

Hochauflösende Erfassung der Seismizität im nördlichen Oberrheingraben: Schwarmbeben, Spannungsregime und Seismische Gefährdung

Dissertation

zur Erlangung des Doktorgrades
der Naturwissenschaften

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

von Benjamin Homuth
aus Berlin

Frankfurt 2015

(D30)

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

Dekan:

Prof. Dr. Ulrich Achatz

Gutachter:

Prof. Dr. Georg Rümpker

Prof. Dr. Marco Bohnhoff

Datum der Disputation:

14.07.2015

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis.....	V
Tabellenverzeichnis.....	XII
Danksagung	XIV
Erklärung.....	XV
Abstract.....	XVII
Zusammenfassung	XIX
1. Einleitung	1
1.1 Ausgangssituation und Ziele	1
1.2 Aufbau der Arbeit	3
2. Einführung in die Tektonik und Geologie des Oberrheingrabens	4
2.1 Entstehung und Tektonik des Oberrheingrabens	4
2.2 Geologie des Oberrheingrabens	7
2.3 Seismizität des Oberrheingrabens	8
2.4 Seismisches Netzwerk im nördlichen Oberrheingraben	13
3. Untersuchung der Rauschbedingungen im nördlichen Oberrheingraben	18
3.1 Spektrale Eigenschaften des seismischen Rauschens im nördlichen ORG.....	19
3.2 Überprüfung der Eignung der Standorte zur Überwachung induzierter Seismizität	27
3.3 Auflösungsvermögen und theoretisch minimal detektierbare Magnituden	30
3.4 Verbesserung der Detektionsgenauigkeit durch Bohrlochmessungen.....	33
4. Analyse der natürlichen Seismizität im nördlichen Oberrheingraben	41
4.1 Charakterisierung der natürlichen Seismizität	43
4.1.1 Lokalisierung der Hypozentren	43
4.1.2 Magnitudenbestimmung	47
4.1.3 Lokale Seismizität.....	48
4.2 Bebenserie bei Ober-Ramstadt.....	57
4.2.1 Mikroseismische Analysen	57
4.2.2 Makroseismische Analysen	71
4.3 Lokalisierungsgenauigkeit.....	75
4.4 Schwinggeschwindigkeiten und Vorläuferphasen.....	79
5. Spannungsfeld des nördlichen Oberrheingrabens	83
5.1 Herdflächenanalyse	83
5.2 Spannungsfeldinversion.....	94
5.3 Vergleich mit Momententensoren.....	102
5.4 Vergleich mit lokalem Scherwellen-Splitting	105

6. Seismische Gefährdungseinschätzung für den nördlichen Oberrheingraben	114
6.1 Seismischer Katalog	118
6.2 Seismische Quellregionen	120
6.3 Starkbodenbewegungsmodelle und logischer Baum	127
6.3.1 Auswahl und Charakteristika der Starkbodenbewegungsmodelle	127
6.3.2 Aufbau des logischen Baums und Berechnungsprozedur	128
6.4 Ergebnisse der probabilistischen seismischen Gefährdungseinschätzung	130
6.4.1 Gefährdungskarten und Beschleunigungsantwortspektren	130
6.4.2 Vergleich mit publizierten Studien	139
6.5 Sensitivitätstests	140
7. Schlussfolgerungen und Ausblick	148
Literaturverzeichnis	151
Anhang	164
A1 Seismische Stationen	164
A2 Magnituden-Amplitudenvergleiche	165
A3 Rauschuntersuchungen	168
A4 Lokale Seismizität	170
A4.1 Lokalisierungen	170
A4.2 Schwinggeschwindigkeiten	176
A4.3 Sedimentmächtigkeiten	177
A4.4 Makroseismische Karten	179
A4.5 Makroseismische Tiefenbestimmung	184
A5 Spannungsfeld	189
A5.1 Ergebnisse der Herdflächenanalyse	189
A5.2 Splittingparameter	190

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1.1: Karte des ORG und angrenzender Gebiete mit Haupttrandstörungen	2
Abb. 2.1: a) Tiefenlage der Tertiärbasis im ORG; b) Bekannte Störungen des ORG und angrenzender Regionen	6
Abb. 2.2: Interpretation des seismischen Reflexionsprofils DEKORP9N.....	6
Abb. 2.3: Topographische Karte des ORG und angrenzender Gebiete	9
Abb. 2.4: Epizentren der instrumentell registrierten Erdbeben im nördlichen ORG und angrenzender Gebiete nach dem Erdbebenkatalog für Deutschland	10
Abb. 2.5: Historische Seismizität des nördlichen ORG und angrenzender Regionen für die Jahre 858 bis 1961 und Verteilung der Schwarmbeben von Groß-Gerau	11
Abb. 2.6: Topographische Karte mit publizierten Herdflächenlösungen im Gebiet des nördlichen ORG.....	12
Abb. 2.7: Erlaubnisfelder Groß-Gerau und Trebur	14
Abb. 2.8: Seismologisches Netzwerk im Bereich des nördlichen ORG von November 2010 - Dezember 2014.....	15
Abb. 2.9: Typischer Aufbau einer Messstation des SiMoN-Projektes.....	16
Abb. 2.10: Typischer Aufbau einer Messstation der Pilotstudie	17
Abb. 3.1: Rauschspektren der Vertikalkomponenten der Stationen der Pilotstudie und der GRSN Station TNS zusammen mit dem New Global High / Low Noise Model (NHNM / NLNM)	20
Abb. 3.2: Rauschspektren der Vertikalkomponenten der SiMoN-Stationen zusammen mit dem New Global High / Low Noise Model (NHNM / NLNM)	21
Abb. 3.3: Spektraldichtefunktion erstellt aus 4648 Energiespektraldichten der Vertikalkomponente der Station HESS im Zeitraum vom 23. Januar bis zum 31. Dezember 2013 mit PQLX.....	22
Abb. 3.4: Mittlere Rauschspektren der SiMoN-Stationen berechnet mit dem Programm PQLX zusammen mit dem New Global High / Low Noise Model (NHNM / NLNM).....	23
Abb. 3.5: a) Spektrogramm des seismischen Rauschens an der Station WALL an einem Werktag (15.05.2013). b) Spektrogramm des seismischen Rauschens an der Station WALL während einer gesamten Woche (13.-19.05.2013).....	24
Abb. 3.6: Vergleich des Rauschspektrums der Station WALL tagsüber und nachts.....	25
Abb. 3.7: a) Spektrogramm der Station HOHE, b) MOEN und c) TNS für den Zeitraum von 12.00 Uhr bis 13.00 Uhr am 14.02.2011	26
Abb. 3.8: a) 10 minütiges Zeitfenster zwischen 15 Uhr und 15.10 Uhr bzw. b) zwischen 3 Uhr und 3.10 Uhr (nachts) während eines Werktages der Vertikalkomponente der Station BAUS im Frequenzbereich von 5 - 40 Hz	27
Abb. 3.9: 10 minütiges Zeitfenster zwischen 15 Uhr und 15.10 Uhr während eines Werktages der Vertikalkomponente der Station ERNS im Frequenzbereich von 5 - 40 Hz.....	28
Abb. 3.10: I95 Rauschlevel im Untersuchungsgebiet.....	29
Abb. 3.11: Nach der Methode von Aki und Richards (2002) berechnete theoretisch detektierbare Minimalmagnituden der SiMoN-Stationen in Abhängigkeit der Entfernung zum Epizentrum	31
Abb. 3.12: Vergleich der gemessenen Amplituden und der bestimmten Magnituden der Station BODE	32

