erdoberfläche während der Inversion. Deshalb wird ein kleiner CLVD-Anteil manchmal als Bestätigung der Modellannahmen interpretiert (DAHM & KRÜGER, 2014).

$$M_{ij} = M_{iso} + M_{CLVD} + M_{DC}$$

3.3 Existierende Herdflächenlösungen entlang der LRZ

KORN et al. (2008) haben entlang der LRZ eine Vielzahl von Erdbeben ausgewertet. Diese wurden unter anderem mit dem ab 2000 aufgebauten Sächsischen Seismologischen Überwachungsnetz SX-Net aufgenommen. Für den Zeitraum von 2002 und 2007 wurden für 33 Erdbeben zwischen Magnitude 0.4 und 2.8 Herdflächenlösungen bestimmt. Herdflächenlösungen sind eine vereinfachte Beschreibung von Bruchvorgängen und Verschiebungsvorgängen an einer Bruchfläche. Sie werden durch die drei Winkel Strike (Streichen), Dip (Fallen) und Rake (Neigung) eindeutig bestimmt (vgl. Abbildung 12).

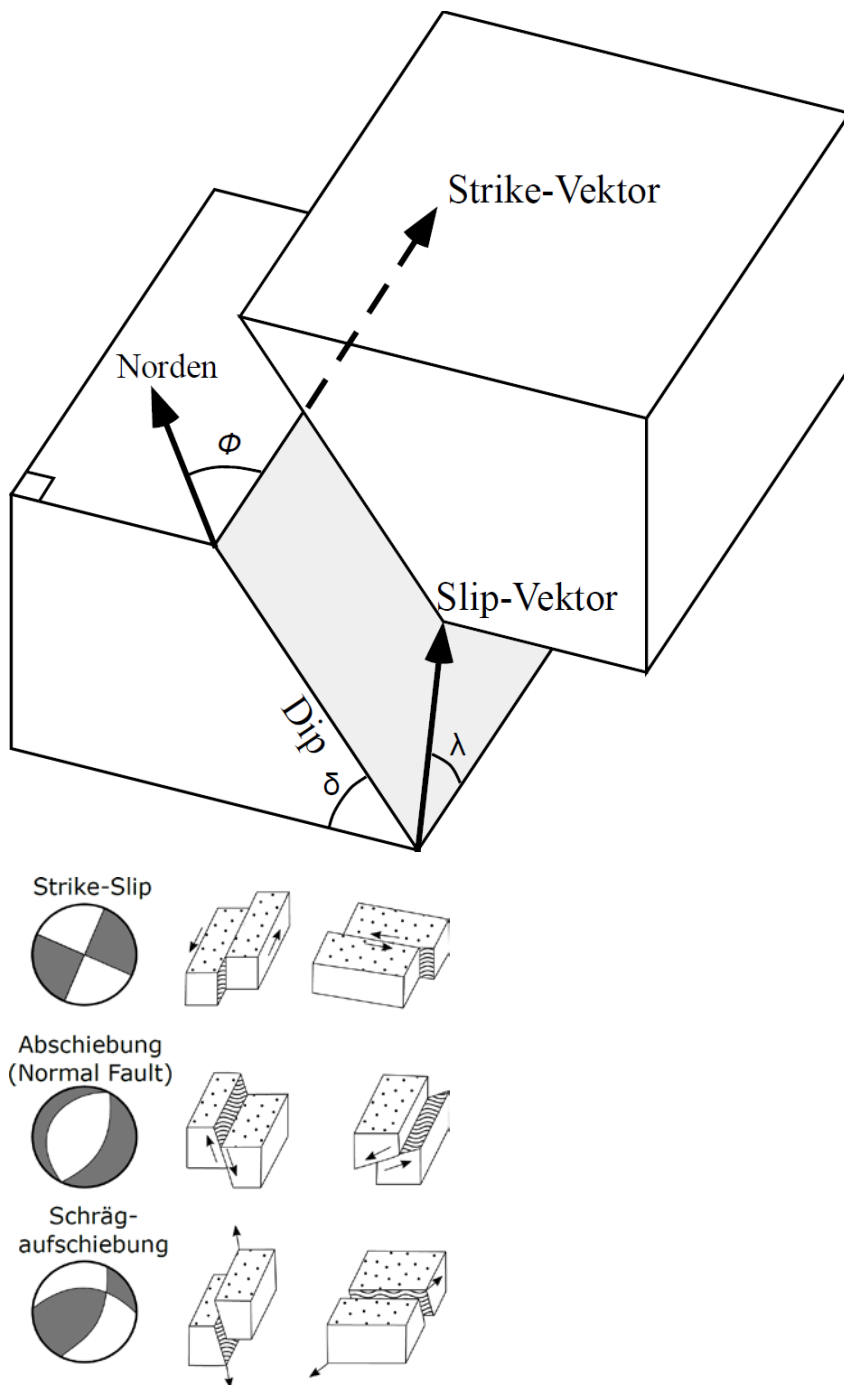


Abbildung 12: Strike, Dip und Rake-Winkel (links); Beispiele für Herdflächenlösungen (rechts)

22 dieser Erdbeben lagen nördlich der Schwarmregion Nový Kostel. Zur Auswertung wurde die Software FOCMEC verwendet (SNOKE, 2003). FOCMEC wertet die Ersteinsatzpolaritäten der Seismogramme aus und errechnet durch Rückprojektion zum Herd eine klassische Herdflächenlösung. Die Autoren kommen zu dem Schluss, dass ein (sinistraler - linkslateraler) Strike-Slip Mechanismus mit oder ohne Normal-Fault-Anteil dominiert. In der Abbildung 13 sind die gewonnenen Herdflächen um das Untersuchungsgebiet verteilt und durch Linien mit dem Epizentrum verbunden. Das nördlichste Ereignis wurde nördlich von Altenburg lokalisiert und es wurde ein deutlicher Normal-Fault-Charakter berechnet. Im Großraum Gera-Zwickau dominieren deutliche Strike-Slip-Lösungen mit N-S-Streichen. Im zentralen Vogtland errechneten die Autoren mehrere Normal-Fault-Lösungen mit Streichen in O-SW-Richtung. Im südlichen Vogtland wurden verstreut mehrere Normal-Fault-Lösungen errechnet, welche NW-SO streichen. Ansonsten dominieren in diesem Bereich Strike-Slip-Lösungen mit zum Teil flachen Dip-Winkeln. Die Autoren haben die Parameter (Strike, Dip und Rake) der Herdflächen systematisch ausgewertet (vgl. Abbildung 14). Dabei wird deutlich, dass die meisten Beben ein ähnliches Streichen zur erwarteten Leipzig-Regensburg-Zone oder zur Gera-Jáchymov-Zone (herzynisch) haben. Steile Dip-Winkel sind üblich. Es fällt auf, dass die Beben, welche eher herzynisch streichen, im Mittel flachere Dip-Winkel haben.

Herdflächenlösungen 2001-2007

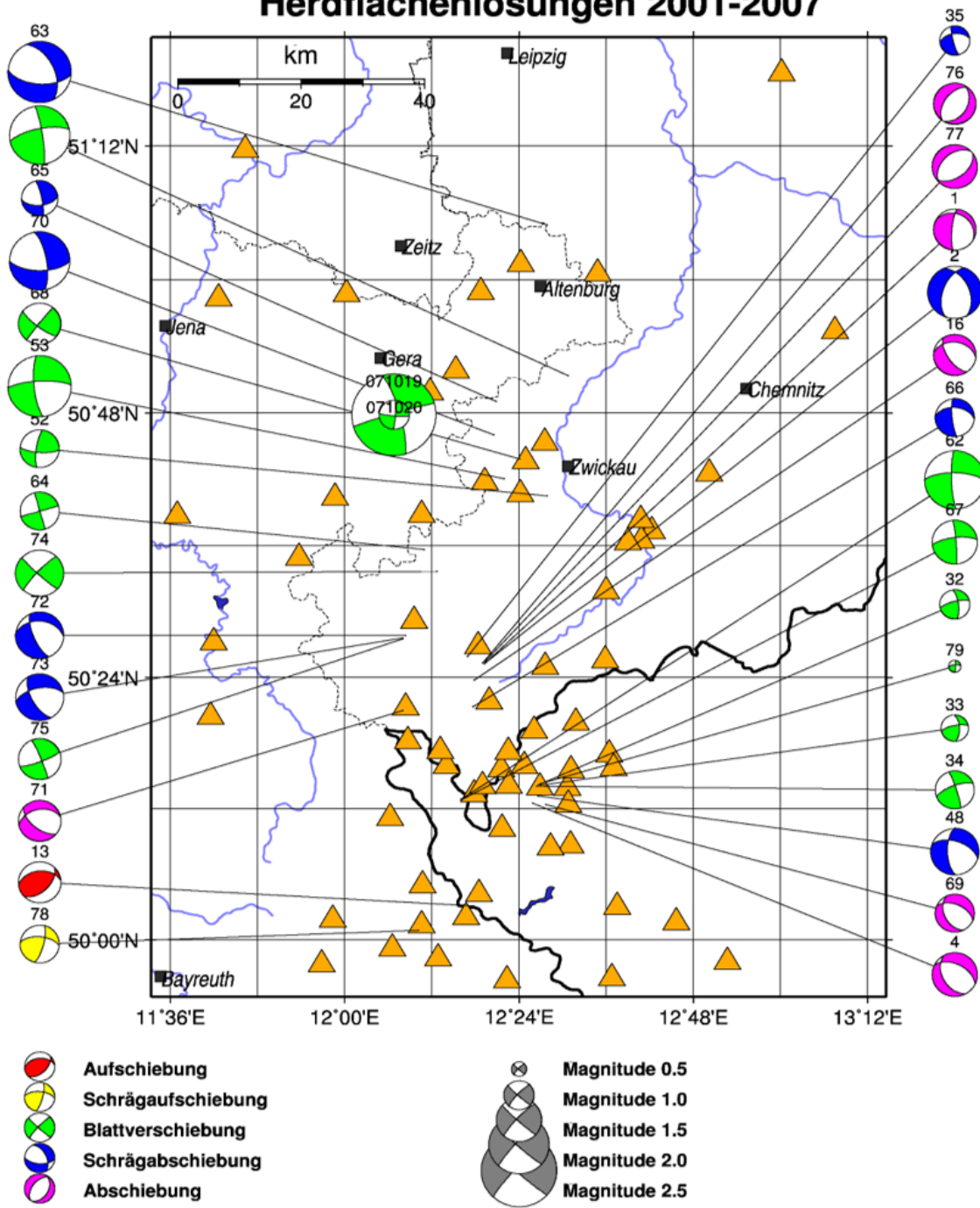


Abbildung 13: DC-Lösungen entlang der LRZ von 2002-2008 (modifiziert nach KORN et al. 2008).

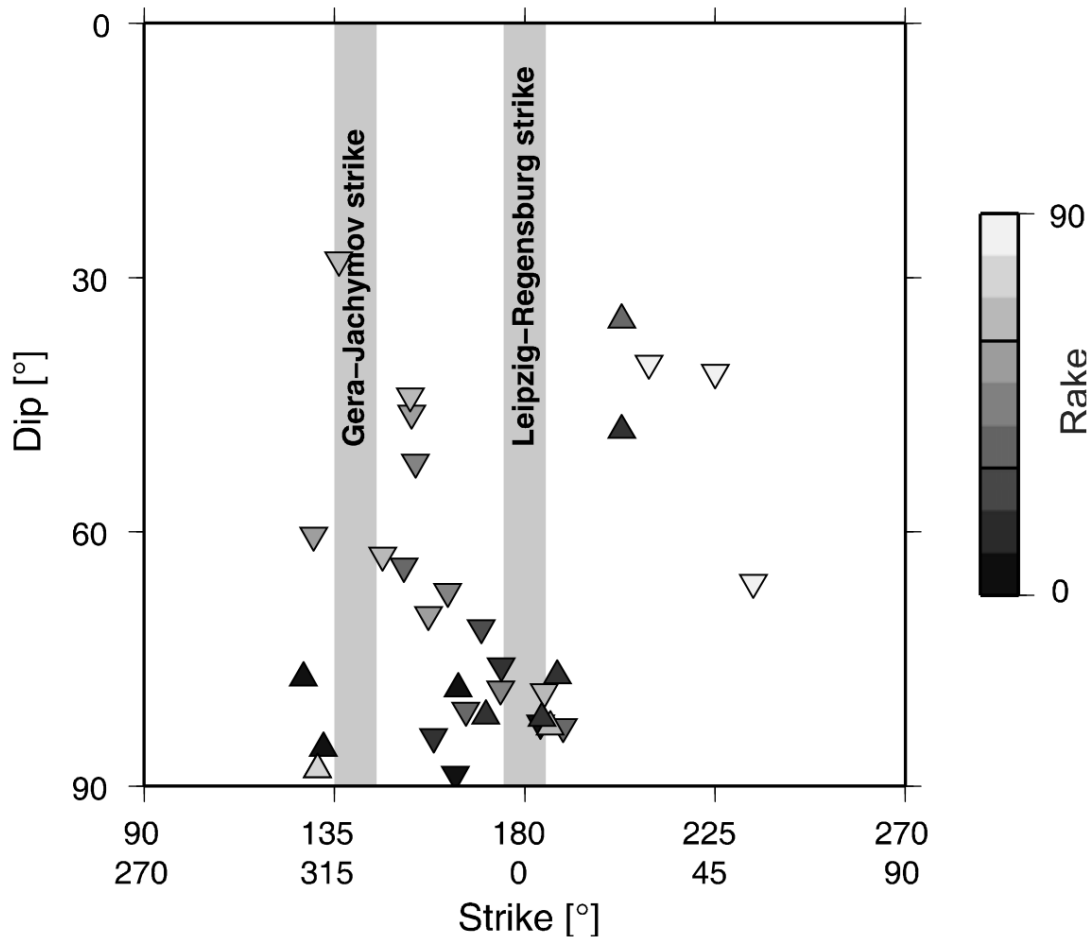


Abbildung 14: Verteilung von Strike, Dip und Rake der Beben außerhalb der Schwarmbeben Regionen. Das Streichen der meisten Bruchflächen ist ähnlich zum Streichen der Leipzig-Regensburg Zone oder der Gera-Jachymov-Zone. Steile Dip-Winkel sind üblich. Der absolute Rake-Winkel ist durch entsprechende Grauschattierungen angegeben. Aufwärts- oder Abwärtsrichtung der Bewegung ist durch die Dreiecke indiziert (modifiziert nach KORN et al. 2008).

DAHM et al. (2018) haben in ihrer Studie die Momententensor-Inversion auf zwei stärkere Erdbeben im Gebiet Halle-Leipzig angewendet. Die Beben werden in Abbildung 15 in Kombination mit der lokalen Störungssituation und Erdbebenlokalisierungen aus der Routineauswertung dargestellt. Die Beben der Routineauswertung wirken zufällig verstreut (Abbildung 15). Es fällt im Gegensatz auf, dass die zwei gewonnenen Normal-Fault-Lösungen quasi identisch streichen und dem Verlauf der Halle-Störung folgen (herzynisch). Die Autoren kommen zu dem Schluss, dass die Beben auf derselben Störungsfläche liegen müssen.

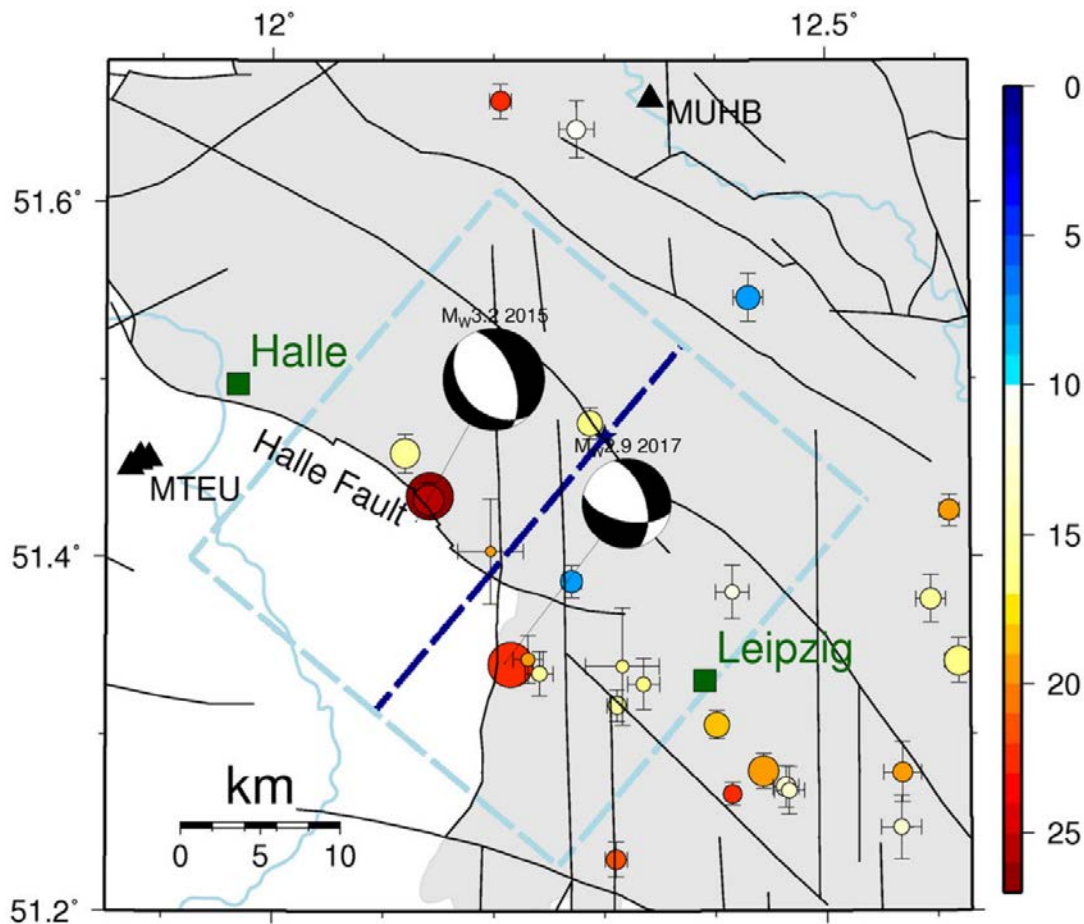


Abbildung 15: Übersicht zu den MT-Lösungen nach DAHM et al. 2018.

3.4 Momententensor-Inversion

Die Berechnung von Momententensoren ist in der globalen Seismologie ein etabliertes Verfahren. Es ist jedoch nicht trivial die üblichen Inversionsalgorithmen auf schwache lokale Erdbeben anzuwenden. Für die LRZ liegen die meisten Erdbeben der letzten Jahrzehnte unterhalb der Magnitude M_L 3. Deshalb musste ein Verfahren gewählt werden, welches für diese schwachen Erdbeben anwendbar ist. DAHM et al. (2018) haben demonstriert, dass ihr Verfahren auf kleine Erdbeben (M_L 3) anwendbar ist. Ein Ziel dieser Arbeit war es die Anwendung dieses Verfahrens zu optimieren und für Erdbeben bis unter M_L 2 anzuwenden. Für die Inversion der Momententensoren wird die Software Grond verwendet (HEIMANN et al., 2018). Grond ist Bestandteil der Python-Tool-Box Pyrocko. Es handelt sich um eine spezielle Variante einer Full-Wave-Form-Inversion. Neben der Inversion von Herdparametern aus Wellenformdaten können zum Beispiel auch InSar-Daten verwendet werden, um den Herdmechanismus aus der Verschiebung der Oberfläche zu rekonstruieren. Für die Beobachtungen der lokalen Seismologie wird nur auf Wellenformdaten zurückgegriffen (vgl. Abbildung 16). In dieser Abbildung 16 ist dargestellt, wie das seismische Signal eines Erdbebens an verschiedenen seismologischen Stationen aufgezeichnet und durch Inversion rekonstruiert wurde. Mit schwarzen Linien sind dabei die aufgezeichneten Signale und in Rot das Inversionsergebnis dargestellt. Weiterhin ist unter der Wellenformanpassung für jede Station noch zusätzlich die Anpassung im Frequenzbereich dargestellt. Es handelt sich dabei um ein Beispiel, wie eine erfolgreiche Inversion aussehen kann.

Im Folgenden wird diese Inversion genauer erläutert:

Für die Auswertung wurden Erdbeben, welche seit 2008 aufgezeichnet wurden, ausgewählt. Für die Berechnung sollten die Beben mindestens von zehn Stationen aufgezeichnet worden sein. Weiterhin sollten diese Stationen eine möglichst gleichmäßige azimutale Überdeckung in Bezug auf das Erdbeben aufweisen. Mit abnehmender Stärke der Erdbeben sinkt ebenfalls die Reichweite, in welcher die Beben von den Stationen aufgezeichnet werden. Das ist eine Herausforderung für die Auswertung schwacher Erdbeben, da es immer schwieriger wird, eine ausreichende Datengrundlage für die Analyse zu gewinnen. Nach einer Auswertung des zugrunde gelegten Erdbebenkatalogs wurden mehrere Erdbeben entlang der LRZ gefunden, welche von besonderem Interesse für die Analyse sind. Eine erhöhte Aufmerksamkeit in der Auswertung der Ergebnisse wurde auf Ereignisse gelegt, welche an gleichen Orten zu verschiedenen Zeiten aufgetreten sind. Dies ermöglicht es z.B. darauf zu schließen, ob es sich um eine einheitliche Bruchfläche handelt, welche wiederholt aktiviert wurde. Daher wurden unter anderem wiederholte Ereignisse bei Bergen und Bad Brambach genauer untersucht.

Die Momententensor-Inversion wurde ausgehend von den Untersuchungen zu den erwähnten Erdbeben bei Halle und Leipzig weiterentwickelt. Dazu wurden diese Ergebnisse im ersten Schritt nachvollzogen, um eine „Kalibrierung“ für die folgenden Berechnungen zu schaffen. Darauf aufbauend wurde das Verfahren für schwächere Erdbeben optimiert.

Stationskorrekturen

Eine dieser speziellen Optimierungen ist die Berechnung individueller Stationskorrekturen. Die einzelnen Erdbebenstationen registrieren oft für Erdbeben gleicher Stärke und Entfernung unterschiedliche Amplituden. Das liegt an den unterschiedlichen geologischen Stationsuntergründen. Für die Momententensor-Inversion ist eine möglichst genaue Kalibrierung der jeweiligen Stationen notwendig. Dazu wurden die gemessenen Amplituden für globale Erdbeben innerhalb des Stationsnetzes verglichen. Es liegt die Annahme zugrunde, dass bei einer Entfernung der Erdbeben von 5000-8000 km die Ausdehnung des Stationsnetzes von 200 km als klein angesehen werden kann. Deshalb sollten alle Stationen für ein bestimmtes Fernbeben die gleiche Amplitude messen. Um diese Kalibrierung möglichst sinnvoll durchführen zu können, ist es zwingend notwendig, dass die Erdbeben azimutal ausreichend verteilt sind. Dazu wurden Erdbeben im Zeitraum eines Jahres mit einer Stärke der Magnitude 5-7.5 ausgewählt. Auf diese Weise konnten für alle verwendeten Stationskonfigurationen passende Stationskorrekturen berechnet werden. Dieser Schritt hatte eine erhebliche Auswirkung auf die Ergebnisse der Inversionen.

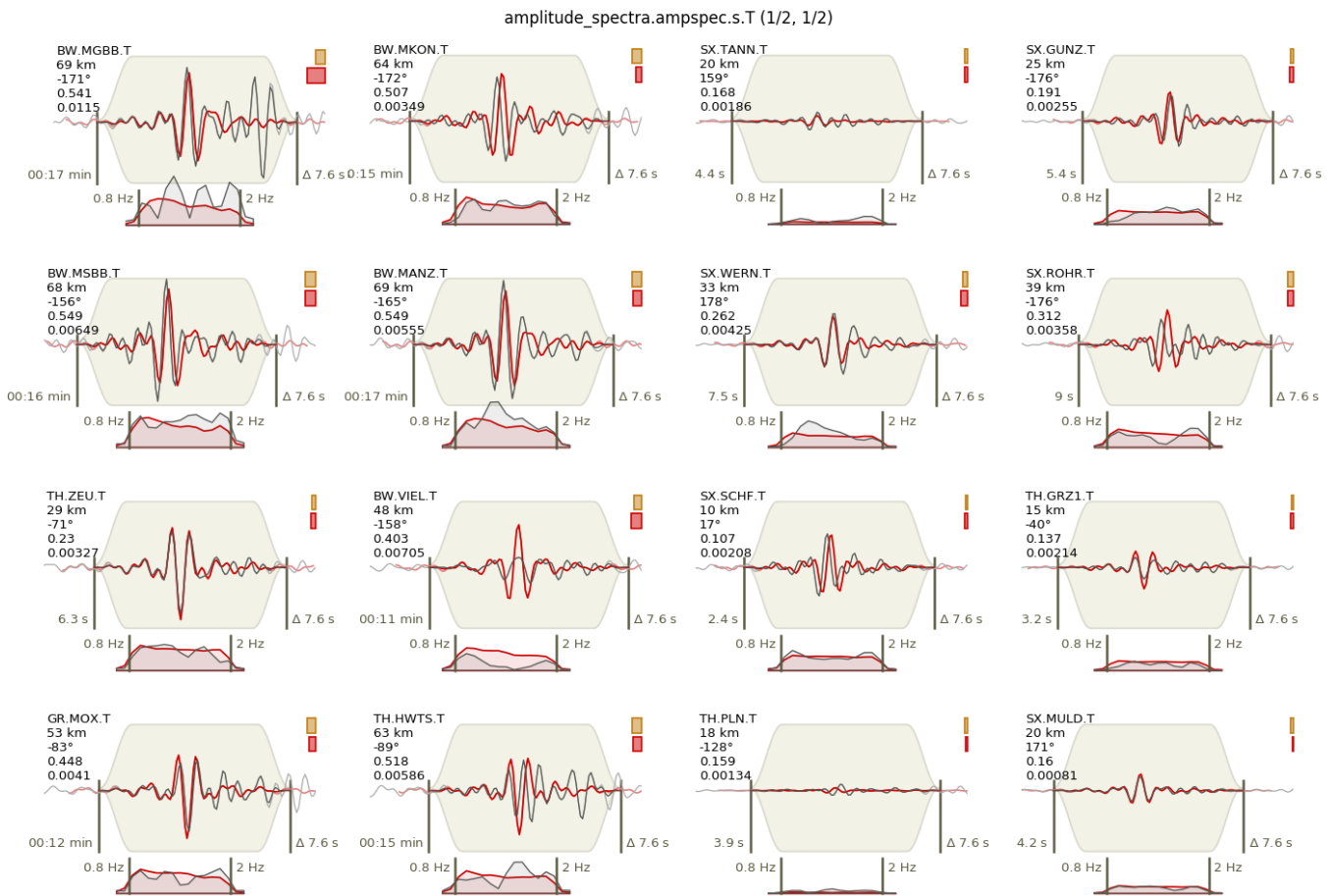


Abbildung 16: Beispiel angepasster Wellenformen (rot) zu aufgezeichneten Wellenformen (schwarz) des Scherwellenanteils eines Erdbebens als Ereignis der Momententensor Inversion mit Grond. Unter den Wellenformen ist die Differenz zwischen den beobachteten und berechneten Frequenzspektren dargestellt.

Geschwindigkeitsmodell

Das Geschwindigkeits- und Dämpfungsmodell des Untergrundes ist entscheidend für eine genaue Lokalisierung. Für die durchgeführten Untersuchungen wurde ein geschichtetes 1D-Geschwindigkeitsmodell verwendet. Dieses wurde aus einer Geschwindigkeits-Tomographie von Marcel van Laaten (Universität Jena) im Rahmen der Zusammenarbeit im Seismoverbund zur Verfügung gestellt. Zusätzlich wurden Dämpfungswerte unter anderem anhand der Dissertation von GAEBLER (2015) ermittelt und in dem Untergrundmodell ergänzt (vgl. Tabelle 1).

Die Verwendung dieses Geschwindigkeitsmodells führte speziell im Bereich des Vogtlands zu stabilen Lösungen. Eine stabile Lösung wird hier so definiert, dass die entsprechenden Herdparameter (z.B. Herdzeit, Position, Tiefe, Magnitude) in der Inversion auf einen eindeutigen Wert konvergieren. Zur Kontrolle dieser Konvergenz ist es möglich die letzten 100 Boot-Strap Lösungen in einem Cross-Plot darzustellen. Dabei werden alle Parameter in Abhängigkeit zueinander verglichen. Es sollen in dieser Darstellung möglichst deutlich abgegrenzte Punktwolken entstehen. Ein Beispiel für eine stabile Inversion mit dem LRZ-Average-Modell ist in Abbildung 17 dargestellt.

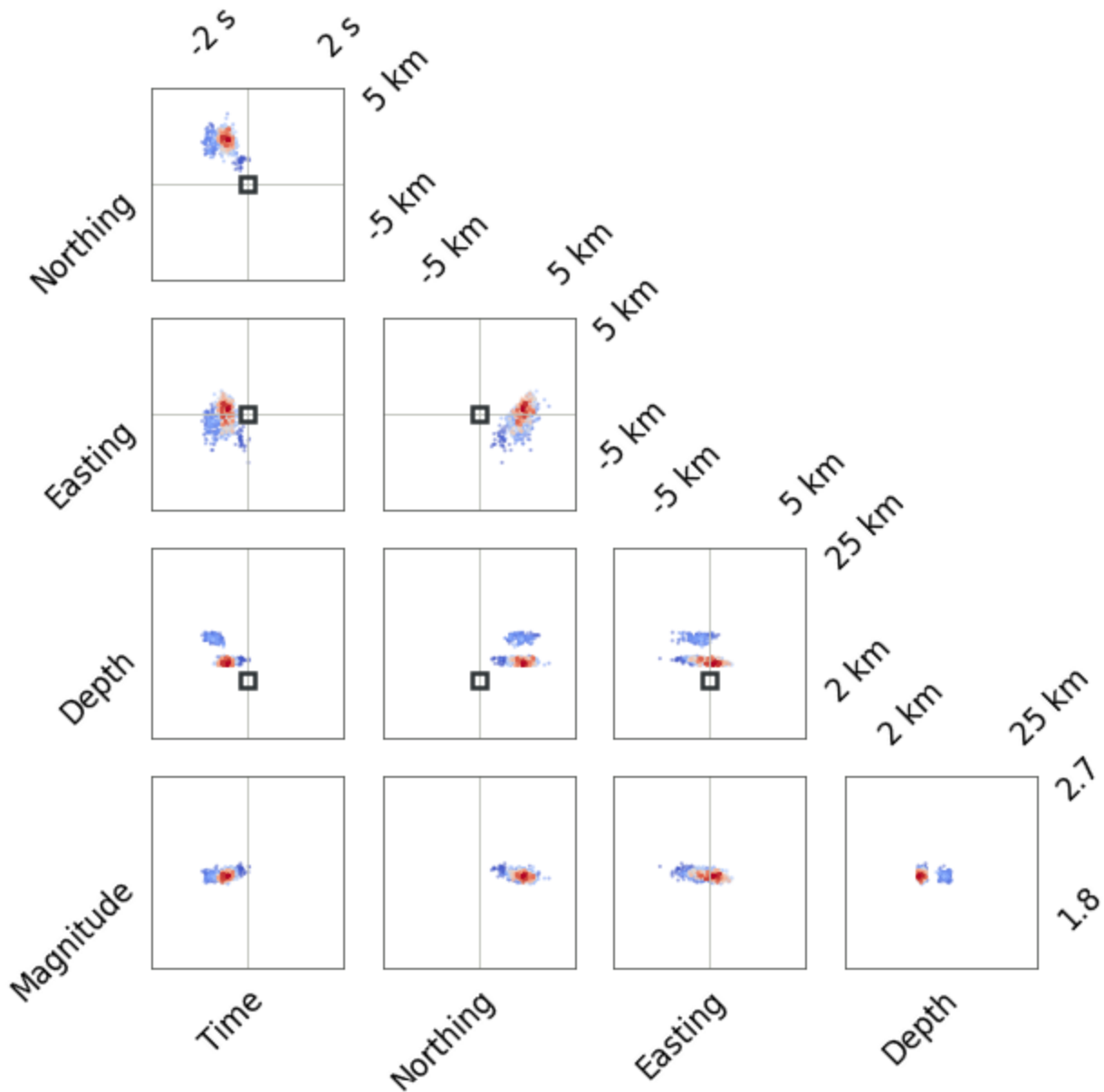


Abbildung 17: Beispiel für die Konvergenz verschiedener Inversionsparameter im Cross-Plot. Die Verwendung des LRZ-Average-Modells führt zu guter Konvergenz und deutlich abgegrenzten Lösungen. Die Lösungen mit dem besten Fehler in der Inversion sind in rot eingefärbt die schlechtesten in blau.

Tabelle 1: Parameter des verwendeten 1D-Schichtmodells „LRZ-Average“

Tiefe [km]	V_P	V_S	Dichte [g/cm^3]	Q_P	Q_S
0-2	5.65	3.30	2.60	337	150
2-10	5.84	3.40	2.70	450	200
10-18	6.10	3.57	2.75	562	250
18-25	6.50	3.73	2.80	562	250
25-31	6.98	3.98	2.90	562	250
31-50	7.70	4.45	3.60	962	400

Wie in Abschnitt 3.1 erklärt hat der CLVD Anteil einer MT-Lösung oft keine geologische Entsprechung. Unter dieser Maßgabe kann geschlussfolgert werden, dass eine Lösung mit möglichst kleinem CLVD-Anteil erstrebenswert ist. Durch die Verwendung des optimierten Geschwindigkeitsmodells LRZ-Average konnte für sonst identische Inversionsparameter eine deutliche Verringerung des CLVD-Anteils in den Lösungen beobachtet werden. Gleichwohl bleibt die grundsätzliche Gestalt des DC-Anteils (Strike, Dip und Rake) davon meist unbeeinflusst (vgl. Abbildung 18).

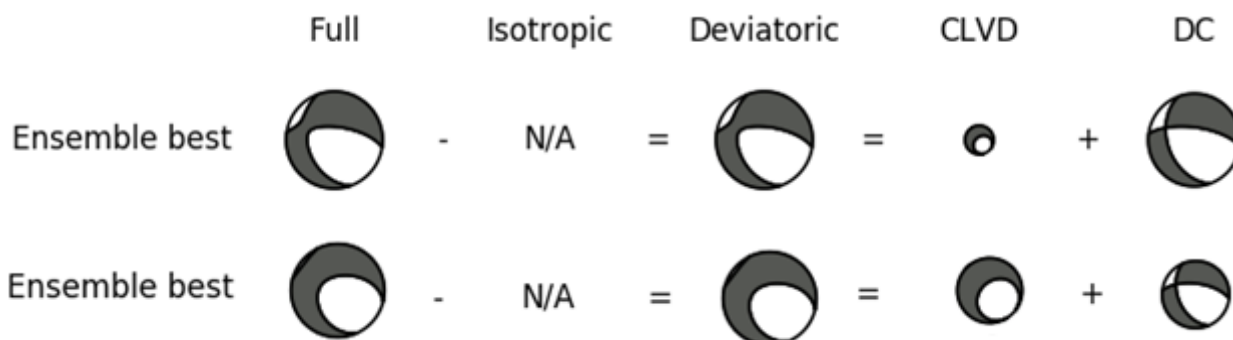


Abbildung 18: Verbesserung der MT-Lösung durch Verwendung des optimierten Geschwindigkeitsmodells. Oben: Lösung mit LRZ-Average-Modell; Unten: Lösung mit Geschwindigkeitsmodell von Dahm et al. (2018).

Inversionsparameter

Weiterhin konnte durch geschickte Wahl der Inversionsparameter das Verfahren für das Untersuchungsgebiet soweit optimiert werden, dass die Inversion wesentlich stabilere und zuverlässigere Ergebnisse erzeugte. Für die Auswertung hat es sich als vorteilhaft erwiesen sowohl das Amplitudenspektrum als auch die Wellenformanpassung im Zeitbereich sowohl für P-Wellen als auch für S-Wellen in der Inversion parallel zu betrachten. So entstehen für jede Station vier Zielfunktionen, für welche der Fehler minimiert werden soll. Dabei kann in der Inversion den verschiedenen Zielen eine unterschiedliche Priorität in der Inversion zugewiesen werden. Diese Konfiguration wurde für alle Inversionen verwendet.

Auswahl

Für die Inversion wurden primär Beben nach 2008 ausgewertet. Dies hat verschiedene Beweggründe. Zum einen wurden für viele Beben vor 2008 durch KORN et al. (2008) Herdflächenlösungen berechnet. Dementsprechend sollte zuerst die Lücke in der zeitlichen Abdeckung geschlossen werden. Zum anderen ist die Verfügbarkeit von seismischen Registrierungen in den letzten 20 Jahren durch den stetigen Ausbau der seismologischen Überwachungsnetze deutlich verbessert worden. Eine erhöhte Verfügbarkeit an Daten ist für die Auswertung vorteilhaft. Vor 2008 wurden nur wenige Beben zu Vergleichszwecken mit bestehenden Lösungen ausgewertet. Es konnten nicht alle verfügbaren Erdbeben ausgewertet werden. Der Grund-Algorithmus ist trotz der effizienten Umsetzung sehr Rechenzeit aufwändig. Im Allgemeinen wird dieser Nachteil aber durch die Vorteile des Verfahrens ausgeglichen. Trotzdem ist der hohe Rechenaufwand ein limitierender Faktor, sodass im gegebenen Zeitrahmen nicht beliebig viele Beben ausgewertet werden konnten. Dementsprechend wurden die Beben für die Bearbeitung im Zielbereich ($> M_L 1$) aus den Erdbebenkatalogen zufällig ausgewählt, um eine ungewollte Beeinflussung der Ergebnisse auszuschließen.