Abb. 3.13: a) Bohrlochsonde; b) Bohrlochmessstation in der Innenstadt von Groß-Gerau ...	34
Abb. 3.14: Rauschspektren der Stationen in der Innenstadt von Groß-Gerau zusammen mit dem New Global High / Low Noise Model (NHNM / NLNM)	35
Abb. 3.15: Nach der Methode von Aki und Richards (2002) berechnete theoretisch detektierbare Minimalmagnituden der Stationen im Innenstadtdgebiet von Groß-Gerau in Abhängigkeit der Entfernung zum Epizentrum	36
Abb. 3.16: Karte mit Lokation und Bild der Grundwassermessstelle 527214 bei Geinsheim.	36
Abb. 3.17: Rauschspektren der Stationen an der Grundwassermessstelle 527214 bei Geinsheim zusammen mit dem New Global High / Low Noise Model (NHNM / NLNM).....	37
Abb. 3.18: Lokationen der Grundwassermessstellen, die für kurzzeitige Rauschmessungen verwendet wurden.....	37
Abb. 3.19: Beispiele verschiedener Grundwassermessstellen, die Teil der kurzzeitigen Rauschmessungen waren	38
Abb. 3.20: Rauschreduzierungsfaktor im Untersuchungsgebiet.....	39
Abb. 4.1: Regionalnetz des hessischen Erdbebendienstes (HLUG) im Bereich des nördlichen ORG vor Beginn des SiMoN Projektes.....	41
Abb. 4.2: Magnitudenverteilung für den Bereich des nördlichen ORG und angrenzender Gebiete nach dem Erdbebenkatalog für Deutschland.....	42
Abb. 4.3: Darstellung des zur Lokalisierung verwendeten Geschwindigkeitsmodelles.....	44
Abb. 4.4: Wadati Diagramm des Bebens vom 23.12.2010 bei Mainz (links) und Häufigkeits-verteilung aller berechneten Werte (rechts)	45
Abb. 4.5: Beispiele der Registrierung von zwei Erdbeben in zwei unterschiedlichen epizentralen Entfernungen.....	46
Abb. 4.6: Lokale Magnitude eines Erdbebens als Funktion der epizentralen Entfernung berechnet an zwölf Stationen	47
Abb. 4.7: Aufgezeichnete Seismizität und Standardabweichungen der Lokalisierung im Zeitraum November 2010 bis Dezember 2014	48
Abb. 4.8: Registrierte lokale Seismizität und Standardabweichungen der Lokalisierung im Zeitraum November 2010 bis Dezember 2014 im Bereich des nördlichen ORG...	49
Abb. 4.9: a) Magnitudenhäufigkeitsverteilung der Erdbeben im nördlichen ORG. b) Kumulative Magnitudenhäufigkeitsverteilung resultierend in einem b-Wert von $\approx 0,9$ und einer Vollständigkeitsmagnitude von $M_c = 1,2$. c) Kumulative Magnitudenhäufigkeits-verteilung unter Berücksichtigung der Erdbebenserie bei Ober-Ramstadt resultierend in einem b-Wert von $\approx 0,8$ und einer Vollständigkeitsmagnitude von $M_c = 0,8$	51
Abb. 4.10: Tiefenverteilung der Hypozentren: a) ohne Erdbebenserie bei Ober-Ramstadt, b) Erdbebenserie bei Ober-Ramstadt.	53
Abb. 4.11: Tiefenschnitt durch die Untersuchungsregion.....	54
Abb. 4.12: Vergleich der Lokalisierungen	55
Abb. 4.13: a) Schematische Darstellung einer Mini-Array-Station (SNS) bestehend aus einem Drei-Komponenten Seismometer (3C) sowie drei Ein-Komponenten Seismometern (1C) in etwa 20-100 m Abstand. b) Karte des Untersuchungsgebietes mit Lokalisierungen der nanoseismischen	56
Abb. 4.14: Tagesseismogramme ausgewählter Stationen in nördlichen ORG vom 17. Mai 2014	57
Abb. 4.15: Makroseismische Karte des Erdbebens vom 17. Mai 2014 um 16:46 Uhr	58

Abb. 4.16: Zeitreihen der drei Komponenten (Z, N und E) der Station ERNS des Erdbebens vom 17. Mai 2014 um 16:46 Uhr (UTC) zur Bestimmung der Maximalwerte der Schwing-geschwindigkeit.....	59
Abb. 4.17: a) Zeitfenster um Maximalwert der Schwinggeschwindigkeit, die roten Markierungen geben das Zeitfenster, welches zur Frequenzanalyse verwendet wird, wieder. b) Zur Frequenzanalyse verwendetes Zeitfenster, c) Zeitfenster nach Multiplikation mit Hanningfenster, d) Betragsspektrum.....	60
Abb. 4.18: Karte der berechneten PGV-Werte des Erdbebens vom 17. Mai 2014.....	61
Abb. 4.19: Karte mit Lokalisierungen im östlichen Bereich des Untersuchungsgebietes.....	62
Abb. 4.20: a) RMS der Lokalisierung abhängig von der Tiefe für das Erdbeben vom 02. Oktober 2014 um 09:18 Uhr (UTC). Die Tiefe wurde auf einen Wert von 4,0 festgesetzt. b) Prinzip der Relativlokalisierung nach Waldhauser und Ellsworth (2000).....	62
Abb. 4.21: Vergleich der Absolutlokalisierungen mit den Ergebnissen der Relativlokalisierung im Bereich des östlichen Teils des Untersuchungsgebietes ..	64
Abb. 4.22: 3D-Tiefendarstellung der beiden Cluster bei Ober-Ramstadt und Reinheim.....	65
Abb. 4.23: Herdflächenlösungen für a) das Cluster bei Ober-Ramstadt und b) das Cluster bei Reinheim	66
Abb. 4.24: Geologische Karte des westlichen Odenwaldes (nach Stein, 2001)	67
Abb. 4.25: Vergleich der Registrierungen von zwei Ereignissen der Erdbebenserie bei Ober-Ramstadt an den Stationen ERNS und GBAU.....	68
Abb. 4.26: Darstellung der a) Magnituden und b) Tiefen der Erdbeben bei Ober-Ramstadt und Reinheim seit dem 17. Mai 2014 bis Ende November 2014, als Ergebnis der Absolutlokalisierung. c) Tiefendarstellung, als Ergebnis der Relativlokalisierung	69
Abb. 4.27: Kumulative Anzahl an Ereignissen in Abhängigkeit der Zeit in Tagen nach dem Beben vom 17. Mai 2014.....	70
Abb. 4.28: Herdtiefe abhängig von der Entfernung vom Epizentrum und der Intensität	72
Abb. 4.29: Neu erstellte makroseismische Karte des Ereignisses vom 31. Oktober 1869 um 15:25 Uhr.....	74
Abb. 4.30: Laufzeitkurven der Pg- und Sg-Phasen für eine maximale Distanz von 100 km und einer festgesetzten Herdtiefe von a) $h = 0$ km und b) $h = 12$ km unter Verwendung des SiMoN Geschwindigkeitsmodelles	75
Abb. 4.31: Vergleich von vorgegebenem (Punkte) und relokalisiertem (Vektorspitzen) Epizentrum für eine Tiefe von a) 5 km und b) 15 km.....	76
Abb. 4.32: Darstellung der a) horizontalen Abweichungen vom theoretischen Epizentrum und b) der vertikalen Abweichungen in der Tiefenbestimmung für eine vorgegebene Herdtiefe von 5 km.....	76
Abb. 4.33: Darstellung der Relokalisierungsvektoren für eine vorgegebene Herdtiefe von 5 km	77
Abb. 4.34: Darstellung der a) horizontalen Abweichungen vom theoretischen Epizentrum und b) der vertikalen Abweichungen in der Tiefenbestimmung für eine vorgegebene Herdtiefe von 5 km.....	77
Abb. 4.35: Darstellung der Relokalisierungsvektoren für eine vorgegebene Herdtiefe von 5 km	78
Abb. 4.36: Darstellung der a) horizontalen Abweichungen vom theoretischen Epizentrum und b) der vertikalen Abweichungen in der Tiefenbestimmung für eine vorgegebene Herdtiefe von 5 km.....	78

Abb. 4.37: Darstellung der PGV-Werte von insgesamt 44 Erdbeben (im Zeitraum Dezember 2010 bis Mai 2013) in Abhängigkeit von der lokalen Magnitude	79
Abb. 4.38: Karte des Untersuchungsgebietes mit den PGV-Werten des Ereignisses vom a) 05. Mai 2013 01:16 Uhr (UTC; Tiefe = 2,4 km) bzw. vom b) 13. September 2012 (Tiefe = 16,9 km) an allen Messstationen die ein Signal registrieren konnten	80
Abb. 4.39: PGV-Werte des Erdbebens vom 17. Mai 2014 um 16:46 Uhr (UTC) als Funktion der Epizentralentfernung.....	81
Abb. 4.40: Beispiel einer Registrierung an der Station GOET, an der neben P- und S-Phase noch eine dritte Phase erkannt werden konnte, die als Sp-Phase interpretiert wurde	81
Abb. 5.1: a) Herdkugel um Hypozentrum (H), der Durchstoßpunkt des seismischen Strahls durch die Herdkugel wird durch den Azimut (ϕ) und den Abstrahlwinkel (i) angegeben. b) Abstrahlcharakteristik einer P-Welle eines Scherbruchs.....	84
Abb. 5.2: Bestimmung der Herdflächenlösungen für zwei Ereignisse. a) Ergebnis basierend auf P-Polaritäten für Ereignis 1. b) Kombination aus P-Polaritäten und SV/P Amplitudenverhältnissen. c) Herdflächenlösung für Ereignis 2 nur anhand der P-Polaritäten. d) Die zusätzliche Verwendung von SV/P Amplitudenverhältnissen	87
Abb. 5.3: Klassifizierung und Häufigkeitsverteilung aller berechneter Herdflächenlösungen basierend auf den Einfallswinkeln von P- und T-Achse	88
Abb. 5.4: Karte aller Herdflächenlösungen inklusive Rosenhistogrammen, die die Orientierung der T-Achsen für vier Unterregionen darstellen	89
Abb. 5.5: Beispiel einer Herdflächenlösung eines Erdbebens im westlichen Teil des Grabengebietes zwischen 49.8°N und 50.0°N, dass eine starke Variation der Orientierung der P- und T-Achse im Vergleich mit der allgemeinen regionalen Orientierung aufweist. a) Herdflächenlösung erstellt anhand von P-Polaritäten, b) Herdflächenlösung in Kombination mit SV/P Amplitudenverhältnissen.....	90
Abb. 5.6: Eigenschaften der berechneten Herdmechanismen: a) und b) zeigen Rosendiagramme der Streich- bzw. Einfallrichtung der Nodalflächen. In c) sind die P-, B- und T-Achsen in einem Stereoplot der unteren Hemisphäre dargestellt.....	90
Abb. 5.7: Darstellung verschiedener getesteter Geschwindigkeitsmodelle	91
Abb. 5.8: Vergleich der unter Verwendung der in Abb. 5.7 dargestellten Geschwindigkeitsmodelle berechneten Herdflächenlösungen anhand von drei Beispielen des SiMoN Datensatzes.....	92
Abb. 5.9: Verlauf aktiver und inaktiver Störungen im Untersuchungsgebiet.....	93
Abb. 5.10: In Vertikalschnitt (vgl. Abb. 4.11) projizierte Herdflächenlösungen aller Ereignisse, die in einer Entfernung von maximal 10 km vom Profil lokalisiert wurden	93
Abb. 5.11: Stereographische Projektionen der Ergebnisse der RDM-Methode für die vier Unterregionen aus Abb. 5.4.....	94
Abb. 5.12: Zur Spannungsfeldinversion verwendetes Raster von 0,1° x 0,1°.....	97
Abb. 5.13: Ausgleichskurve zwischen Modelllänge und Datenvarianz für mögliche Werte des Dämpfungsparameters e	97
Abb. 5.14: a) Darstellung der Orientierung von σ_1 (schwarze Balken) und σ_3 (graue Balken) des „best fit model“ nach Anwendung der Inversionsmethode von	

Hardebeck und Michael, 2006. b) 68% Vertrauensbereiche der Orientierungen von σ_1	98
Abb. 5.15: a) Hauptspannungsrichtungen in flächentreuer Projektion der unteren Hemisphäre. b) Hauptspannungsrichtungen der vier Unterregionen. c) Rosen- diagramm der Richtung der maximalen horizontalen Spannung S_H . d) Rosen- diagramm der Richtung der maximalen horizontalen Spannung S_H im Unter- suchungsgebiet entsprechend der Werte publiziert in der World Stress Map	99
Abb. 5.16: Ergebnisse der Spannungsfeldinversion für drei verschiedene Gitterabstände: a) $0,1^\circ \times 0,1^\circ$, b) $0,2^\circ \times 0,2^\circ$ und c) $0,3^\circ \times 0,3^\circ$	100
Abb. 5.17: Vergleich der registrierten Wellenformen mit den synthetischen Greenschen Funktionen für das Ereignis vom 07. Juni 2013 um 16:50 Uhr	103
Abb. 5.18: Vergleich von Herdflächenlösungen und Momententensoren	104
Abb. 5.19: Mechanismen die strukturelle Anisotropie verursachen können: alternierende Schichtung (links) und einheitlich ausgerichtete Risse (rechts).....	105
Abb. 5.20: Scherwellensplitting: Eine von unten einfallende Scherwelle wird beim Durchgang durch ein anisotropes Medium in zwei Wellen mit unterschiedlicher Polarisation und Ausbreitungsgeschwindigkeit aufgespalten	106
Abb. 5.21: Eine in einem homogenen anisotropen Material erzeugte Wellenfront einer Punktquelle	107
Abb. 5.22: a) Radial und Transversalkomponente des untersuchten Ereignisses vom 21. April 2013 an der Station BODE. b) Partikelbewegungen unter Berücksichtigung verschiedener Zeitfenster und Filter. c) Darstellung der Messwerte für die Polarisation der schnellen Scherwelle und die Verzögerungszeit zwischen schneller und langsamer Scherwelle für jedes verwendete Zeitfenster in Form eines Balkendiagramms. d) Contourplot der transversalen Energie in Abhängigkeit der Verzögerungszeit zwischen schneller und langsamer Scherwelle und der Polarisation der schnellen Scherwelle. e) Vergleich der Partikelbewegungen im R-T-Koordinatensystem. Links: ursprüngliche Partikelbewegung, rechts: mit inversem Splittingoperator korrigierte Partikelbewegung. f) Contourplot der transversalen Energie mit 95% Vertrauensbereich	110
Abb. 5.23: Splittingparameter als Funktion des Backazimuts. a) Schnelle Polarisationsrichtung und b) Verzögerungszeit zwischen schneller und langsamer Welle.....	111
Abb. 5.24: Ergebnisse der lokalen Scherwellensplittinganalyse. a) Darstellung der Ergebnisse an den Stationsstandorten, b) Darstellung auf halber Distanz von Epizentrum zu Messstation.....	112
Abb. 5.25: Vergleich der Orientierung der schnellen Scherwelle mit bekannten Störungen im Untersuchungsgebiet.....	113
Abb. 6.1: Darstellung des zusammengestellten Erdbebenkataloges vor der Identifizierung statistisch abhängiger Erdbeben	118
Abb. 6.2: Orts- und Zeitfenster zur Erkennung statistisch abhängiger Ereignisse	119
Abb. 6.3: Großräumige Quellregionenmodelle: a) QM1 bestehend aus 6 Quellregionen und b) QM2 bestehend aus 8 Quellregionen	121
Abb. 6.4: Kleinstäumige Quellregionenmodelle: a) QM3 bestehend aus 25 Quellregionen, b) QM4 bestehend 16 Quellregionen, c) QM5 bestehend aus 15 Quellregionen und d) QM6 bestehend aus 19 Quellregionen	122

Abb. 6.5: Treppenfunktion zur Bestimmung der Vollständigkeitszeiträume der Quellregion „nördlicher ORG“	123
Abb. 6.6: Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion der maximal zu erwartenden Magnitude für die Quellregion „nördlicher ORG“	126
Abb. 6.7: Karte des Untersuchungsgebietes mit den vom „Global V_{S30} Map Server“ des USGS erhaltenen V_{S30} -Werten.....	127
Abb. 6.8: Struktur des logischen Baums.....	129
Abb. 6.9: Karte der spektralen Antwortbeschleunigungen für a) 10% Überschreitenswahrscheinlichkeit in 50 Jahren bei 6,5 Hz (T = 475a) und b) 2% Überschreitenswahrscheinlichkeit in 50 Jahren bei 6,5 Hz (T = 2475a).....	132
Abb. 6.10: Karte der Spitzenbodenbeschleunigungen PGA für a) 10% Überschreitenswahrscheinlichkeit in 50 Jahren (T = 475a) und b) 2% Überschreitenswahrscheinlichkeit in 50 Jahren (T = 2475a).....	133
Abb. 6.11: Karten der spektralen Antwortbeschleunigungen im Bereich des nördlichen ORG für a) 10% Überschreitenswahrscheinlichkeit in 50 Jahren bei 6,5 Hz (T = 475a) und b) 2% Überschreitenswahrscheinlichkeit in 50 Jahren bei 6,5 Hz (T = 2475a). Karten der Spitzenbodenbeschleunigungen PGA im Bereich des nördlichen ORG für c) 10% Überschreitenswahrscheinlichkeit in 50 Jahren (T = 475a) und d) 2% Überschreitenswahrscheinlichkeit in 50 Jahren (T = 2475a)...	134
Abb. 6.12: Gefährdungskonsistentes Antwortbeschleunigungsspektrum für eine Überschreitenswahrscheinlichkeit von 10% in 50 Jahren (Wiederkehrperiode von T = 475a).....	135
Abb. 6.13: Vergleich der verschiedenen Quellregionenmodelle und deren Einfluss auf a) die Überschreitenswahrscheinlichkeiten der Spitzenbodenbeschleunigungen in den nächsten 50 Jahren und b) die Beschleunigungsantwortspektren für eine Wiederkehrperiode von T = 475a	136
Abb. 6.14: Vergleich der unterschiedlichen Starkbodenbewegungsmodelle und deren Einfluss auf a) die Überschreitenswahrscheinlichkeiten der Spitzenbodenbeschleunigungen in den nächsten 50 Jahren und b) die Beschleunigungsantwortspektren für eine Wiederkehrperiode von T = 475a.....	137
Abb. 6.15: Ergebnisse der Disaggregationsanalyse	138
Abb. 6.16: Vergleich der Antwortbeschleunigungsspektren dieser Studie, des SHARE-Projektes und der Studie von Grünthal et al. (2008) für eine Überschreitenswahrscheinlichkeit von 10% in 50 Jahren (T = 475a).....	139
Abb. 6.17: Vergleich der Gefährdungskurve der Spitzenbodenbeschleunigung dieser Studie mit dem Ergebnis des SHARE-Projektes.....	140
Abb. 6.18: a) Gefährdungskurve der Spitzenbodenbeschleunigung und b) Antwortbeschleunigungsspektrum für eine Überschreitenswahrscheinlichkeit von 10% in den nächsten 50 Jahren (T = 475a) für die drei getesteten charakteristischen Herdtiefen.....	141
Abb. 6.19: a) Gefährdungskurve der Spitzenbodenbeschleunigung und b) Antwortbeschleunigungsspektrum für eine Überschreitenswahrscheinlichkeit von 10% in den nächsten 50 Jahren (T = 475a) für variierende maximal zu erwartende Magnituden	143
Abb. 6.20: a) Gefährdungskurve der Spitzenbodenbeschleunigung und b) Antwortbeschleunigungsspektrum für eine Überschreitenswahrscheinlichkeit von 10% in den nächsten 50 Jahren (T = 475a) für unterschiedliche b-Werte.....	144