Auswertung

Insgesamt konnten 26 Beben erfolgreich ausgewertet werden (vgl. Tabelle 2). Der Großteil der ausgewerteten Beben befindet sich im Bereich des Vogtlands. Weiterhin wurden sechs Beben im Schwarmgebiet Nový-Kostel ausgewertet sowie mehrere im Großraum Gera, zwei bei Leipzig und ein Beben bei Chemnitz. Es wurden große Anstrengungen unternommen, um mehrere Beben bei Pegau (nahe Leipzig) auszuwerten. Diese Erdbeben waren von besonderem Interesse aufgrund ihrer nördlichen Lage in Bezug auf die LRZ. Durch die unzureichende azimutale Überdeckung mit seismischen Stationen im Raum Leipzig und dem ungünstigen Signal-Rausch-Verhältnis entscheidender Registrierungen war die Datenbasis stark eingeschränkt. Eine zuverlässige und belastbare Berechnung war auch mit erheblichem Aufwand nicht möglich.

Besonders hervorzuheben sind die ausgewerteten Beben bei Bergen und Bad Brambach (vgl. Abbildung 19 und Abbildung 20). Für beide Orte konnte für wiederholte Beben ein fast identischer Herdmechanismus gewonnen werden. Die Abstände zwischen den Beben betragen 9 Monate bzw. 5 Jahre. In beiden Gebieten konnten Beben mit einer Magnitude unter M_L 2 ausgewertet werden und das erste Beben war jeweils das Schwächere. Die errechneten Bruchflächen der Beben streichen jeweils N-S und es handelt sich um Strike-Slip-Lösungen. Die Bruchflächen bei Bergen haben einen flachen Dip-Winkel von ca. 45° . Dieser Typ von Herdflächenlösung mit leicht variierendem Dip-Winkel kann bei der Betrachtung des DC-Anteils der ermittelten Momententensoren, speziell im Bereich Vogtland, generell festgestellt werden (vgl. Abbildung 19). Im zentralen Vogtland repräsentieren bis auf eine Ausnahme alle ermittelten Herdflächenlösungen Strike-Slip-Brüche in Nord-Süd-Richtung. Dabei bildet das Beben vom 16.06.2013 um 02:18:04 Uhr in der Gemeinde Mühlenthal, südwestlich von Schöneck, die Ausnahme. Die Bruchfläche dieses Bebens streicht wahrscheinlich in NW-SE Richtung. Das entspricht der herzynischen Streichrichtung. Ein weiteres Beben, dessen Bruchfläche keine eindeutige Nord-Süd Streichrichtung hat, liegt bei Gera (vgl. Abbildung 22). Auch diese Bruchfläche folgt wahrscheinlich der herzynischen Streichrichtung. Mithin konnte die Zielstellung von M_L 2 zum Teil deutlich unterschritten werden. Hierbei wurden Inversionsergebnisse für ein Erdbeben mit Magnitude M_w 1.3 (22.11.2009) berechnet. Dies ist nur im Bereich des Vogtlands möglich. In diesem Gebiet ist durch die gute seismologische Überwachungsinfrastruktur eine hinreichend gute Datenbasis vorhanden, um solche speziellen Verfahren anzuwenden. Weiterhin konnte nach der Relokalisierung der Trend zu größeren Tiefen in nördlicher Richtung beobachtet werden (vgl. Abbildung 20). Ausnahme hierbei sind die Beben bei Bergen. Diese liegen in ca. 10 km Tiefe und somit genau unterhalb des Bergener-Granits. Die Vermutung liegt nahe, dass diese Beben mit der Thoßfeller-Störung in Verbindung stehen, welche zwischen Oelsnitz und Bergen in N-S-Richtung streicht (vgl. Kapitel 4).

Tabelle 2: Übersicht der invertierten Momententensoren

Datum	Zeit	Mw	Lat	Lon	DC	CLVD	FULL
2015-08-16	07:38:15.63	1.9	50.253	12.296			
2010-01-23	20:16:20.41	1.8	50.255	12.316			
2019-06-10	17:52:33.64	2	50.257	12.423			
2020-12-19	07:20:08.83	2	50.261	12.467			
2019-06-10	17:52:48.79	2	50.262	12.425			
2020-12-19	10:23:38.52	2	50.264	12.389			
2020-12-20	10:48:33.10	2.4	50.27	12.455			
2020-12-19	10:23:37.98	2.1	50.273	12.418			
2019-03-25	19:51:42.98	2.1	50.308	12.319			
2010-09-09	19:26:45.38	1.8	50.322	12.33			
2013-06-16	02:18:04.12	1.5	50.367	12.297			
2009-11-22	06:31:21.19	1.3	50.391	12.324			
2004-08-11	00:18:53.25	1.7	50.392	12.277			
2005-12-23	19:36:47.51	1.4	50.43	12.291			
2004-02-07	22:50:48.59	1.7	50.444	12.288			
2015-12-09	03:13:14.25	1.7	50.462	12.292			
2016-08-14	12:36:11.58	2.2	50.467	12.292			
2014-02-02	04:47:49.47	1.9	50.582	12.373			
2016-09-03	00:03:08.84	2.7	50.687	12.318			
2007-10-19	04:41:58.43	2.7	50.824	12.144			
2020-05-09	18:50:25.50	2.1	50.878	12.863			
2016-02-14	23:26:11.72	2.1	50.935	12.369			
2015-08-29	16:11:20.24	2.2	50.938	12.067			
2013-01-17	19:46:20.00	2.4	50.976	12.382			
2017-04-29	00:56:23.80	2.8	51.343	12.213			
2015-04-16	06:38:09.35	3.3	51.432	12.145			

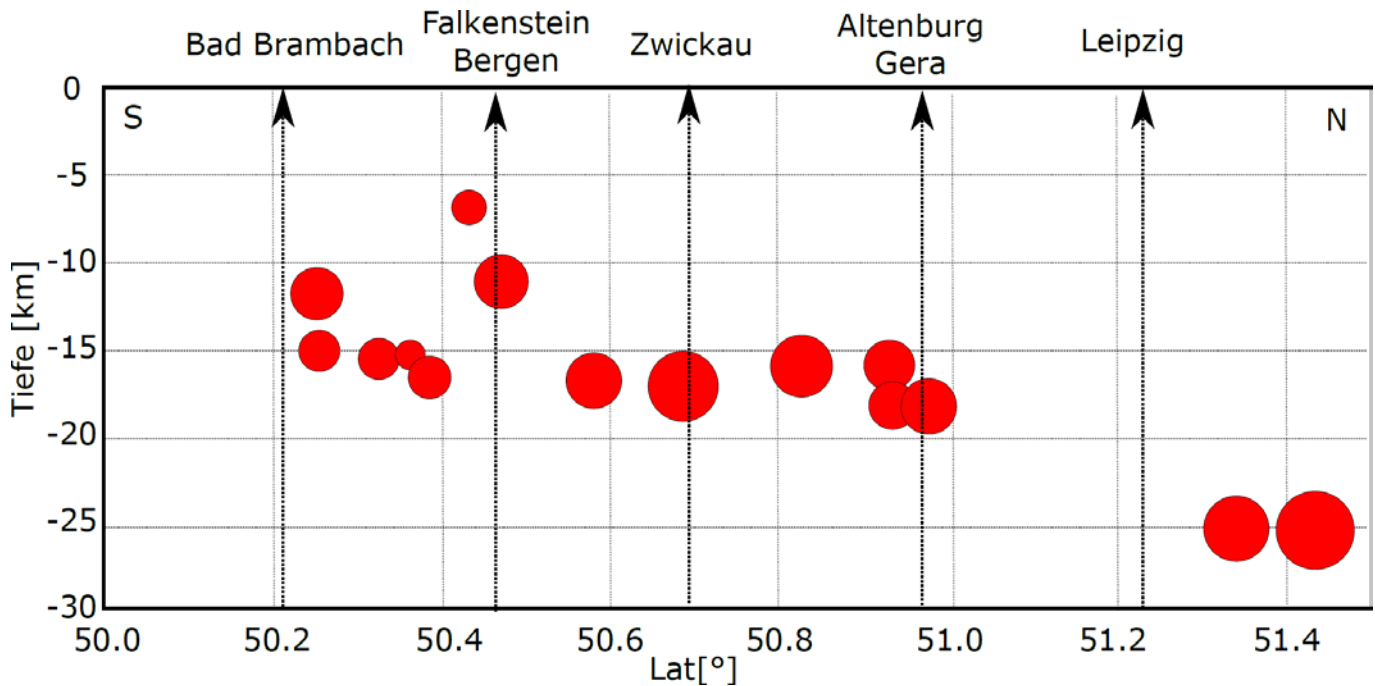

























Abbildung 20: Verteilung der MT-Lösungen von Süd nach Nord entsprechend ihrer Tiefenlage entlang der LRZ.

Vergleich mit bestehenden Herdflächenlösungen

Zur Validierung des Verfahrens wurden die Beben, welche Dahm et al. (2018) ausgewertet haben, erneut berechnet. Anders als in der Referenzuntersuchung wurde in dieser Arbeit nicht nur nach der Wellenform-anpassung im Zeitbereich invertiert, sondern auch nach dem Amplitudenspektrum. Trotzdem konnten die Ergebnisse sehr gut reproduziert werden (vgl. Tabelle 3 und Abbildung 21). Die Berechnungen erfolgten dabei ohne Kenntnis der konkreten Parameterkonfiguration von Dahm et al. (2018). Im Gegensatz zu allen weiteren, weiter südlich gelegen Lösungen dieser Arbeit sind diese Ergebnisse mit dem Geschwindigkeitsmodell aus Dahm et al. (2018) berechnet. Der Kreuzungsbereich der LRZ und der GJZ ist von besonderem Interesse, da sich in diesem Gebiet das Mitteldeutsche Erdbeben von 1872 ereignet hat. In diesem Bereich wurden in den letzten Jahren kaum signifikante Erdbeben registriert. Aus diesem Grund wurde eine Lösung von Korn et al. (2008) zu Vergleichszwecken neu berechnet. Dazu wurde das Beben vom 19.10.2007 ausgewählt, weil dessen Herdfläche keine klare Nord-Süd-Streichrichtung aufwies (vgl. Tabelle 3 und Abbildung 22). Dies konnte auch in der Neuberechnung bestätigt werden. Die Hauptstreichrichtung konnte auf einen Wert von ca. 320° berechnet werden. Dies entspräche genau einem Nordwest-Südost-Verlauf der erwarteten GJZ. Das Besondere dabei ist allerdings, dass beide Lösungen bei dieser Interpretation linkslateral wären. Im Gegensatz dazu wurden im Schwarmgebiet Vogtland Beben mit ähnlichem Streichen stets rechtslateral beobachtet (Abbildung 19). In der berechneten Lösung dominiert das CLVD-Moment. Es entspricht damit eigentlich nicht den vorher definierten Qualitätskriterien. Da die DC-Lösung aber durch die bestehende „klassische“ Analyse bestätigt wurde, wird an dieser Stelle zu Gunsten weiterer Lösungen auf weiterführende Optimierungsversuche verzichtet. Das Gebiet um Bergen, Falkenstein und Schöneck wurde besonders betrachtet, da die dortigen Lösungen alle einen besonders markanten Nord-Süd Verlauf aufwiesen. Weiterhin liegen die Beben dort sehr flach im Vergleich zur restlichen LRZ. Aus diesem Grund wurden drei Lösungen von Korn et al. (2008) nachgerechnet (vgl. Tabelle 3 und Abbildung 23). Dabei fällt auf, dass zwei der Ergebnisse im Rahmen der Fehlertoleranz nahezu identisch sind, das Ereignis vom 2004-02-07 22:50:48 allerdings deutlich abweicht. Die Lösung der MT-

Inversion ist für dieses Ereignis allerdings sehr zufriedenstellend durchgeführt worden. Das Ergebnis zeigt > 90 % DC-Anteil und sehr gute Konvergenz der Inversionsparameter. Die Gründe für die Differenzen, sowohl bei der Ortung als auch beim Herdmechanismus, konnten nicht abschließend geklärt werden. Da die erhaltene Herdflächenlösung aber sehr ähnlich zu den übrigen gut belegten Lösungen ist, wurde sie für die weiteren Analysen mitberücksichtigt. Abgesehen von der Diskrepanz zur Lösung von Korn et al. (2008) aus der Ersteinsatzpolaritätsanalyse konnten keine Hinweise gefunden werden dieser Lösung nicht zu vertrauen.

Tabelle 3: Vergleich der Inversionsergebnisse (rot, Autor S) mit den Ergebnissen von KORN et al. (2008) (blau, Autor: K) und den Ergebnissen aus DAHM et al. (2018) (gelb, Autor = DAHM. Die Angabe M bezieht sich auf Mw für die Ergebnisse aus dieser Arbeit sowie für DAHM et al. (2018) und auf M_L für KORN et al. (2008).

Datum	Zeit	M	DC	CLVD	FULL	S	D	R	Autor
2004-02-07	22:50:48	1.7		•		253	24	168	S
2004-02-07	22:50:48	1.8		200	54	-60	K
2004-08-11	00:18:53	1.7				158	70	-39	S
2003-08-11	00:18:53	1.4		146	63	-63	K
2005-12-23	19:36:47	1.4		•		174	73	-40	S
2005-12-23	19:36:47	1.0		166	81	-39	K
2007-10-19	04:41:58	1.4				319	27	3	S
2007-10-19	04:41:58	1.8		344	78	3	K
2015-04-16	06:38:00	3.2		■		339	59	-7	D
2015-04-16	06:38:00	3.3		■		343	60	-77	S
29-Apr-2017	00:56:23	2.8		•		101	57	-135	D
29-Apr-2017	00:56:23	2.8				93	64	-151	S

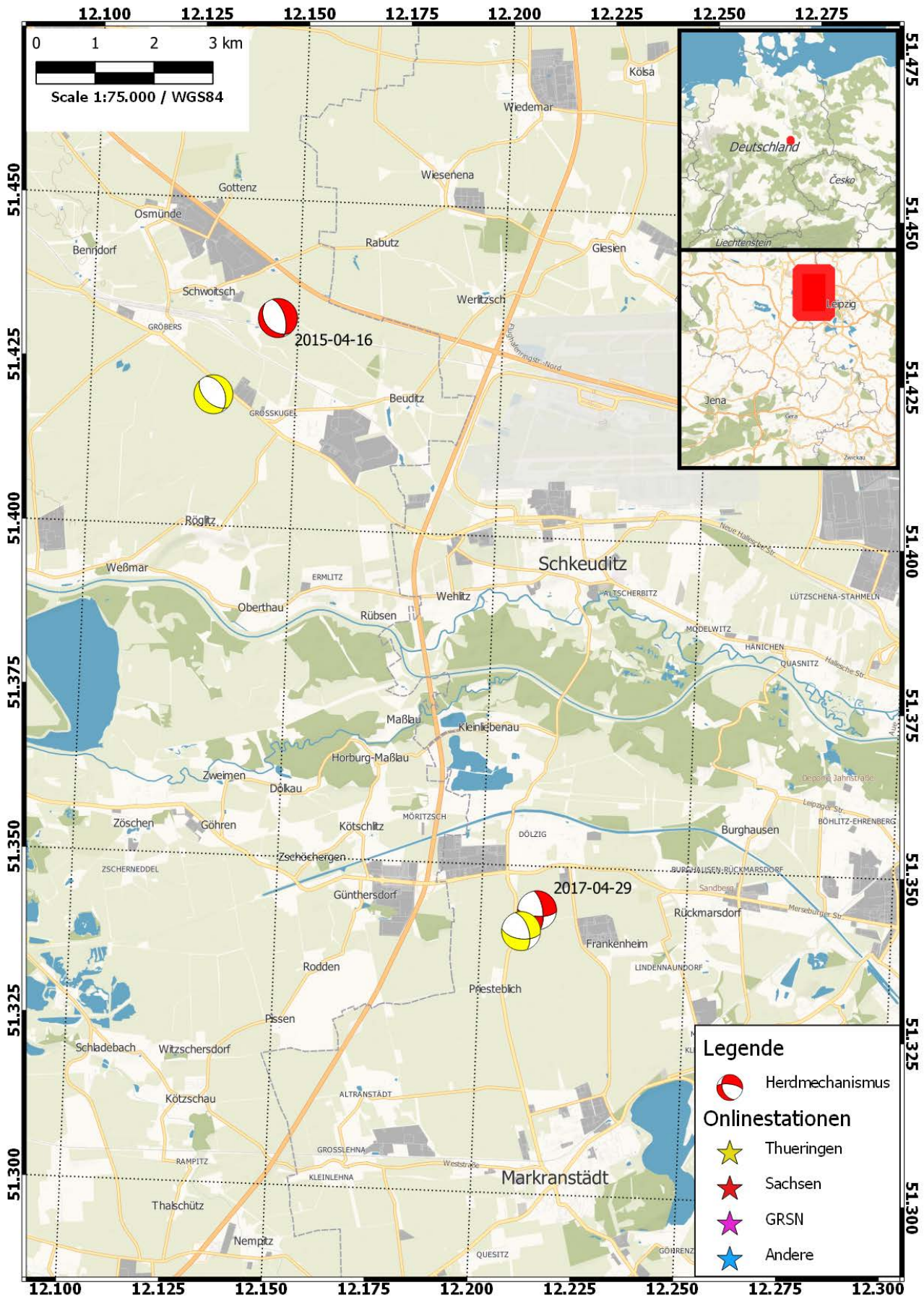


Abbildung 21: Vergleich der Beben bei Halle und Markranstädt. Es wird nur der DC-Anteil dargestellt. In gelb sind die Lösungen von DAHM et al. (2018) symbolisiert.

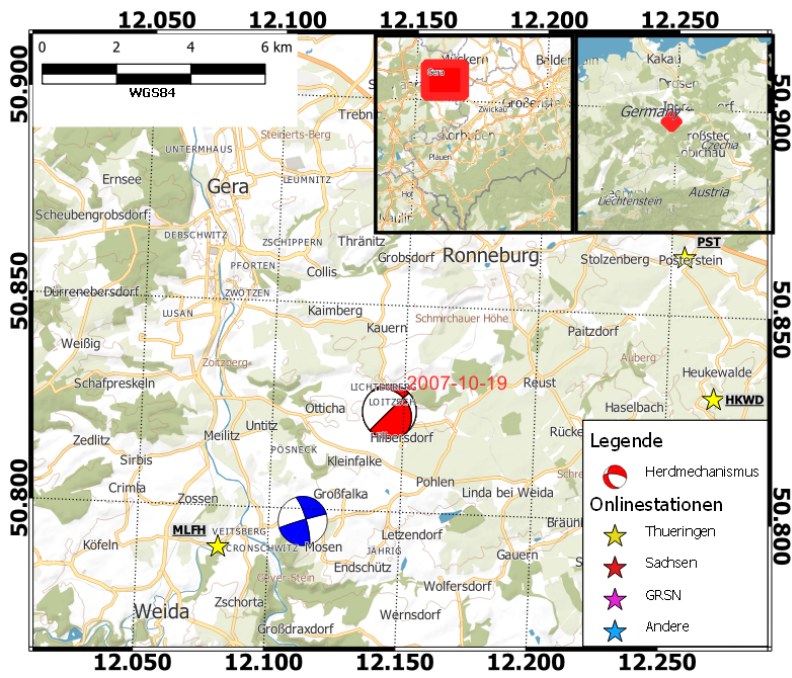


Abbildung 22: Vergleich der Inversionsergebnisse (rot) bei Gera mit dem Ergebnis von KORN et al. (2008) (blau)

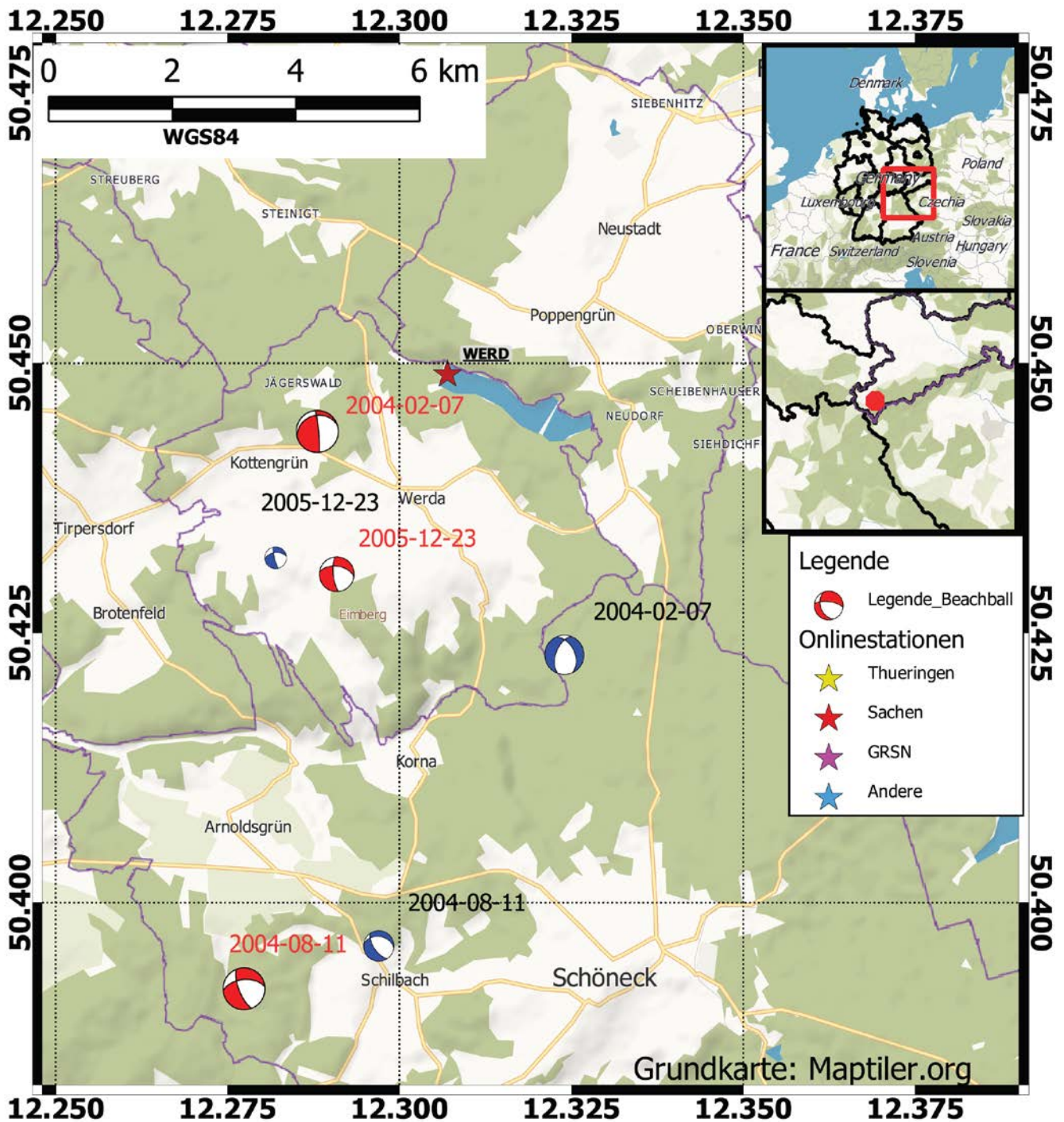


Abbildung 23: Vergleich der Inversionsergebnisse (rot) bei Bergen, Schöneck und Falkenstein mit dem Ergebnis von Korn et al. (2008) (blau).

Vergleich mit weiteren Lösungen

Ein bemerkenswertes Ereignis war ein Erdbeben nahe Chemnitz (2020-05-09 18:50:25). Dieses Beben liegt ungewöhnlich weit östlich im Bezug zur LRZ. Weiterhin wurde dieses Beben auch im Zuge der Routineauswertung des Seismoverbund Mitteldeutschland am Observatorium Collm von Dr. Wendt ausgewertet. Die Ergebnisse ergänzen sich sehr gut. Das Beben war das Stärkste in Sachsen im Jahr 2020, welches keinen Schwarmbezug hatte. Anhand der MT-Lösung kann geschlussfolgert werden, dass es sich um einen klassischen Scherbruch handelt. Es konnte nahezu die gesamte Energie durch den DC-Anteil der

Lösung abgebildet werden. Das Schwarmgebiet von Nový-Kostel wird gewöhnlich durch deutliches links-laterales Nord-Süd-Streichen der Herdflächenlösungen charakterisiert. Eine vorläufige Auswertung des Erdbebenschwarms welcher Weihnachten 2020 begann, stellt Abweichungen von diesem Normalzustand dar. Es konnten zwei rechtslaterale Nordwest-Südost streichende Bruchflächen berechnet werden. Diese Lösungen sind aber nach dem Qualitätskriterium des CLVD/DC-Verhältnisses nicht gut. Allerdings wurde schon in vorangegangenen Arbeiten auf fehlende DC-Anteile in diesem Herdgebiet verwiesen (FISCHER et al., 2014). Eine Ursache könnte die Beteiligung von Fluiden in der Entstehung der Beben sein. Dies sollte in weiteren Untersuchungen genauer beleuchtet werden. Diese Art von Herdmechanismus ist im Schwarmgebiet sehr selten, passt aber zum Spannungsfeld (vgl. Abbildung 29 und Abschnitt 3.5).

Gliederung der LRZ

Aus den Untersuchungen der Momententensor-Inversion geht hervor, dass die Mehrzahl der stärkeren Beben, welche in den letzten 20 Jahren stattgefunden haben in einem zentralen Band der LRZ konzentriert sind. Weiterhin haben die Herdflächen in diesem Bereich ein Streichen in N-S-Richtung gemeinsam. Es erscheint deshalb sinnvoll die Leipzig-Regensburg-Zone in zwei Bereiche zu gliedern. Der erste Bereich ist die innere LRZ. Diese enthält die N-S gerichteten tiefen Störungen. In den restlichen seismisch aktiven Bereich scheinen die Beben von der inneren LRZ ausgehend zu streuen. Analog zur inneren LRZ wird dieser Bereich als äußere LRZ zusammengefasst. Der Begriff Leipzig-Regensburg-Zone beschreibt die Kombination dieser beiden Bereiche (vgl. Abbildung 24). Weiterhin fällt bei Betrachtung von Abbildung 25 auf, dass die Beben in der Region in den letzten Jahren von Luby ausgehend in Richtung Deutschland (Landwüst) „ausbrechen“. Dieses Ausbrechen der Beben entlang des Seitenarms folgt der NW-SO-Streichrichtung der oben beschriebenen Bruchflächen. Unter der Annahme, dass die Beben in Schwarmgebiet auf vorhandenen Bruchflächen stattfinden, sind die errechneten NW-SO-Bruchflächen aus der Momententensor-Inversion plausibel.

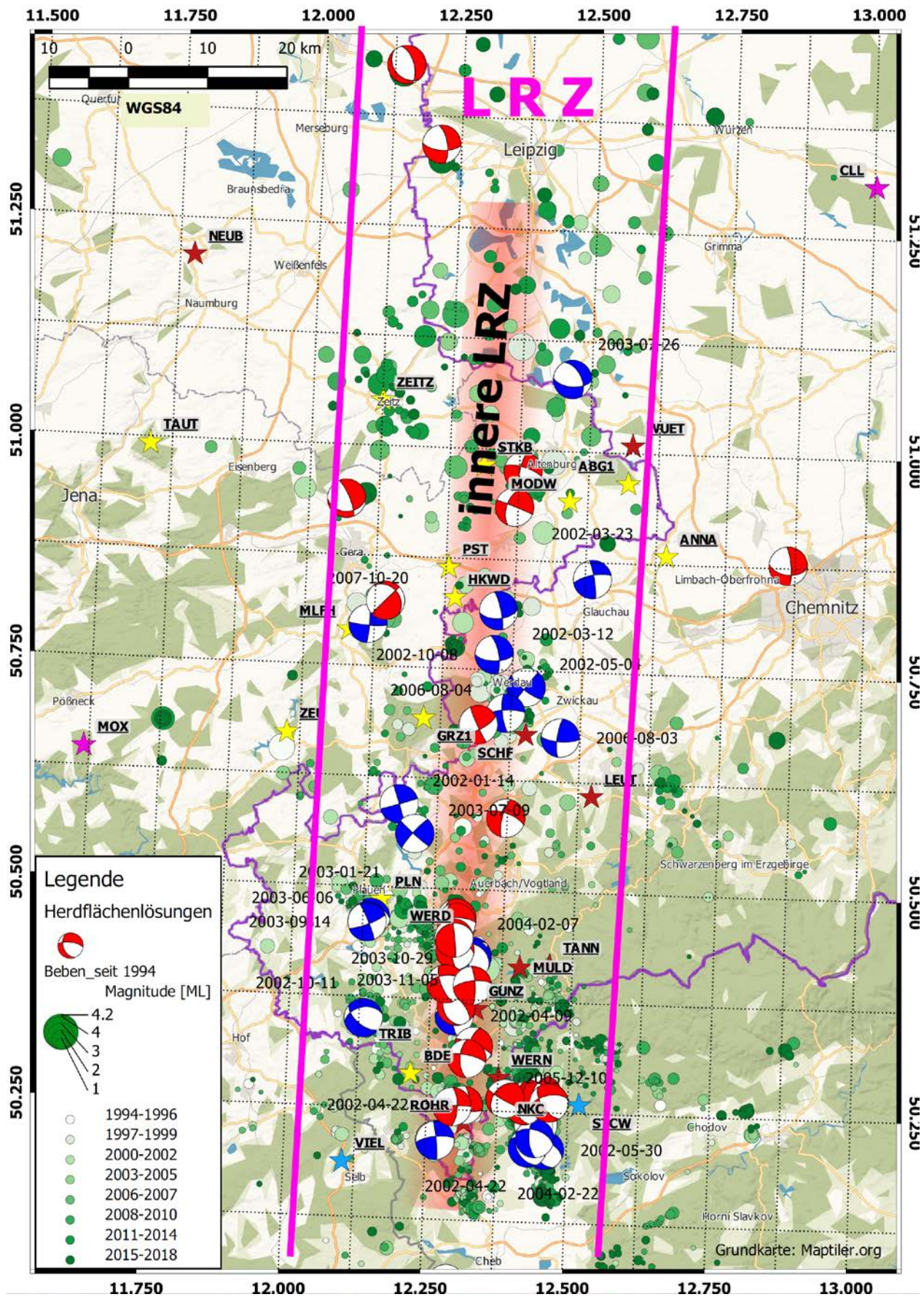


Abbildung 24: Darstellung aller errechneten Herdflächenlösungen aus MT-Inversionen (rot) und ergänzend Lösungen aus der Ersteinsatzpolarisationsanalyse von Korn et al. (2008) (blau), welche nicht neu berechnet wurden. Die Mehrzahl der N-S streichenden Herdflächen ist in einem ca. 5 km breiten Band im Zentrum der LRZ, der inneren LRZ (rot schattiert), konzentriert.

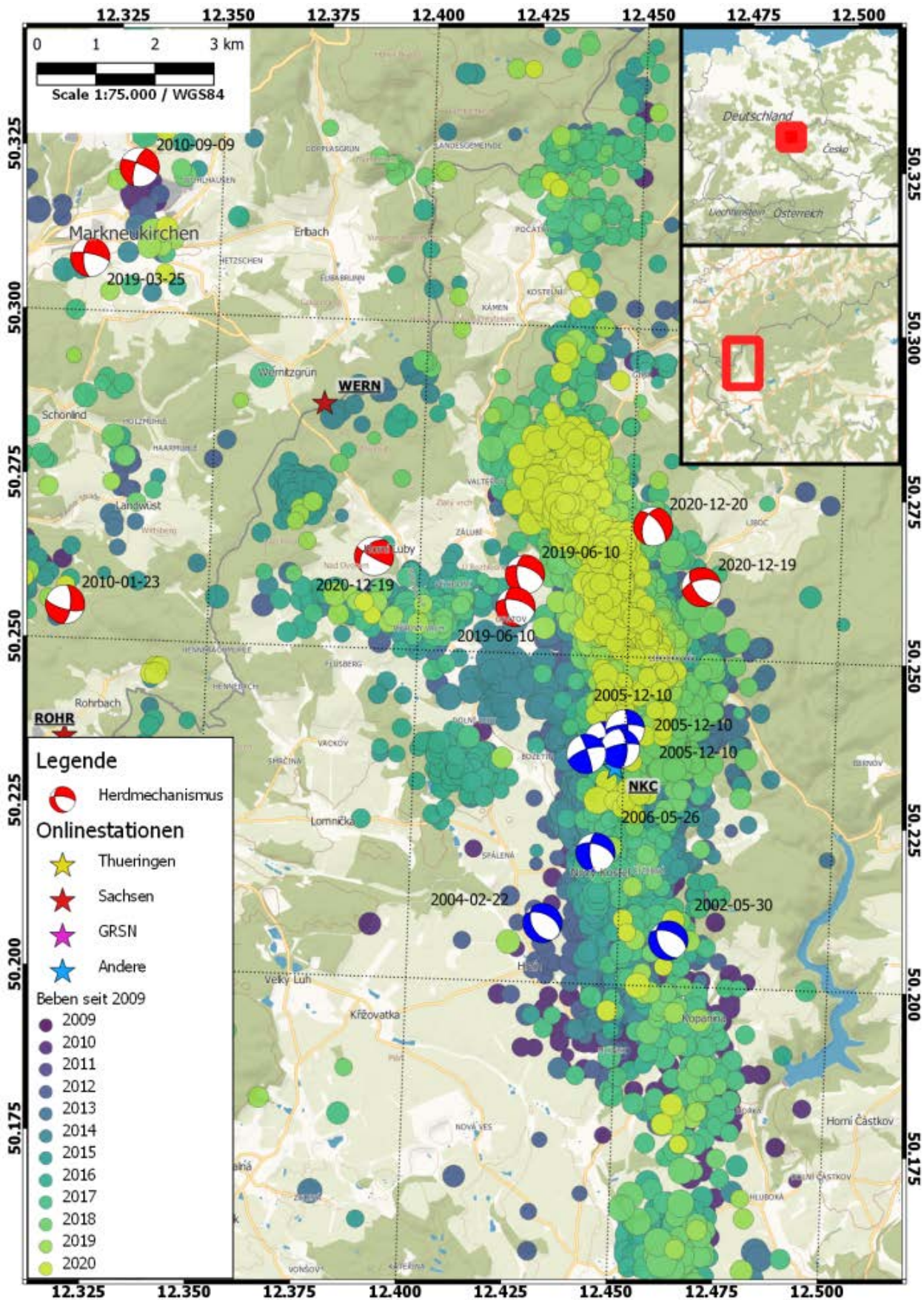


Abbildung 25: Vergleich der Inversionsergebnisse (rot) im Schwarmgebiet bei Luby mit dem Ergebnis von Korn et al. (2008) (blau).

3.5 Spannungsfeld-Inversion

Datenauswahl

Neben den in dieser Arbeit berechneten Herdmechanismen konnten mehrere zusätzliche Quellen für Herdmechanismen entlang der LRZ gefunden werden (vgl. Abbildung 26). SEHT et al. (2006) fokussieren sich in ihrer Studie primär auf Ostbayern im Umfeld der Bohrung des Kontinentalen Tiefbohrprogramms (kurz KTB) Windischeschenbach. WIRTH et al. (2000) und KORN et al. (2008) haben in ihren Arbeiten verstärkt Fokus auf die nördliche LRZ gelegt. Weiterhin hat VAVRYČUK (2014) einen umfassenden Datensatz für das Herdgebiet Nový Kostel zusammengestellt. Insgesamt stehen damit für eine Inversion 294 Herdflächenlösungen zur Verfügung. Der größte Teil davon (ca. 220) liegt im Herdgebiet Nový Kostel. Die massive Ungleichverteilung der Erdbeben würde in einer Inversion dazu führen, dass das Ergebnis im Wesentlichen durch den Datensatz Nový Kostel bestimmt wird. Da eine ausreichende Datenbasis zu Verfügung steht, wurde das Untersuchungsgebiet in 5 Einzelgebiete aufgeteilt (vgl. Abbildung 26). Das Gebiet 5 im Norden der LRZ enthält allerdings nur zwei Beben. Es handelt sich dabei um die Beben, welche auch durch DAHM et al. (2018) untersucht wurden. In den folgenden Untersuchungen wurde dieses deshalb sowohl einzeln als auch vereinigt mit dem Gebiet 4 betrachtet. Gebiet 4 schließt südlich an Gebiet 5 an und umfasst den Raum Alternburg und Gera. Gebiet 3 erstreckt sich über das sächsische Vogtland. Gebiet 2 ist das Schwarmgebiet um Nový Kostel. Gebiet 1 schließt das Gebiet Ostbayern / KTB ein. Dieses Gebiet liegt im Übergangsbereich von Saxothuringikum und Moldanubikum. Alle anderen vier Gebiete liegen innerhalb des Saxothuringikums.

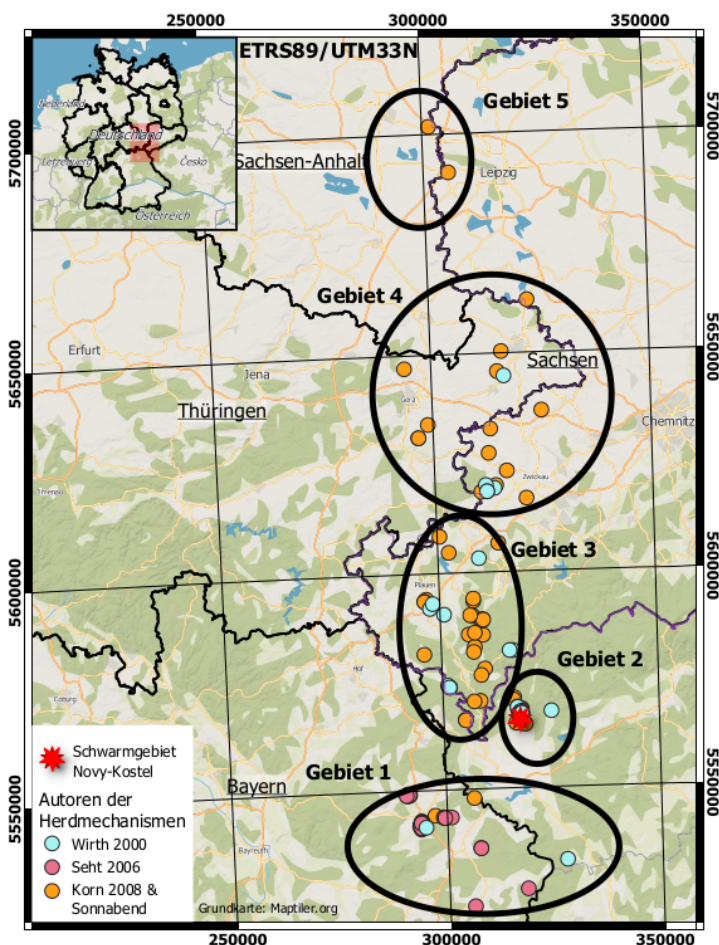


Abbildung 26: Darstellung der Lage der invertierten Herdflächenlösungen mit Markierung der entsprechenden Untergebiete.

Methoden

Es ist möglich aus den Herdflächenlösungen Rückschlüsse auf das regionale Stressfeld zu ziehen. Dazu wurde eine Vielzahl von Methoden entwickelt. Zu den bekanntesten gehören MICHAEL (1984) und GEPHARDT & FORSYTH (1984). Die Inversionsparameter sind die Hauptspannungsachsen σ_1 , σ_2 , σ_3 aus welchen die Shape-Ratio R abgeleitet werden kann (GEPHARDT & FORSYTH, 1984).

$$R = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{\sigma_1 - \sigma_3}$$

Die übrigen Parameter des Spannungstensors können nicht aufgelöst werden. Deshalb wird üblicherweise die Annahme getroffen, dass die Spur des Spannungstensors Null ist (MICHAEL, 1984). Eine Schwierigkeit bei der Anwendung der Inversionen ist die Unterscheidung der Bruchfläche und der Hilfsfläche der Herdflächenlösung. Diese Unterscheidung muss entweder vor der Inversion manuell mittels a priori Informationen geschehen oder mit Algorithmen errechnet werden. Erstes ist sehr zeitaufwändig sowie subjektiv und letzteres nicht trivial. In dieser Arbeit wurde zur Unterscheidung der Bruchfläche und Hilfsfläche eine Methode verwendet, welche von VAVRYCUK (2014) eingeführt wurde. Der Autor verwendet ein modifiziertes Verfahren nach MICHAEL (1984). Dabei wird in einem iterativen Verfahren anhand eines Bruchflächeninstabilitätskriteriums (LUND & SLUNGA, 1999) die optimale Fläche ausgewählt. Der Algorithmus versucht stets die Bruchfläche mit der maximalen Instabilität auszuwählen. Damit eine Bruchfläche aktiviert werden kann, muss nach dem Mohr-Coulomb Kriterium die Scherspannung τ eine kritische Spannung τ_c überschreiten

$$\tau_c = C + \mu(\sigma_n - p)$$

Der Kohäsionsfaktor C und der Porendruck p können vernachlässigt werden, da nur die relativen Verhältnisse der Spannungen verglichen werden. VAVRYCUK (2014) zeigt, dass der Reibungswert μ zwischen 0.2 und 0.8 liegen kann und die Inversion aber nicht sehr sensitiv gegenüber diesem Wert ist. Zur Festlegung eines Wertes wird die Inversion mehrfach durchgeführt und der Wert verwendet, welcher eine maximale Bruchflächeninstabilität I erzeugt. Der Wert der Instabilität kann zwischen 0 (stabilste Bruchfläche) und 1 (instabilste Bruchfläche) liegen. Unter Anwendung dieser Annahmen können die Bruchflächen ohne a priori Informationen invertiert werden. VAVRYCUK (2014) zeigt, dass die Anwendung seiner Methode eine deutliche Verbesserung bei der Ermittlung der Shape-Ratio erzielt. Weiterhin wurde der Algorithmus schon in einem Teilgebiet des Untersuchungsgebietes (Nový Kostel) angewendet. Der Ansatz ist damit sehr vielversprechend für die Verwendung entlang der LRZ und wurde im Fortgang dieser Arbeit verwendet.

Auswertung

Ein Ziel dieser Arbeit ist die Beurteilung, ob die Nord-Süd-Richtung der LRZ durch das aktuelle krustale Spannungsfeld erklärt werden kann. Dazu ist die Einordnung der Beben in den Mohr'schen Spannungskreis und die Analyse der Shape-Ratios R hilfreich. Da im Mohr'schem Spannungskreis keine Lösungen innerhalb der inneren Kreise liegen können (s. Abbildung 27), wird σ_2 und damit R dann minimal, wenn alle Beben auf dem äußeren Rand der Mohr'schen Spannungskreises liegen. Bei der Inversion wurde speziell der Fehlerbereich der Eingangsdaten im Vergleich zur Standardeinstellung von 5 % auf 10 % erhöht. Grundsätzlich kann festgestellt werden, dass die Untergebiete sich im Detail unterscheiden, aber keine gravierenden Diskrepanzen bestehen. Am deutlichsten unterscheidet sich Gebiet 1 von den übrigen Gebieten. Die geologische Situation in Gebiet 1 ist komplexer als in den anderen Gebieten, da es im Übergangsbereich von Saxothuringikum und Moldanubikum liegt. In der Inversion wird durch den Algorithmus eine Unterscheidung in Herdfläche und Hilfsfläche getroffen. Dabei kann festgestellt werden, dass die Gebiete 2, 3 und 4 ähnliche Verteilungen der Bruchflächen aufweisen (vgl.

Abbildung 28). Es dominieren steile Dip-Winkel ($45^\circ - 90^\circ$). Es bilden sich jeweils zwei Cluster in den Daten ab. Der eine Cluster zeichnet sich durch Strike-Winkel von ca. 170° und positiven Rake-Winkel (blau) aus. Der zweite Cluster hat ca. 135° -Strike-Winkel und negative Rake-Winkel (rot). Weiterhin ist zu beobachten, dass der blaue Cluster im Durchschnitt steilere Dip-Winkel hat ($60^\circ-90^\circ$) als der rote Cluster ($45^\circ-70^\circ$). In Gebiet 5 lässt sich keine generelle Aussage treffen, da die Anzahl der Beben zu gering ist. In Gebiet 1 ist kein Trend bezüglich des Strike-Winkels oder Dip-Winkels erkennbar, aber die Rake-Winkel sind überwiegend positiv.

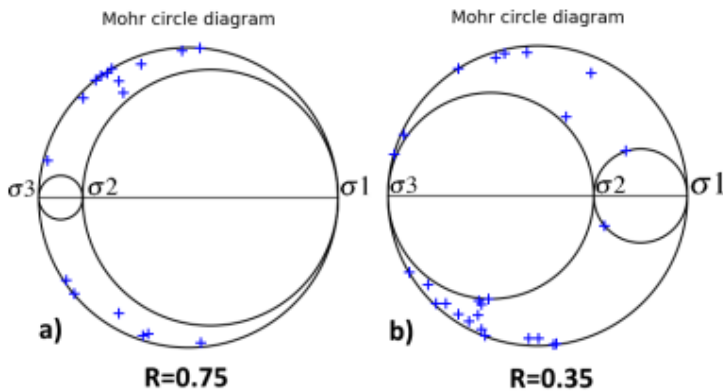


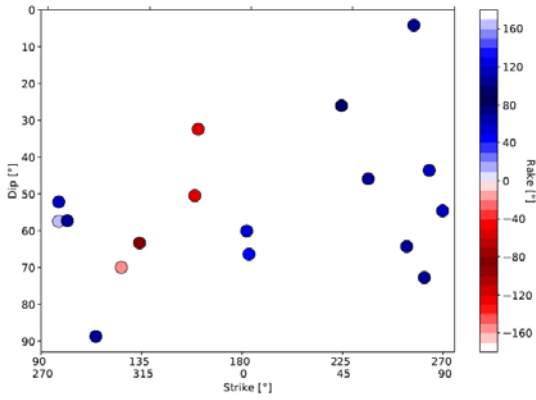
Abbildung 27: Vergleich für den Einfluss von σ_2 auf die Shape-Ratio R . σ wird durch die Beben mit der weitesten Abweichung vom Rand des Mohr'schen Spannungskreises und damit der kleinsten Instabilität I bestimmt.

Für die Gebiete 2, 3, und 4 konnten die Hauptspannungsachsen sehr zuverlässig bestimmt werden (vgl. Abbildung 29). Die Abbildung stellt die errechneten Werte für σ_1 , σ_2 und σ_3 für verschiedene Inversionsschritte dar und zeigt somit die Stabilität der Lösung. In den Gebieten 1, 2 und 3 liegt die Hauptspannungsrichtung σ_1 in ca. 140° -Richtung. Allerdings liegt die maximale Spannung σ_1 für Gebiet 3 eher vertikal und für Gebiet 2 und Gebiet 4 mehr oder weniger subhorizontal. Hingegen ist in Gebiet 2 und Gebiet 4 σ_2 nahezu vertikal und in Gebiet 3 subhorizontal. Ein N-S Trend für die Verschiebung von σ_1 von subhorizontal zu vertikal ist nicht zu erkennen. Dementsprechend ist zu erwarten, dass in Gebiet 3 Brüche mit Auf- und Abschiebungen bevorzugt aktiviert werden. Das wird auch in

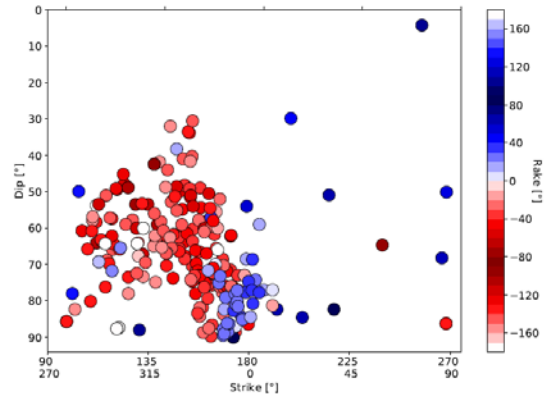
Abbildung 28 deutlich. Die meisten der Lösungen in Gebiet 3 haben negative Rake-Winkel zwischen -45° und -120° . Die minimale Spannungsachse σ_3 ist in diesen drei Gebieten subhorizontal in 230° -Richtung. Für Gebiet 1 liegt die σ_1 -Richtung auf der gegenüberliegenden Diagrammseite bei ca. 320° . Für Gebiet 5 war es in der Inversion nur schwer möglich, einen genauen Wert für die Spannungsrichtung zu ermitteln. Die Ergebnisse streuen sehr. Dies liegt an der geringen Datenbasis. In der Vereinigung von Gebiet 4 und Gebiet 5 wurde die Inversion mit ähnlicher Streubreite der Ergebnisse wie für Gebiet 4 allein erzielt (Abbildung 29).

In Abbildung 30 wird die Wirkung von einzelnen Beben auf die Shape-Ratio dargestellt. Obwohl sowohl in Abbildung 29 a) und b) jeweils die Mehrheit der Beben am Rand des Mohr'schen Spannungskreises liegt, wird die Shape-Ratio in b) durch die wenigen abweichenden Lösungen bestimmt, welche weit vom Rand entfernt sind. Grundsätzlich gilt, je instabiler die stabilste Herdfläche in Sinne des Instabilitätskriteriums im Untersuchungsgebiet ist, desto größer ist R . Somit besteht ein direkter Zusammenhang zwischen Shape-Ratio, Mohr'schem Spannungskreis und dem Instabilitätskriterium.

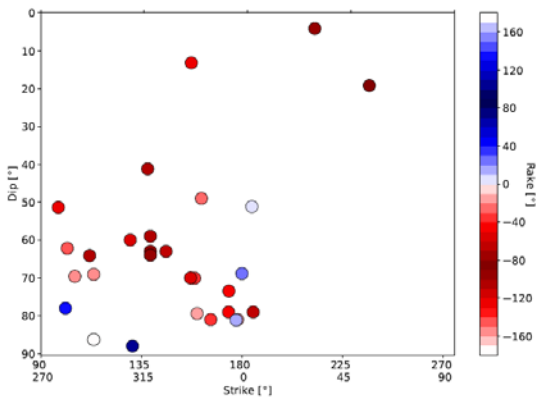
Bei der Betrachtung von Abbildung 29 fällt auf, dass die Shape-Ratio abnimmt je weiter im Norden das Untersuchungsgebiet liegt (vgl. Abbildung 26). Der Durchschnitt für R in Gebiet 1 liegt bei ca. 0.75. Der R-Wert sinkt in Gebiet 2 auf 0.65 und auf 0.5 in Gebiet 3. In Gebiet 4 beträgt der Wert 0.45 und 0.35 in der Vereinigung von Gebiet 4 und 5. In Gebiet 2 gibt es sehr viele Herdflächen, welche Nord-Süd ausgerichtet sind, aber auch viele in herzynischer Streichrichtung (vgl. Abbildung 29). Beide Richtungen können im aktuellen Spannungsfeld gut gebrochen werden. In den Gebieten 3 und 4 werden einigen Herdflächen sehr flache Dip-Winkel ($<40^\circ$) zugeordnet (Abbildung 28). Es ist davon auszugehen, dass dies jene Bruchflächen sind, welche weit innen im Mohr'schen Spannungskreis liegen und deutlich stabiler sind und somit die Shape-Ratio in diesen Gebieten deutlich beeinflussen. Da die Inversion direkt von den Eingangsdaten abhängt, erscheint es möglich, dass die entsprechenden Herdflächen fehlerhaft berechnet wurden. Aufgrund der geringen Anzahl der Beben haben derartige Ausreißer in den Daten einen großen Einfluss auf das Endergebnis. Weiterhin fällt in Abbildung 30 auf, dass die Shape-Ratios für die 100 durchgeführten Inversionsschritte je mehr streuen desto weniger Daten im Gebiet vorhanden sind. In Gebiet 2 (>200 -Datenpunkte) streut die Shape-Ratio kaum und in Gebiet 5 (2 Datenpunkte) wird fast der gesamte Wertebereich der Shape-Ratio ausgeschöpft. Diese Streuung kann dadurch erklärt werden, dass die Anzahl der möglichen Lösungen für σ_n weniger eingeschränkt wird. Da die Shape-Ratio im Verhältnis zu den berechneten σ -Achsen steht, wird diese entsprechend ebenso streuen. Die Analyse der Reibungswerte μ lässt keine Systematik erkennen. Der größte Wert wurde in Gebiet 3 ($\mu = 0.9$) ermittelt und der geringste Wert in den Gebieten 1 und 5 mit $\mu = 0.4$.



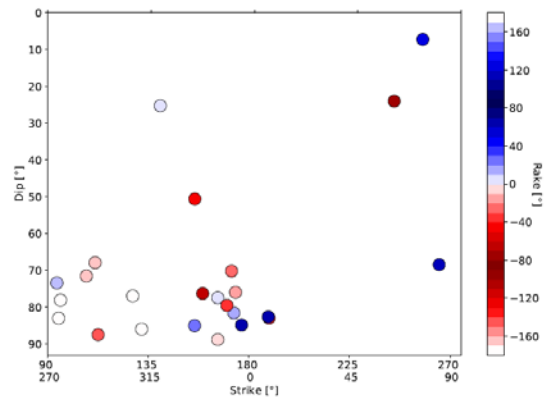
(a) Gebiet 1



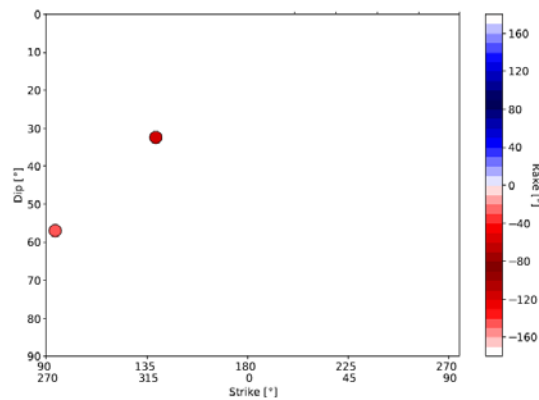
(b) Gebiet 2



(c) Gebiet 3



(d) Gebiet 4



(e) Gebiet 5

Abbildung 28: Vergleich von Strike, Dip und Rake der Bruchflächen in den einzelnen Gebieten der Inversion.

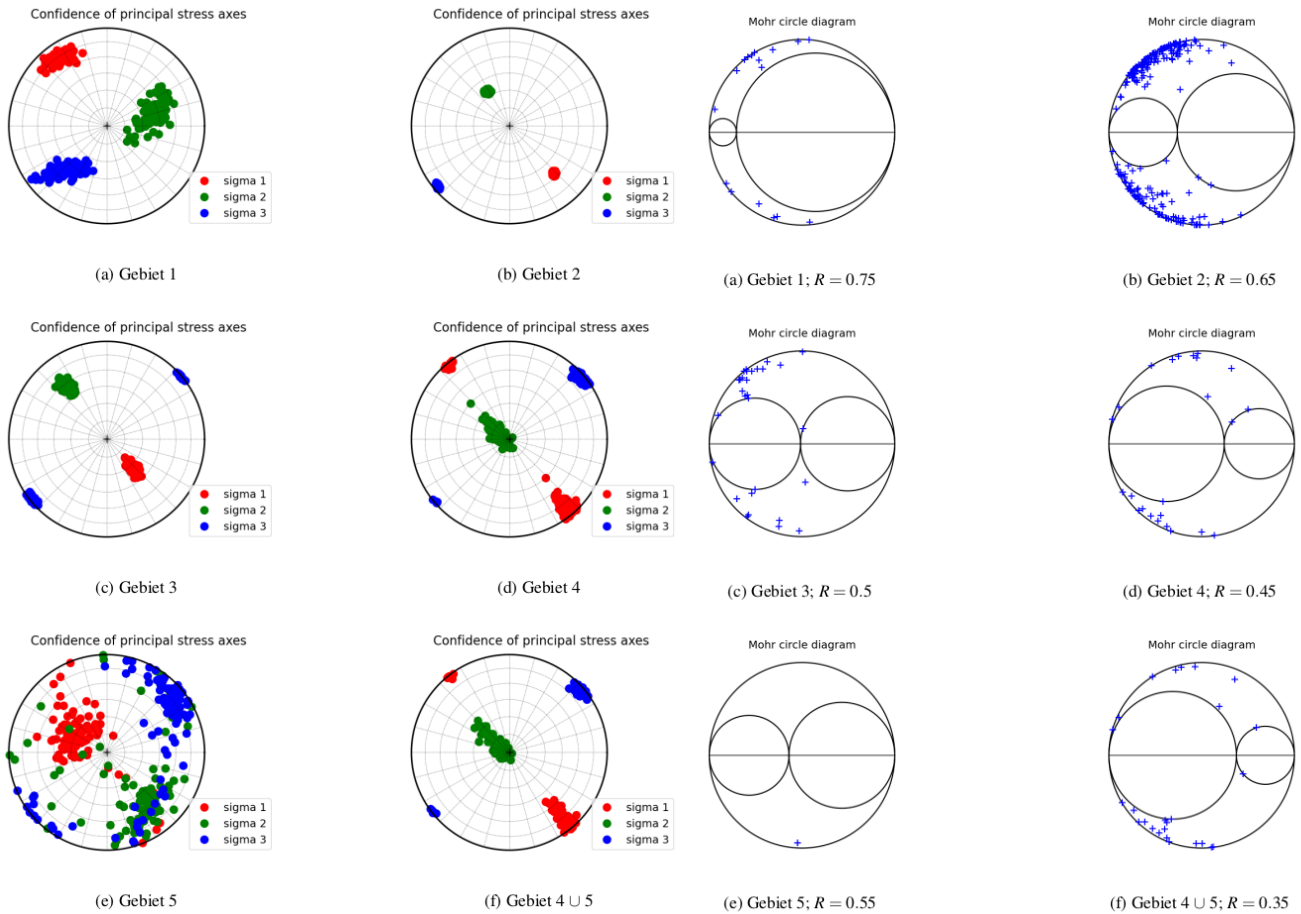
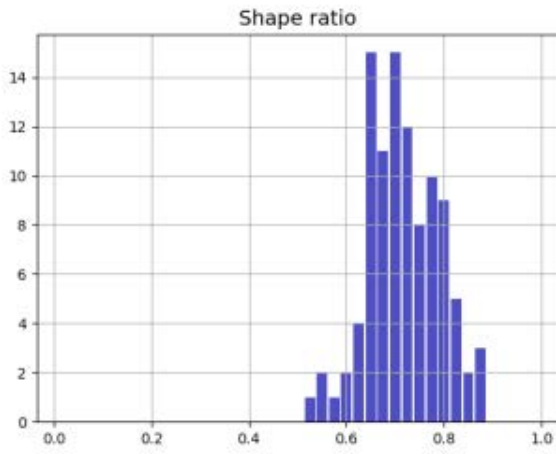
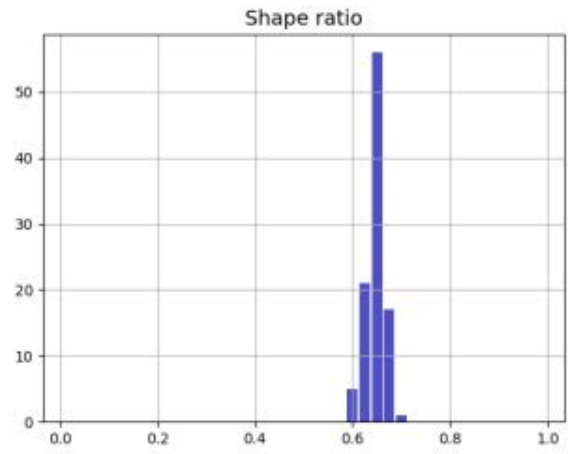


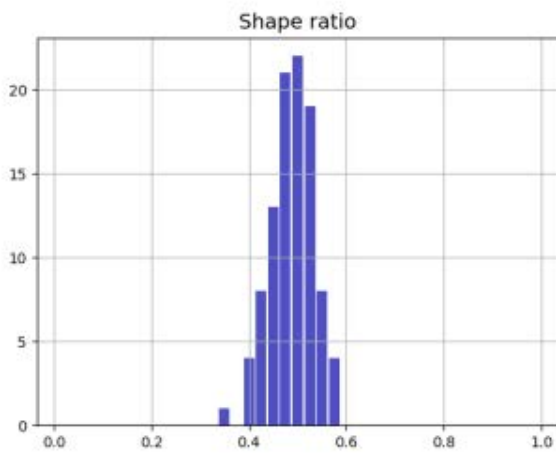
Abbildung 29: links: Vergleich der Streubreite der errechneten Spannungsrichtungen (σ_1 , σ_2 , σ_3) der einzelnen Gebiete der Inversion für 100 Inversionsschritte; rechts: Vergleich der errechneten Mohr'schen Diagramme der einzelnen Gebiete der Inversion unter Angabe des Shape-Ratio R .



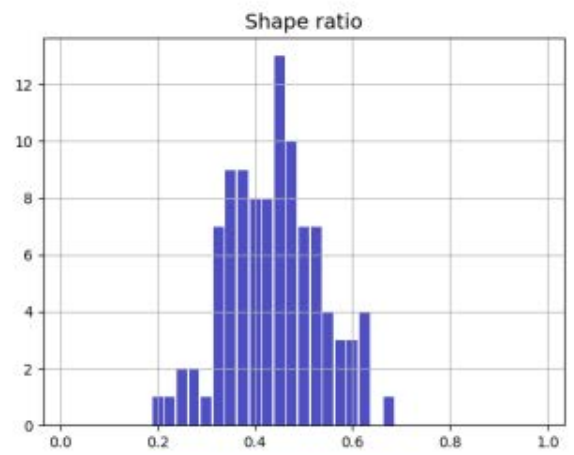
(a) Gebiet 1



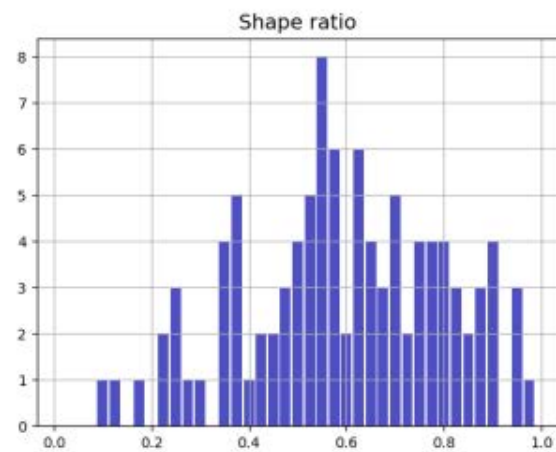
(b) Gebiet 2



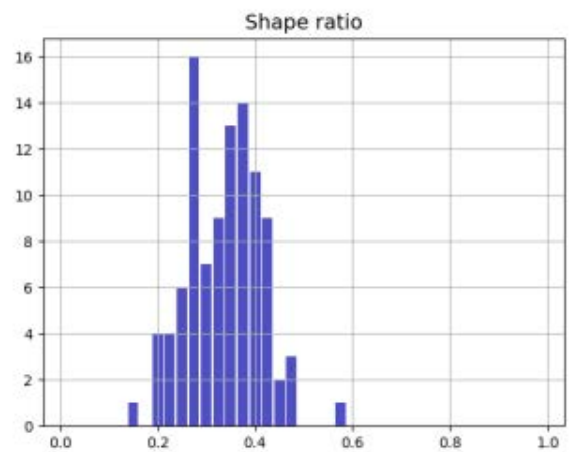
(c) Gebiet 3



(d) Gebiet 4



(e) Gebiet 5



(f) Gebiet 4 \cup 5

Abbildung 30: Vergleich der Shape Ratio R der einzelnen Gebiete der Inversion für 100 Inversionsschritte.

Schlussfolgerungen

Generell kann geschlussfolgert werden, dass die Nord-Süd-Streichrichtung der Bruchflächen entlang der vermuteten LRZ durch das aktuelle Spannungsfeld sehr gut erklärt werden kann. Die Untersuchungen des Spannungsfeldes lassen keine Präferenzen erkennen, ob die herzynische oder die Nord-Süd-Richtung bevorzugt gebrochen wird. In den entsprechenden Mohr'schen Spannungskreisen (vgl. Abbildung 29) liegen bis auf wenige Ausreißer alle Datenpunkte nahe dem Rand und damit nahe der Instabilität $I = 1$. Bei den Herdflächenlösungen gibt es die diskutierten Cluster, aber umgekehrt kommt es in den Mohr'schen Spannungskreisen zu keinen Clustern. Daraus leitet sich ab, dass im aktuellen Spannungsfeld keine der beiden Bruchrichtungen bevorzugt wird. Welche Herdflächen letztlich aktiviert werden, hängt möglicherweise von kleinen lokalen Variationen ab. Da für die Inversion vorausgesetzt wird, dass die Beben nur auf existierenden Störungen stattfinden, müssen sowohl aktive Nord-Süd Störungen als auch die bekannten herzynischen Störungen existieren. Aus der Analyse von Abbildung 29 kann geschlussfolgert werden, dass die kompressive Hauptspannungsrichtung σ_1 für alle Gebiete entlang der 140° - 320° -Achse liegt. Entsprechend ist die minimale Spannung σ_3 entlang der 230° - 50° -Achse. Diese σ_1 Richtung liegt parallel zum den Spannungstrajektorien des lokalen Spannungsfeldes. Die hier ermittelte Richtung wurde auch von GRÜNTAL & STROMEYER (1994) für das Gebiet nördlich des Böhmisches Massivs und südlich der mitteleuropäischen Kristallinschwelle ermittelt (vgl. Abbildung 31).

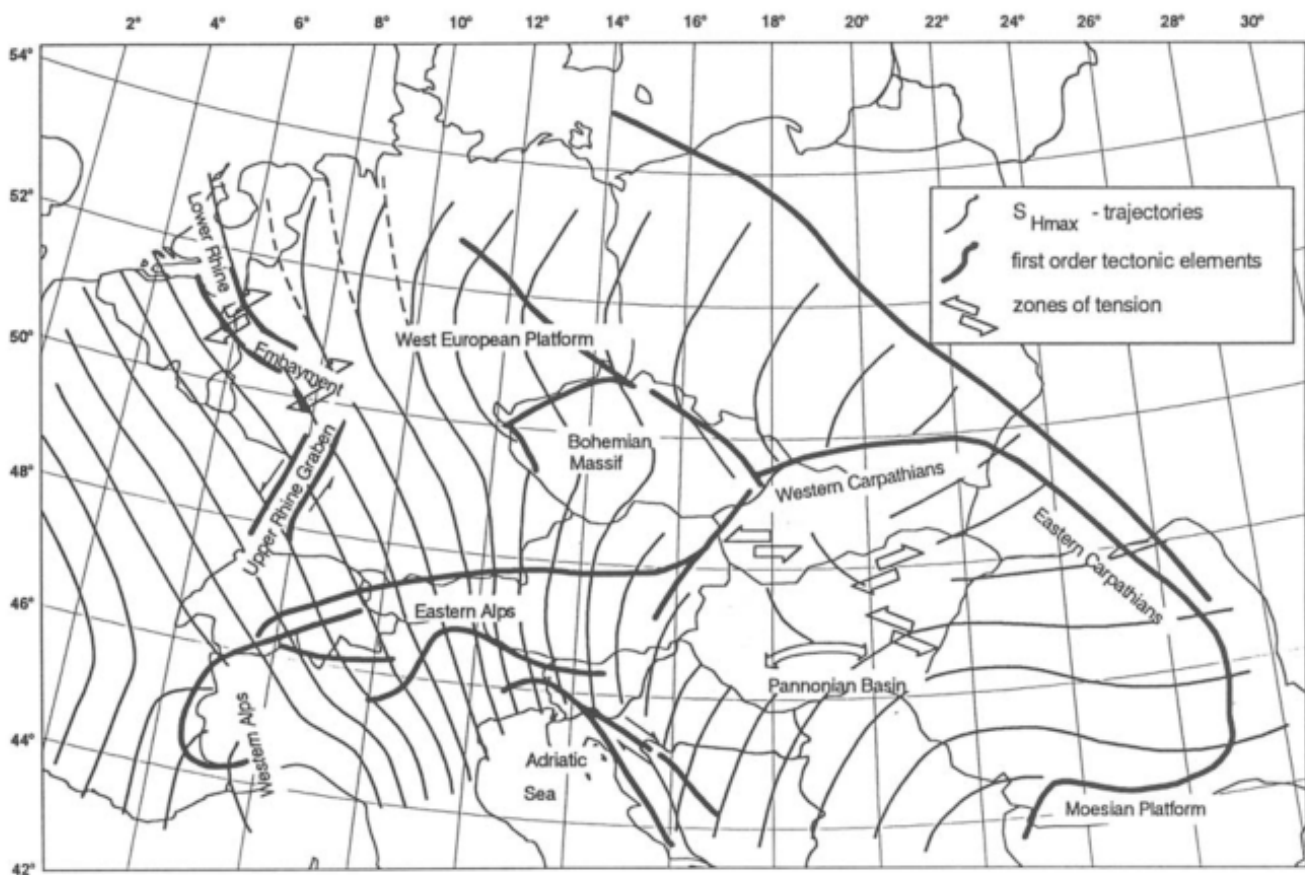


Abbildung 31: Spannungstrajektorien des Stressfeldes in Europa. Die Spannungstrajektorien verlaufen in allen Punkten parallel zur maximalen Spannung σ_1 (GRÜNTAL & STROMEYER, 1994).

4 Aktive Geophysik

Die Auswertung der seismologischen Daten legt ein größeres tiefes Störungssystem nahe. Ziel des Kapitels ist es, einen möglichen Oberflächenausbiss mit Methoden der aktiven Geophysik zu kartieren.

4.1 Messgebietsauswahl

Für die detaillierte Untersuchung wurden zwei vermutete Störungssysteme genauer in Betracht gezogen. Die Erstausswahl der Untersuchungsgebiete erfolgte in enger Abstimmung mit dem Projektpartner, dem Sächsischen Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie (vgl. Abbildung 32). Diese Auswahl wurde im Wesentlichen aufgrund der Erkenntnisse aus geologischen Kartierungen und aus den vorangegangenen Kapiteln dieser Arbeit getroffen.

Geologische Kartierungen haben im südlichen Vogtland eine Störung lokalisiert, welche exakt N-S verläuft. Im Norden beginnend erstreckt sich die Störung von Reichenbach weiter südlich über Schöneck bis nach Erlbach (vgl. Abbildung 33). Über den weiteren Verlauf dieser Störung nach Süden ist allerdings wahrscheinlich aber nicht belegt. Weiterhin wurde ein Einfallen dieser Struktur nach Osten nach Recherchen des Sächsischen Landesamt für Umwelt Landwirtschaft und Geologie als sehr wahrscheinlich erachtet. Weiter südlich schließt sich die ebenfalls nahezu N-S verlaufende Marienbader Störung an. Falls diese Störungssysteme miteinander verbunden sind, sollte es möglich sein eine Störung mit geophysikalischen Mitteln zu kartieren. Nach Studien der geologischen und topographischen Karten wurde die Ortschaft Erlbach als erstes Messgebiet ausgewählt. Von besonderem Interesse ist das Einfallen der Störung. Falls sich das Einfallen nach Osten bestätigt, könnte die Störung in direktem Zusammenhang mit der Bebenständigkeit östlich von Erlbach (z.B. Klingenthal) stehen. Es war vor Beginn der Messungen nicht bekannt, ob das Einfallen bestimmt werden kann.

In der Momententensor-Inversion wurde ein Cluster von Erdbeben in ca. 10 km Tiefe nahe der Ortschaft Bergen lokalisiert. Dieser Cluster von Beben deutet auf eine steil nach Osten einfallende Störungsstruktur hin. Weiterhin ist dieser Cluster mit ca. 10 km Hypozentraltiefe deutlich flacher gelegen als weitere Beben entlang der LRZ. Die flache Lage und das steile Einfallen der Struktur eröffnen die Möglichkeit, dass eine aktive Störung bis an die Oberfläche nachweisbar sein könnte. Weiterhin konnten westlich vom Bergener Granit in den letzten Jahren viele flache Erdbeben lokalisiert werden (vgl. Abbildung 34). Da die Projektion der Tiefenstörung an die Oberfläche in diesem Bereich westlich von Bergen ausstreichen müsste, kann diese Bebenständigkeit ein Hinweis auf eine Fortsetzung der Störung sein. Zusätzlich verläuft zwischen Bergen und Oelsnitz die sogenannte Thoßfeller-Störung. Diese weist einen charakteristischen N-S-Verlauf auf und ist kartiert (HILLER & SCHUPPAN, 2016). Aus diesen Gründen erscheint die Region zwischen Lottengrün und Oelsnitz als ein Messort für eine Kartierung sehr vielversprechend und wurde dementsprechend ausgewählt (vgl. Abbildung 32).

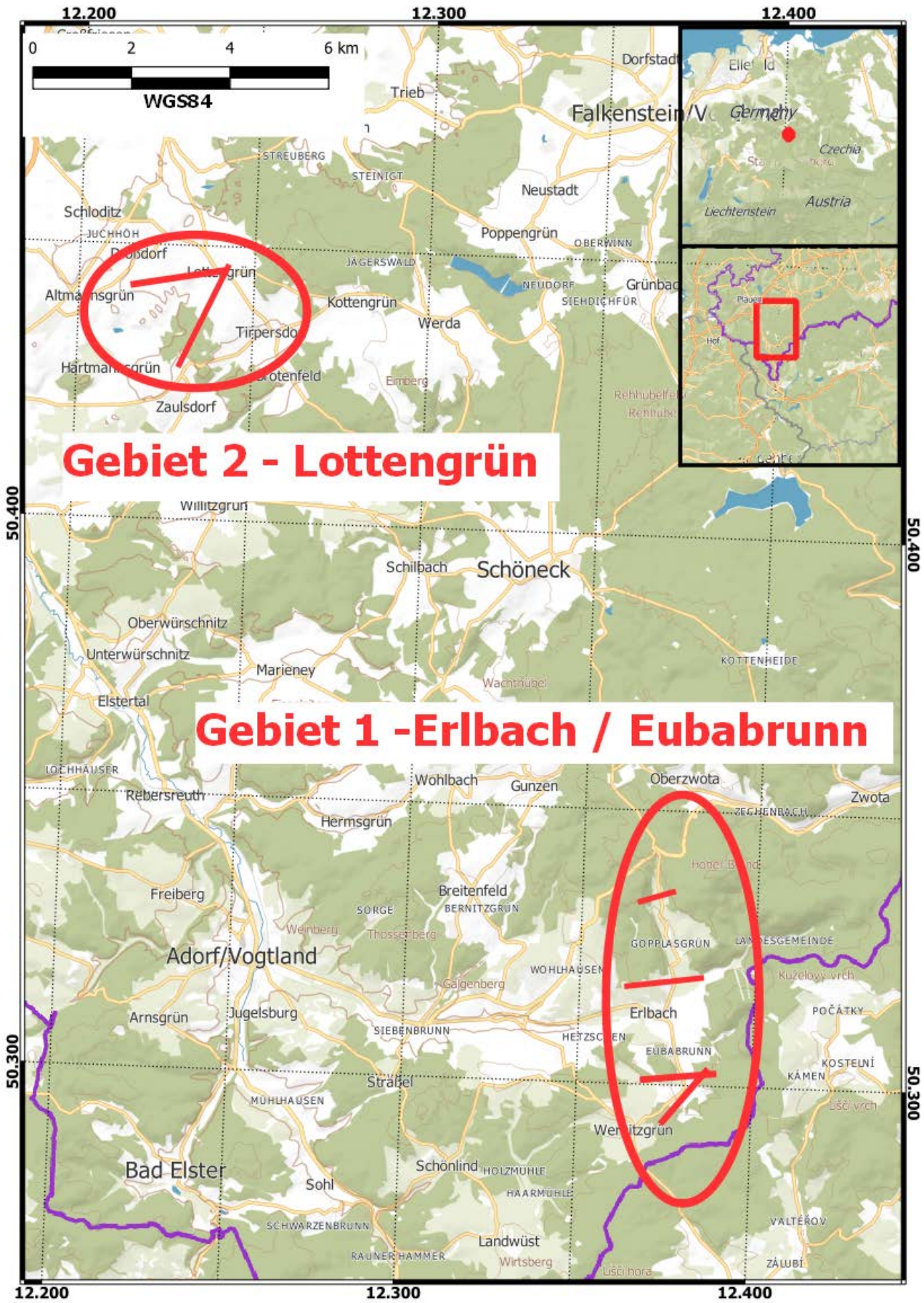


Abbildung 32: Übersicht der Vorzugsgebiete für eine geophysikalische Kartierung im Vogtland.