Abb. 6.21: a) Gefährdungskurve der Spitzenbodenbeschleunigung und b) Antwortbeschleunigungsspektrum für eine Überschreitenswahrscheinlichkeit von 10% in den nächsten 50 Jahren (T = 475a) für die getesteten Starkbodenbewegungsmodelle	145
Abb. 6.22: a) Gefährdungskurve der Spitzenbodenbeschleunigung und b) Antwortbeschleunigungsspektrum für eine Überschreitenswahrscheinlichkeit von 10% in den nächsten 50 Jahren (T = 475a) für die unterschiedlichen Definitionen der Quellregion „nördlicher ORG“ der sechs Quellregionenmodelle	147
Abb. A2.1: Vergleich der gemessenen Amplituden und der bestimmten Magnituden der Station WALL	165
Abb. A2.2: Vergleich der gemessenen Amplituden und der bestimmten Magnituden der Station BAUS	165
Abb. A2.3: Vergleich der gemessenen Amplituden und der bestimmten Magnituden der Station DEXH	166
Abb. A2.4: Vergleich der gemessenen Amplituden und der bestimmten Magnituden der Station HECH	166
Abb. A2.5: Vergleich der gemessenen Amplituden und der bestimmten Magnituden der Station RIED	167
Abb. A4.1: Makroseismische Karte des Ereignisses vom 30. Oktober 1869 um 20:00 Uhr.	179
Abb. A4.2: Makroseismische Karte des Ereignisses vom 31. Oktober 1869 um 12:10 Uhr.	179
Abb. A4.3: Makroseismische Karte des Ereignisses vom 31. Oktober 1869 um 17:26 Uhr.	180
Abb. A4.4: Makroseismische Karte des Ereignisses vom 01. Nov. 1869 um 04:07 Uhr	180
Abb. A4.5: Makroseismische Karte des Ereignisses vom 01. Nov. 1869 um 23:48 Uhr	181
Abb. A4.6: Makroseismische Karte des Ereignisses vom 02. November 1869	181
Abb. A4.7: Makroseismische Karte des Ereignisses vom 03. November 1869	182
Abb. A4.8: Makroseismische Karte des Ereignisses vom 22. November 1869	182
Abb. A4.9: Makroseismische Karte des Ereignisses vom 10. Februar 1871	183
Abb. A4.10: Makroseismische Karte des Ereignisses vom 12. Februar 1871	183
Abb. A4.11: Herdtiefe in km abhängig von der Entfernung vom Epizentrum und der Intensität für das Ereignis vom 30. Oktober 1869 um 20:00 Uhr	184
Abb. A4.12: Herdtiefe in km abhängig von der Entfernung vom Epizentrum und der Intensität für das Ereignis vom 31. Oktober 1869 um 12:10 Uhr	184
Abb. A4.13: Herdtiefe in km abhängig von der Entfernung vom Epizentrum und der Intensität für das Ereignis vom 31. Oktober 1869 um 17:26 Uhr	185
Abb. A4.14: Herdtiefe in km abhängig von der Entfernung vom Epizentrum und der Intensität für das Ereignis vom 01. November 1869 um 04:07 Uhr	185
Abb. A4.15: Herdtiefe in km abhängig von der Entfernung vom Epizentrum und der Intensität für das Ereignis vom 01. November 1869 um 23:48 Uhr	186
Abb. A4.16: Herdtiefe in km abhängig von der Entfernung vom Epizentrum und der Intensität für das Ereignis vom 02. November 1869 um 21:26 Uhr	186
Abb. A4.17: Herdtiefe in km abhängig von der Entfernung vom Epizentrum und der Intensität für das Ereignis vom 03. November 1869 um 03:48 Uhr	187
Abb. A4.18: Herdtiefe in km abhängig von der Entfernung vom Epizentrum und der Intensität für das Ereignis vom 22. November 1869 um 07:08 Uhr	187
Abb. A4.19: Herdtiefe in km abhängig von der Entfernung vom Epizentrum und der Intensität für das Ereignis vom 10. Februar 1871 um 05:32 Uhr	188
Abb. A4.20: Herdtiefe in km abhängig von der Entfernung vom Epizentrum und der Intensität für das Ereignis vom 12. Februar 1869 um 10:24 Uhr	188

Tabellenverzeichnis

Tab. 2.1: Änderungen des Spannungsfeldes und der Kinematik des ORG in den letzten 50 Ma	4
Tab. 3.1: Mittlere Rauschwerte in dB im Frequenzbereich von 5-30 Hz.....	22
Tab. 3.2: I95-Werte an drei Messstationen in der Woche vom 07.05 bis 13.05.2012.....	28
Tab. 3.3: I95-Werte der Station WOLF für jede Stunde am 16.05.2012	29
Tab. 3.4: Detektionsschwellen der SiMoN Stationen für drei unterschiedliche Entfernungsbereiche	32
Tab. 3.5: Gemessene bzw. bestimmte Minimalmagnituden an ausgewählten SiMoN Stationen	33
Tab. 3.6: I95-Amplitudenwerte.....	34
Tab. 3.7: Bewertung der verwendeten Standorte.....	39
Tab. 4.1: Zur Lokalisierung verwendetes Geschwindigkeitsmodell mit variierendem V_p/V_s -Verhältnis	44
Tab. 4.2: Berechnete A- und b-Werte für unterschiedliche Magnitudenklassen nach der Methode von Weichert (1980)	52
Tab. 4.3: Vergleich der Lokalisierungen des Mainzer Bebens vom 23.12.2010	55
Tab. 4.4: Registrierte Spitzenbodenschwinggeschwindigkeiten (PGV) des Erdbebens vom 17. Mai 2014 um 16:46 Uhr (UTC) bei Ober-Ramstadt.....	59
Tab. 4.5: Mittlerer Abstand zum makroseismischen Epizentrum für verschiedene Intensitätsstufen	72
Tab. 4.6: Vergleich der neu bestimmten Herdparameter mit den Angaben im Erdbebenkatalog der Bundesrepublik Deutschland	73
Tab. 4.7: Berechnete Sedimentmächtigkeiten unter Verwendung von $V_p = 3,0$ km/s und $V_s = 1,2$ km/s in den Sedimenten	82
Tab. 5.1: Vergleich der berechneten Herdmechanismen anhand von P-Polaritäten (A) und in Kombination mit SV/P Amplitudenverhältnissen (B).....	87
Tab. 5.2: Ergebnisse der Momententensoranalyse.....	104
Tab. 5.3: Vergleich der Polarisationswerte aus Herdflächenlösung und Polarisationsanalyse der Partikelbewegung für das Ereignis vom 31.01.2013....	109
Tab. 6.1: Vollständigkeitszeiträume für einzelne Magnitudenklassen für das gesamte Untersuchungsgebiet.....	120
Tab. 6.2: Vollständigkeitszeiträume für die Quellregion „nördlicher ORG“	124
Tab. 6.3: Für die Quellregion „nördlicher ORG“ bestimmte maximal zu erwartende Magnituden	126
Tab. 6.4: Wichtungsschemata der unterschiedlichen GMPE	129
Tab. 6.5: Wichtungsschemata der unterschiedlichen Quellregionenmodelle	130
Tab. 6.6: Gefährdungsniveaus (Wiederkehrperioden und Überschreitenswahrscheinlichkeiten), für die Antwortbeschleunigungen berechnet wurden.....	131
Tab. 6.7: Überschreitenswahrscheinlichkeiten und Wiederkehrperioden der für den Standort Trebur berechneten PGA-Werte.....	134
Tab. 6.8: PGA-Werte für eine Überschreitenswahrscheinlichkeit von 10% in den nächsten 50 Jahren ($T = 475a$) abhängig von der charakteristischen Herdtiefe	142
Tab. 6.9: PGA-Werte für eine Überschreitenswahrscheinlichkeit von 10% in den nächsten 50 Jahren ($T = 475a$) abhängig von der maximal zu erwartenden Magnitude.....	143

Tab. 6.10: PGA-Werte für eine Überschreitenswahrscheinlichkeit von 10% in den nächsten 50 Jahren ($T = 475a$) abhängig vom b-Wert.....	144
Tab. 6.11: PGA-Werte für eine Überschreitenswahrscheinlichkeit von 10% in den nächsten 50 Jahren ($T = 475a$) abhängig vom Starkbodenbewegungsmodell (GMPE)	146
Tab. 6.12: PGA-Werte für eine Überschreitenswahrscheinlichkeit von 10% in den nächsten 50 Jahren ($T = 475a$) abhängig vom Quellregionenmodell	147
Tab. A1.1: Stationslokationen.....	164
Tab. A1.2: Aufzeichnungszeiträume und verwendete Geräte	164
Tab. A3.1: I95-Amplitudenwerte	168
Tab. A3.2: Bohrlochangaben (Standort, Bohrlochdurchmesser, Tiefe) und Messergebnisse (I95 im Bohrloch, Rauschamplitudenverhältnis Oberfläche/Bohrloch).....	169
Tab. A4.1: Lokalisierungen im nördlichen ORG für den Zeitraum November 2010 bis Dezember 2014.....	170
Tab. A4.2: Lokalisierungen der nanoseismischen Messkampagnen.....	175
Tab. A4.3: Maximal registrierte PGV-Werte der Ereignisse im Zeitraum Dezember 2010 bis Mai 2013	176
Tab. A4.4: Berechnete Sedimentmächtigkeiten unter Verwendung von $V_p = 3,0$ km/s und $V_s = 1,6$ km/s in den Sedimenten.....	177
Tab. A4.5: Berechnete Sedimentmächtigkeiten unter Verwendung von $V_p = 2,9$ km/s und $V_s = 0,9$ km/s in den Sedimenten.....	177
Tab. A4.6: Berechnete Sedimentmächtigkeiten unter Verwendung von $V_p = 3,98$ km/s und $V_s = 1,99$ km/s in den Sedimenten.....	178
Tab. A4.7: Berechnete Sedimentmächtigkeiten unter Verwendung von $V_p = 3,0$ km/s und $V_s = 1,4$ km/s in den Sedimenten.....	178
Tab. A5.1: Ergebnisse der Herdflächenanalyse.....	189
Tab. A5.2: Splittingparameter (φ und δt) mit Angabe der 95% Vertrauensbereiche	190

Danksagung

Die vorliegende Dissertation entstand am Institut für Geowissenschaften der Johann Wolfgang Goethe Universität Frankfurt am Main unter Leitung von Herrn Prof. Dr. Georg Rümpler, dem ich für die Bereitstellung dieses Themas, sowie der Betreuung und der Unterstützung in Form wichtiger Diskussionen, Anregungen und Hilfen danke. Außerdem danke ich für seine Unterstützung bei der Planung, Beantragung und Durchführung des SiMoN Projektes. Des Weiteren danke ich der gesamten Arbeitsgruppe Seismologie für eine angenehme Arbeitsatmosphäre, insbesondere Herrn Dr. Ingo Wölbern, Herrn Dr. Michael Lindenfeld und Herrn Dr. Helmuth Winter für die vielen fachlichen Diskussionen und der Unterstützung bei der Auswertung der lokalen Erdbeben. Herrn Dr. Matthias Kracht vom Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie danke ich für die gute Zusammenarbeit und Unterstützung während der Pilotstudie und des SiMoN Projektes.