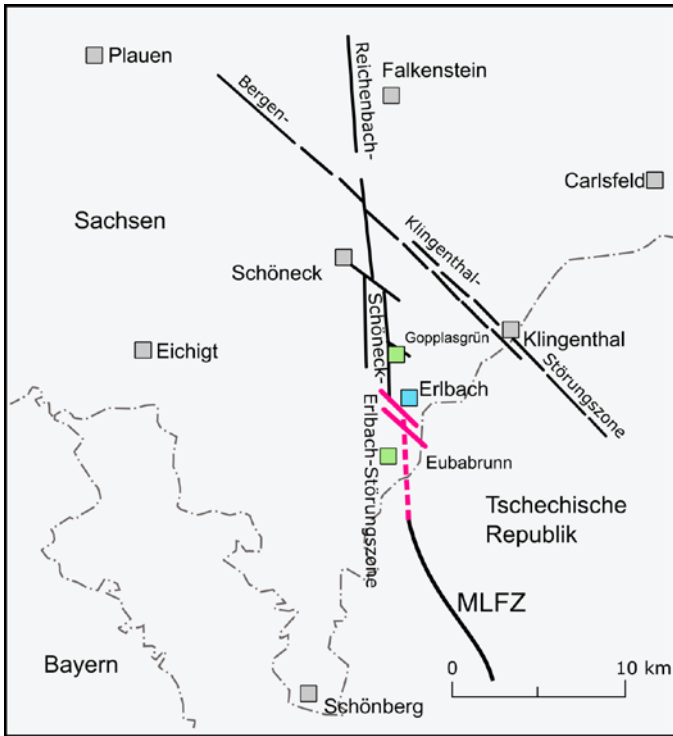


Abbildung 33: Erbachstörung und deren vermuteter Verlauf nach Süden in violett (modifiziert nach DIETRICH et al. 2007).

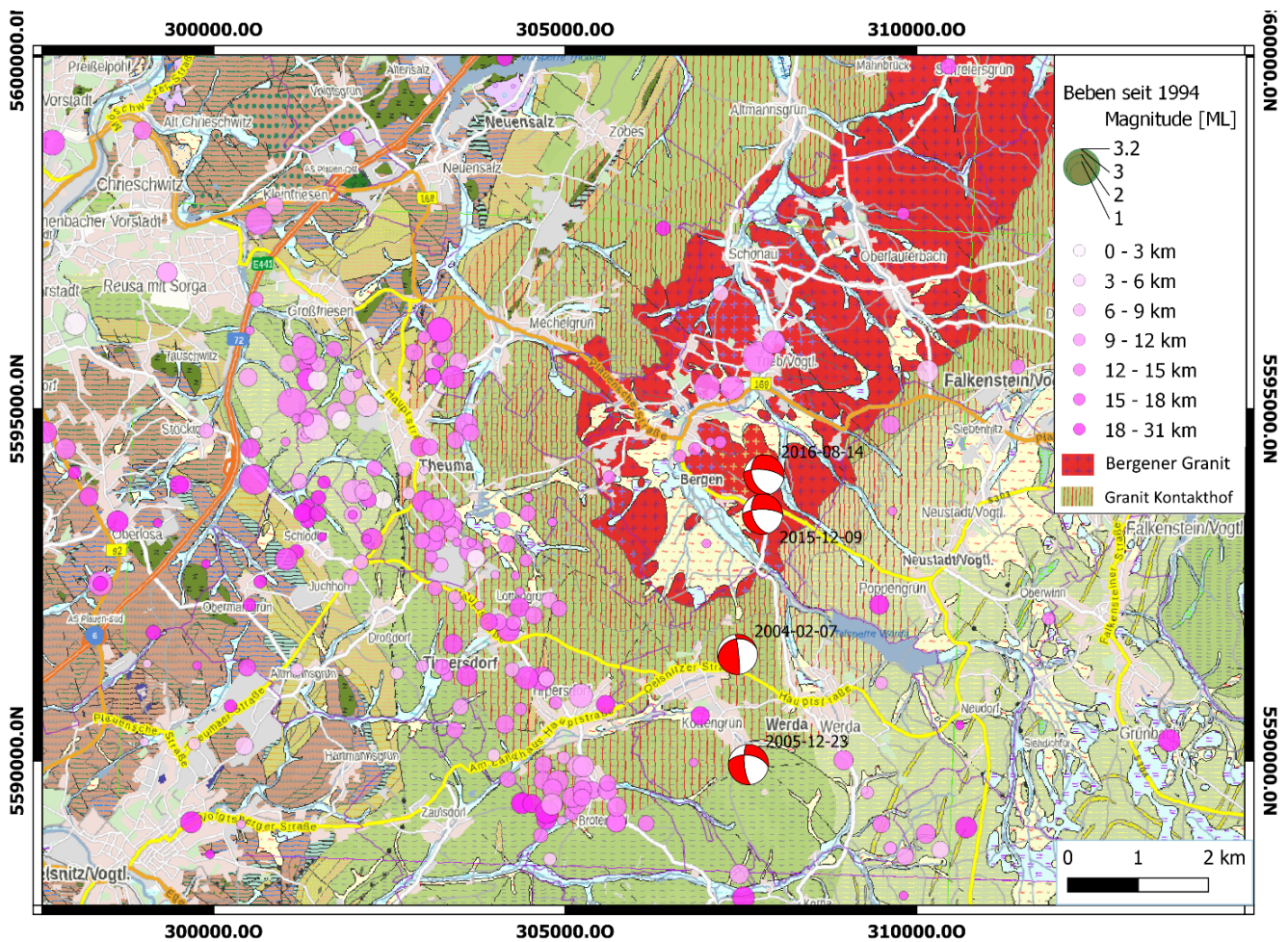


Abbildung 34: Messgebiet Lottengrün mit geologischer Karte und lokaler Beben­­tätigkeit.

4.2 Messgebiet Erlbach

Die erste Messkampagne wurde entlang der Erlbachstörung durchgeführt. Die Ortschaft Erlbach liegt in der Gemeinde Markneukirchen im Süden des Vogtlandkreises in Sachsen direkt an der Grenze zur Tschechischen Republik (vgl. Abbildung 33). Das Messgebiet wurde in zwei Teile aufgeteilt. Das größte und am umfanglichsten untersuchte Gebiet ist Eubabrunn, südlich von Erlbach. Dieses erste Messgebiet wurde im Herbst 2018 in Form eines interdisziplinären Feldpraktikums in Kooperation mit der Universitäten Jena und Leipzig untersucht. Zur Verifizierung der Messungen aus Eubabrunn wurden noch weitere Profile nördlich und südlich von Gopplasgrün in Zusammenarbeit mit der Masterarbeit von Andreas Lenz von der Universität Leipzig aufgenommen (LENZ, 2019).

Eubabrunn

Die Ortschaft Eubabrunn ist in einem Tal gelegen. Dieses Tal hat einen sehr geradlinigen Verlauf. Solch eine charakteristische Einkerbung der Landschaft kann ein Indikator für eine Störung sein (vgl. Abbildung 35). In der Ortslage Eubabrunn wurden insgesamt drei ERT-Profile (Electrical Resistivity Tomography) gemessen. Dabei wird der elektrische Widerstand des Untergrundes entlang eines 2D-Profiles bestimmt. Der Widerstand kann bis in eine maximale Tiefe von $1/6$ der Auslagenlänge bestimmt werden. Die dazu verwendeten Auswertungsalgorithmen zählen zu den Tomographieverfahren. Das Profil P1 verläuft von West nach Ost über den Damm des Schulteiches. Entlang dieses Profils wurden ebenfalls Gravimetriemessungen durchgeführt und ein Seismikprofil aufgenommen. Das Profil 2a liegt südlich von Profil 1 und verläuft in SW-NO-Richtung. Profil 2a wird noch durch Profil 2b gekreuzt (s. Abbildung 35). Auf diesem wurde nur ERT gemessen.

Gopplasgrün

Es wurden nördlich und südlich der Ortslage Gopplasgrün je ein ERT-Profil aufgenommen (vgl. Abbildung 35).

4.2.1 Elektrik

Die verwendete Multielektroden-Apparatur misst mit 100 Elektroden und einem Punktabstand von 5m. Dementsprechend ist die maximale Auslage 495m. Diese Apparatur wurde auf P1 in einem überlappenden Profillayout verwendet. Dabei wurden die letzten 25 Elektrodenpositionen der ersten Auslage als Startpunkt für die nächste Auslage verwendet. Dadurch wird im Überlappungsbereich eine höhere Eindringtiefe erzielt als bei einer Messung ohne Überlappung. Das Profil hat damit eine Länge von 750 m. Die Profile 2a und 2b wurden mit jeweils einer vollen Auslage gemessen. Auf allen Profilen wurde sowohl eine Wenner- α - als auch Wenner- β -Anordnung verwendet.

P1

Profil P1 wurde ursprünglich auch durch LENZ (2019) prozessiert. Der Autor stößt allerdings auf mehrere Probleme. Im Anfangsbereich ist die Ankopplung so schlecht, dass die ersten 50 m nicht verwendet werden können. Die Daten sind zu stark gestört. Weiterhin erscheint der zentrale Bereich der zweiten Auslage eigenartig gestört. Es handelt sich dabei im Wesentlichen um den Bereich, welcher über den Damm verläuft. Der Autor schlussfolgert in seiner Arbeit, dass das Zusammenspiel aus 3D-Effekten durch den Teich und leitfähigen Baumaterialien im Damm (z.B. Rohre) dafür verantwortlich ist. Eine erneute Betrachtung der Daten offenbart aber im Nachgang, dass ein elementarer Fehler bei der Messdurchführung wohl für den Zustand der Daten verantwortlich ist. Danach war das Sensorkabel 3 während der Messung verkehrt herum angeschlossen. Das führte wohl dazu, dass diese 25 Elektroden in der falschen Reihenfolge ange-

sprochen wurden. (1 = 25, 2 = 24). Dadurch wurden von der Multielektrodenapparatur nicht die gewünschten Wenner- α - und Wenner- β -Profile aufgenommen, sondern ein mannigfaltiger Mix aus beliebigen Elektrodenanordnungen. Folglich werden die scheinbaren elektrischen Widerstände falsch berechnet. Die Elektrodenkonfigurationen aus den Daten von LENZ (2019) wurden daher korrigiert und eine Auswertung mit Bert (vgl. Abbildung 36) durch Inversion der Wenner- α -Konfiguration durchgeführt. Der Versuch einer gemeinsamen Inversion (Joint Inversion) der Wenner- α -Konfiguration und Wenner- β -Konfiguration im ungestörten Bereich des P1 wurde durch LENZ (2019) unternommen. Dies führte zu keinem stabilen Ergebnis und wurde deshalb an dieser Stelle unterlassen. Die durch das Vertauschen entstehenden Elektrodenkonfigurationen haben oft einen sehr ungünstigen Konfigurationsfaktor. Infolgedessen ist die Empfindlichkeit gegenüber Störungen hoch. In der Inversion wurde der Konfigurationsfaktor auf Elektrodenkombinationen mit maximal 1000 beschränkt. Weiterhin stellt der Teich ein großes Problem für die Messung dar. Es ist davon auszugehen, dass dieser einen deutlichen 3D-Einfluss auf die Daten hat. In der Konzeption des Experiments wurde davon ausgegangen, dass die große Auslage ausreicht, um trotzdem unter dem Teich einen signifikanten Einfluss des tieferen Untergrundes erkennen zu können. Der Teich ist nach Angaben der Lokalbevölkerung nur maximal 3-4 m tief und nach Messung ca. 40 m breit.

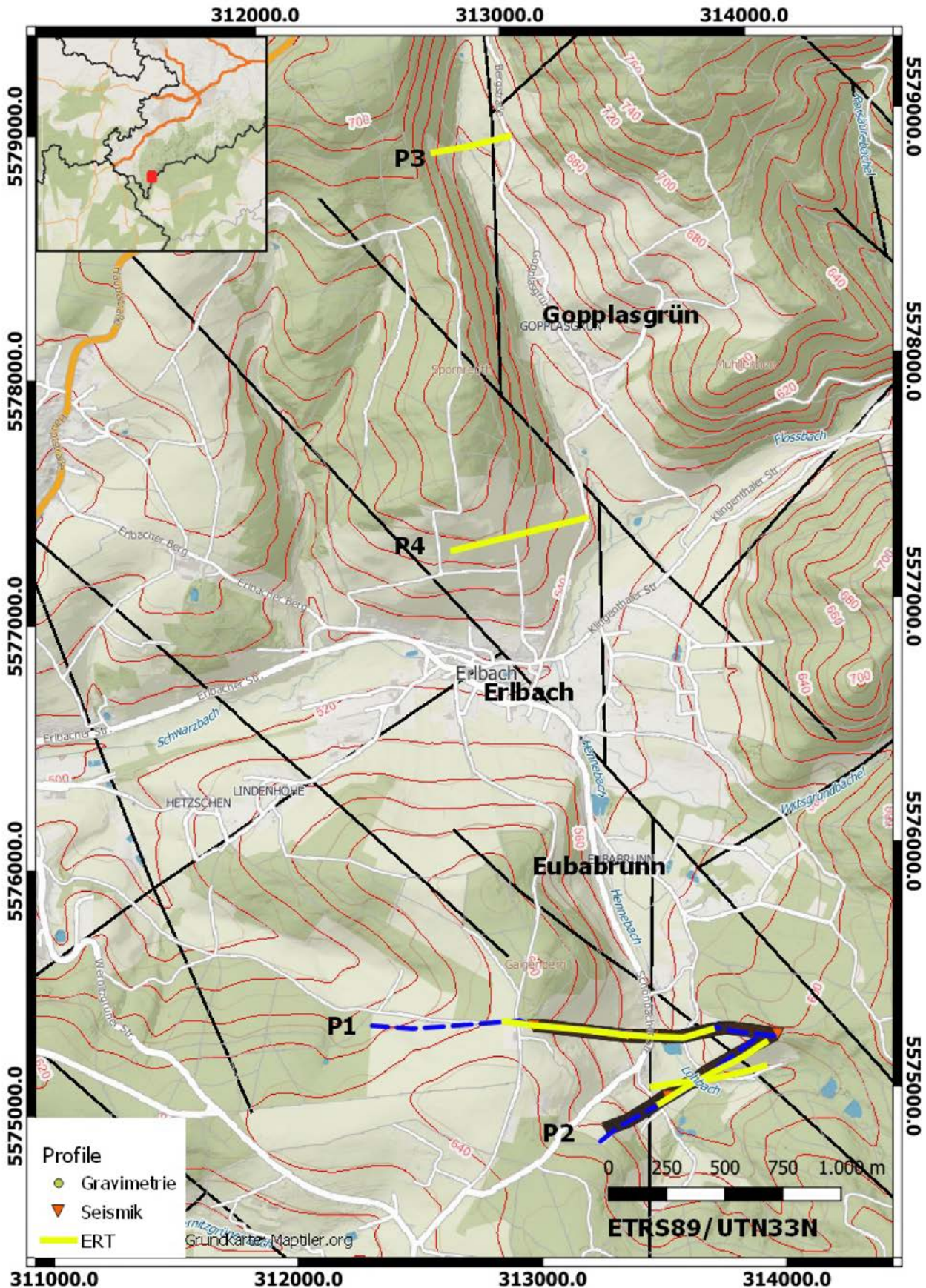


Abbildung 35: Topologie des Messgebietes und vermutete Störungen (aus Sachsenatlas, <https://geoportal.sachsen.de/cps/karte.html?showmap=true>) im Gebiet sowie eine Übersicht der Messprofile.

Das Inversionsergebnis zeigt im Bereich des Teiches ein Bild, welches sich mit den Erwartungen deckt. Oberflächennah herrschen geringe Widerstände vor. Allerdings nehmen diese mit größerer Tiefe zu. Besonders interessant ist die Tatsache, dass die geringsten Leitfähigkeiten westlich des Teichs ermittelt wurden und nicht auf dem Damm des Teichs. Eine Betrachtung des Fehlers zeigt ein differenziertes Ergebnis. Die Inversion hat insgesamt einen RMS-Fehler von ca. 20 %. Die größten Fehler treten dabei erwartungsgemäß im Bereich des Teiches auf. Für den größten Teil der Daten liegt der Fehler deutlich unter 10 %. Die punktuellen aber zum Teil sehr starken Abweichungen im Bereich des Teiches sind auf die unkonventionelle Elektrodenkonfiguration zurückzuführen. Die Wenner- α -Konfiguration ist eher unempfindlich gegenüber 3D-Effekten. Es ist hiernach durch die Elektrodenkonfigurationen, welche deutlich sensitiver gegenüber 3D-Effekten sind als die Wenner- α -Anordnung, im zentralen Bereich durchaus eine starke Beeinflussung durch den Teich für verschiedene Konfigurationen zu erwarten. Dementsprechend vorsichtig sollten die Daten im Bereich Teich betrachtet werden. Die Inversion des restlichen Profils ist allerdings von sehr guter Qualität.

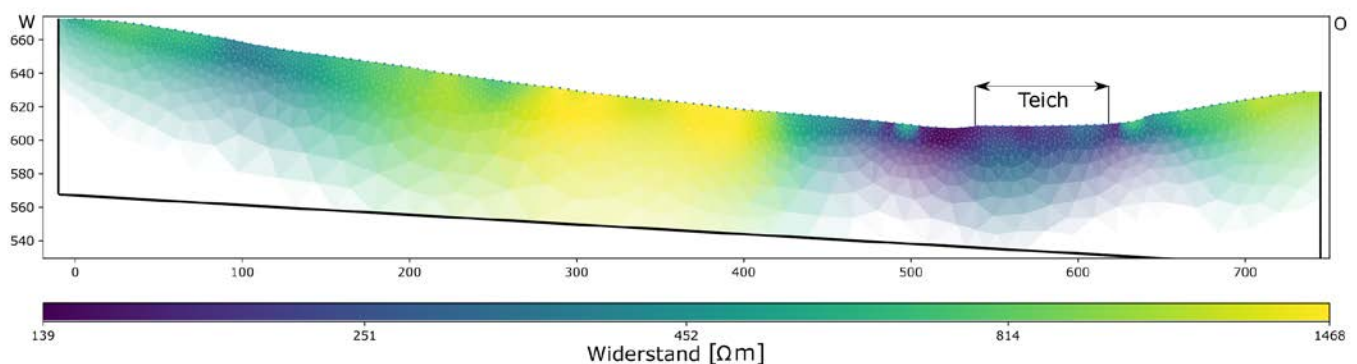


Abbildung 36: Inversionsergebnis für Wenner- α mit Bert nach Neusortierung der Daten von LENZ (2019). (RMS: 18 %).

P2

Auf Profil 2a und Profil 2b wurden die Ergebnisse von LENZ (2019) für die Auswertung verwendet. Bei einer Reprozessierung konnte keine signifikante Verbesserung der Abbildungen erzielt werden (vgl. Abbildung 37 und Abbildung 38). Die Ergebnisse zeigen eine deutliche Übereinstimmung im zentralen Bereich. Es ist eine sehr deutliche, gut leitfähige Struktur zu erkennen. Ebenso deutet sich in beiden Profilen am westlichen Ende eine hochohmige Zone an. Der östliche Teil ist in beiden Profilen deutlich hochohmiger als die westliche Hälfte des Profils. Oberflächennah werden die höchsten Widerstände erreicht. Dies ist durch die ganzjährige Trockenheit im Messgebiet zu erklären.

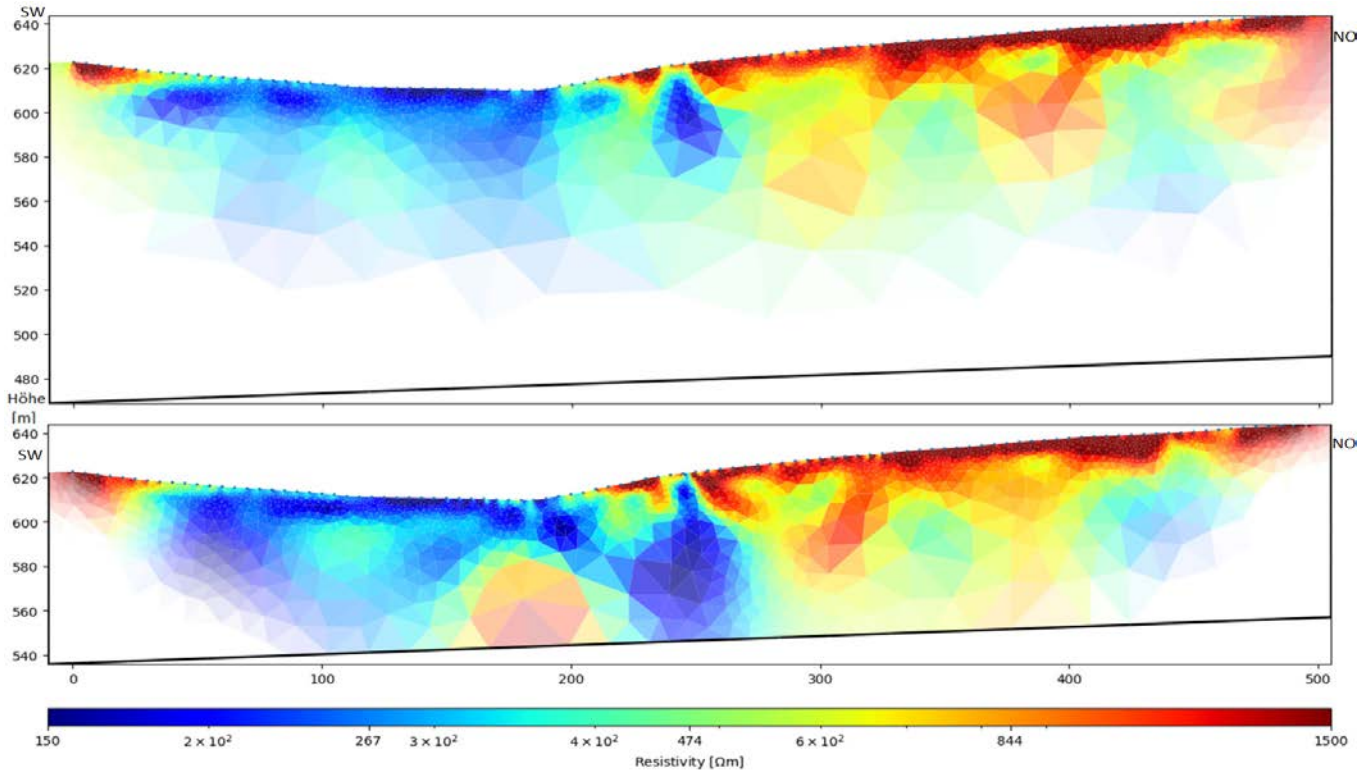


Abbildung 37: Inversionsergebnis mit Bert für P2a in Eubabrunn. Oben: Wenner- α , RMS: 5,21 %; Unten: Wenner- β , RMS: 10,34 %; P2b schneidet bei PM 190. Von SSW nach NNO (LENZ (2019)).

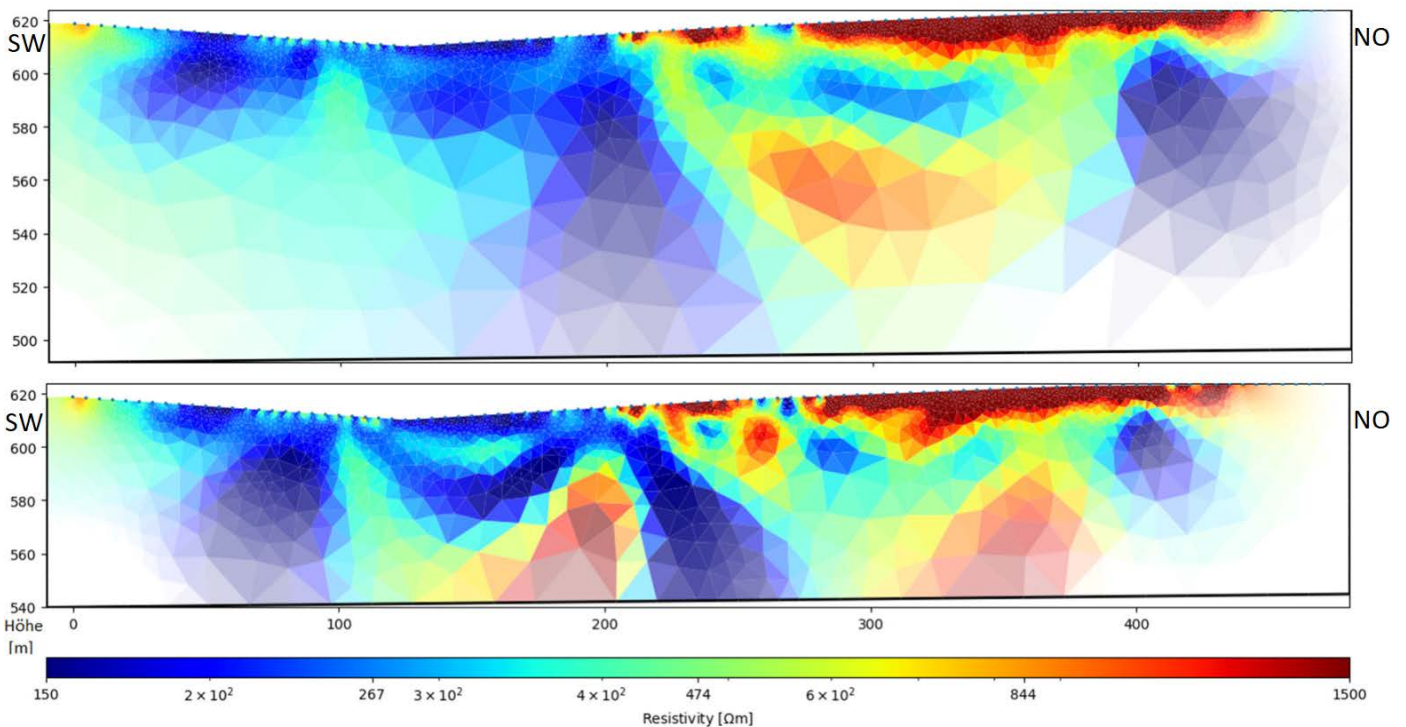


Abbildung 38: Inversionsergebnis mit Bert für P2b in Eubabrunn. Oben: Wenner- α , RMS: 6.01 %; Unten, Wenner- β , RMS: 10.63 %; P2a schneidet bei PM 200. Von SW nach NO (LENZ, 2019).

P3

Im Bereich Gopplasgrün wurden ausschließlich ERT-Profile gemessen. Die Störung wurde durch die geologische Kartierung in diesem Bereich als bestätigt betrachtet. Aus diesem Grund wurden in Gopplasgrün Messungen durchgeführt um die Störung genau lokalisieren, und verifizieren zu können, wie die Störung in der Tomographie abgebildet wird. Profil 3 nördlich von Gopplasgrün wurde an der westlichen Talflanke begonnen. Die örtlichen Gegebenheiten erlaubten es nicht die östliche Talflanke vollständig zu vermessen. Das Profil ist mit 330 m das kürzeste, welches im Zuge der Messungen um Erlbach aufgenommen wurde. Die Ergebnisse, welche LENZ (2019) für dieses Profil erhalten hat, sind außerordentlich überzeugend (vgl. Abbildung 39). Auffällig ist, dass ab der taltiefsten Richtung Osten ein sehr geringer Widerstand dominiert. Es konnten im gesamten östlichen Teil dieses Profils keine Hinweise auf schlecht leitendes, unverwittertes Gestein gefunden werden. Im Westen konnten ähnlich gute Leitfähigkeiten am Beginn des Profils festgestellt werden. Trotz trockener Witterung war dieser sehr steile Hang während der Messung feucht bis sumpfig. Bemerkenswert ist, dass bei Profilmeter 50 eine hochohmige Struktur auftritt. Es könnte sich dabei um einen großen Gesteinsblock handeln, welcher wiederum als stauendes Element agiert und damit die guten Leitfähigkeiten hangaufwärts generiert.

P4

Eine Interpretation von P4 südlich von Gopplasgrün ist schwierig (Abbildung 40). Wenngleich die Ergebnisse von LENZ (2019) sehr geringe RMS-Werte aufweisen, ist eine Zuordnung zu möglichen petropysikalischen Ursachen dieser Anomalien kaum möglich. Es scheint aber in Anbetracht der Ergebnisse weiter denkbar, dass die gut leitfähigen Strukturen bei PM 300 und PM 475 durch Störungen erzeugt wurden und dazwischen ein kompakter Gesteinsblock liegt. Dies würde sich mit den Beobachtungen von P3 decken.

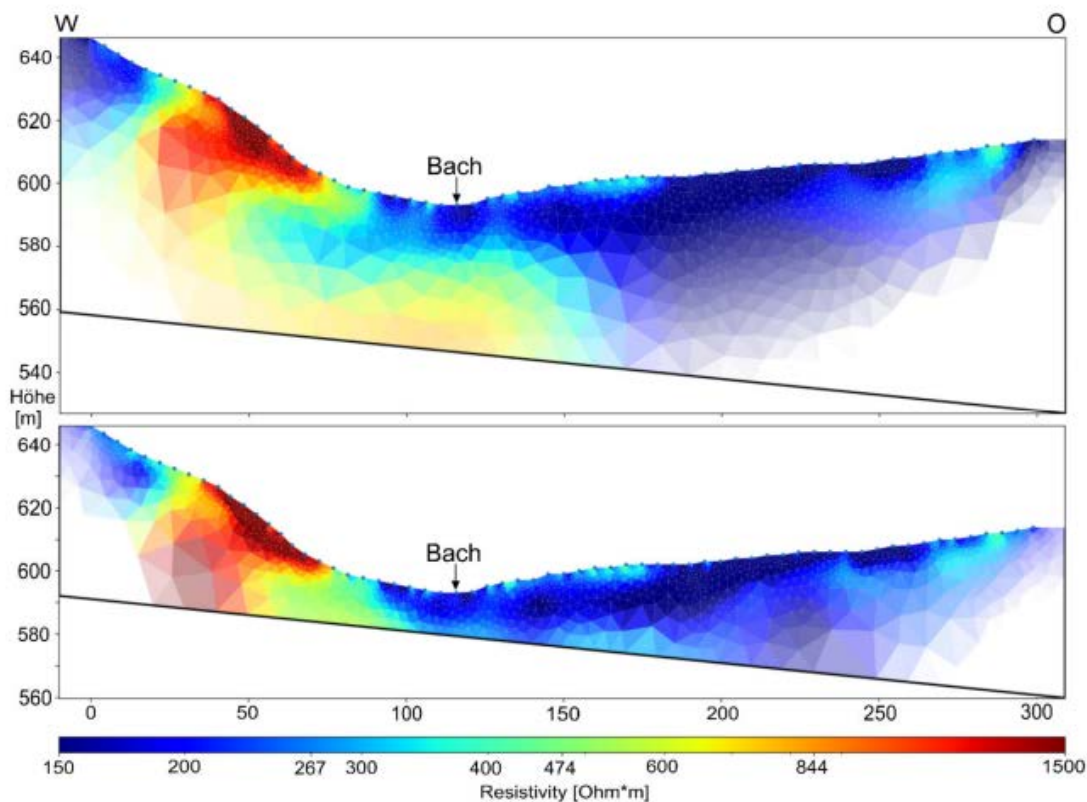


Abbildung 39: Inversionsergebnis mit Bert für P3. (W-O). Oben: Wenner- α , RMS: 3,02 %; Unten: Wenner- β , RMS = 4,45 %; (LENZ, 2019).

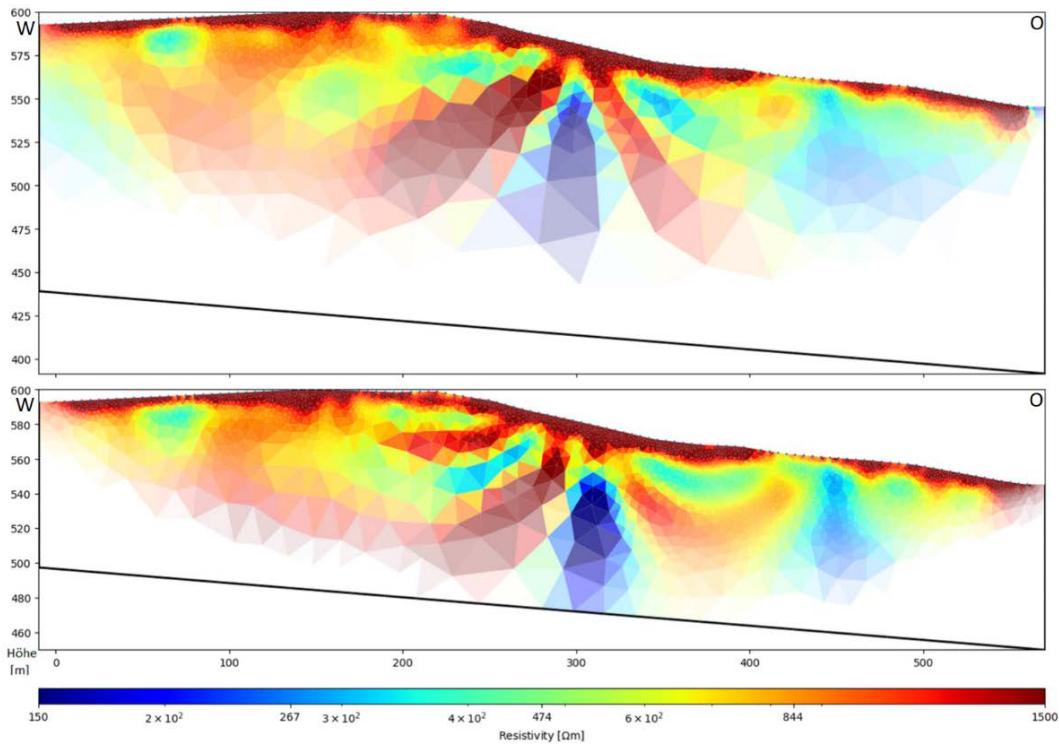


Abbildung 40: Inversionsergebnis mit Bert für P4. Oben: Wenner- α , RMS: 2,45 %; Unten: Wenner- β , RMS: 3,93 % von W nach O; (LENZ, 2019).

4.2.2 Gravimetrie

Die gravimetrischen Messungen wurden in einem Abstand von 30 m entlang der Profile aufgenommen. Profil 1 ist dabei deutlich nach Westen ausgedehnt worden. Dadurch sollte sichergestellt werden, dass die Anomalie einer möglichen großen Störungszone vollständig aufgenommen werden kann. Insgesamt hat das Profil eine Länge von 1650 m. Die Daten wurden mit zwei LaCoste & Romberg G-Gravimetern mit elektrischem Feedback-System aufgenommen. Auf Profil 1 wurden die Gravimeter abwechselnd entlang des Profils verwendet. Entlang der übrigen Profile wurden die Gravimeter von der Mitte des Profils je zu einer Seite des Profils verwendet. Dadurch wurde je ein halbes Profil von einem Gravimeter am Stück aufgenommen. Zur Korrektur des Gravimetergangs wurden regelmäßig Wiederholungsmessungen am Basispunkt durchgeführt. Für die Auswertung wurden die Daten wie folgt prozessiert:

- Gangkorrektur.
- Höhenreduktion.
- Geografische Korrektur (N-S Korrektur).
- Niveau-Reduktion.
- Bouguer-Reduktion.
- Regionalfeldkorrektur.

Die Regionalfeldkorrektur kann unter der Annahme, dass die zu erwartende Struktur vollständig übermessen wurde, im Normalfall sehr gut durch eine lineare Regression über die Bouguer-Werte ermittelt werden. Alle Störwerte entlang der Kurve sollten nach diesem Ansatz Störkörpern entsprechen, welche innerhalb des Profils liegen. Dieser Ansatz wurde für P1 und P2 verwendet. Bei Betrachtung der dadurch abgeschätzten Gradienten wurde deutlich, dass diese im Widerspruch zu den zu erwartenden Gradienten nach HOFMANN (2003) stehen. Die Werte, welche durch Regression ermittelt wurden, sind deutlich höher als jene, welche aus dem Regionalfeld abgeschätzt wurden. Das Untersuchungsgebiet ist in WSW-ONO Richtung

nahezu rechtwinklig zum Gradienten des Schwerefeldes. Das heißt entlang des Profils kann keine Veränderung des regionalen Schwerefeldes festgestellt werden. Die geologischen Großstrukturen wie der Fichtelgebirgsgranit, Eibenstocker Granit und dem Granit von Eichigt haben eine ausgeprägte gravimetrische Fernfeldwirkung und prägen das Regionalfeld. Eubabrunn liegt im Zentrum dieser einzelnen Störkörper, sodass sich deren Fernfeldwirkung so überlagert, dass das Regionalfeld entlang einer Linie weitgehend konstant ist. Die Profile haben von dieser Richtung nur eine minimale Abweichung. Entsprechend wurden die Regionalfeldkorrekturen ebenso mit deutlich geringeren Werten nach HOFMANN (2003) zusätzlich durchgeführt (vgl. Abbildung 41 und Abbildung 42).