Mein Dank gilt ebenfalls Anne Bublitz, Michael Gummert, Miriam Reiss und Julia Schramm für die Hilfe bei der Installation des SiMoN Messnetzwerkes und die tatkräftige Unterstützung bei der Datenbearbeitung.

Dem Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit, dem Bundesministerium für Wirtschaft und Energie, sowie dem Projektträger Jülich danke ich für die Finanzierung und Begleitung des SiMoN Projektes. Patrick Blascheck danke ich für die Bereitstellung der Ergebnisse der nanoseismischen Messkampagnen innerhalb des SiMoN Projektes. Hagen Deckert und Steffen Abe danke ich für die hilfreichen Anregungen und Diskussionen zur Interpretation der Spannungsfelddaten.

Weiterhin danke ich dem Instrumentenpool des GeoForschungsZentrum Potsdam (GIPP) für die Bereitstellung der seismologischen Messinstrumente und GEOFON für die Archivierung der Daten der MonaSeis-Pilotstudie. Dank gilt auch den Landeserdbebendiensten in Rheinland-Pfalz, Baden-Württemberg und Nordrhein-Westfalen für die Bereitstellung zusätzlicher Daten zur Herdflächenanalyse.

Außerdem danke ich allen, die mich während meines Promotionsstudiums begleitet und unterstützt haben.

Mein ganz besonderer Dank gilt meiner Familie, durch deren Rückhalt und Unterstützung meine Promotion und die vorliegende Dissertation erst möglich gemacht wurden. Besonders danken möchte ich Miriam Reiss und Dr. Michael Lindenfeld für das Lektorat dieser Arbeit.

Das SiMoN Projekt wird gefördert vom Bundesministerium für Wirtschaft und Energie aufgrund eines Beschlusses des Deutschen Bundestages unter der Fördernummer 0325359A/B.

Erklärung

Hiermit versichere ich, dass ich diese Dissertation ohne fremde Hilfe und nur unter Verwendung der angegebenen Hilfsmittel angefertigt habe. Die den benutzten Quellen wörtlich oder dem Sinn nach entnommene Abschnitte sind als solche gekennzeichnet. Diese Arbeit hat in dieser oder ähnlicher Form weder ganz, noch in Teilen, einer anderen Hochschule zum Zwecke der Promotion vorgelegen.

Frankfurt, den 31.03.2015. _____

Teile dieser Dissertation sind veröffentlicht in:

Wissenschaftliche Zeitschriften:

Homuth, B., Rämpker, G., Deckert, H., Kracht, M. 2014. Seismicity of the northern Upper Rhine Graben – Constraints on the present-day stress field from focal mechanisms. *Tectonophysics*, 632:8-20, DOI [dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2014.05.037](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.05.037).

Homuth, B., Rämpker, G., Kracht, M., 2014. Mikroseismisches Monitoring im nördlichen Oberrheingraben, die Pilotstudie Monaseis. *Geol. Jb. Hessen* 138: 15-35, 26 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden 2014.

Kracht, M., Homuth, B., 2013. Das „Verbundprojekt SiMoN“ – Seismisches Monitoring im Zusammenhang mit der geothermischen Nutzung des nördlichen Oberrheingrabens. *Jahresbericht 2013 des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie*, Wiesbaden, S. 109-115.

Tagungsbeiträge – Vortrag/Poster und Abstract:

Homuth, B., Rämpker, G., Kracht, M., 2015. Mikroseismisches Monitoring im Vorfeld geothermischer Projekte im nördlichen Oberrheingraben: Noise-Untersuchungen in Bohrlöchern und Detektion von Schwarmbeben. 75. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft (DGG), Hannover.

Homuth, B., Rämpker, G., Kracht, M., 2015. Microseismic monitoring in advance of geothermal projects in the northern Upper-Rhine Graben: borehole noise studies and swarm events. 3rd International Workshop on Induced Seismicity, Davos.

Homuth, B., Lindenfeld, M., Winter, H., Rämpker, G., Kracht, M., 2014. Seismisches Monitoring im nördlichen Oberrheingraben – Die Projekte SiMoN und FERRY. *GeoFrankfurt 2014*, Frankfurt am Main.

Homuth, B., Rämpker, G., Kracht, M., 2014. Natürliche Seismizität im nördlichen Oberrheingraben – bisherige Ergebnisse des Projektes SiMoN. 9. Tiefengeothermie-Forum, Darmstadt.

- Homuth, B., Rümpker, G., Deckert, H., Kracht, M., 2014. Seismicity of the northern Upper Rhine Graben - Constraints on the present-day stress field from focal mechanisms. European Geosciences Union (EGU) General Assembly 2014, Wien.
- Homuth, B., Lindenfeld, M., Winter, H., Rümpker, G., Kracht, M., 2014. Microseismic monitoring of the northern Upper-Rhine Graben - The projects SiMoN and FERRY. EAGE/DGG-Workshop 2014 „Microseismic Monitoring“, Karlsruhe.
- Homuth, B., Lindenfeld, M., Winter, H., Rümpker, G., Kracht, M., 2014. Seismisches Monitoring im nördlichen Oberrheingraben – Die Projekte SiMoN und FERRY. 74. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft (DGG), Karlsruhe.
- Rümpker, G., Homuth, B., Lindenfeld, M., Winter, H., 2013. Seismisches Monitoring im Zusammenhang mit der geothermischen Nutzung des nördlichen Oberrheingrabens. 8. Tiefengeothermie-Forum, Darmstadt.
- Homuth, B., Lindenfeld, M., Winter, H., Reiss, M., Rümpker, G., Kracht, M., 2013. Seismisches Monitoring im Zusammenhang mit der geothermischen Nutzung des nördlichen Oberrheingrabens. AG Seismologie 2013, Schmitten/Taunus.
- Homuth, B., 2013. Mikroseismisches Monitoring im nördlichen Oberrheingraben. Kolloquium zur Umwelt und Geologie, Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Wiesbaden.
- Homuth, B., Rümpker, G., Deckert, H., Kracht, M., 2013. Projekt SiMoN - Neue Erkenntnisse zur Seismizität und zum Spannungsfeld des nördlichen Oberrheingrabens. 73. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft (DGG), Leipzig.
- Kracht, M., Homuth, B., 2013. Internetdarstellung von seismischen Registrierungen im Umfeld der geplanten Tiefengeothermiebohrung Groß-Gerau – das Verbundprojekt SiMoN. 73. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, Leipzig.
- Homuth, B., Rümpker, G., Deckert, H., Kracht, M., 2013. Project SiMoN – New insights into the seismicity and the stress field of the northern Upper Rhine Graben. European Geosciences Union (EGU) General Assembly 2013, Wien.
- Homuth, B., Rümpker, G., Deckert, H., Kracht, M., 2012. The SiMoN project: Microseismic monitoring of the northern Upper-Rhine Graben – Local seismicity, fault plane solutions and stress field. Geothermiekongress 2012, Karlsruhe.
- Homuth, B., Rümpker, G., Deckert, H., Kracht, M., 2012. The SiMoN project: Microseismic monitoring of the northern Upper-Rhine Graben - Local seismicity, fault plane solutions and stress field. 2nd International Workshop on Induced Seismicity, Karlsruhe.
- Homuth, B., Rümpker, G., Kracht, M., 2012. Mikroseismisches Monitoring im nördlichen Oberrheingraben. 72. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft (DGG), Hamburg.
- Homuth, B., Rümpker, G., Kracht, M., 2012. Microseismic monitoring in the northern Upper-Rhine Graben. European Geosciences Union (EGU) General Assembly 2012, Wien.

Abstract

The seismicity of the northern Upper-Rhine Graben (URG) and its seismic hazard have recently attracted new attention due to the potential of this region for geothermal power generation. The natural seismicity can be used to determine active fault zones and stress conditions within the crust. It also provides important background information for the estimation of possible induced seismicity. The area's natural seismicity is also interesting because of swarm earthquakes which occurred in the 19th century near the cities of Groß-Gerau and Darmstadt. The characterization of the region's natural seismicity, the stress field and the seismic hazard is one of the main goals of this study and part of the SiMoN-project (Seismic Monitoring of the Northern Upper-Rhine Graben), which is funded by the German Federal Ministry for the Environment, Nature Conservation and Nuclear Safety (BMU) and the German Federal Ministry for Economic Affairs and Energy (BMWi). The northern part of the URG has been investigated only marginally in previous studies on its seismic characteristics, as these studies have focused primarily on the southern and central part of the URG. Specifically, the tectonic stress field has only been poorly resolved. Recordings from a network of 13 seismic stations serve as data base for the characterization of natural seismicity in an area of approximately 50 x 60 km² in the densely populated Rhine-Main region. Investigations of the noise conditions to assess the suitability of the station locations for the recording of the natural seismicity delivered very good spectral properties at stations on solid ground, while all stations on the sediments of the URG show significantly higher noise ratios, regardless of the location of the stations. Based on systematic measurements in shallow boreholes, lateral and vertical variations of the seismic noise are described and an improvement of the detection threshold by including borehole measurements is observed.