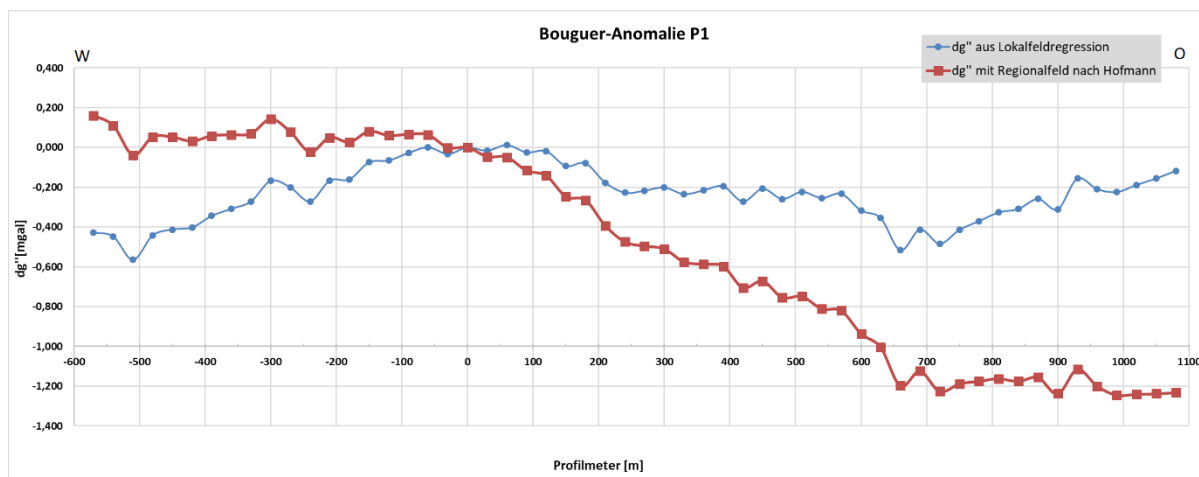


Abbildung 41: Berechnete Bouguer-Anomalien auf P1 nach Abzug des Regionalfeldes; Profilverlauf von West nach Ost.

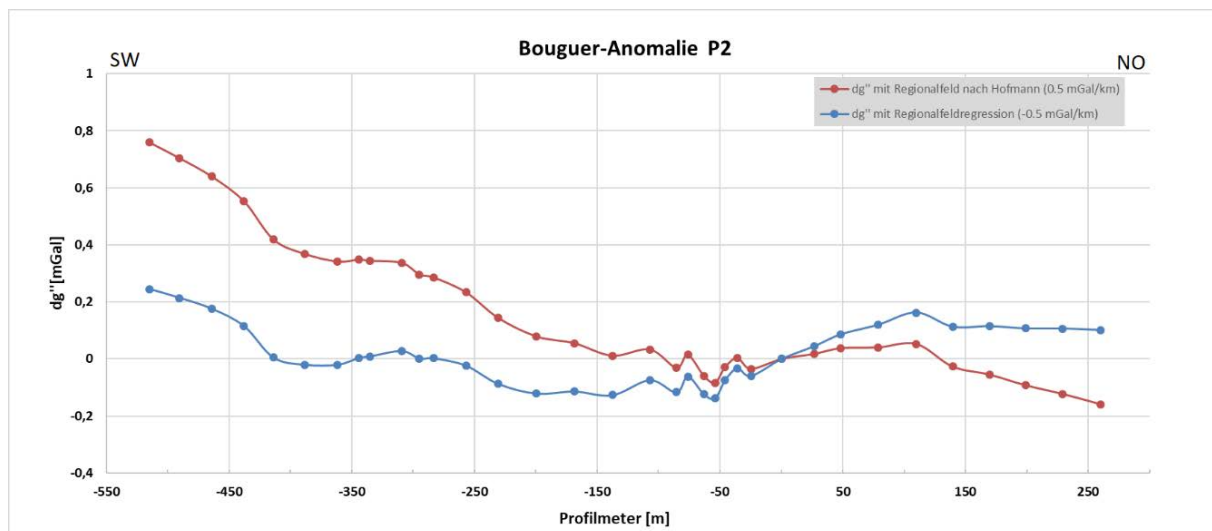


Abbildung 42: Berechnete Bouguer-Anomalien auf P2 nach Abzug des Regionalfeldes; Profilverlauf von Süd-West nach Nord-Ost.

4.2.3 Seismik

Messdurchführung

Es wurden zwei seismische Profile gemessen (P1 und P2, s. Abbildung 35). Diese wurden in einem Roll-Along-Verfahren aufgenommen. Die Geophone befanden sich dabei in einem Abstand von 4 m mit einer Auslage von 144 Geophonen. Diese 144 Geophone verteilen sich auf sechs Auslagen zu je 24 Geophonen. Der Schusspunktabstand betrug dabei 10 m. Nach dem Erreichen des Endes der dritten Auslage wurden die ersten beiden Auslagen abgebaut und an das Ende versetzt. Dadurch wird das Profil verlängert. Dieser Prozess wird als Rollen bezeichnet. Dadurch ergibt sich für Profil 1 eine Gesamtlänge von 960 m und für Profil 2 eine Gesamtlänge von 768 m. Zur Anregung diente dabei ein Hammerschlag auf einem Amboss (Metallplatte) mit Piezo-Trigger am Hammerkopf. Es wurden drei bis fünf Wiederholungsmessungen pro Schusspunkt angeregt. Die Einzelschüsse wurden erst in der Prozessierung gestapelt. Dadurch ist ein späteres Aussortieren von schlechten Schüssen möglich, was zu einer deutlichen Steigerung der Datenqualität führte. Die gewonnenen Daten wurden bei der Prozessierung ihren entsprechenden Koordinaten zugewiesen. Die Ermittlung der Koordinaten erfolgte durch Nutzung eines professionellen R8s Differenzial-GPS-Systems der Marke Trimble in einer Basis-Rover-Konfiguration. Dadurch sind Lokalisierungen in alle Raumrichtungen mit einer Genauigkeit von 1 cm möglich.

Auswertung

Es wurde sowohl auf P1 als auch auf P2 eine seismische Ersteinsatz-Tomographie auf einem homogenen Raster mit 2 m Gitterabstand gerechnet (vgl. Abbildung 43 und

Abbildung 44). Für die Tomographie wurde die Software Geotomo verwendet (ZHANG & TOKSÖZ, 1998).

In den Ergebnissen der Tomographie werden primär zwei Strukturen sichtbar. Sowohl in P1 als auch in P2 unterscheidet sich der westliche Teil des Profils deutlich von dem östlichen Bereich. Der vertikale Geschwindigkeitsgradient ist in den westlichen Profilabschnitten deutlich stärker als auf den östlichen.

Eine weitere Gemeinsamkeit zwischen beiden Profilen ist das Auftreten von Hochgeschwindigkeitsanomalien speziell in der Mitte der Profile. Diese Anomalien wurden mehrfach überprüft und sind konsistent. Ein Fehler in der Auswertung erscheint unwahrscheinlich. Die errechneten Geschwindigkeiten deuten auf unverwitterten Phyllit oder auf Vererzungen hin. Grundsätzlich zeigen die Inversionsergebnisse für Phyllite untypisch geringe Geschwindigkeiten. Es ist davon auszugehen, dass im gesamten Untersuchungsgebiet die Gesteine stark verwittert sind.

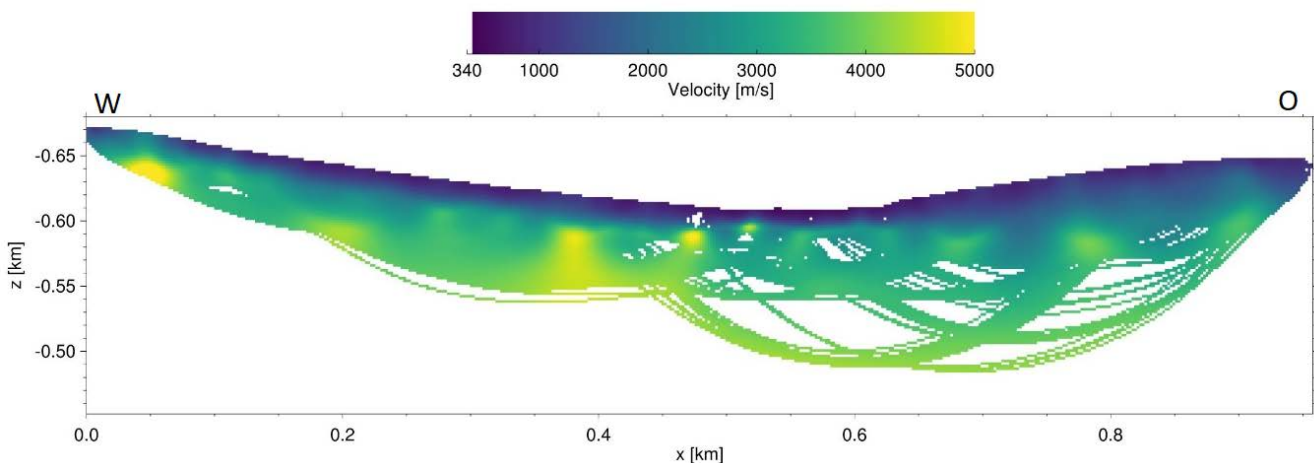


Abbildung 43: Seismische Tomographie auf P1 Eubabrunn.

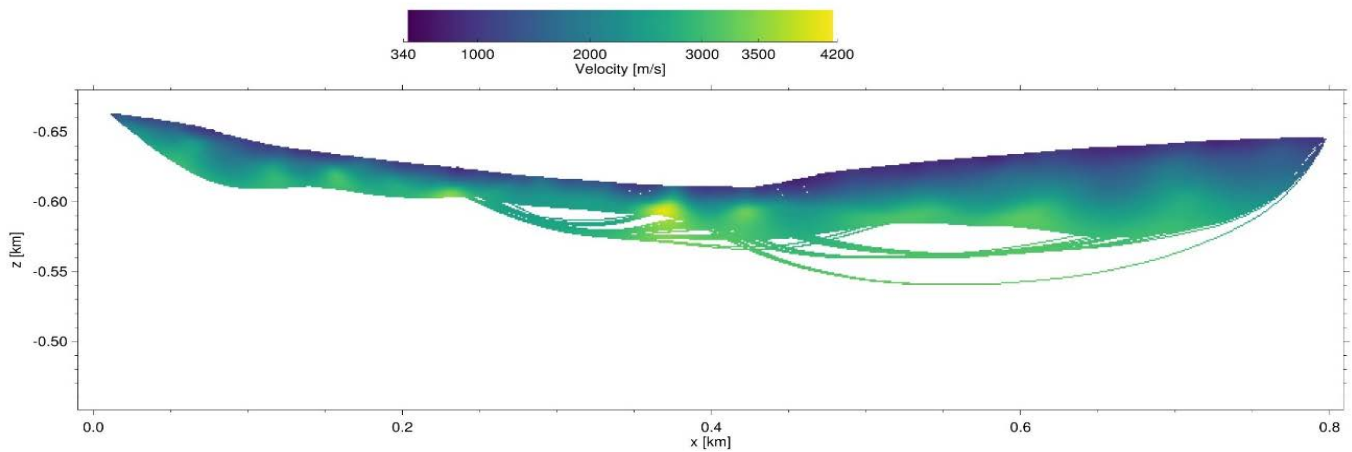


Abbildung 44: Seismische Tomographie auf P2 Eubabrunn.

4.2.4 Interpretation

Die Messungen konnten erfolgreich durchgeführt und ausgewertet werden. Alle Messverfahren konnten deutliche Anomalien im Messgebiet nachweisen. Auffällig dabei ist der stete Wechsel der petrophysikalischen Eigenschaften innerhalb der Profile. Diese Wechsel konnten meist durch mehrere Messverfahren kohärent abgebildet werden. Zum Beispiel korreliert hoher elektrischer Widerstand stets mit hohen seismischen Geschwindigkeiten. Die Interpretation der Gravimetrie muss auf mehreren Ebenen betrachtet werden. Grundsätzlich kann eine gravimetrische Untersuchung nur die Strukturen verlässlich abbilden, welche von der Messung vollständig eingeschlossen sind. Aus diesem Grund wurde die Messung ursprünglich weit nach Westen ausgedehnt. Das Tal und die damit vermutete Störung sollten dadurch vollständig von der Messung eingeschlossen sein. Die Betrachtungen der Regionalfeldkorrekturen zeigten allerdings, dass scheinbar ein starker Abfall der Schwere nach Osten vorherrscht. Nach Anwendung von Regionalfeldkorrekturen entsprechend der Untersuchungen von HOFMANN (2003) bleibt entlang des Profils ein Trend von ca. 1.2 mGal übrig. Im Vergleich dazu liefert die die Auswertung mit der Regionalfeldkorrektur aus Regressionsansatz eine Dynamik von 0.4 mGal innerhalb des Profils. Allerdings wird bei der Korrektur nach Hofmann bei Profilmeter 800 ein Plateau erreicht (vgl. Abbildung 41). Seismische Ersteinsatz-Tomographie und ERT-Inversionen können nur Strukturen abbilden, welche innerhalb des Profils liegen. Die Gravimetriedaten mit Regionalfeldkorrektur durch Regressionsansatz bilden derartige Störungen innerhalb des Profils gut ab. Deshalb werden diese Daten für den Vergleich mit den Ergebnissen aus ERT-Inversion und seismischer Ersteinsatz-Tomographie verwendet. Es konnte eine gute Übereinstimmung speziell zwischen den gravimetrischen und den elektrischen Messungen entlang der Profile beobachtet werden. Für die Auswertung wurde angenommen, dass hoher elektrischer Widerstand mit trockenem unverwittertem Gestein korreliert. Nach dieser Modellannahme korreliert das kompakte Gestein auch mit hohen Schwerewerten und hohen seismischen Geschwindigkeiten. Im Umkehrschluss korreliert niedriger Widerstand mit wasserführenden Klüftzonen, welche eine geringere Dichte und niedrige seismische Geschwindigkeiten aufweisen. Folglich wurde für die finale Beschreibung des Untergrundes die auf Klüftigkeit des Gesteins abgestellt.

Es wird in drei Kategorien unterschieden:

1. Anstehend (unverwittertes, kompaktes Gestein).
2. Übergangsbereich (kompaktes Gestein mit Klüften).
3. Störung (stark geklüftetes, zersetztes Gestein; wasserführend).

Profil 1 weist mehrere markante Bereiche auf (vgl. Abbildung 45). Zwischen Profilmeter 200 und 450 zeigt sich in der ERT ein schlecht leitfähiger Bereich. Dieser korreliert mit einem Plateau in der Schwerebeschleunigung und höheren Geschwindigkeiten in der Ersteinsatz-Tomographie. Es ist davon auszugehen, dass es sich dabei im Wesentlichen um kompaktes Gestein handelt. Westlich wird diese Struktur wahrscheinlich durch einen leicht klüftigen Bereich begrenzt. Im Westen schließt das Profil wahrscheinlich mit kompaktem Gestein ab. Im Osten des Profils ist die Interpretation nicht eindeutig. Es handelt sich scheinbar um eine großflächige Verbreitung von Gestein mittlerer Klüftigkeit. Zwischen Profilmeter 600 und 650 ist eine kleine Anomalie in der Ersteinsatz-Tomographie zu erkennen. Wahrscheinlich handelt es sich dabei auch um einen stark klüftigen Bereich. Im Bereich des Teiches ist eine elektrische und gravimetrische Anomalie erkennbar. Die Ersteinsatz-Tomographie erzielt in diesem Bereich die größten Eindringtiefen. Dies wird durch einen geringen Gradienten der seismischen Geschwindigkeit bedingt. Damit liegen schließlich drei Anomalien vor, welche auf einen ausgedehnten stark klüftigen Bereich schließen lassen. Allerdings wirkt der Teich sowohl für die ERT-Messungen als auch für die Gravimetrie als Störkörper. Deshalb kann aus diesem Profil kein eindeutiger Beweis für eine große Störung erzielt werden. Weiterhin konnte für den Bereich zwischen Profilmeter 920 und 980 in der Gravimetrie keine eindeutige Bestimmung durchgeführt werden. Die Ergebnisse von Gravimetrie und seismischer Tomographie zeigen keine Korrelation zueinander.

Die parallele Betrachtung von Profil 2 liefert einen weiteren Interpretationsansatz (vgl. Abbildung 46). Auch in Profil 2 konnte im zentralen Bereich eine Anomalie mit gleicher Charakteristik festgestellt werden. Die Anomalie wurde durch beide ERT-Profile (P2a und P2b) sowie durch seismische und gravimetrische Messungen bestätigt. Es ist davon auszugehen, dass es im Taltiefsten ein ausgedehntes Kluftsystem gibt. Weiterhin konnte auf P2 grundsätzlich die gleiche Abfolge von Gesteinsgruppen wie auf P1 interpretiert werden. Alle Profile weisen an ihren östlichen Begrenzungen nicht die erwarteten petrophysikalischen Kennwerte aus, welche auf ungestörten Gneis schließen lassen würden. Die Gravimetrie nach dem Lokalfeldansatz mit dem Regionalfeld nach HOFMANN (2003) zeigt ein deutliches Minimum. Deshalb wurde geschlussfolgert, dass das Gesamtstörungssystem nicht durch die Messungen eingeschlossen wurde. Dieses erstreckt sich möglicherweise noch deutlich weiter nach Osten. Eine Betrachtung der großräumigen Topographie legt nahe, dass die Ostflanke ca. 1 km weiter östlich liegen könnte. Unter der Annahme, dass das Regionalfeld korrekt geschätzt wurde, würde dies vor allem durch die Gravimetrie bestätigt werden. Es wäre dann nur etwa die Hälfte der Struktur gemessen worden. Diese vermuteten Störungslinien wurden zusammen mit der Topographie in Abbildung 47 dargestellt. Die Struktur hätte damit eine Gesamtausdehnung von ca. 2 km. Dies ist für eine klassische Störung sehr viel. Die wahrscheinlichste Erklärung für dieses Phänomen ist eine Negative-Flower-Structure (vgl. Abbildung 48). Flower-Structures sind ein deutlicher Indikator für große Strike-Slip Störungen (MCCLAY & BONORA, 2001). Durch die Verschiebung entlang der Strike-Slip Störung können Negative Flower-Structures entstehen, wenn die Störung leicht entlastet wird. Das bedeutet in diesem Zusammenhang, dass die Verschiebung einen kleinen Anteil Normalverschiebung beinhaltet. Dadurch entsteht eine Reihe paralleler Störungen, welche sich in der Tiefe wieder verbinden. Als Ergebnis entsteht im Querschnitt die typische Struktur, welche an eine Blüte erinnert. Eine Strike-Slip Störung ist konsistent mit den Ergebnissen der Herdflächenanalyse. BLEIBINHAUS

et al. (2003) haben in ihrer Reprozessierung des MVE90-Profiles eine Störung detektiert, welche mit 54° nach Westen einfällt und bis in eine Tiefe von mindestens 4 km nachverfolgt werden kann (vgl. Abbildung 49). Diese wurde als MLFZ interpretiert. Es ist davon auszugehen, dass es sich bei der von BLEIBINHAUS et al. (2003) entdeckten Störung und die hier kartierten EBZ um die gleiche Störung handelt. Somit ist auch das Einfallen der EBZ hinreichend gut dokumentiert. In der Projektierung der Messungen wurde noch davon ausgegangen, dass die EBZ nach Osten einfallen könnte und mit der Schwarmbebenstätigkeit zwischen Luby und Klingental in Verbindung stehen könnte. Dies war die Arbeitshypothese der zuständigen Regionalgeologen des Sächsischen Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie. Diese Vermutung ist nach der Auswertung aller Ergebnisse nicht mehr vertretbar. Bei der Betrachtung der Seismizität entlang des Schnittprofils der MVE90 Prozessierung fällt weiterhin auf, dass es in diesem Bereich keine signifikante seismische Aktivität entlang der oberflächennahen Strukturen der EBZ in jüngerer Vergangenheit gibt.

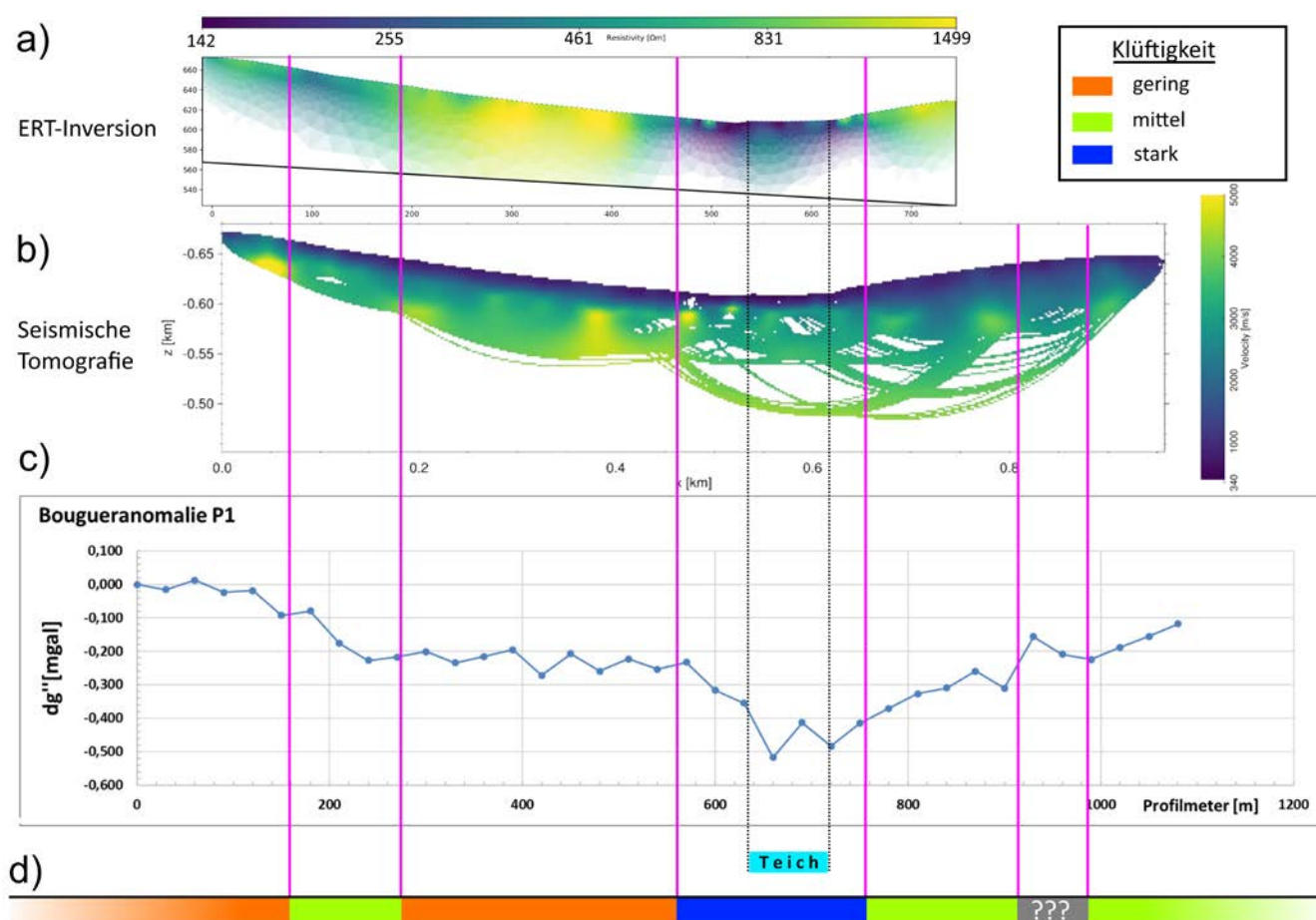


Abbildung 45: Kombinierte Interpretation P1;

- a) ERT-Inversion für Wenner- α ,
- b) seismische Ersteinstz-Tomographie,
- c) Bouguer-Anomalie nach Regionalfeldkorrektur mit Regressionsansatz,
- d) Blockbild der abgeleiteten Klüftigkeit entlang des Profils (der graue Bereich konnte nicht eindeutig bestimmt werden); die Nullpunkte der ausgeführten Profile liegen nicht aufeinander. Dies wurde in der Abbildung korrigiert. Die Profile sind somit lagegenau zueinander.

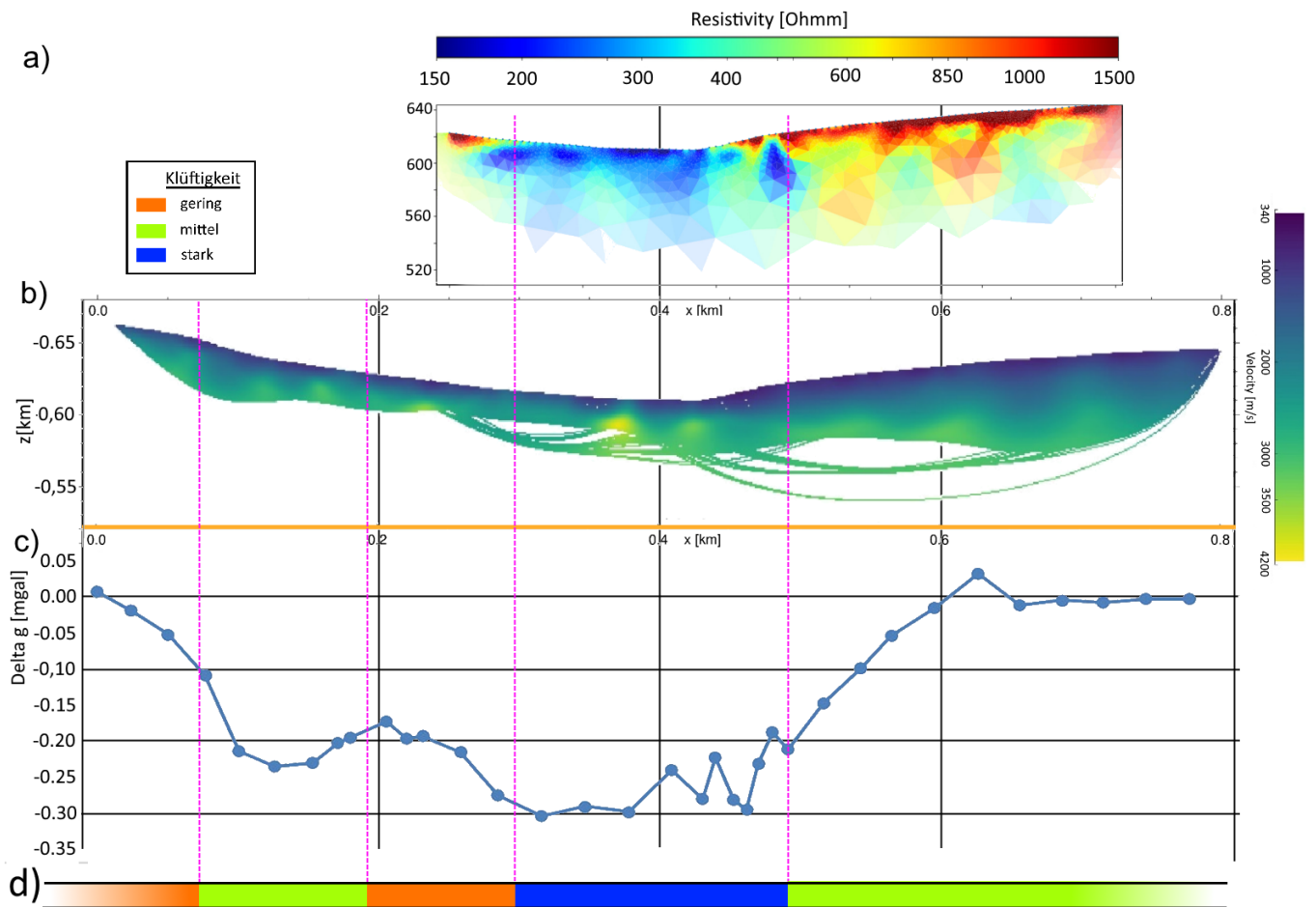


Abbildung 46: Kombinierte Interpretation P2,

- a) ERT-Inversion für Wenner- α und seismische Ersteinsatz-Tomographie überlagert,**
- b) Inversionsergebnis der seismischen Laufzeit-Tomographie**
- c) Bouguer-Anomalie nach Regionalfeldkorrektur mit Regressionsansatz**
- d) Blockbild der abgeleiteten Klüftigkeit entlang des Profils; die Nullpunkte der ausgeführten Profile liegen nicht aufeinander. Dies wurde in der Abbildungskorrigiert. Die Profile sind somit lagegenau zueinander.**

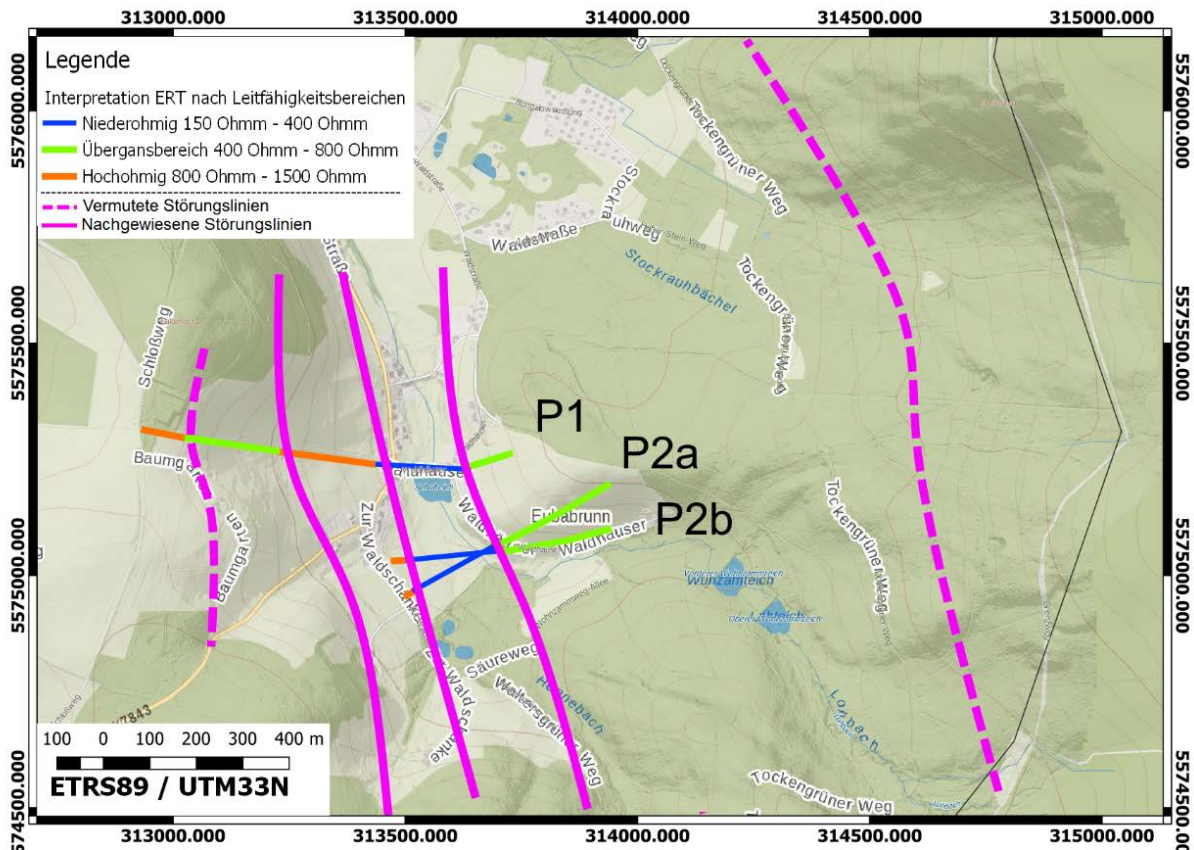


Abbildung 47: Kombinierte Interpretation aller Elektrikprofile in Eubabrunn zur Lageabbildung entlang der Profile. Die ERT-Inversion wird hier verwendet, da nur für ERT alle drei Profile untersucht wurden, Grundkarte: Maptiler.org.

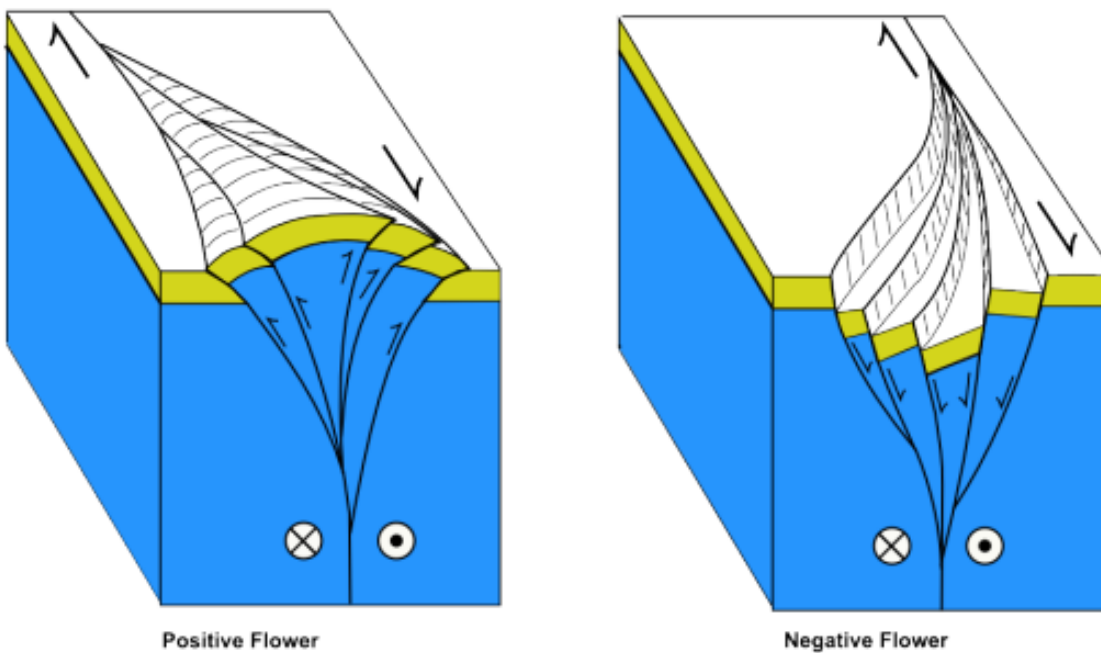


Abbildung 48: Schematisches Beispiel für Flower Structures entlang einer Strike-Slip Störung. (Bild: https://en.wikipedia.org/wiki/Strike-slip_tectonics#/media/File:Flowerstructure1.png).

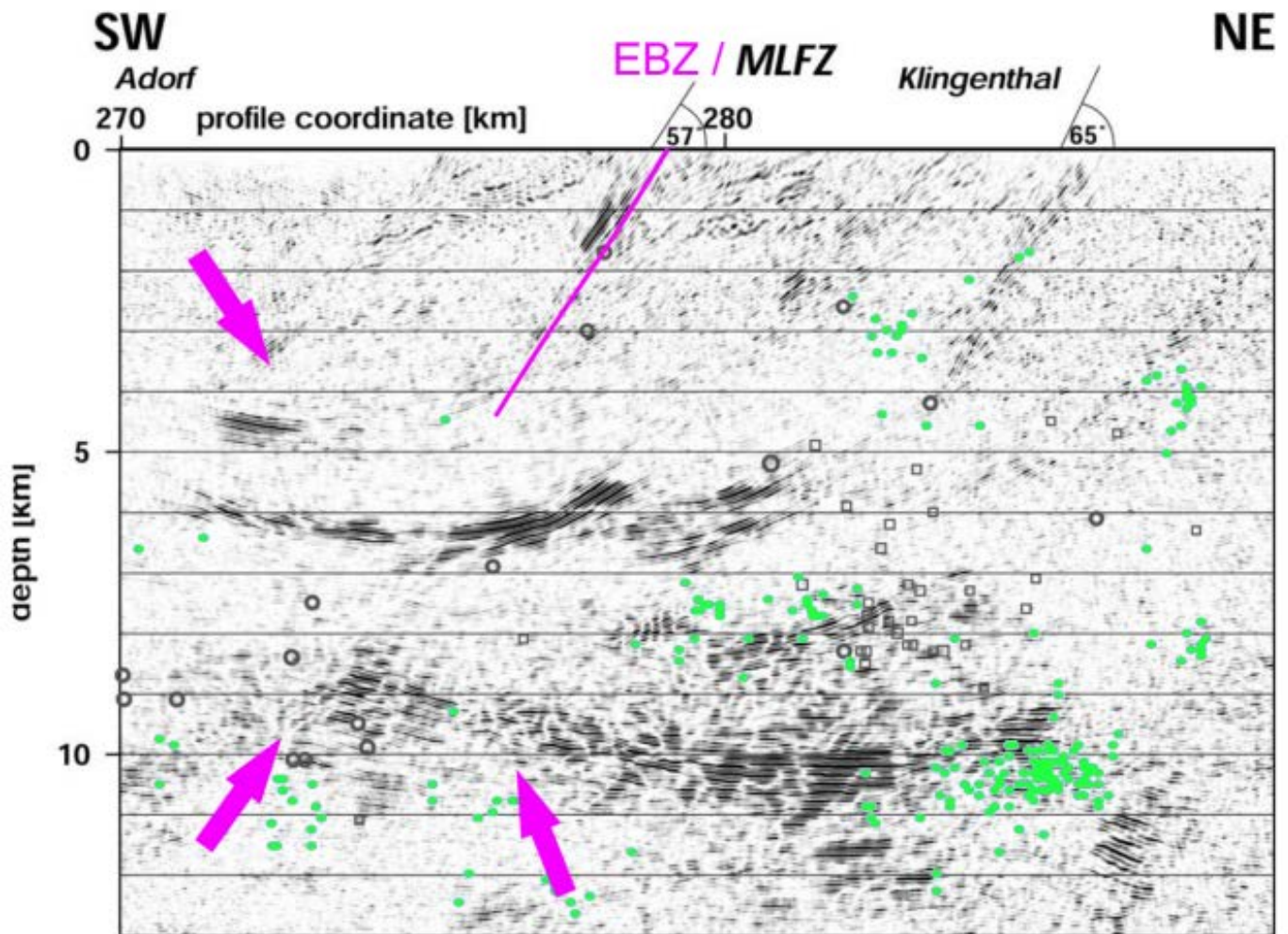


Abbildung 49: Neuinterpretation der Migration von BLEIBINHAUS et al. (2003). Es ist sowohl die vermutete Erlbachstörung dargestellt (Linie oberflächennah, Pfeil für mögliche Tiefenfortsetzung), als auch eine mögliche Struktur, welche ein Fallen nach Osten hat (Pfeile). Die EBZ wurde auch von BLEIBINHAUS (2003) als MLFZ interpretiert. Die Abbildung wurde weiterhin durch die Seismizität von 2010-2020 ergänzt. Dafür wurden die Beben bis zu einem Abstand von ca. 2.5 km vom Profil in den Schnitt projiziert.