Results of the seismic monitoring program period between November 2010 and December 2014 are shown. The detection threshold is a local magnitude of approximately 0.5, the magnitude of completeness is $M_c = 1.2$. 243 local earthquakes occurred within the immediate vicinity of the network with magnitudes in the range between $M_L = -0.5$ and $M_L = 4.2$. The majority of the epicenters are located along the eastern shoulder of the URG, while the western graben shoulder shows less activity. A further active region is located along the southern rim of the Taunus Mountains to the northwest of the study area. The seismicity extends to a depth of 24 km with a pronounced maximum in the depth distribution between 12-18 km. The seismicity in the graben is restricted to lower crustal depths of 9-24 km. The absence of seismic activity in the upper crust up to about 9 km depth in the graben may indicate an aseismic deformation in this depth range. Since May 2014, for the first time in nearly 150 years in the area of the northern URG, earthquake swarm activity could be registered southeast of Darmstadt near the city of Ober-Ramstadt. Part of this earthquake swarm activity was the strongest earthquake for over 20 years in the region, with a magnitude of $M_L = 4.2$. The hypocenters are divided into two clusters that are spatially separated from each other and have different activity levels. The hypocenter depths are in the range of 1-8 km. To some extent, a migration of the seismic activity of these swarm events to shallower depths can be seen.

In addition to the data recorded by the SiMoN stations recordings provided by the regional seismological services were used to derive focal mechanisms for a total of 58 events. The associated fault-plane solutions show predominantly strike-slip mechanisms. Normal and reverse faulting mechanisms rarely occur. This new data set more than quadruples the

number of available data for regional stress field analysis. T-axis trends are oriented NE-SW. The calculated focal mechanisms presented in this study confirm that the area is in transtension, however, in contrast to previous studies, a stronger strike-slip component is identified. By comparing the nodal planes of the fault-plane solutions with known faults in the investigation area a number of active faults and rupture planes were identified. The azimuths of the principle stress axes were derived by inverting the fault plane solutions and the direction of the maximum horizontal stress, which is mainly oriented N135°E, was calculated. A comparison of the fault plane solutions with the results of a moment tensor analysis provided a good match. Studies on seismic anisotropy in the crust of the study area by analyzing local shear wave splitting resulted in weak anisotropy. The orientations of the polarization directions of the fast shear waves could be reconciled partially with the regional stress field and the trend of faults in the study area.

Based on the newly gained insights into the natural seismicity and the stress field of the northern URG, a probabilistic seismic hazard analysis was performed. The representation of the calculation results is in terms of spectral response accelerations and peak ground accelerations. To account for uncertainties in the seismic source zone models, a set of six different models has been developed. Two of these models are based on the large-scale tectonic architecture and the tectonic regime. In addition, the other four small-scale models take the observed seismicity and neotectonic active faults into account. Specific parameters are determined for each source zone. Their uncertainties are implemented in a logical tree. Based on a newly assembled moment magnitude based earthquake catalog, magnitude recurrence parameters are determined. Considering the tectonic regime in each source zone, different ground motion prediction equations are used. In order to quantify the maximum expected magnitude in each source zone probability density functions were calculated.

The results of the hazard analysis are presented in terms of maps of spectral accelerations and peak ground accelerations for return periods of 475 and 2475 years. The calculations were performed in the frequency range of 0.5-100 Hz. This permits the display in terms of acceleration response spectras for the point of interest. Compared to previous studies, a higher seismic hazard for the northern URG was calculated. To determine the influence of the different input parameters on the final result of the calculation, sensitivity tests were performed and led to the insight that the influence of the seismicity parameters or magnitude recurrence parameters in comparison to the influence of the ground motion prediction equations or the seismic source zone models is rather low.

Zusammenfassung

Die Seismizität des nördlichen Oberrheingrabens (ORG) ist aufgrund seines Potentials für die geothermische Nutzung und der damit möglicherweise verbundenen seismischen Risiken von allgemeinem Interesse. Detaillierte Kenntnisse der natürlichen Seismizität erlauben Rückschlüsse auf aktive Störungszonen und Spannungsverhältnisse im Untergrund. Sie liefert außerdem wichtige Hintergrundinformationen für die Abschätzung einer möglichen induzierten Seismizität. Die natürliche Seismizität in der Region ist ebenfalls interessant aufgrund von Schwarmbeben, die im 19. Jh. im Umkreis von Groß-Gerau und Darmstadt aufgetreten sind. Untersuchungen zur Charakterisierung der natürlichen Seismizität, des Spannungsfeldes und der seismischen Gefährdung des nördlichen ORG sind Hauptbestandteil dieser Arbeit, die innerhalb des BMU/BMWi-Projektes SiMoN (Seismisches Monitoring im Zusammenhang mit der geothermischen Nutzung des Nördlichen Oberrheingrabens) entstanden ist. Der nördliche Teil des ORG wurde bisher nur geringfügig auf seine seismischen Eigenschaften hin untersucht, frühere Studien konzentrierten sich vor allem auf den südlichen und zentralen Teil des ORG. Speziell das tektonische Spannungsfeld ist bisher nur schlecht aufgelöst. Aufzeichnungen eines Netzwerkes aus 13 seismischen Stationen dienen als Datengrundlage zur Charakterisierung der Seismizität innerhalb eines etwa 50 x 60 km² großen Areals im dichtbesiedelten Rhein-Main Gebiet. Untersuchungen der Rauschbedingungen zur Bewertung der Eignung der Stationsorte für das Aufzeichnen der natürlichen Seismizität lieferten bei den Stationen auf felsigem Untergrund sehr gute spektrale Eigenschaften, während alle Stationen im Sediment des ORG deutlich höhere Rauschanteile aufzeigten. Anhand systematischer Messungen in flachen Bohrlöchern konnten laterale und vertikale Variationen des seismischen Rauschens beschrieben werden und dadurch eine Verbesserung der Detektionsschwelle beobachtet werden.

Es werden die Ergebnisse des seismischen Monitorings für den Zeitraum November 2010 bis Dezember 2014 dargestellt. Die Detektionsschwelle für das Netzwerk liegt bei einer Lokalmagnitude von etwa 0,5, die Vollständigkeitsmagnitude beträgt $M_c = 1,2$. Seit Beginn der Datenaufzeichnung konnten 243 Erdbeben im unmittelbaren Bereich des Stationsnetzwerkes mit Magnituden im Bereich zwischen $M_L = -0,5$ und $M_L = 4,2$ lokalisiert werden. Die Epizentren liegen hauptsächlich entlang der östlichen Grabenschulter und im Graben; entlang der westlichen Grabenschulter ist die seismische Aktivität deutlich geringer. Eine weitere aktive Region konnte entlang der südlichen Ausläufer des Taunus im Nordwesten des Untersuchungsgebietes identifiziert werden. Die Seismizität erstreckt sich bis in eine Tiefe von 24 km mit einem Maximum der hypozentralen Tiefenverteilung im Bereich von 12-18 km. Im Graben ist die Seismizität dabei auf die tiefere Kruste im Bereich von 9-24 km beschränkt. Das Fehlen von seismischer Aktivität in der oberen Kruste bis ca. 9 km Tiefe im Graben könnte auf eine aseismische Deformation in diesem Tiefenbereich hindeuten. Seit Mai 2014 konnte südöstlich von Darmstadt bei der Ortschaft Ober-Ramstadt zum ersten Mal seit fast 150 Jahren eine Schwarmbebenaktivität im Bereich des nördlichen ORG registriert werden. Teil dieser Schwarmbebenaktivität war mit einer Magnitude von $M_L = 4,2$ das seit über 20 Jahren stärkste Erdbeben in der Region. Die Hypozentren sind in zwei Cluster unterteilt, die räumlich voneinander getrennt sind und unterschiedliche Aktivitätsraten aufweisen. Die Herdtiefen liegen im Bereich von 1-8 km. Eine Migration der Seismizität dieses Schwarmbebenereignisses in geringere Tiefen ist ansatzweise zu erkennen.