Abschließend kann gesagt werden, dass die EBZ vermutlich eine alte Strike-Slip Störung ist, welche die Nord-Süd Richtung als mögliche Bruchfläche deutlich belegt (vgl. Abbildung 47). Der weitere Verlauf nach Norden und Süden konnte nicht eindeutig belegt werden. Es ist allerdings davon auszugehen, dass die Erlbachstörung direkt in die MLFZ übergeht.

4.3 Messgebiet Oelsnitz/Lottengrün

Die Thoßfeller-Störung ist eine große und hinreichend bekannte N-S verlaufende Störung im Vogtland, östlich von Oelsnitz. In den geologischen Karten ist ein Seitenarm dieser Störung verzeichnet. Dieser wurde aus Kartierungsarbeiten und den lokalen Bergbauaktivitäten gemutmaßt (vgl. BERGER, 1996). Eine Bestätigung für diesen Seitenarm gibt es nicht. Die Hauptstörung fällt nach Westen ein. Über das Einfallen des Seitenarms konnten vorher keine Informationen gewonnen werden. Deshalb ist der östliche Seitenarm der Thoßfeller-Störung von besonderem Interesse. Um diesen Seitenarm genauer zu untersuchen wurde eine zweiwöchige Messkampagne im März 2019 durchgeführt.

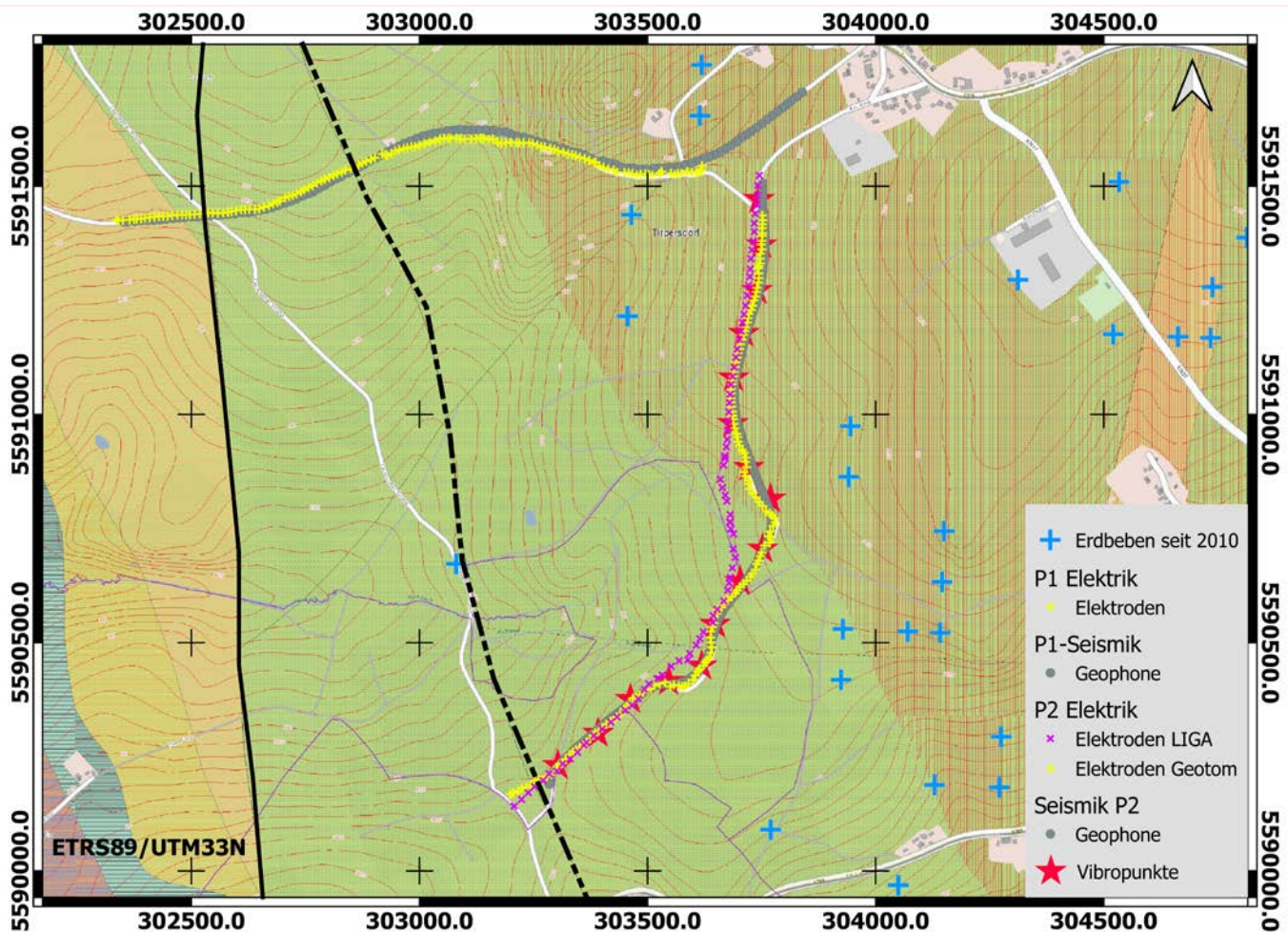


Abbildung 50: Messaufbau im Messgebiet Lottengrün mit geologischer Karte; grau: Seismik, gelb: Geoelektrik (5m), magenta: Geoelektrik (20 m), rot: Vibro-Seismik, schwarze Linie: Thoßfeller-Störung mit N-S-Verlauf und gepunktet der östliche Seitenarm.

Es wurden zwei Profile zu je 1600 m Länge vermessen (Abbildung 50). Auf diesen Profilen wurden geoelektrische und seismische Untersuchungen durchgeführt. Profil 1 (P1) verläuft W-O und Profil 2 (P2) SW-NO. Beide Profile sollten den vermuteten Seitenarm der Thoßfeller-Störung kreuzen und somit eine Abbildung ermöglichen. Eine Verlängerung von P2 bis zur Thoßfeller-Störung war geplant, wurde aber nicht realisiert, da keine Einigung mit dem Grundstückseigentümer erzielt werden konnte. Deshalb reicht das Profil nur knapp an den Seitenarm der Störung heran. Wenn dieser Seitenarm nach Osten einfällt, sollte trotzdem eine Abbildung möglich sein. Für die seismische Anregung wurde ein 400kg Fallgewicht des GFZ Potsdam und ein Vibrationsfahrzeug der TU-Bergakademie Freiberg verwendet.

4.3.1 Elektrik

Messablauf

Die Untersuchungen mittels ERT wurden mit zwei verschiedenen Apparaturen durchgeführt. Auf P1 wurde die Multielektroden-Apparatur der Marke Geotom verwendet. Es handelt sich dabei um eine kleine portable Apparatur mit einer maximalen Auslage von 500 m und 100 Elektroden (s. Tabelle 4). Zur Messung der gesamten Auslage wurde ein Roll-Along-Ansatz gewählt. Dazu wurde eine Gesamtauslage mit 500 m Länge aufgebaut. Nachdem diese Auslage gemessen wurde, wurde eine neue Teilauslage (25 Elektroden) an die bestehende Auslage angefügt und die erste abgebaut. In diesem Modus wurde das gesamte

Profil gemessen. Als Ergebnis entsteht eine Pseudosektion mit 1600 m Länge. Die maximale Eindringtiefe ist allerdings durch die Länge der jeweils aktiven Auslage (500 m) bestimmt. Durch den geringen Elektrodenabstand von 5 m wird eine sehr gute oberflächennahe Auflösung erreicht. Profil 2 wurde auf gleiche Weise gemessen. Zusätzlich wurde eine ERT-Apparatur der Marke ABEM eingesetzt. Diese hat einen Elektrodenabstand von 20 m mit 80 Elektroden (s. Tabelle 4).

Tabelle 4: Übersicht über die gemessenen Profile im Messgebiet Lottengrün.

	P1	P2
Profillänge	1600 m	1600 m
Seismik		
Abtastungsintervall	1 ms	1 ms
Aufzeichnungslänge	2s(FGW) 20s (Vib)	2s(FGW) 20s (Vib)
Geophonabstand	7 m	7 m
Schusspunktabstand - FGW	10 m bis 25 m	10 m
Schusspunkte - FGW	866	136
Schusspunktabstand - Vib	-	100
Schusspunkte - Vib	0	16
Sweep-Parameter	-	Linear 20-165 Hz 0.25s Taper
ERT		
Elektrodenabstand	5 m	5 m und 20 m
Aktive Elektroden pro Messung	100	100 (5 m) und 80 (20 m)
Auslage je Einzelmessung	500 m	500 m (5 m) und 1600 (20 m)

Dementsprechend ist mit einer Auslage von 1600 m das gesamte Profil auf einmal messbar. Dadurch wird eine deutlich größere Eindringtiefe erreicht. Die oberflächennahe Auflösung ist dabei allerdings geringer. Mit der ABEM-Apparatur kann zusätzlich zum elektrischen Widerstand auch die Aufladbarkeit bestimmt werden. Der Untergrund kann durch das Anlegen der Gleichspannung bei der ERT-Untersuchung aufgeladen werden. Dabei werden freie elektrische Ladungsträger zu einer Elektrode hingezogen. Nach abschalten der Messspannung löst sich dieser Aufladungszustand wieder auf. Diese Aufladbarkeit hängt stark von dem Vorhandensein von Fluiden und Tonmineralien ab. Je größer die Aufladbarkeit ist, desto feuchter und zersetzt ist der entsprechende Bereich.

Auswertung

Die Inversion der ERT-Daten erfolgte mittels Bert. In der Vorprozessierung wurden die Daten gründlich auf Ausreißer in den Messwerten untersucht, welche z.B. durch schlecht angekoppelte Elektroden verursacht wurden. Auf eine Interpolation der gelöschten Messwerte wurde verzichtet. In den Rohdaten äußern sich diese gelöschten Werte z.B. durch charakteristische Linien, welche keine Daten enthalten (vgl. Abbildung 51). Generell sind die Daten von sehr guter Qualität. Oben beschriebene Ausreißer sind die Ausnahme. Regenschauer und damit einhergehende feuchte Böden zum Messzeitpunkt waren für die Durchführung der Datenaufnahme sehr vorteilhaft. Der nasse Untergrund ermöglicht eine sehr gute Ankopplung der Elektroden mit (bis auf wenige Ausnahmen) Übergangswiderständen deutlich unter 5 kOhm. Für die Inversion von P1 und P2 wurde jeweils eine Joint-Inversion der Wenner- α - und Wenner- β Daten durchgeführt.

Profil 1

Die Joint-Inversion (Wenner- α und Wenner- β) von P1 erzielte sehr gute Ergebnisse (vgl. Abbildung 51). Es wurde ein RMS-Fehler von 5.8 % erreicht. Der maximale Fehler liegt bei 15 %. Für die Inversion wurde eine relativ starke Glättung angewendet. Dies führt speziell für Wenner- β Daten zu lokalen Abweichungen. Die Abweichungen treten allerdings dort auf, wo im Modell besonders starke Kontraste vorliegen. Durch eine Reduzierung der Glättung konnte dies zwar reduziert werden, aber das Inversionsergebnis enthielt dafür deutliche Artefakte. Generell können in der Joint-Inversion die Messwerte der Wenner- α -Messung besser rekonstruiert werden als die Messwerte für Wenner- β (Abbildung 51). Dies ist auch unter Anbetracht des besseren Konfigurationsfaktors für Wenner- α zu erwarten. Das Ergebnis für P1 unterteilt sich grob in drei Bereiche. Von 0-500 m herrschen Widerstände von 400-1000 Ωm vor. Zwischen 500 m und 600 m fallen diese Widerstände abrupt auf 100- 200 Ωm ab. Von 600 m bis zum Ende des Profils dominieren bis auf oberflächliche Ausnahmen sehr hohe Widerstände bis 1400 Ωm (vgl. Abbildung 52). Die Anomalie zwischen 500 m und 600 m entspricht aller Wahrscheinlichkeit nach der erwarteten Störung.

Profil 2

Für die Auswertung von Profil 2 stellt die Profilgeometrie die größte Herausforderung dar. Ganz besonders das Ergebnis für Wenner- β zeigt in der Inversion zum Teil erhebliche Fehler (bis zu 60 %). Auffällig ist, dass diese starken Fehler gut mit Abweichungen des Profils von der 2D-Geometrie einhergehen, welche für die Inversion verwendet wird (vgl. Abbildung 53 und Abbildung 54). Durch die Abweichungen der realen Messgeometrie von der idealen 2D-Geometrie werden die entsprechenden Entfernungen und damit die Widerstände falsch berechnet. Dieser Effekt ist bei Profilmeter 450, 600 und 950 besonders sichtbar. Das Auftreten der Artefakte ist in der 2D-Prozessierung prinzipiell nicht zu lösen. Im finalen Inversionsergebnis wurden die betroffenen Bereiche deshalb geschwärzt, da das Ergebnis an diesen Stellen auf keinen Fall interpretiert werden sollte (vgl. Abbildung 54). Diese massiven lokalen Abweichungen führen zu einem Gesamtfehler von ca. 20 % für die Inversion. Trotzdem ist die Inversion für die meisten Bereiche sehr gut und RMS-Fehler von 10 % werden nicht überschritten (vgl. Abbildung 53). Zwischen den Ergebnissen der ABEM-Apparatur (GÜNTHER, 2019) und der Geotom-Messung bestehen viele Gemeinsamkeiten. Das ABEM-Profil beginnt mit einer ausgeprägten Zone niedriger Widerstände und guter Aufladbarkeit. Weiterhin findet sich zwischen Profilmeter 200 und 300 eine deutliche Leitfähigkeitsanomalie, welche sich mit zunehmender Tiefe mit der erstgenannten Anomalie verbindet. Bei Profilmeter 800 kann in beiden Inversionsergebnissen eine Verringerung der Widerstände festgestellt werden. Diese zeigt sich allerdings nicht in der Aufladbarkeit. Gleiches gilt für eine prägnante oberflächennahe Struktur bei Profilmeter 1450. Die markante Anomalie am Anfang des Profils P2 ist scheinbar eine große Auflockerungs- oder Störungszone.

Die Kombination aus hoher Aufladbarkeit und niedrigem Widerstand spricht für eine Kluftzone mit Wasserfüllung und einen deutlichen Anteil an Tonmineralien. Die Bildung von Tonmineralien wäre bei der Verwitterung des lokal vorherrschenden Phyllits an einer Störung zu erwarten (Nickschick et al., 2019). Da diese Struktur durch mehrere Verfahren und Messungen detektiert wurde, kann diese als gesichert betrachtet werden. Die Lage dieser Struktur entspricht dem erwarteten Seitenarm der Thoßfeller-Störung.

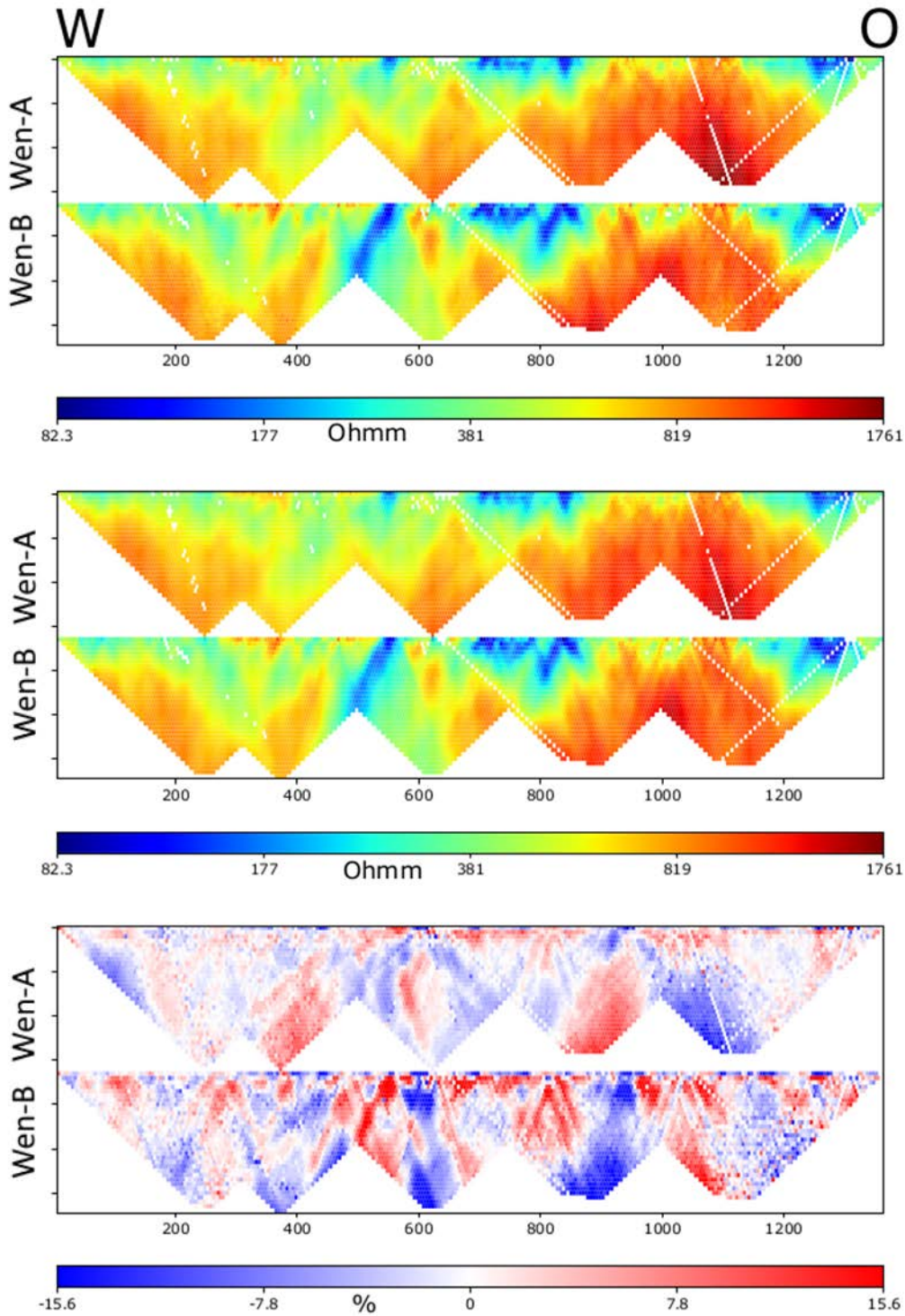


Abbildung 51: Anpassung/Fehler (unten) der Modellantwort (Mitte) an die Messdaten (oben) an die ERT-Inversion auf Profil 1 Lottengrün

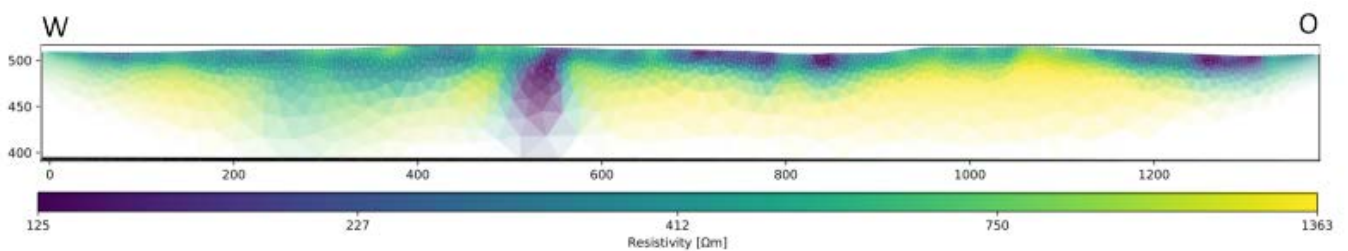


Abbildung 52: ERT- Inversionsergebnis mit Bert auf P1 Lottengrün. Westen=0 m.

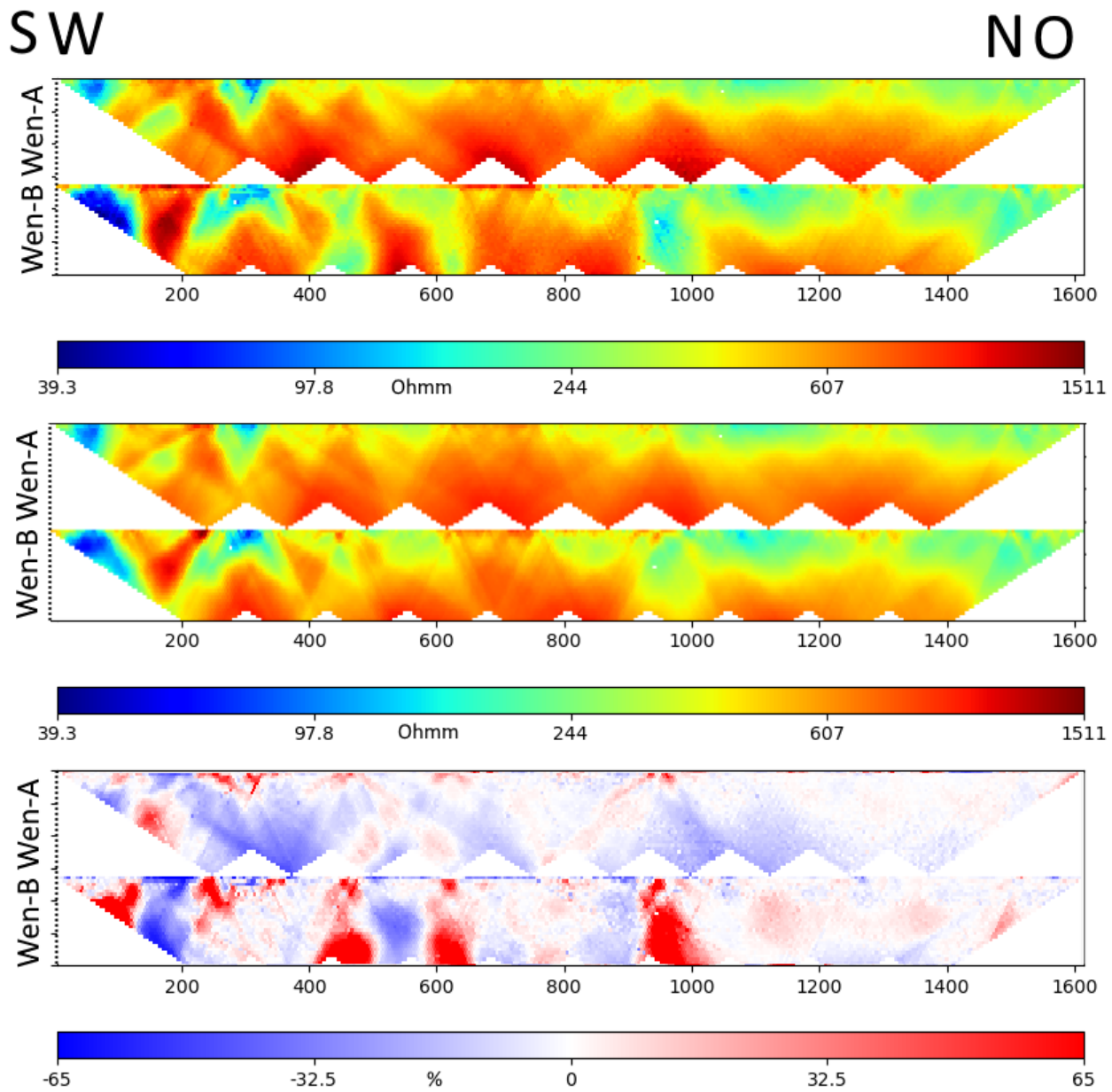


Abbildung 53: Anpassung / Fehler (unten) der Modellantwort (mitte) an die Messdaten (oben) für die ERT-Inversion auf P2 Lottengrün.

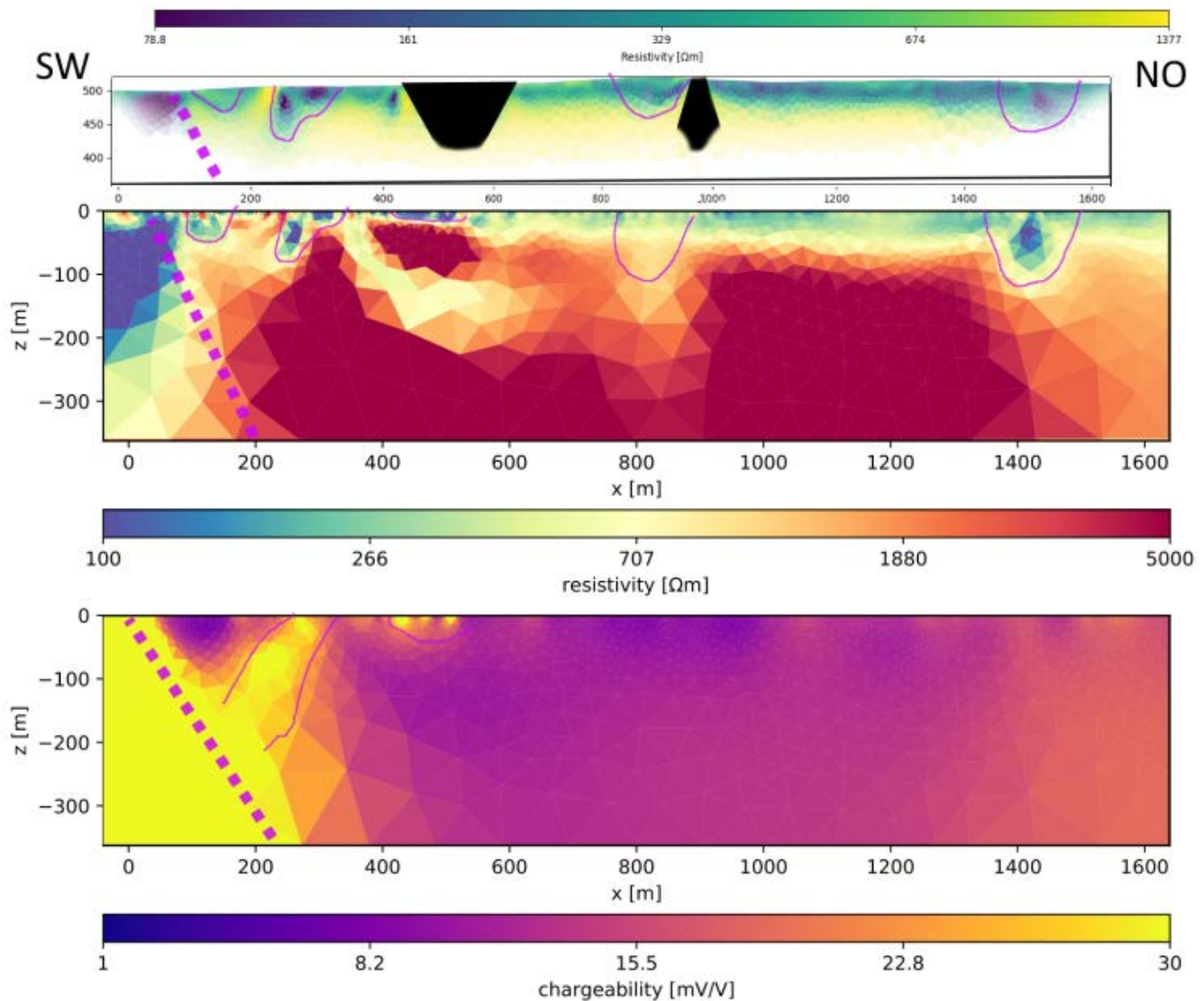


Abbildung 54: Gemeinsame Darstellung der ERT-Ergebnisse auf P2 für die ABEM (mitte und unten) von GÜNTHER (2019) und Geotom-Apparatur (oben). Ähnliche Strukturen sind in violett markiert. Bereiche, in denen bei der Geotom-Auslage aufgrund der Geometrie mit Artefakten zu rechnen ist, sind geschwärzt. Da die beiden ERT-Profile nicht exakt gleich verlaufen (vgl. Abbildung 50) wurde das obere Profil (Geotom) gestaucht, sodass die Abweichungen von dem ABEM-Profil ausgeglichen werden und die parallelen Bereiche somit lagegenau bleiben.

4.3.2 Seismik

Zur Auswertung der seismischen Profile wurden sowohl Methoden der Reflexionsseismik als auch Tomographie-Verfahren angewendet. Die Tomographie wurde mit der Software Geotomo von TomoPlus durchgeführt (ZHANG & TOKSÖZ, 1998). Die Ergebnisse aus der seismischen Tomographie sind von guter Qualität. Für das finale Geschwindigkeitsmodell wird ein 2.5D-Modell verwendet. In der Laufzeitinversion wird ein 3D-Modell erzeugt. Dieses beinhaltet allerdings sehr viele nicht mit Strahlen überdeckte Zellen. Viele der Strahlwege laufen auch parallel. Dieses schlecht überdeckte 3D-Modell wird quer zur Profilrichtung (Y-Richtung) nach den Zellen durchsucht, welche für die jeweilige Reihe die höchste Strahlüberdeckung haben. Die Geschwindigkeitswerte dieser Zellen werden in ein 2D-Modell übertragen. Das entstehende 2D-Modell (in der X-Z Ebene) enthält nur die am besten belegten Geschwindigkeitswerte (vgl. Abbildung 55 und Abbil-

dung 56). Dieses Verfahren liefert gewöhnlich deutlich glattere Modelle und kann die Entstehung von Artefakten in der folgenden Migration verringern (SONNABEND, 2016). Durch dieses Verfahren soll der Vorteil der korrekten Länge der Stahlwege durch die 3D-Geometrie mit der besseren Strahlüberdeckung einer 2D-Inversion kombiniert werden. Weiterhin werden so viele Bereiche eliminiert, welche nicht durch Strahlen überdeckt sind und somit nur interpoliert wurden. Trotzdem kann das Modell Löcher enthalten und ist in der Tiefe durch die maximale Eindringtiefe der Strahlen begrenzt. Dieses Modell muss zum einen für eine spätere Verwendung interpoliert werden um die Löcher zu schließen, und zum anderen extrapoliert werden um den Modellraum zu füllen. Dieses extrapolierte Modell wird in Y-Richtung vervielfältigt bis die gewünschte Ausdehnung in Y-Richtung erreicht ist.

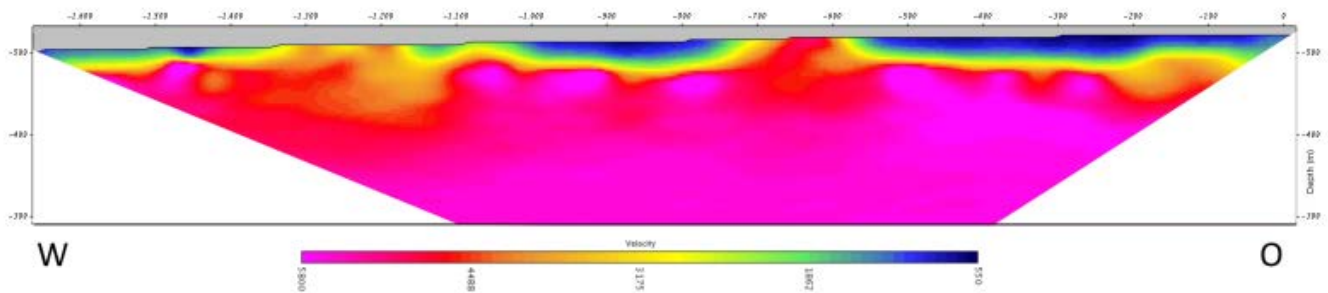


Abbildung 55: Ergebnis der seismischen Tomographie P1.

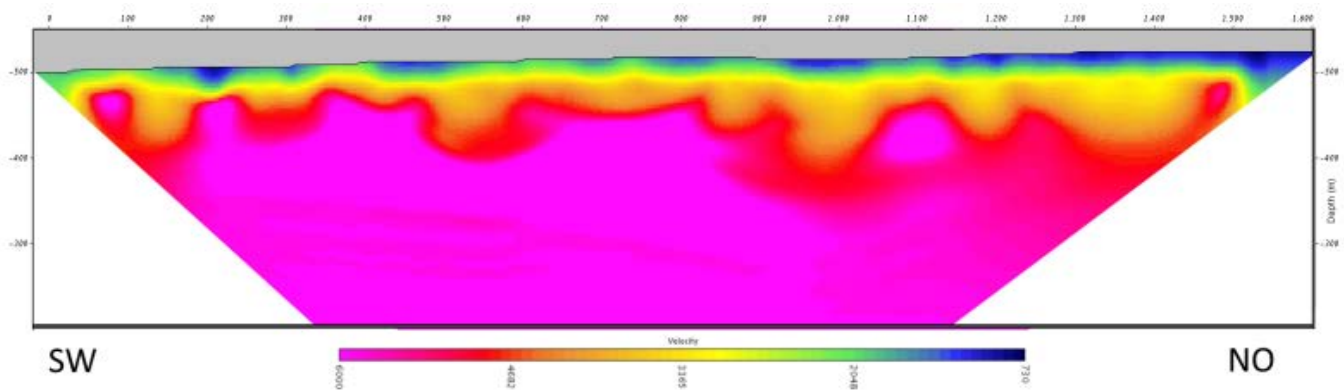


Abbildung 56: Ergebnis der seismischen Tomographie P2.

Bei der Auswertung der reflexionsseismischen Fallgewichtsdaten traten diverse Schwierigkeiten auf. Die Daten konnten nicht in einer Qualität gewonnen werden, welche z.B. für Migrationsverfahren günstig wären. Die Ursache dafür liegt primär in der Kombination von ungünstigen Untergrundbedingungen (z.B. dem Bahndamm auf P1) und schlechten Witterungsverhältnissen (Sturm und Regen). Diese Faktoren wirken sich sehr stark auf das Signal-Rauschverhältnis aus. Die Messungen mit dem Vibrationsverfahren waren davon weniger betroffen. Am Messtag herrschte ruhiges Wetter und die Energieanregung mit dem Vibrationsfahrzeug ist deutlich stärker als mit dem Fallgewicht. Die Vibroseis Daten enthalten deutlich weniger Oberflächenwellen und schärfere Reflexionen, wodurch der Ersteinsatz deutlicher ist.

Vorprozessierung

Zur Auswertung der Daten wurde eine umfangreiche Vorprozessierung der Daten durchgeführt. Diese Bearbeitung erfolgte mit der Software Seismic Unix, diversen Shell-Skripten und eigenen Fortran- und Python-Programmen. Die einzelnen Schritte dabei sind:

- Korrelation der Vibrogramme mit dem Quellsignal
- manuelle Korrektur der Schusszeit auf 0s
- Qualitätskontrolle der korrelierten Vibrogramme
- Spurnormierung auf das Spurmaximum
- FK-Filterung
- Bandpassfilterung
- Korrektur der Divergenz (AGC)
- Spurnormierung auf den RMS der Spuren
- Stapelung der einzelnen Schüsse je Schusspunkt
- Setzen der Headereinträge (lokales Koordinatensystem festlegen)
- Top-Mute

Für die Kampagne wurde ein linearer Sweep mit den Eckfrequenzen 20-165 Hz und einem 0.25s Taper sowie 16 Sekunden Sweep-Länge verwendet. Für die Korrelation wurde ein synthetischer Sweep mit diesen Sweep-Parametern verwendet. Da während der Kampagne ein manuelles Triggerverfahren verwendet wurde, mussten in den einzelnen Vibrogrammen die Nullzeiten bestimmt werden und die Vibrogramme entsprechend verschoben werden. Die Datenoptimierung beinhaltet unter anderem eine Spurnormierung und anschließend einen FK-Filter in Form eines Fan- bzw. Slope-Filters. Es wurden alle Einsätze mit einer scheinbaren Geschwindigkeit <1300 m/s gefiltert. Ein Bandpassfilter mit den Eckfrequenzen (40 Hz, 50 Hz, 120 Hz, 135 Hz) dient dazu besonders hoch- und tieffrequente Signalanteile zu eliminieren. Die Kombination der beiden Filter wurde auf diese Weise konzipiert, um möglichst viele störende Oberflächenwellenanteile zu eliminieren. Nach anschließender AGC-Filterung mit einer Filterlänge von 0.2s und erneuter Normierung werden die Einzelschüsse an den jeweiligen Schusspunkten gestapelt. Für die Migration wird ein lokales Koordinatensystem benötigt. Dafür wurden die Koordinaten um einen lokalen Basispunkt rotiert, sodass das Profil mit dem geringsten Volumen eingeschlossen werden kann. Dadurch wird erheblicher Rechenaufwand gespart, da dieser mit dem Volumen des 3D-Modells skaliert. Der abschließende Schritt in der Vorprozessierung ist das Anbringen eines TOP-Mute zur Unterdrückung des Ersteinsetzes. Dieser erzeugt in der Migration starke Artefakte.

Migration

Auf beiden Profilen in Lottengrün wurde eine 2D-Fresnel-Volumenmigration mit den Fallgewichtschüssen durchgeführt. Aufgrund der schlechten Rohdaten-Qualität konnten auf beiden Profilen keine verlässlichen Ergebnisse mit dieser Methode erzielt werden. Da die Daten der Vibro-Seismik von deutlich besserer Qualität sind, wurde der Fokus auf die Auswertung der Vibro-Seismik auf P2 gelegt. Die Migration der Vibro-Seismik-Daten auf P2 lieferte ein gutes Abbild. Für die Inversion wurde eine 3D-Kirchhoff-Prestack-Tiefenmigration angewendet. Es handelt sich bei dem Datensatz nicht um einen klassischen 3D-Datensatz, da entlang eines Profils gemessen wurde. Es gibt keine gleichmäßige Überdeckung des Messgebietes mit Geophonen, wie bei einer 3D-Seismik üblich. Vielmehr liegen die Geophone entlang eines Profils, aber mit deutlicher Abweichung in Y-Richtung. Dennoch wurden die Daten in ein 3D-Volumen migriert. Das hat zur Folge, dass auch Reflektoren lagegenau abgebildet werden können, welche das Profil nicht

senkrecht schneiden. Dieses unübliche Verfahren hat die negative Eigenschaft, dass die Reflektoren, welche das Profil nicht senkrecht schneiden, symmetrisch zum Profil abgebildet werden. Ob ein Reflektor damit links oder rechts vom Profil liegt, muss durch weitere Daten individuell geklärt werden. Der Vorteil zur klassischen 2D-Migration ist allerdings, dass das Streichen der Störung unter Umständen überhaupt bestimmt werden kann und dass das Fallen der Störung genau gemessen werden kann. Eine Fresnel-Volumen-Migration ist mit diesem Ansatz nicht möglich, da der Azimut der auftauchenden Welle nicht bestimmt werden kann. Dadurch kann das benötigte Fresnel-Volumen um den seismischen Strahl nicht konstruiert werden. Die Analyse eines 3D-Volumens stellt in der Regel eine Herausforderung dar, da es kaum geeignete Software gibt, um beliebige Schnitte durch solch ein Volumen zu legen. Um Abhilfe zu schaffen wurde für die Analyse der Daten ein spezielles Python-Skript konzipiert. Das ermöglicht es in Echtzeit beliebige Schnitte durch den 3D-Datenwürfel zu legen. Die gewonnenen Schnitte können in der interaktiven Nutzeroberfläche direkt exportiert werden. Die Software wurde schon durch weitere Arbeitsgruppen adaptiert. Es konnten mehrere potentielle Reflexionspunkte im Untergrund lokalisiert werden, welche auf eine Störungszone hindeuten (vgl. Abbildung 57). Die Auswahl dieser Reflektorelemente im Migrationsabbild ist nicht trivial. Phyllit ist selbst in ungestörter Form sehr reflektiv. Dieses Phänomen wird im vorliegenden Untersuchungsgebiet noch verstärkt, da der Phyllit durch Kontaktmetamorphose im Kontakthof des Bergener Granits überprägt wurde. Dadurch entsteht in der Migration eine Vielzahl von Artefakten. Weiterhin entstehen in der Migration in den Randlagen der Auslage oft oberflächennah Artefakte durch Restenergie der Ersteinsätze und durch mangelnde Überdeckung. Diese Artefakte sollten keinesfalls interpretiert werden. Die Reflektoren sind jeweils mindestens 300 m in der Tiefenerstreckung und im Horizontalschnitt als gerader Reflektor sichtbar und konnten durch weitere Methoden detektiert werden. In einer intensiven Analyse des Migrationsgebietes konnten nur wenige Reflektorelemente gefunden werden, welche diese weitläufige Tiefenerstreckung aufzeigen. Besonders deutlich sind die markierten Reflektoren, welche ca. im 10° -Winkel zum Profil stehen und mit 23° nach Osten einfallen. Die Lage des westlicheren Reflektors passt gut zum erwarteten Seitenarm der Thoßfeller Störung. In der ERT-Untersuchung konnte ebenfalls eine Struktur an der gleichen Position detektiert werden. Bei dem zweiten markierten Reflektor könnte es sich um eine parallele Störung handeln. Bei Profilmeter 400 wird in der ABEM-ERT-Messung (vgl. Abbildung 54) eine Anomalie detektiert.

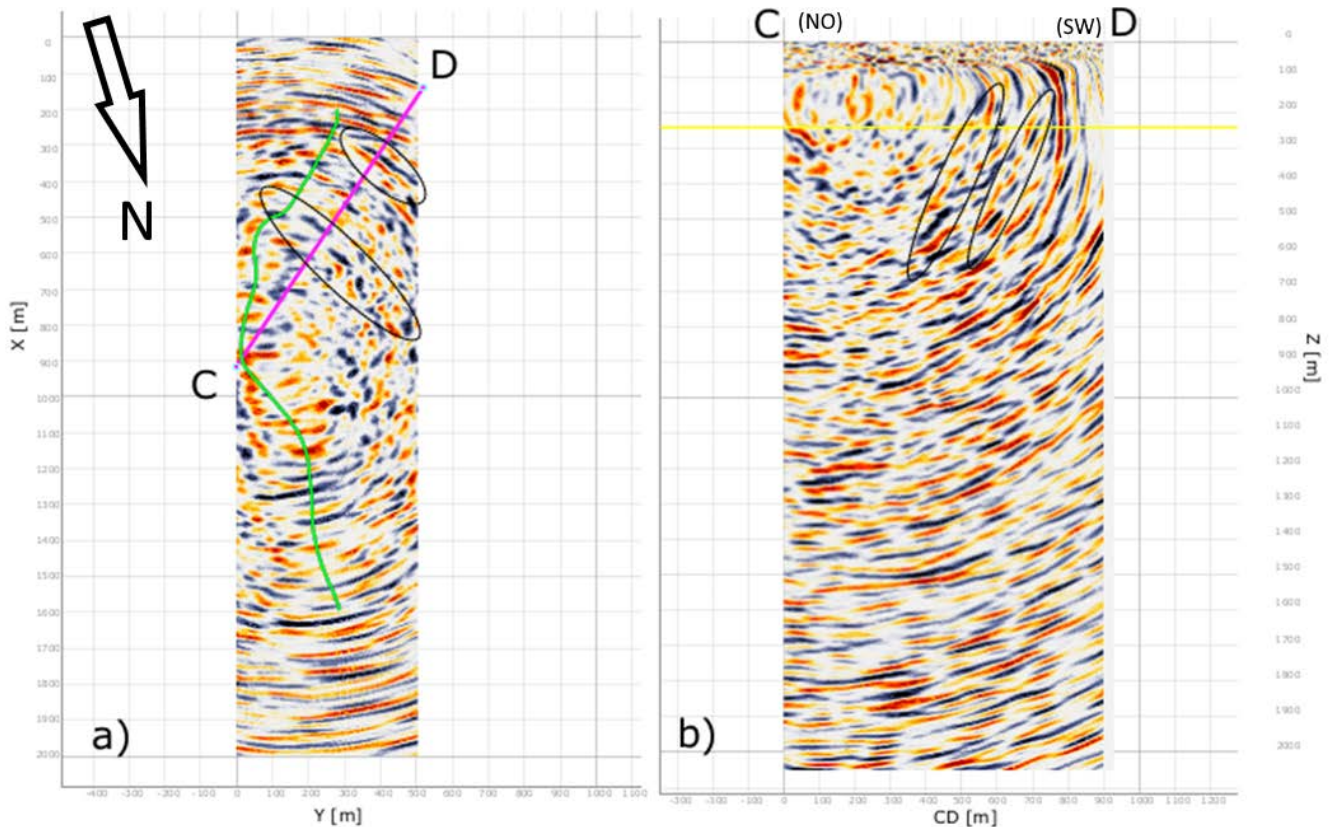


Abbildung 57: Schnitte durch das 3D-Migrationsergebnis der Vibro-Seis-Daten auf P2;

- a) Draufsicht bzw. Horizontalschnitt in 250 m unter der Modelloberkante (ca. 200-220 m unter Geländeoberkante). Der Horizontalschnitt wird in b) durch die gelbe Linie verdeutlicht. Die Linie (magenta) markiert die Lage des Tiefenschnitts, welcher sich von C nach D erstreckt (tatsächliche Lage von Profilschnitt C-D und des Horizontalschnitts ist in Abbildung 59 dargestellt),
- b) Tiefenschnitt von C nach D; die grüne Linie in a) markiert die Lage der Geophone an der Oberfläche; schwarze Ellipsen markieren besonders prägnante Reflektoren in beiden Schnitten (Streichen und Fallen).

4.3.3 Hinweise auf Störungen aus anderen Quellen

Während der Durchführung der Messkampagne wurde festgestellt, dass in der Gegend durch die SDAG-Wismut Erkundungsarbeiten durchgeführt worden waren. Im geologischen Archiv der Wismut GmbH konnte ein Profilschnitt gefunden werden, der wenige Kilometer nördlich des Messgebiets liegen sollte (vgl. Abbildung 58). Allerdings konnte keine genaue Lage in einer Karte recherchiert werden. Es ist lediglich bekannt, dass der Schnitt bei Theuma liegt und von Westen nach Osten verläuft. Dieser Schnitt enthält neben deutlichen Störungen, welche nach Westen einfallen, auch Störungen, welche nach Osten einfallen. Zu deren Entstehung konnten keine weiteren Informationen gewonnen werden.

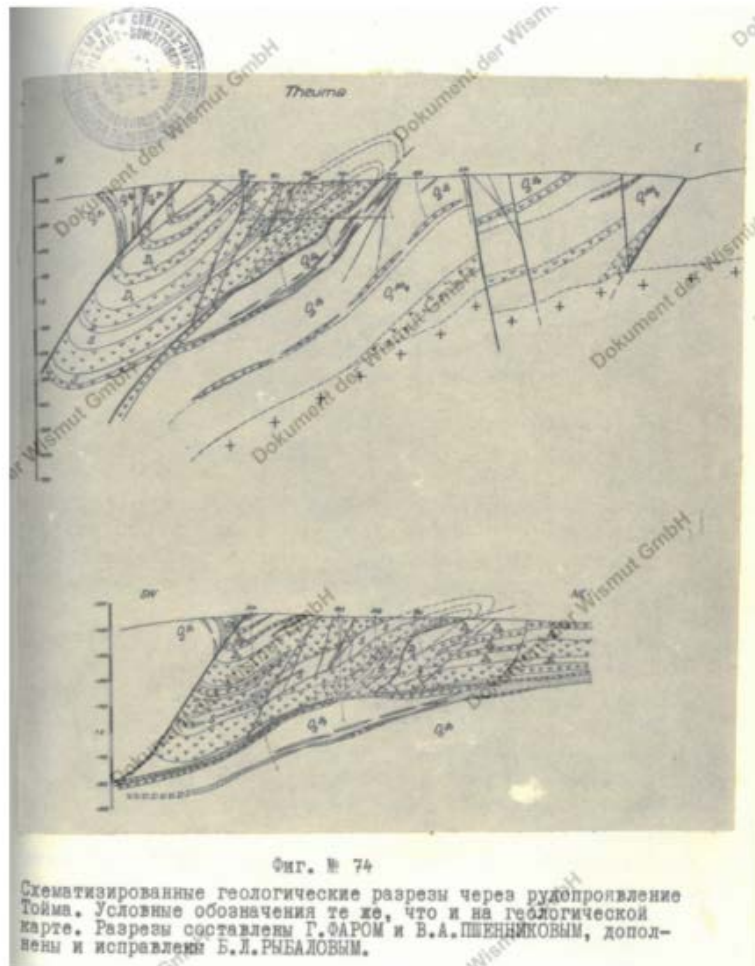


Abbildung 58: Schematischer geologischer Schnitt nahe Theuma aus dem geologischen Archiv der Wismut-GmbH. In der Oberen Abbildung ist im Westen die Thoßfeller Störung zu erkennen, welche nach Westen einfällt. Im östlichen Teil des Profils sind auch Indikationen für Störungen mit einem Einfallen nach Osten zu sehen.

4.3.4 Interpretation

Es konnten im Messgebiet Lottengrün deutliche Hinweise auf eine Störung gefunden werden, welche nach Osten einfällt. Dies war das Ziel der Messkampagne. Die konkret kartierte Störung war schon in der aktuellen geologischen Karte des Landes Sachsen eingezeichnet. Allerdings waren keine Informationen über das Fallen dieser Störung vorhanden. Die Ergebnisse der elektrischen und seismischen Kartierung wurden in Abbildung 59 zusammengeführt. Es ist als Hintergrund die geologische Karte eingezeichnet. Im Westen liegt die Thoßfeller Störung mit ausgeprägtem Nord-Süd Verlauf. Diese Störung fällt gesichert nach Westen ein. Parallel dazu verlaufen die kartierten Störungen. Im eingblendeten Migrationsbild wurden Reflektorelemente mit einem blauen Pfeil markiert, welche in der Analyse sowohl im Horizontal- und Vertikalschnitt zu erkennen sind. Das Fallen der Störungen konnte durch die seismische Migration sehr gut bestimmt werden. Der eingblendete Schnitt liegt ca. 180 m unter Geländeoberkante. Da die Reflektorelemente mit 23° nach Osten einfallen, liegt ein möglicher Oberflächenausbiss ca. 75 m weiter westlich. Diese Positionen wurden mit roten Pfeilen markiert. Die elektrische Kartierung lässt im Anfangsbereich von P2 auf eine große Störungsstruktur schließen. Es ist davon auszugehen, dass es sich hierbei um den erwarteten Seitenarm der Thoßfeller-Störung handelt. Im Profil 1 konnte bei Profilmeter 500 mittels ERT ein Bereich hoher Leitfähigkeit detektiert werden. Dieser Bereich korreliert mit der vermuteten Störung aus der

geologischen Karte. Dabei handelt es sich mit hoher Sicherheit um die gleiche Störung, welche am Anfang von P2 angeschnitten wurde. Für den zweiten markierten Reflektor, welcher weiter im Nordosten liegt, können keine eindeutigen Belege in Profil 1 gefunden werden. Weder die ERT-Inversion noch die Erstein-satz-Tomographie zeigen weitere eindeutige Hinweise auf Störungsstrukturen. Das kann durch zwei Arten erklärt werden. Entweder ist die Struktur ein Artefakt sowohl in der ERT-Inversion als auch in der Migration, oder der Seitenarm verzweigt sich zwischen Profil 1 und Profil 2. Diese Frage kann nicht abschließend geklärt werden. Weiterhin enthalten die Schnitte mehrere Reflektorelemente, welche ähnlich deutlich er-scheinen wie die hier diskutierten. Im Ergebnis konnte die Existenz einer nach Osten einfallenden Störung im Randgebiet des Bergener Granits bestätigt werden. Nach der Extrapolation würde diese Störung in 10 km Tiefe ca. 4.5 km weiter östlich zentral unter dem Bergener Granit verlaufen. Das würde ziemlich genau der Lage der errechneten Momententensoren in diesem Bereich entsprechen.

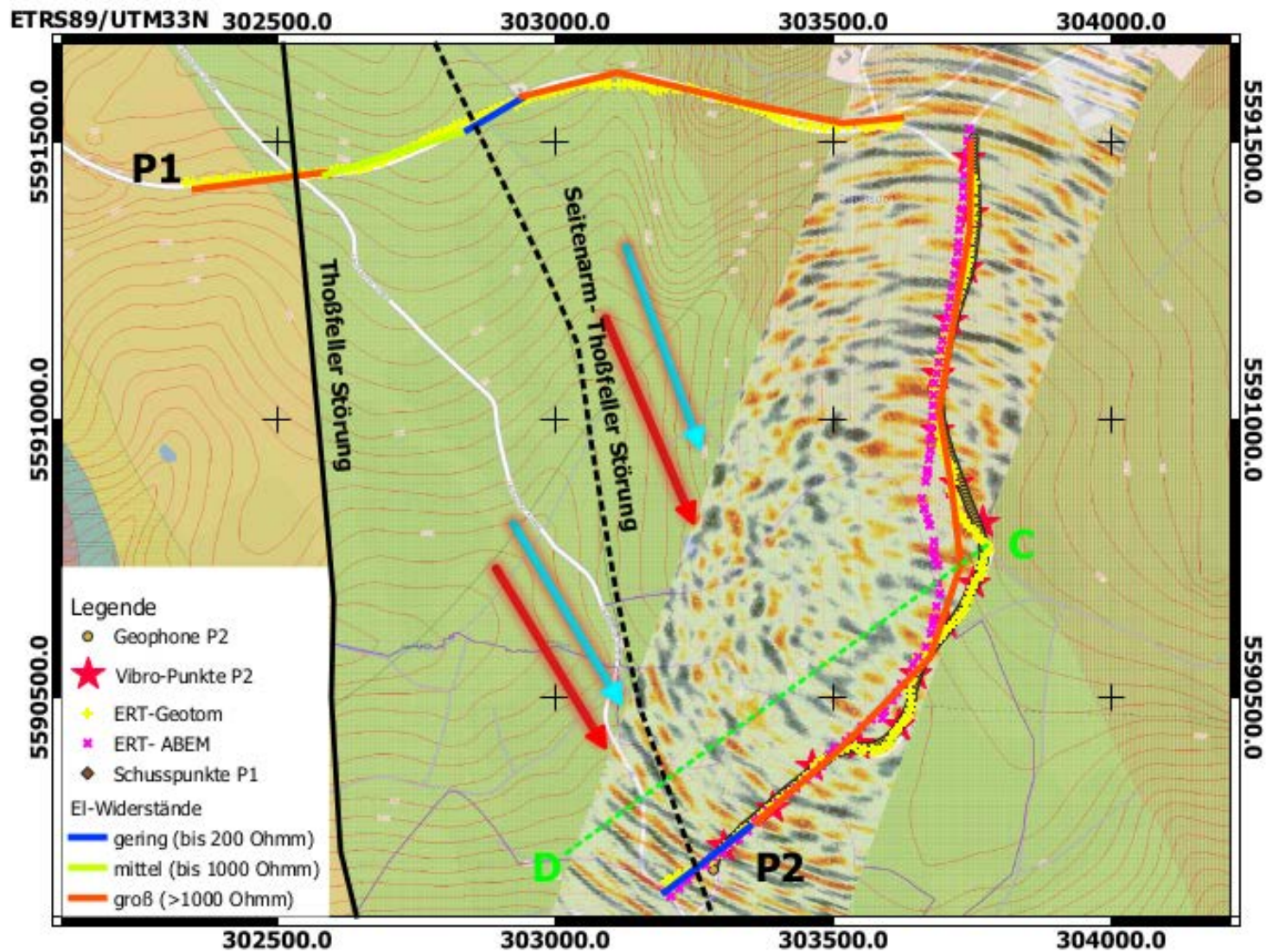


Abbildung 59: Horizontalschnitt aus Abbildung 57 projiziert auf die geologische Karte der Region. Es ist zu beachten, dass der Schnitt ca. 180 m unter Geländeoberkante liegt. Die blauen Pfeile markieren diskutierte Reflektorelemente. Die roten Pfeile markieren einen möglichen Oberflächen-ausbiss dieser Strukturen. C und D markieren den Anfangs- und Endpunkt des Profilschnitts aus Abbildung 57.

5 Diskussion und Interpretation

5.1 Ergebnisbetrachtungen

5.1.1 Seismologie

Die Betrachtung der Beben­­tätigkeit in Kapitel 2 zeigt eine Verteilung der Erdbeben entlang einer 40 km breiten Nord-Süd-Achse. Dieser Bereich wird als Leipzig-Regensburg-Zone (LRZ) bezeichnet. In Nordwestböhmen liegt das Herdgebiet Nový Kostel. Dieses ist durch Schwarmbeben dominiert und wird in den meisten Veröffentlichungen losgelöst von der LRZ betrachtet. Die Schwarmbeben­­tätigkeit ist in einem Betrachtungszeitraum von wenigen Jahrzehnten unstrittig die dominante Erdbeben­­tätigkeit in Nordwestböhmen und Westsachsen. Die Auswertung der Energiefreisetzungen entlang der LRZ über einen längeren Zeitraum zeigt allerdings, dass entlang der gesamten LRZ eine weitgehend homogene Energiefreisetzung stattfindet.

Die Bruchflächenanalyse entlang der LRZ hat gezeigt, dass es eine Vielzahl an Beben gibt, welche entlang einer N-S-Störung stattgefunden haben. Diese Störungsrichtung ist aber nicht die alleinige bevorzugte Richtung. Es gibt entlang der LRZ in Westsachsen und Nordwestböhmen zwei bevorzugte Streichrichtungen. Es wurden auch in vorangegangenen Arbeiten viele Herdflächenlösungen gefunden, welche eine NW-SO-Streichrichtung haben. Diese Herdflächenlösungen entsprechen dem herzynischen Streichen. Die Existenz der beiden Störungsrichtungen wird durch die Spannungsfeldanalyse gestützt. In der Spannungsfeldinversion wurden ebenfalls diese beiden grundsätzlichen Gruppen von Herdflächen ermittelt. Die Anzahl der N-S-Herdflächen ist dabei etwas größer. Es ist dementsprechend davon auszugehen, dass neben der herzynischen Streichrichtung auch eine Nord-Süd-Richtung aktiviert wird. Diese Aussage steht im Gegensatz zu dem phänomenologischen Befund aus geologischen Kartierungen, welche die herzynischen Strukturen als dominante geologische Strukturen ausweisen. Es sind nur wenige aktive N-S-Störungen bekannt. Die paläoseismischen Untersuchungen von STEPANCIKOVA et al. (2019) zeigen, dass es an der Ostflanke des Egerbeckens solche aktiven N-S-Störungen gibt, welche zuletzt vor ca. 1000 Jahren aktiviert wurde. Die N-S-Richtung wurde in der Anwendung der Momententensor-Inversion sowohl für die LRZ als auch für das Herdgebiet Nový Kostel belegt. Die Untersuchungen von KORN et al. (2008) bestätigen diese Richtung in der Ersteinsatz-Polaritätsuntersuchung. Dementsprechend wurde die N-S-Richtung durch die Momententensor-Inversion, die Ersteinsatz-Polaritätsanalyse, die Spannungsfeldmodellierung und durch die paläoseismischen Untersuchungen belegt. FISCHER et al. (2014) geben einen umfassenden Überblick über die geodynamische Situation in den Schwarmbebenregionen Nový Kostel und Vogtland. Aus der Auswertung der Stressanalyse und tektonischen Situation ermitteln diese Autoren für das lokale Stressfeld zwei typische Herdflächenlösungen. Eine linkslaterale (sinistrale) Strike-Slip-artige Lösung mit Nord-Süd-Achse und eine rechtslaterale Lösung mit herzynischer Streichrichtung (vgl. Abbildung 60). Diese Aussage ist konsistent mit den Ergebnissen dieser Arbeit. Es ist entsprechend sehr wahrscheinlich, dass das Herdgebiet Nový Kostel in direktem Zusammenhang mit der Leipzig-Regensburg-Zone betrachtet werden muss.

Es ist schwierig die nachgewiesenen aktiven Strukturen auf konkrete Störungen zu beziehen, da Erdbebenortungen immer einen gewissen Fehler beinhalten und weil es kaum oberflächliche Manifestationen für aktive N-S-Störungszonen gibt. In der Untersuchung der Momententensoren konnten jedoch mehrere Hinweise auf Tiefenstörungen mit N-S-Streichrichtung gefunden werden. Es wurden im Bereich Bad Brambach mehrere Beben ausgewertet, welche im Rahmen der Ortungsgenauigkeit am gleichen Ort aber zu unterschiedlichen Zeiten stattgefunden haben (vgl. Abschnitt 3.3). Diese wiederholte Aktivierung deutet

auf eine aktive Störung hin. Dem liegt die Annahme zugrunde, dass für die wiederholte Aktivierung Energie in Form von tektonischer Spannung zugeführt werden muss, um die Reaktivierung zu erreichen. Derartige Wiederholungsbeben wurden zum Beispiel auch östlich von Oelsnitz, nahe der Ortschaft Bergen oder bei Markneukirchen lokalisiert. Die Beobachtungen deuten darauf hin, dass es tief im variszischen Grundgebirge Nord-Süd-Störungen geben muss. Die lokale Häufung und das wiederholte Auftreten sind nicht anders erklärbar.

Bei Gera wurde mittels Momententensor-Inversion ein Beben (20.10.2007) untersucht, welches herzynisches Streichen aufweist. Es ist davon auszugehen, dass die Beben innerhalb der Gera-Jáchymov-Zone aktiviert wurde. Die Annahme steht im Einklang mit dem Befund aus der Spannungsfeldinversion, dass die herzynische Bruchrichtung im aktuellen Spannungsfeld aktiviert werden kann. Die Untersuchungen von DAHM et al. (2018) zeigen ebenfalls die Aktivierung von herzynischen Strukturen zwischen Halle und Leipzig. Diese gleichzeitige Aktivierung beider Störungsrichtungen wurde ebenfalls durch die Spannungsfeldinversion, speziell im Herdgebiet Nový Kostel, gezeigt.

Die Auswertung des Instabilitätskriteriums der Bruchflächen in Abschnitt 3.5 zeigte, dass N-S-Bruchflächen und NW-SO-Bruchflächen, welche auch durch FISCHER et al. (2014) untersucht wurden, im aktuellen Spannungsfeld gleich instabil sind. Die Wahrscheinlichkeit, dass diese Bruchflächen aktiviert werden ist nahezu identisch. Welche Herdfläche letztendlich aktiviert wird, hängt von speziellen lokalen Gegebenheiten ab. Grundsätzlich hat die Spannungsfeldanalyse gezeigt, dass die Spannungsrichtungen entlang der LRZ innerhalb des Saxothuringikums homogen sind (vgl. Abbildung 29).

Es konnte beobachtet werden, dass sowohl in der Analyse der Momententensor-Inversion als auch in den Daten aus der Routineauswertung entlang der LRZ die Tiefe der Beben nach Norden hin grundsätzlich zunimmt. Nach Auswertung aller Daten konnte die Ursache dafür nicht abschließend geklärt werden. FISCHER et al. (2014) verweisen weiterhin noch auf die Počátky–Plesná-Störungszone (PPZ). Diese verläuft N-S und wird als Teil der LRZ betrachtet und kreuzt die MLFZ im Bereich Nový Kostel. Der Beginn der Aktivität entlang dieser Störung wird vor 450ka bis 150ka Jahren geschätzt. Die PPZ ist damit die einzige aktive Störungszone mit N-S Verlauf, für welche eine Oberflächenmanifestation vor Beginn der hier durchgeführten Untersuchungen zweifelsfrei vorlag.

5.1.2 Aktive Geophysik

Im Zuge der aktiven geophysikalischen Untersuchungen wurde versucht weitere N-S-Strukturen zu kartieren. Eine kartierte Störung bei Erlbach fällt nach Westen ein und ist wahrscheinlich eine negative-Flower-Structure. Es konnte keine signifikante seismologische Aktivität festgestellt werden. Diese Störung wurde auch in der Untersuchung von DIETRICH et al. (2007) aufgenommen, ohne dass geodätische Verschiebungen eindeutig bestimmt werden konnten. Die Mehrheit der betrachteten Bruchflächen, welche eine Strike-Slip-Lösung mit N-S-Streichen aufweisen, fällt steil nach Osten ein. Dementsprechend steht das Fallen der Erlbachstörungszone (EBZ) nach Westen im Widerspruch zum Fallen nach Osten, welches in der Momententensor-Inversion ermittelt wurde. BLEIBINHAUS et al. (2003) interpretieren die EBZ als Fortsetzung der Mariánské Lázně Fault Zone (MLFZ). Die Aussage kann nach den neuen Erkenntnissen dieser Arbeit unterstützt werden. Es bleibt dabei jedoch der Widerspruch bestehen, dass die MLFZ das Herdgebiet Nový Kostel kreuzt und in der Literatur stets in Zusammenhang mit der Seismizität in diesem Gebiet gesehen wird (vgl. Abbildung 60). Diese Seismizität konnte in den Betrachtungen in Geologischer und geophysikalischer Kenntnisstand und Aktive Geophysik nördlich entlang der EBZ nicht beobachtet werden. Die MLFZ/EBZ zeigt im aktuellen tektonischen Regime speziell im Bereich des Vogt-

lands wohl keine signifikante Aktivität. Eine weitere Störung mit N-S-Verlauf und Fallen nach Osten, welche in dieser Arbeit nachgewiesen wurde, ist der östliche Seitenarm der Thoßfeller-Störung bei Oelsnitz (Lottengrün). Diese Störung wurde durch elektrische und seismische Erkundung bis in eine Tiefe von ca. 800 m nachgewiesen. Der Seitenarm liegt in einer seismologisch aktiven Region. Die Beben östlich der Störung bei Bergen liegen im Vergleich zu anderen Regionen der LRZ ungewöhnlich flach (ca. 6-10 km Tiefe). Diese Beben finden sowohl unter dem Bergener Granit als auch in dessen Randgebiet zwischen Lottengrün und Oelsnitz statt. Der Bergener Granit ist in ältere Phyllite der Vogtland-Synklinale eingebettet (Abbildung 61). Die Granite haben eine Mächtigkeit von 5-10 km (vgl. DEKORP (1994) und HOFMANN (2003)). Die in Abschnitt 3.3 ausgewerteten Beben bei Bergen liegen damit im Kontaktbereich zwischen dem Granit und den Phylliten der Vogtland-Synklinale. Eine Extrapolation der kartierten Störung in die Tiefe von ca. 10 km würde exakt auf die Herdfläche treffen, welche durch die Momententensor-Inversion nachgewiesen wurde (vgl. Abbildung 61 b).

In den Untersuchungen von BLEIBINHAUS et al. (2003) wurden mehrere Strukturen nachgewiesen, welche nach Westen einfallen. Bei Betrachtung der Abbildung 49 kann eine Struktur erkannt werden, welche steil nach Osten einfällt. Diese ist nicht wie die EBZ in der gleichen Abbildung durch eine Reflektion gekennzeichnet, sondern durch sehr deutliche Phasensprünge entlang eines transparenten Bereichs. Diese Struktur zeigt zumindest in der näheren Umgebung des MVE90-Profiles keine seismische Aktivität. Dementsprechend ist es wahrscheinlich, dass diese Störungszone nicht aktiv ist. Es wurden allerdings nur Erdbeben in der direkten Umgebung des MVE90 Profils geplottet. Es ist möglich, dass diese Störung nur an dieser Stelle in den letzten Jahren keine signifikante seismische Aktivität gezeigt hat, aber in Ihrer gesamt doch aktiv ist.

5.2 Weiterführende Interpretationsansätze

Die Diskrepanz zwischen aktuell beobachteter und historischer Energiefreisetzung entlang der LRZ kann mehrere Ursachen haben. Eine triviale Erklärung wäre, dass in den historischen Aufzeichnungen die Beben um Nový Kostel schlecht dokumentiert sind. Dies kann einfach widerlegt werden, da die Bebenaktivität in dieser Region langfristig bekannt und in den historischen Katalogen ausführlich dokumentiert ist (LEYDECKER, 2011). Ein anderer Ansatz ist, dass sich in diesem Gebiet verschiedene Mechanismen überlagern. Zum einen wird durch die aufsteigenden vulkanischen Fluide Energie in das Störungssystem zugeführt, welche sich in Schwarmbeben entlädt. Zum anderen existiert das mitteleuropäische tektonische Spannungsfeld, welches tektonischen Stress in der Region aufbaut. Aus den Aufzeichnungen der Schwarmbebenaktivität seit dem 19. Jahrhundert wurde Magnitude M_L 4 nur selten überschritten. Es ist denkbar, dass die Magnituden der Schwarmbebenaktivität begrenzt sind. STEPANCIKOVA et al. (2019) haben allerdings gezeigt, dass entlang der MLFZ nahe Nový Kostel wiederholt tektonische Beben mit einer Magnitude über M_W 6 stattgefunden haben. Das jüngste dieser Beben soll vor ca. 792-1020 Jahren stattgefunden haben. Beben dieser Stärke wurden in der nördlichen LRZ bisher nicht dokumentiert. Das stärkste Beben, das mitteldeutsche Erdbeben von 1872 nahe Gera, hatte eine geschätzte Magnitude von M_W 5.2 (GRÜNTAL, 2012). Die Möglichkeiten zur Detektion von Erdbebenschwämen sind mit den modernen Überwachungsnetzen in der Region sehr gut. Die Vielzahl von Beben, welche an der Spürbarkeitschwelle und darunter liegen, konnten früher nicht erfasst werden. Es wurde gezeigt, dass die Mikrobeben einen nicht unerheblichen Einfluss auf die Energiefreisetzung in Herdgebiet Nový Kostel haben. Es ist dementsprechend sehr wahrscheinlich, dass um Nový Kostel zwei verschiedene Mechanismen parallel tätig sind. Zum einen die Schwarmbeben, welche aktuell die Wahrnehmung prägen, aber in der Magnitude begrenzt sind und früher nicht aufgezeichnet werden konnten, und zum anderen die tektonischen Einzel-

beben, welche seltener aber deutlich stärker sind. In dieser Betrachtungsweise ist das Schwarmbebengebiet Nový Kostel in das Gesamtsystem der LRZ eingebunden. Die tektonischen Vorgänge und Bruchmechanismen aus dieser Region wären dementsprechend in der Gesamtschau der LRZ zu betrachten.

Im Herdgebiet Nový Kostel konnte die Spannungsfeldinversion besonders stabile Ergebnisse erzielen, da die Datenbasis entsprechend umfangreich ist. Es wurde gezeigt, dass die N-S und NW-SO-Richtung nahezu gleich häufig aktiviert wird. FISCHER et al. (2014) geben auch entsprechende Hinweise, dass die Kreuzung der NW-SO-streichenden MLFZ und der N-S streichenden PPZ zu einer erhöhten Bebenaktivität in diesem Gebiet führen. Da aus den Ergebnissen der Spannungsfeldinversion geschlossen werden kann, dass das Spannungsfeld entlang der gesamten LRZ prinzipiell gleich ist, ist es naheliegend anzunehmen, dass auch weiter nördlich entlang derartiger Kreuzungen die Bebenaktivität zunimmt. Da beide Bruchrichtungen gleich wahrscheinlich sind, ist es möglich, dass die tektonischen Brüche sich gegenseitig durchkreuzen und in verschiedenen Tiefen verschiedene Herdflächen aktiviert werden. Brüche, welche in großer Tiefe entlang von N-S-Störungen stattfinden, könnten sich an der Oberfläche koexistente Brüche in NW-SO-Richtung manifestieren. Dieser Spannungsabbau kann wiederum Beben verursachen oder zu aseismischen Verschiebungen führen. Letzter Mechanismus wird Slow-Creep genannt und wurde für die Gera-Jáchymov-Zone (GJZ) postuliert (ELLENBERG 1992). Die Theorie erklärt die diffuse Verteilung der Beben entlang der LRZ. Im Kreuzungsbereich zwischen den tiefen N-S-Strukturen und den NW-SO-Strukturen entlädt sich die Spannung, welche durch die N-S-Verschiebung verursacht wird, an den NW-SO-Strukturen. Dieser Vorgang ist wahrscheinlich im direkten Kreuzungsbereich am stärksten. Das mitteldeutsche Erdbeben fand z.B. in solch einem möglichen Kreuzungsbereich statt. Weiterhin liegt das Schwarmgebiet Werdau in diesem Kreuzungsbereich. Im Ergebnis erzeugt dieser Vorgang die beobachtete Streuung der Erdbeben entlang der LRZ in W-O-Richtung. Diese Theorie wird durch die Momententensor-Inversion weiter gestützt. Entlang der NW-SO-Herdflächen werden grundsätzlich flachere Dip-Winkel in Kombination mit Rake-Winkeln um -90° beobachtet. Aufgrund der Vielzahl von Erdbeben wird das besonders im Herdgebiet Nový Kostel sichtbar (vgl.