Zusätzlich zu den Daten des SiMoN Netzwerkes wurden Aufzeichnungen der regionalen Erdbebendienstes in Herdflächenanalysen für insgesamt 58 Erdbeben einbezogen. Die Herdflächenlösungen weisen überwiegend Blattverschiebungen (Strike-slip-Mechanismen) auf. Auf- und Abschiebungen spielen nur eine untergeordnete Rolle. Dieser neue Datensatz mehr als vervierfacht die Anzahl zur Verfügung stehender Daten zum Spannungsfeld des nördlichen ORG. T-Achsen Orientierungen sind hauptsächlich in NE-SW Richtung ausgerichtet. Die berechneten Herdmechanismen bestätigen, dass sich das Spannungsfeld des nördlichen ORG transtensional verhält, im Vergleich zu früheren Studien konnte jedoch eine deutlich ausgeprägte Blattverschiebungskomponente identifiziert werden. Durch den Vergleich zwischen Nodalflächen und bekannten Störungen im Untersuchungsgebiet konnten aktive Störungen und Bruchflächen verifiziert werden. Zur Bestimmung der Hauptspannungsachsen wurde eine Inversion der Herdflächenlösungen durchgeführt und die Richtung der maximalen horizontalen Spannung, welche hauptsächlich in N135°E orientiert ist, bestimmt. Ein Vergleich der Herdflächenlösungen mit den Ergebnissen einer Momententensoranalyse lieferte eine gute Übereinstimmung. Untersuchungen zur seismischen Anisotropie in der Kruste des Untersuchungsgebietes durch Auswertung lokalen Scherwellen-Splittings deutet eine nur schwach ausgeprägte Anisotropie an. Die Orientierungen der Polarisationsrichtungen der schnellen Scherwellen konnten teilweise mit dem regionalen Spannungsfeld und dem Verlauf von Störungen im Untersuchungsgebiet in Einklang gebracht werden.

Aufbauend auf den neu gewonnen Erkenntnissen zur natürlichen Seismizität und zum Spannungsfeld des nördlichen ORG wurde eine probabilistische seismische Gefährdungsanalyse durchgeführt. Die Darstellung der Berechnungsergebnisse erfolgt in Form spektraler Antwortbeschleunigungen und Spitzenbodenbeschleunigungen. Um Unsicherheiten in den seismischen Quellregionmodellen zu berücksichtigen, wurden sechs unterschiedliche Modelle entwickelt. Zwei von diesen Modellen beruhen auf der großräumigen tektonischen Architektur und dem tektonischen Regime. Die anderen vier kleinräumigeren Modelle berücksichtigen zusätzlich die beobachtete seismische Aktivität und neotektonisch aktive Störungen. Für jede Quellregion wurden spezifische Parameter bestimmt. Ihre Unsicherheiten werden in einem logischen Baum behandelt. Auf der Grundlage eines neu zusammengestellten Momentmagnituden-basierten Erdbebenkatalogs wurden die Magnitudenhäufigkeitsparameter bestimmt. Unter Berücksichtigung des tektonischen Regimes in jeder Quelle wurden unterschiedliche Dämpfungsrelationen der Bodenbeschleunigung verwendet. Zur Quantifizierung der maximal zu erwartenden Magnitude in jeder Quelle wurden Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen berechnet.

Die Resultate der Gefährdungsanalyse werden in Form von Karten der Spektralbodenbeschleunigungen und Spitzenbodenbeschleunigungen für Wiederkehrperioden von 475 und 2475 Jahren dargestellt. Die Berechnungen erfolgten für den Frequenzbereich 0,5-100 Hz. Dies ermöglicht die Darstellung in Form von Antwortbeschleunigungsspektren für den untersuchten Standort. Im Vergleich zu früheren Studien konnte eine erhöhte seismische Gefährdung für den nördlichen ORG festgestellt werden. Sensitivitätstests zur Bestimmung des Einflusses der unterschiedlichen Eingangsparameter auf das Endresultat der Berechnung wurden durchgeführt und führten zu der Erkenntnis, dass der Einfluss der Seismizitätsparameter bzw. Magnitudenhäufigkeitsparameter im Vergleich mit den verwendeten Starkbodenbewegungsmodellen oder Quellregionenmodellen eher gering ist.

Kapitel 1

1. Einleitung

1.1 Ausgangssituation und Ziele

Der Oberrheingraben (ORG) ist eines der tektonisch aktivsten Gebiete in Deutschland mit einer seismischen Aktivität, die entlang des gesamten Grabensystems und der angrenzenden Grabenschultern auftritt. Der ORG bildet ein NNE-SSW streichendes Hauptextensionsbecken entlang des europäischen känozoischen Grabensystems, welches sich vom Mittelmeer bis zur Nordsee erstreckt (Dèzes et al., 2004; Prodehl et al., 1995; Ziegler, 1994). Innerhalb dieses Grabensystems erstreckt sich der ORG vom Jura Gebirge im Süden in der Nähe der Stadt Basel bis zum Rheinischen Schiefergebirge nahe Frankfurt am Main im Norden über eine Länge von 300 km und eine Breite von 30 - 40 km, seitlich begrenzt durch die Vogesen, den Schwarzwald und den Odenwald (Abb. 1.1).

Frühere Studien zur Seismizität und dem Spannungsfeld des Rheingrabens konzentrierten sich auf die seismisch aktiveren südlichen und zentralen Bereiche des ORG (z.B. Ahorner et al., 1983; Bonjer et al., 1984; Plenefisch und Bonjer, 1997; Ritter et al., 2009) bzw. auf das Rheinische Schiefergebirge und die Niederrheinische Bucht nordwestlich des nördlichen ORG (Hinzen, 2003). Der nördliche Teil des ORG wurde bisher nur geringfügig auf seine seismischen Eigenschaften hin untersucht. Speziell das tektonische Spannungsfeld ist bisher nur schlecht aufgelöst. Insbesondere die postulierte Dominanz von Erdbeben mit abschiebendem Charakter als Resultat einer Permutation der Hauptspannungsachsen σ_1 und σ_2 basiert nur auf einer sehr geringen Anzahl an Beobachtungen (weniger als zehn Erdbeben). Dies ist vor allem in der eher schlechten Abdeckung mit lokalen seismischen Stationen im nördlichen ORG und den angrenzenden Regionen begründet. Eine gute Stationsabdeckung und damit eine gute Datengrundlage sind jedoch von großer Bedeutung, um detaillierte Kenntnisse zur natürlichen Seismizität zu erlangen, welche notwendig sind, um Rückschlüsse auf aktive Störungszonen und Spannungsverhältnisse im Untergrund zu ziehen.

Ausgangspunkt der hier beschriebenen Untersuchungen zur natürlichen Seismizität ist das zunehmende Interesse an der geothermischen Nutzung des nördlichen ORG. Diese Dissertation entstand ebenfalls im Kontext des vom Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit (BMU) und vom Bundesministerium für Wirtschaft und Energie (BMWi) geförderten Projektes „SiMoN“ (Seismisches Monitoring im Zusammenhang mit der geothermischen Nutzung des Nördlichen Oberrheingrabens). Ziel der Dissertation ist es die Seismizität im nördlichen ORG zu charakterisieren, bevor Projekte zur geothermischen Nutzung begonnen werden und zu einer möglichen induzierten Seismizität führen. Diese Arbeit liefert wichtige Erkenntnisse in Bezug auf die Rauschbedingungen, die seismische Aktivität, das Spannungsfeld und die seismische Gefährdung des nördlichen ORG. Hohe Rauschbedingungen, unterschiedliche Aktivitätsraten, starke Variationen im Spannungsfeld und eine bisher eher unterschätzte seismische Gefährdung charakterisieren das Untersuchungsgebiet. Aufgrund der schwierigen Rauschbedingungen im dicht besiedelten Rhein-Main Gebiet und der bisherigen schlechten Stationsabdeckung konnten diese Erkenntnisse bisher nicht gewonnen werden. Dies wurde erst durch den in dieser Arbeit beschriebenen Einsatz von lokalen seismischen Messstationen und der Verwendung

unterschiedlichster Methoden zur Charakterisierung der Seismizität möglich. Dazu gehören Untersuchungen zu Rauschbedingungen zum Auffinden geeigneter Stationsstandorte und zum Auflösungsvermögen des seismischen Netzwerkes (Kapitel 3), eine Charakterisierung der lokalen Seismizität (Kapitel 4) und des lokalen Spannungsfeldes (Kapitel 5), sowie eine Abschätzung der seismischen Gefährdung im nördlichen ORG (Kapitel 6).