Abbildung 28). Damit entsprechen diese Herdflächen nicht Strike-Slip-Lösungen sondern Abschiebungen. Es erscheint schlüssig, dass eine grundlegende Verschiebung entlang der N-S-Achse an den NW-SE-Störungen dazu führen kann, dass diese dabei abgeschoben werden. DIETRICH et al. (2007) haben versucht durch mehrjährige geodätische Untersuchungen eine Verschiebung innerhalb des Vogtlands in Zusammenhang mit Bebenaktivität nachzuweisen. Dies ist nicht eindeutig gelungen. Das ist ein weiterer Beleg dafür, dass Strike-Slip-Störungen, wie sie in der Herdflächenanalyse nachgewiesen wurden, oberflächlich keine Bewegung verursachen. Das Messnetz war dafür konzipiert, um Strike-Slip-Prozesse zu detektieren. Wenn die Bruchprozesse oberflächennah allerdings entlang von Abschiebungen passieren, könnte das eine Erklärung für die von den Autoren beschriebenen eher ungeordneten Relativbewegungen der Stationen sein. Die Erdbeben, welche DAHM et al. (2018) ausgewertet haben, zeigen ebenfalls den Abschiebungscharakter einer NW-SO-Bruchfläche. HOFMANN (2003) hat dargelegt, dass die Granite, welche das Egerbecken säumen, eine entscheidende Rolle bei der Akkumulation von seismischem Stress in dieser Region einnehmen. Eine Modellierung des Stressfeldes entlang der PPZ war nur durch Einbindung der Granite in die Modellierung möglich. Analog ist es wahrscheinlich, dass auch der Bergener Granit entscheidend dazu beiträgt, dass in dessen Umgebung eine verstärkte seismische Aktivität festgestellt wird. Erklärt werden könnte dieser Einfluss z.B. durch die unterschiedlichen Dichten und Scherfestigkeiten zwischen Granit und Phyllit

Da der Bergener Granit die Phyllite wahrscheinlich vollständig durchdringt, ist es nicht unwahrscheinlich, dass dieser mit dem darunterliegenden Grundgebirge tektonisch gekoppelt ist. Durch Verschiebungen, welche die N-S gerichteten Strike-Slip-Störungen unter dem Granit erzeugen, entsteht die Möglichkeit, dass dieser als Ganzes gegen das umgebende Gestein gerückt ist. Entsprechend der aktuellen Beobachtungen der Seismizität in der Region entlädt sich die Spannung primär im Westen der Struktur. Weiterhin postulieren DIETRICH et al. (2007) die Existenz einer weiteren NW-SO streichenden Struktur. Diese bezeichnen sie als Bergen-Klingenthal-Störung (vgl. Abbildung 61). In den letzten Jahrzehnten wurden vermehrt seismische Aktivitäten festgestellt, welche sich entlang dieser vermuteten Störungslinie häufen (vgl. Abbildung 62). Entsprechend der Beben­tätigkeit würde diese Störung im Südosten nahe dem tschechischen Chodov beginnen und weiter nach Nord-Westen über Klingenthal nach Bergen und letztlich bis Plauen streichen. Allerdings konnten für diese Struktur keine oberflächlichen Manifestationen gefunden werden. Es konnte auch in den Herdflächenlösungen keine deutlichen Hinweise für diese Struktur gefunden werden. Diese Struktur würde, abgeleitet aus der Verteilung der Seismizität, ebenfalls das Untersuchungsgebiet Bergen-Oelsnitz südwestlich des Bergener Granits kreuzen. Analog zu den Untersuchungen aus der Spannungsfeldmodellierung (vgl. Abschnitt 3.4) kann an dieser Störung eine rechtslaterale Bewegung erwartet werden. Die komplexe geologische Situation am Bergener Granit in Kombination mit verschiedenen Störungen kann eine Erklärung sein, warum dort eine verstärkte Seismizität festgestellt wird (vgl. Abbildung 61). In der Abbildung ist eine geologische Karte dargestellt und in magenta die erwarteten Tiefenstörungen und deren Bewegungsrichtungen. In grün ist der kartierte Seitenarm der Thoßfeller-Störung dargestellt. Der Bergener Granit ist nur am Top aufgeschlossen. Er verbreitert sich mit zunehmender Tiefe. Die rote Ellipse stellt die geschätzte maximale Breite dar. In der Abbildung ist deutlich zu erkennen, dass sich die Beben­tätigkeit im Westen des Granits häuft. Die stärksten Beben haben jedoch direkt unter dem Bergener Granit stattgefunden. In der Abbildung werden diese Beben unter anderem durch die Momententensor-Lösungen und durch die Lokalisierungen aus der Routineauswertung (große blaue Kreise bei Bergen) dargestellt. Es fällt auf, dass die Vielzahl der Beben in dieser Region zwischen 6 km und 12 km Tiefe und somit im Übergang zwischen Phylliten und Grundgebirge stattfinden. Die meisten Erdbebenherde entlang der LRZ liegen tiefer. Da die Bergen-Klingenthal Störung in dieser Region nicht aufgeschlossen ist, kann die hier vorgestellte Theorie nicht vollständig bewiesen werden. Doch die Akkumulation von tektonischem Stress in dem Kreuzungsbereich der beiden Störungen als Ursache der seismischen Aktivitäten erscheint sehr wahrscheinlich.

5.3 Schlussfolgerungen

Es wurden im Bereich der inneren LRZ in der Momententensor-Inversion (entlang der gesamten Zone), der Stressanalyse und den aktiven geophysikalischen Untersuchungen (z.B. Lottengrün) Hinweise für Nord-Süd verlaufende Strukturen mit Einfallen nach Osten gewonnen. Die oberflächlich gut kartierten Strukturen mit N-S-Verlauf wie die Thoßfeller-Störung oder die EBZ zeigen hingegen ein Einfallen nach Westen. Weiterhin konnte an diesen nach Westen einfallenden N-S-Strukturen keine signifikante tektonische Aktivität nachgewiesen werden. Warum diese Diskrepanz besteht, kann schlussendlich nicht mit Sicherheit geklärt werden. Ausgehend von den Beobachtungen von FISCHER et al. (2014), welche eine Aktivierung der PPZ im Quartär (mittleres Pleistozän) sehen, ist es möglich, dass die aktuell beobachteten N-S-Störungen noch in einem embryonalen Stadium sind. Die komplexe oberflächennahe Geologie entlang der LRZ (Eiszeitsedimente im Norden und Phyllite im Süden) in Kombination mit dem Vorhandensein zahlreicher herzynischer Störungen könnten die entstehenden N-S-Brüche im Moment noch verdecken. Ebenso können ältere N-S-Brüche schon bestehen, welche aber überprägt wurden oder mit Sedimenten bedeckt sind. Eine abschlie-

ßende Einschätzung, welche dieser Theorien plausibler ist, kann zum jetzigen Zeitpunkt nicht getroffen werden. Aus den Erkenntnissen dieser Arbeit kann die generelle Existenz tiefer N-S-Brüche allerdings als gesichert angesehen werden. Diese konzentrieren sich wahrscheinlich im Zentrum der LRZ (innere LRZ). Die innere LRZ wird auf ca. 5-10 km Breite geschätzt. Die tektonische Aktivität östlich und westlich dieser Struktur bildet die äußere LRZ, an welcher primär herzynische Strukturen aktiviert werden (vgl. Abbildung 62). Die Kreuzungsbereiche der herzynischen Strukturen und der N-S-Strukturen stellen scheinbar das größte tektonische Gefährdungspotenzial dar. Im Kreuzungsbereich zwischen PPZ und MLFZ liegt das Herdgebiet Nový Kostel. Im Kreuzungsbereich zwischen Bergen-Klingenthal-Zone und LRZ liegt das Herdgebiet Bergen. Im Kreuzungsbereich zwischen GJZ und LRZ liegt das Herdgebiet Werdau. Letzteres ist das nördlichste bekannte Schwarmgebiet. Weiterhin ist im Bereich dieser Kreuzung das Mitteldeutsche Erdbeben von 1872 aufgetreten, welches das stärkste dokumentierte Beben in Mitteldeutschland in den letzten 1000 Jahren ist.

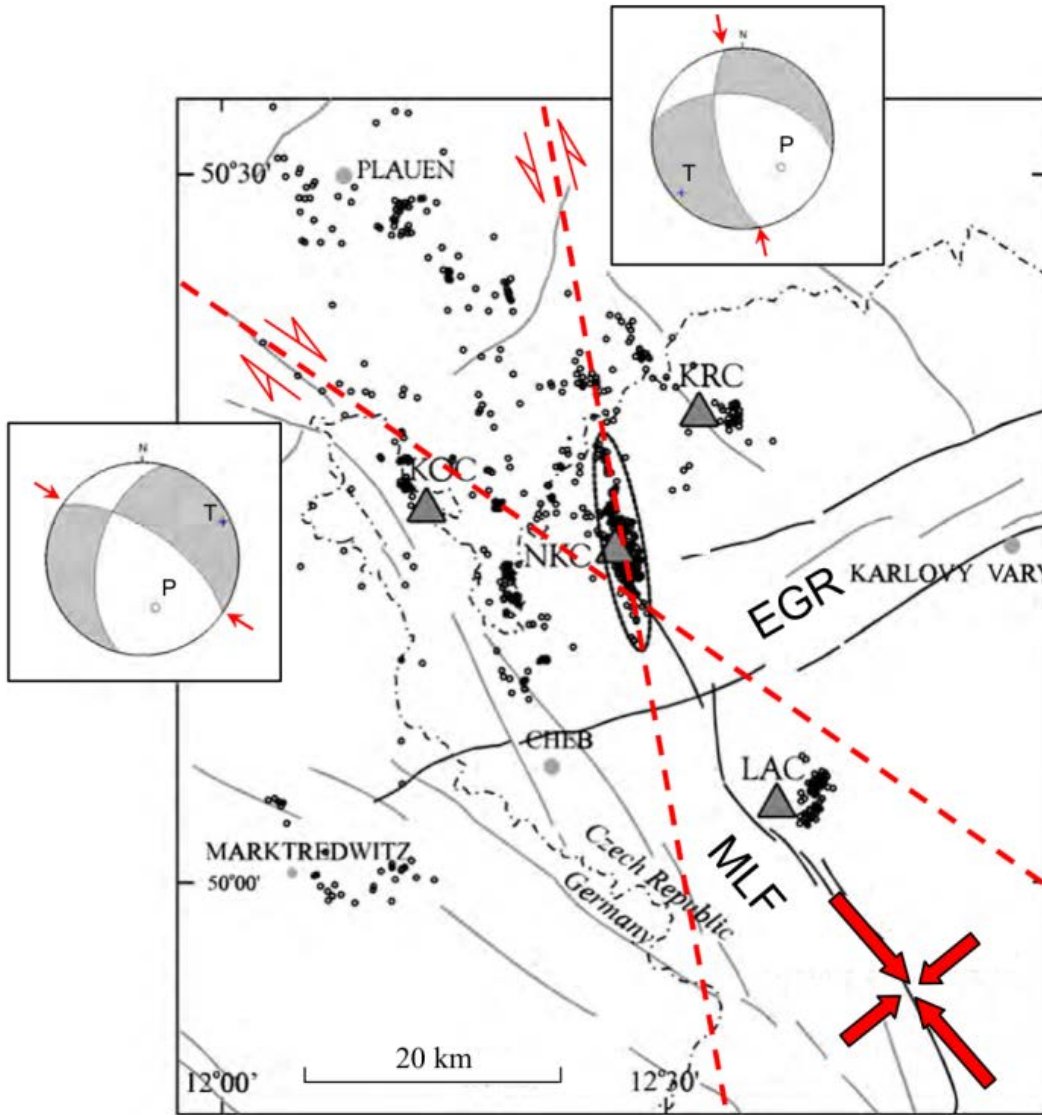
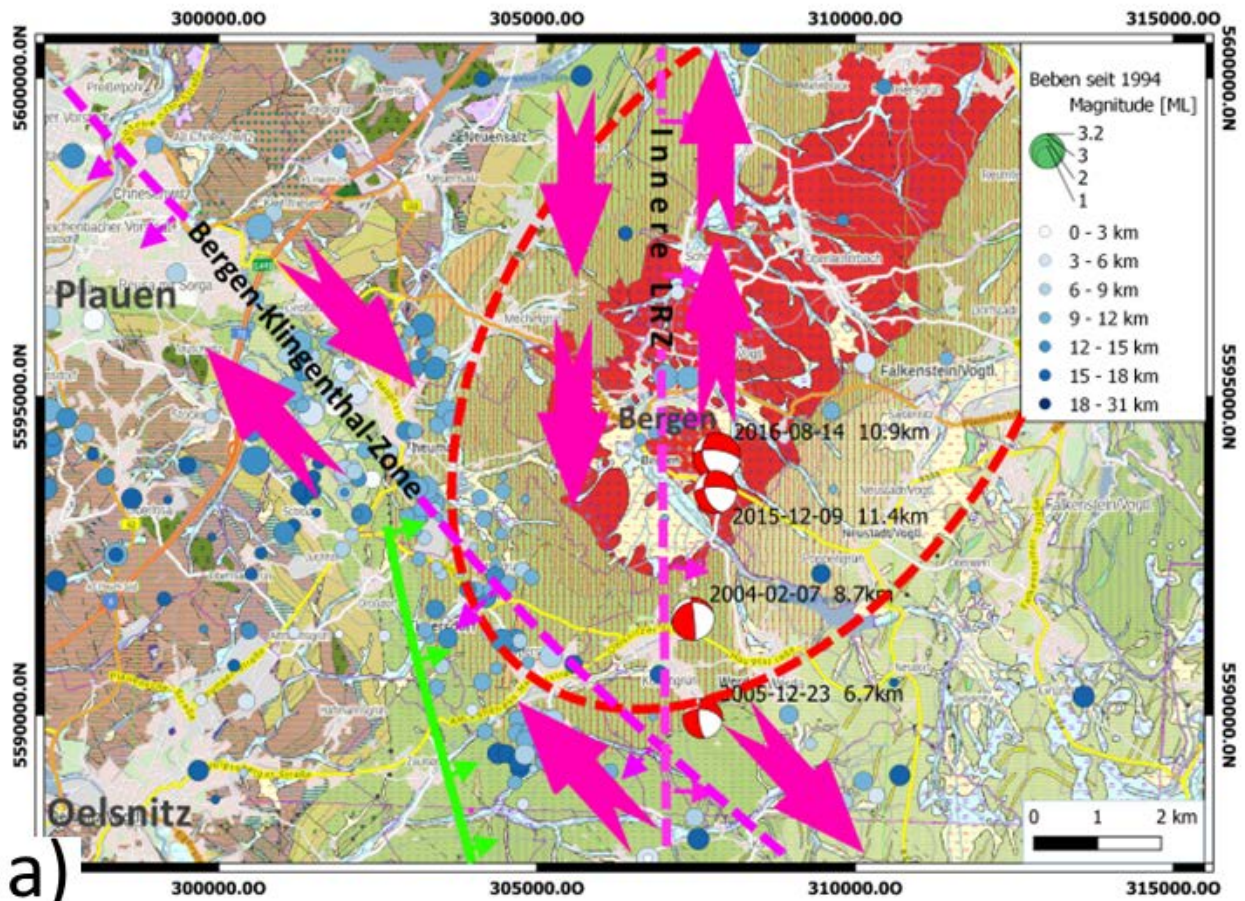


Abbildung 60: Tektonische Skizze der Westböhmen- und Vogtlandregion. Die Hauptstörungssysteme sind als MLFZ (Mariánské-Lázně-Fault-Zone) und EGR (Egerrift) bezeichnet. Die grauen Punkte sind Epizentren von Mikroerdbeben zwischen 1991 und 1999. Die Schwarmbeben-Epizentren von 2000-2008 sind innerhalb der Ellipse, welche die aktivste Herdregion im Gebiet darstellt. Die rot gestrichelten Linien zeigen die Orientierung der zu erwartenden Störungen, welche aus der Stressanalyse resultieren. Die gefüllten roten Pfeile zeigen die Orientierung der maximalen und minimalen Kompressionsdruckachsen. Die zwei dargestellten Herdmechanismen korrespondieren mit den Störungslinien und sind mit roten Pfeilen in den Mechanismen gekennzeichnet (FISCHER et al. 2014).



a)

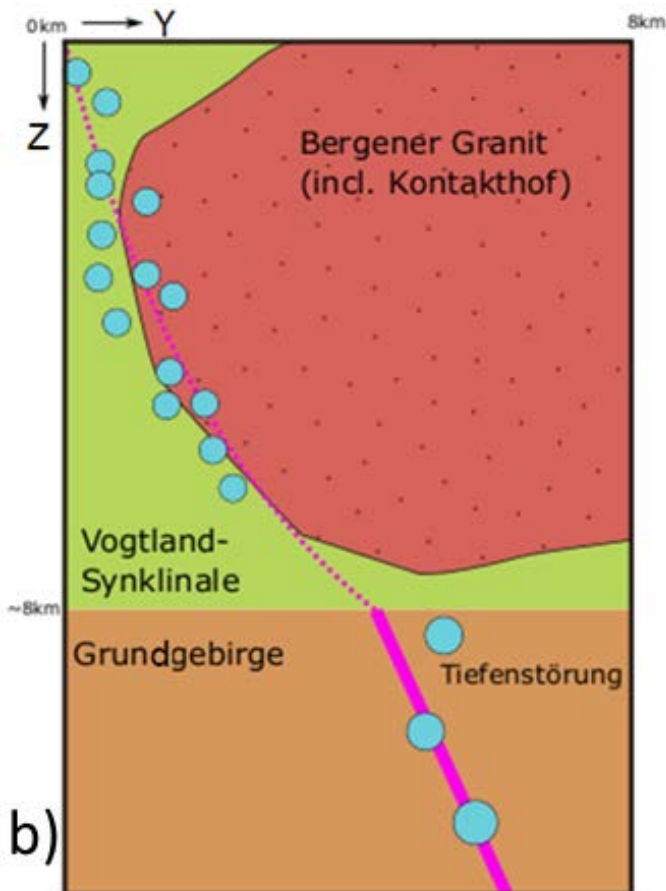


Abbildung 61: a) Tektonisch Situation am Bergner Granit in der Draufsicht. Der Bergener Granit ist in der geologischen Karte durch die rote Fläche gekennzeichnet. Die rote Ellipse entspricht einer geschätzten Maximalbreite des Granits unter der Geländeoberkannte. Umgeben wird dieser von Phylliten verschiedenen Alters (grünlich und bräunlich). Die vermuteten Tiefenstörungen (innere LRZ und Bergen-Klingenthal-Störung) und die Bewegungsrichtungen sind in magenta dargestellt. Die grüne Linie symbolisiert den kartierten Seitenarm der Thoßfeller-Störung. Die Erdbeben häufen sich im Westen des Bergener Granits.

b) Schematischer Vertikalschnitt der Verlängerung des nachgewiesenen Seitenarms der Thoßfeller-Störung, welcher mit ca. 25° nach Osten einfällt in die Tiefe. Dort trifft dieses unterhalb des Bergener Granits auf die Tiefenstörung, welche durch die MT-Inversion berechnet wurde und mit ca. 30° nach Osten einfällt.

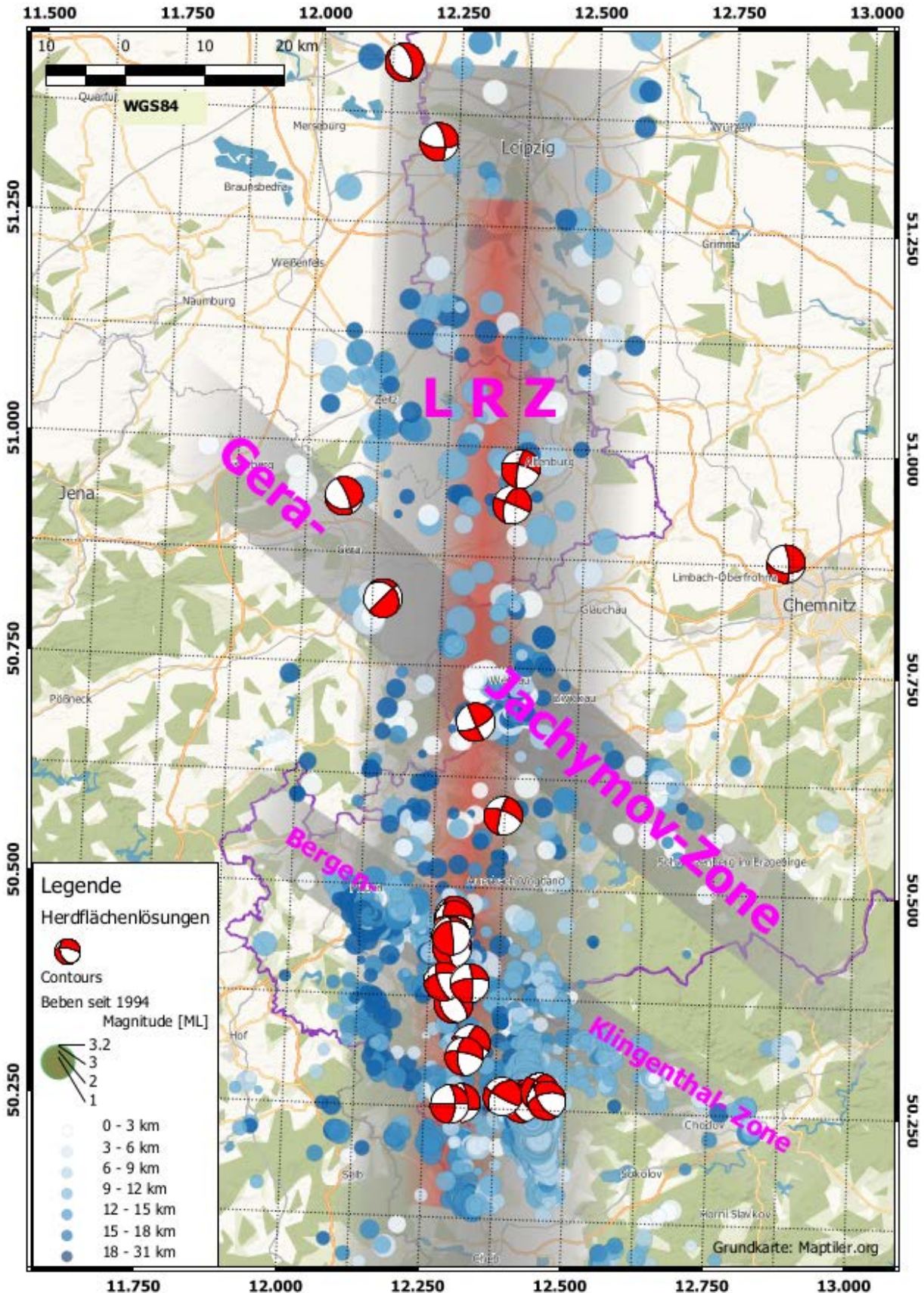


Abbildung 62: Leipzig-Regensburg Zone. Innere Leipzig-Regensburg-Zone mit Tiefenstörungen, welche aus den Momententensor-Lösungen konstruiert wurde (rot schattiert). Äußere LRZ, Gera-Jachimov-Zone und Bergen-Klingenthal-Zone grau schattiert.

6 Zusammenfassung und Ausblick

In der Arbeit wurde die seismisch aktive Leipzig-Regensburg-Zone (LRZ) in Westsachsen, Ostthüringen und Nordwestböhmen untersucht. Dabei wurde ein Multi-Skalen-Ansatz zur Abbildung von Störungen in dieser Zone verwendet. Es wurde ausgehend von der bestehenden Routineauswertung (Lokalisierung und Magnitudenbestimmung) der Erdbeben Herdflächenanalysen mittels einer Momententensor-Inversion durchgeführt. Aufbauend auf den Kenntnissen der Herdflächen wurde das regionale Spannungsfeld invertiert, um bevorzugte Bruchrichtungen abschätzen zu können. Die Bruchflächen, welche in der Momententensor-Inversion gewonnen wurden, wurden anschließend an die Oberfläche projiziert, um diese mit Mitteln der aktiven Geophysik nachzuweisen. Die LRZ wurde in zwei Bereiche unterteilt. Der erste Bereich ist die innere LRZ, welche Nord-Süd gerichtete Tiefenstörungen beinhaltet. Diese Zone ist ca. 5-10 km breit. Die Existenz der inneren LRZ konnte in der Momententensor-Inversion und der Spannungsfeldanalyse nachgewiesen werden. Es konnten nur wenige Oberflächenmanifestationen dieser Störungsrichtung gefunden werden. Lediglich die Počátky–Plesná-Störungszone (PPZ) und der kartierte Seitenarm der Thoßfeller-Störung bei Oelsnitz zeigen einen ähnlichen Aufbau wie die vermutete innere LRZ. Speziell für den Seitenarm der Thoßfeller-Störung ist es sehr wahrscheinlich, dass dieser direkt mit der inneren LRZ in Verbindung steht, da eine Extrapolation in die Tiefe sehr gut mit den Momententensor-Lösungen korreliert. Das Fehlen weiterer Oberflächenmanifestationen von N-S Störungen wurde dadurch erklärt, dass diese Störungsrichtung noch relativ jung ist und im komplexen geologischen Umfeld noch keine großen oberflächennahen Brüche erzeugt hat. Es kann allerdings nicht ausgeschlossen werden, dass die N-S-Strukturen schon existieren, aber überdeckt sind. Ausgehend von den Erkenntnissen der PPZ könnten die Brüche in N-S-Richtung erst in den letzten 100-500ka im mittleren Pleistozän begonnen haben. Es besteht demnach die Möglichkeit, dass es sich um ein großes Störungssystem handelt, das noch in einem embryonalen Stadium ist. Dies kann allerdings nicht zweifelsfrei bewiesen werden.

Weiterhin wurde umfassend dargestellt, dass die N-S-Richtung nicht die alleinige aktive Störungsrichtung ist. Die NW-SO streichenden herzynischen Störungen werden ebenfalls aktiviert. Die Kreuzungsbereiche der herzynischen und N-S Strukturen stellen ein besonderes geodynamisches Risiko dar. So können entlang der Kreuzung der LRZ mit der GJZ, der Bergen-Klingenthal-Zone und der MLFZ jeweils signifikante geodynamische Prozesse, wie starke Einzelbeben, Schwarmbeben und Fluidaufstiege registriert werden.

Die Arbeit stellt eine umfassende Sammlung an Methoden zur Verfügung, welche auch weiterhin für die systematische Untersuchung derartiger Strukturen verwendet werden kann. Die Interaktion einer möglichen embryonalen N-S-Tiefenstörung mit den bekannten und zahlreich vorliegenden herzynischen Störungen konnte in dieser Arbeit nur abgeschätzt werden. Eine genaue gebirgsmechanische Modellierung zur Klärung dieser Fragestellung wäre eine sinnvolle Fortführung dieser Untersuchungen. Weiterhin sollte die Suche nach Oberflächenausbissen der vermuteten Störung weiter fortgesetzt werden. Nach den gewonnenen Erkenntnissen wäre es sinnvoll eine Suche nach einer Fortsetzung der PPZ in Sachsen anzuschließen. Ebenso sollten die paläoseismischen Untersuchungen von STEPANCIKOVA et al. (2019) weiter nördlich auf sächsischem Gebiet, z.B. bei Klingenthal oder Bad Brambach fortgeführt werden. Eine kontinuierliche Überwachung der LRZ in Form von Routineauswertungen der Erdbeben und Momententensor-Inversionen ist in Anbetracht des geodynamischen Risikos der Zone unumgänglich.

7 Literaturverzeichnis

- BANKWITZ, P., SCHNEIDER, G., KÄMPF, H. & BANKWITZ, E. (2003), 'Structural characteristics of epicentral areas in Central Europe: study case Cheb Basin (Czech Republic)', *Journal of Geodynamics* 35.
- BERGER, H. J. (1996), 'Seismologische Übersichtskarte der Freistaates Sachsen 1:400.000'.
- BLEIBINHAUS, F., STICH, D., SIMON, M. & GEBRANDE, H. (2003), 'New results from amplitude preserving prestack depth migration of the Münchberg / Vogtland segment of the MVE deep seismic survey', *Journal of Geodynamics* 35.
- COLLM, U. L. (n.d.), Katalog Observatorium Collm. URL: <https://home.uni-leipzig.de/collm/auswertung.htm>
- CREDNER, H. (1898), 'DIE SÄCHSISCHEN ERDBEBEN WÄHREND DER JAHRE 1889 BIS 1897, INSBESONDERE DAS SÄCHSISCH-BÖHMISCHE ERDBEBEN VOM 24. OCTOBER BIS 29. NOVEMBER 1897', *Abhandlungen der Mathematisch-Physischen Klasse der Königlich-Sächsischen Gesellschaft der Wissenschaften* 24,4.
- DAHM, T., HEIMANN, S., FUNKE, S., WENDT, S., RAPPSILBER, I., BINDI, D., PLENEFISCH, T. & COTTON, F. (2018), Seismicity in the block mountains between Halle and Leipzig, Central Germany: centroid moment tensors, ground motion simulation, and felt intensities of two M3 earthquakes in 2015 and 2017, Vol. 22. URL: <https://doi.org/10.1007/s10950-018-9746-9>
- DAHM, T. & KRÜGER, F. (2014), Moment tensor inversion and moment tensor interpretation.
- DEKORP (1994), 'The DEKORP Research Group: The Deep seismic reflection profiles DEKORP 3/MVE-90 Halle-Störung', *Z. geol. Wiss.* 22(6).
- DIETRICH, R., EBERLEIN, L., EWERT, H. & FRITSCH, M. (2007), 'Erdbebenbeobachtung im Freistaat Sachsen, Zweijahresbericht 2004-2006', Sächsisches Landesamt für Umwelt Landwirtschaft und Geologie. letzter Zugriff am 13.11.2020. URL: <https://publikationen.sachsen.de/bdb/artikel/11406>
- DIN (2011), 'DIN EN 1998-1/NA:2011-01; Nationaler Anhang - National festgelegte Parameter - Eurocode 8: Auslegung von Bauwerken gegen Erdbeben - Teil 1: Grundlagen, Erdbebeneinwirkungen und Regeln fÄ14r Hochbau', Beuth Verlag 185.
- ELLENBERG, J., (1992), Recent fault tectonics and their relations to the seismicity of East Germany, *Tectonophysics*, 202, 2-4, 117-121. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90089-O](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90089-O)
- FIRBAS, P. (1984), 'Travel time curves for complex inhomogeneous slightly anisotropic media', *Studia Geophysica et Geodaetica* 28, 393–406.
- FISCHER, T., HORALEK, J., HRUBCOVA, P., VAVRYCUK, V., BRÄUER, K. & KÄMPF, H. (2014), 'Intracontinental earthquake swarms in West-Bohemia and Vogtland: A review', *Tectonophysics* 611.
- GAEBLER, P. (2015), Seismic scattering and absorption parameters in the W-Bohemia/Vogtland region from elastic and acoustic radiative transfer theory, *Geophysical Journal International* 2013(3):1471
- GRÜNTAL, G. & STROMEYER, D. (1994), 'The recent crustal stress field in Central Europe sensu lato and its quantitative modelling', *Geologie en Mijnbouw* 73.
- GRÜNTAL, G., WAHLSTRÖM, R. (2012): The European-Mediterranean Earthquake Catalogue (EMEC) for the last millennium. - *Journal of Seismology*, 16, 3, 535-570
- GÜNTHER, T. (2019), Interpretation der ERT Messungen mit ABEM bei Lottengrün. unveröffentlicht.
- GÜNTHER, T. (2020), Boundless Electrical Resistivity Tomography. <https://gitlab.com/resistivity-net/bert>.
- GÜNTHER, T., RÜCKER, C. & SPITZER, K. (2006), 'Three-dimensional modelling and inversion of dc resistivity data incorporating topography II. Inversion', *Geophys. J. Int.* 166.
- HEIMANN, S., ISKEN, M., KÜHN, D., SUDHAUS, H., STEINBERG, A., VASYURA-BATHKE, H., DAOUT, S., CESCA, S. & DAHM, T. (2018), 'Grond - A probabilistic earthquake source inversion framework'. URL: <http://pyrocko.org/grond/docs/current/>
- HILLER, A. & SCHUPPAN, W. (2016), Das Lagerstättengebiet Zobes-Bergen im Vogtland und benachbarte Uranvorkommen im Bereich des Bergener Granitmassivs, Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie und Oberbergamt.

- HLOUŠEK, F., HELLWIG, O. & BUSKE, S. (2015), 'Improved structural characterization of the Earth's crust at the German Continental Deep Drilling Site using advanced seismic imaging techniques', *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 120.
- HOFMANN, Y. (2003), Gravimetrische und geodynamische Modellierungen in der Schwarmbeben-Region Vogtland/NW-Böhmen.
- KÄMPF, H., Bräuer, K., KOCH, U., MALKOWSKY, M., STRAUCH, G., WEINLICH, F. H. & WEISE, S. (1992), 'Vulkanismus â C"Mineralwässer â C" Seismizität im Bereich der Marienbader Störungszone', *Exkursionsführer Mu ã nchberger Gneis-masse und ihr geologischer Rahmen*. .
- KIM, W.Y., R. WAHLSTROM, M.USKI (1989). Regional spectral scaling relations of source parameters for earthquakes in the Baltic shield, *Tectonophysics*, 166, 151-161
- KORN, M., FUNKE, S. & WENDT, S. (2008), 'Seismicity and seismotectonics of West Saxony, Germany - New insights from recent seismicity observed with the Saxonian seismic network', *Studia Geophysica et Geodaetica* 52(4).
- LENZ, A. (2019), ERT in Erlbach.
- LEYDECKER, G. (2011), Erdbebenkatalog für Deutschland mit Randgebieten für die Jahre 800 bis 2008., Vol. E 59.
- MCCLAY, K. & BONORA, M. (2001), 'Analog models of restraining stepovers in strike-slip fault systems', *AAPG Bulletin* 85, No 2.
- NICKSCHICK, T., FLECHSIG, C., MRLINA, J., OPPERMAN, F., LÖBIG, F. & GÜNTHER, T. (2019), 'Large-scale electrical resistivity tomography in the Cheb Basin (Eger Rift) at an International Continental Drilling Program (ICDP) monitoring site to image fluid-related structures', *Solid Earth* 10.
- PÄLCHEN, W. & WALTER, H. (2008), *Geologie von Sachsen, geologischer bau und entwicklungsgeschichte* edn, E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- SCHIMSCHAL, S. (2013), *Abbildung der Krustenstruktur im Bereich Münchberg/Vogtland/Erzgebirge durch Re-Prozessierung des tiefenseismischen MVE-90 Profils*, TU Bergakademie Freiberg.
- SEHT, M. I., PLENEFISCH, T. & SCHMEDES, E. (2006), ' Faulting style and stress field investigations for swarm earthquakes in NE Bavaria/Germany â C" the transition between Vogtland/NW-Bohemia and the KTB-site', *Journal of Seismology* 10.
- SNOKE, J. A. (2003), 'Focmec: Focal mechanism determinations'. URL: <https://seiscode.iris.washington.edu/-/projects/focmec>
- SONNABEND, L. (2016), Masterarbeit - Seismische Abbildungen von tektonischen Strukturen im Raum Börnersdorf Börnersdorf, Institut für Geophysik und Geoinformatik, TU-Bergakademie Freiberg.
- STEPANCIKOVA, P., FISCHER, T., jr., J. S., NOVAKOVA, L., HARTVICH, F. & FIGUEIREDO, P. M. (2019), ' Active tectonics in the Cheb Basin: youngest documented Holocene surface faulting in Central Europe?', *Geomorphology* 327.
- TIKHONOV, A. N. & ARSEININ, V. (1977), ' Solutions of Ill-Posed Problems', *Mathematics of Computation* 32, 1320–1322.
- UDPHUAY, S., GÜNTHER, T., EVERETT, M., WARDEN, R. & BRIAUD, J.-L. (2011), 'Threedimensional resistivity tomography in extreme coastal terrain amidst dense cultural signals: application to cliff stability assessment at the historic DDay site', *Geophys. J. Int.* 185.
- VAVRYČUK, V. (2014), 'Iterative joint inversion for stress and fault orientations from focal mechanisms', *Geophysical Journal International* 199.
- WIRTH, W., PLENEFISCH, T., KLINGE, K., STAMMLER, K. & SEIDEL, D. (2000), ' FOCAL MECHANISMS AND STRESS FIELD IN THE REGION VOGTLAND/WESTERN BOHEMIA', *Studia geoph.* 44.
- ZHANG, J. & TOKSÖZ, M. N. (1998), 'Nonlinear refraction travelttime tomography', *GEOPHYSICS* 63(5), 726–1737.

Herausgeber:

Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft
und Geologie (LfULG)

Pillnitzer Platz 3, 01326 Dresden

Telefon: + 49 351 2612-0; Telefax: + 49 351 2612-1099

E- Mail: poststelle.lfulg@smekul.sachsen.de

www.lfulg.sachsen.de

Das LfULG ist eine nachgeordnete Behörde des
Sächsischen Staatsministeriums für Energie, Klimaschutz,
Umwelt und Landwirtschaft.

Diese Veröffentlichung wird finanziert mit Steuermitteln auf
Grundlage des von den Abgeordneten des Sächsischen
Landtags beschlossenen Haushalts.

Autoren:

Dr. Lutz Sonnabend

Abteilung 10 Geologie / Referat 101 Geologische
Kartierung und Geophysik

Halsbrücker Strasse 31a, 09599 Freiberg

Telefon: + 49 35731 293-1202, Telefax: + 49 3731 293-1099

E-Mail: Lutz.Sonnabend@smekul.sachsen.de

M.Sc. Nikolaus Rein; Prof. Dr. Michael Korn

Universität Leipzig, Institut für Geophysik und Geologie
Talstrasse 35, 04103 Leipzig

Telefon: +49 341 97-32900; Telefax: +49 341 97-32809

E-Mail: geologie@rz.uni-leipzig

Redaktion:

Dr. Lutz Sonnabend

Fotos:

Autoren

Auflage:

1. Auflage

Redaktionsschluss:

04.01.2022

ISSN:

1867-2868

Hinweis:

Die Broschüre steht nicht als Printmedium zur Verfügung,
kann aber als PDF-Datei unter
<https://publikationen.sachsen.de> heruntergeladen werden.

Verteilerhinweis

Diese Informationsschrift wird von der Sächsischen Staats-
regierung im Rahmen ihrer verfassungsmäßigen Verpflich-
tung zur Information der Öffentlichkeit herausgegeben. Sie
darf weder von Parteien noch von deren Kandidaten oder
Helfern zum Zwecke der Wahlwerbung verwendet werden.
Dies gilt für alle Wahlen. Missbräuchlich ist insbesondere
die Verteilung auf Wahlveranstaltungen, an Informations-
ständen der Parteien sowie das Einlegen, Aufdrucken oder
Aufkleben parteipolitischer Informationen oder Werbemittel.
Untersagt ist auch die Weitergabe an Dritte zur Verwen-
dung bei der Wahlwerbung.

*Täglich für
ein gutes Leben.*

www.lfulg.sachsen.de