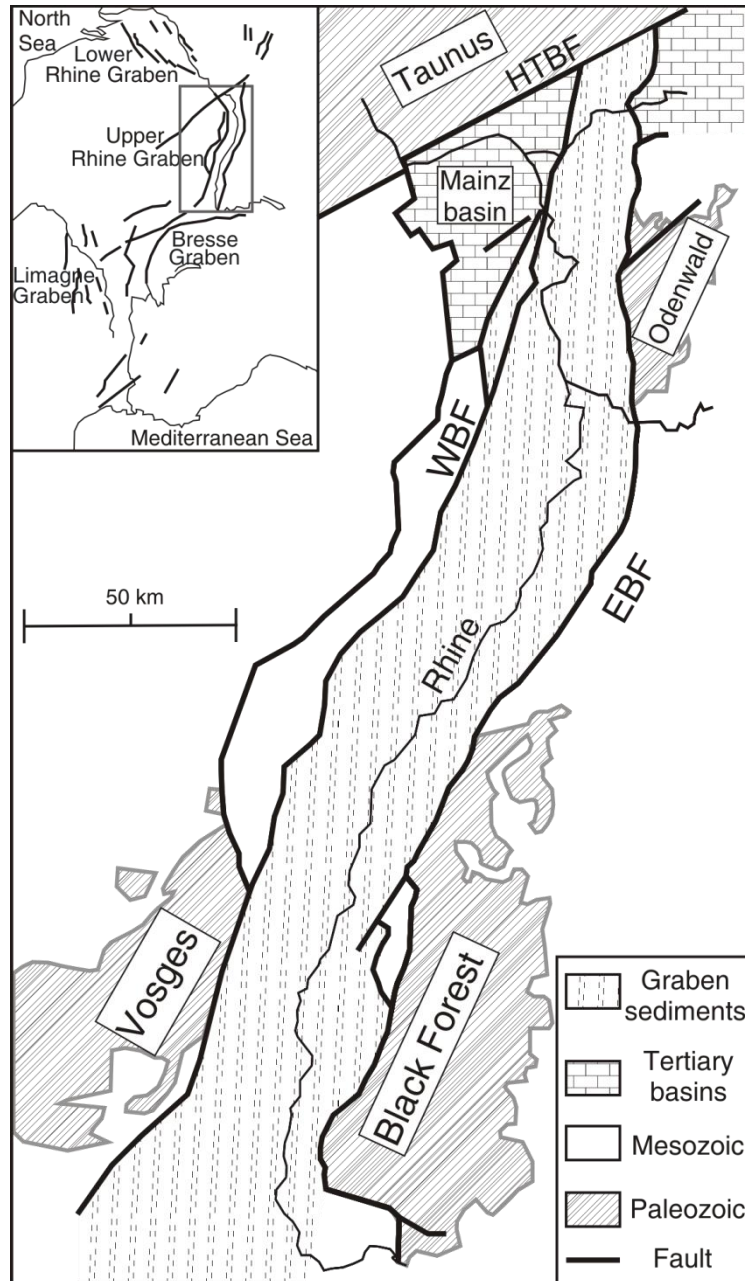


Abb. 1.1: Karte des Oberrheingrabens und angrenzender Gebiete mit Haupttrandstörungen (nach Derer et al., 2005; Rotstein et al., 2005). HTBF = Hunsrück-Taunus-Störung; WBF = westliche Grabenrandstörung; EBF = östliche Grabenrandstörung. Oben links: Skizzierung des känozoischen Grabensystems West- und Zentraleuropas nach Edel et al., 2007 (Homuth et al., 2014a).

1.2 Aufbau der Arbeit

Die theoretischen Grundlagen der unterschiedlichen angewandten Methoden werden zur besseren Übersicht in den einzelnen Kapiteln angesprochen. Kapitel 2 gibt zunächst einen Überblick über die Geologie und Tektonik des nördlichen ORG, die historische Seismizität im Untersuchungsgebiet und das installierte seismische Netzwerk. In Kapitel 3 werden die Rauschbedingungen im nördlichen ORG untersucht und die spektralen Eigenschaften des Rauschspektrums vorgestellt. Es erfolgt eine Überprüfung der Stationsstandorte auf Eignung zur Überwachung einer möglichen fluidinduzierten Seismizität aufgrund einer möglichen geothermischen Nutzung. Weiterhin wird das Auflösungsvermögen des Netzwerkes beschrieben und die Änderungen der Rauschbedingungen mit der Tiefe anhand einer Auswertung von Bohrlochmessungen aufgezeigt. Kapitel 4 befasst sich mit der Analyse und Charakterisierung der natürlichen Seismizität im Untersuchungsgebiet. Die lokale Seismizität wird ausführlich diskutiert, die Bebenserie bei Darmstadt detailliert untersucht und historische Berichte ausgewählter Ereignisse des Erdbebenschwarms von Groß-Gerau makroseismisch neu bewertet. Ein Abschnitt des Kapitels stellt die Lokalisierungsgenauigkeit des Messnetzwerkes anhand synthetischer Daten dar und beinhaltet des Weiteren eine Diskussion über aufgetretene Bodenschwinggeschwindigkeiten und Vorläuferphasen, die zur Bestimmung der Sedimentmächtigkeiten herangezogen werden. In Kapitel 5 wird im Anschluss unter Verwendung der neu gewonnen seismischen Daten eine Analyse des Spannungsfeldes des nördlichen ORG durchgeführt. Dabei werden die Ergebnisse einer Spannungsfeldinversion aufbauend auf den Ergebnissen einer Herdflächenanalyse diskutiert und ein Vergleich mit berechneten Momententensoren erörtert. Kapitel 5 wird durch eine Untersuchung der Anisotropie in der Kruste, abgeleitet aus dem Effekt des Scherwellen-Splittings, abgeschlossen. Die Beschreibung einer modernen probabilistischen seismischen Gefährdungsanalyse für den nördlichen ORG wird in Kapitel 6 gegeben und die Ergebnisse mit publizierten Gefährdungsanalysen für die Bundesrepublik Deutschland verglichen. Anhand von Sensitivitätstests wird der Einfluss der verschiedenen Eingangsparameter der Gefährdungsanalyse auf das Endergebnis diskutiert. Abgeschlossen wird diese Arbeit durch Kapitel 7, in dem Schlussfolgerungen aufgestellt und mögliche Ansätze für weiterführende Untersuchungen und Anschlussmöglichkeiten diskutiert werden.

Kapitel 2


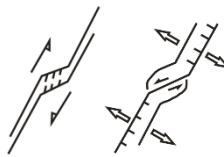

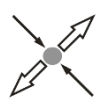
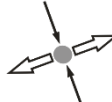
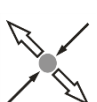
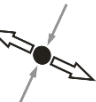
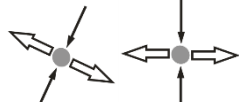
2. Einführung in die Tektonik und Geologie des Oberrheingrabens

Das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit ist der nördlichste Teil des ORG. Um die Ergebnisse der späteren Analysen zur natürlichen Seismizität im nördlichen ORG einordnen zu können, gibt dieses Kapitel einen Überblick über die Tektonik und Geologie des ORG und insbesondere des nördlichen ORG. Abschnitt 2.1 beinhaltet die Entstehungsgeschichte und den tektonischen Aufbau des ORG. Eine geologische Einordnung, sowie geothermische Eigenschaften des nördlichen ORG und deren Auswirkungen auf die Nutzung des Untergrundes werden in Abschnitt 2.2 dargestellt. Die Seismizität und das Spannungsfeld des ORG, abgeleitet aus Erdbebenkatalogen und publizierten Studien, wird in Abschnitt 2.3 besprochen, darunter auch die Schwarmbebenaktivität im nördlichen ORG während des 19. Jahrhunderts. Abschnitt 2.4 schließt dieses Kapitel mit der Beschreibung des für diese Arbeit installierten und ausgewerteten seismischen Netzwerkes im nördlichen ORG ab.

2.1 Entstehung und Tektonik des Oberrheingrabens

Der ORG ist Teil des europäischen känozoischen Grabensystems, welches sich vom Mittelmeer über den Limagne- und Bresse-Graben, den ORG und den Niederrheingraben bis zur Nordsee hin erstreckt (Abb. 1.1). Das im Vorland von Alpen und Pyrenäen gelegene Grabensystem begann sich gleichzeitig mit der Gebirgsbildung von Alpen und Pyrenäen zu bilden. Vor der Entstehung des ORG wurde die Region vor allem durch die variszische Orogenese im Paläozoikum und frühen Perm geprägt. Die NE bis ENE streichende Hunsrück-Taunus Randverwerfung, welche das Rhenoharzynikum vom Saxothuringikum separiert, ist eine der wichtigsten Strukturen aus jener Zeit. Während des frühen Karbons bis zum frühen Perm entwickelten sich die NNE streichenden Störungssysteme und Gebirgszüge der Vogesen, des Schwarzwaldes und des Odenwaldes. Die Extension entlang des ORG begann während der Kollisionsphase des alpidischen Orogens (Kollision der europäischen Platte mit der adriatischen Platte) im späten Eozän und verbleibt bis heute aktiv (z.B. Dèzes et al., 2004; Schumacher, 2002). Während der Entstehung des ORG können verschiedene Deformationsphasen unterschieden werden (Tab. 2.1).

Tab. 2.1: Änderungen des Spannungsfeldes und der Kinematik des ORG in den letzten 50 Ma (nach Schumacher, 2002).

Alter (Ma)	0 - 1,8	1,8 - 5,3	5,3 - 23,8	23,8 - 33,7	33,7 - 50
System/Serie	Quartär	Pliozän	Miozän	Oligozän	Eozän
Kinematik					
Spannungsfeld					

In der Anfangsphase wurde der ORG vor allem von WNW-ESE orientierten Minimalspannungen (Ahorner, 1975; Illies, 1978) und Extension orthogonal zur Grabenachse gesteuert. Schumacher (2002) postuliert, dass unter diesem vorherrschenden Spannungsfeld permo-karbone Störungssysteme reaktiviert wurden unter Berücksichtigung der eozänen Sedimenttröge im ORG, welche parallel zu den WSW-ENE streichenden paläozoischen Störungszonen verliefen. Beginnend im Oligozän führten mehrere Änderungen des regionalen Spannungsfeldes zur Verlagerung der Sedimenttröge und zur Reaktivierung älterer Störungen im Graben. Je nach vorherrschendem Spannungsfeld wurde diese Deformation von Abschiebungen mit mehr oder weniger stark ausgeprägten Blattverschiebungskomponenten begleitet (Schumacher, 2002). Unter diesen Rahmenbedingungen öffnete sich der Graben und entlang des gesamten ORG setzte die Sedimentation ein. Im späten Miozän drehte sich das Spannungsfeld im ORG schließlich in Richtung seiner gegenwärtigen Orientierung (Rotstein et al., 2005; Schumacher, 2002). Die horizontale und NW-SE orientierte maximale Druckspannung resultiert in einer links-seitigen Transtension im Graben (z.B. Ahorner, 1975; Illies, 1978; Plenefisch und Bonjer, 1997). Die Sedimentation während des frühen Miozäns beschränkte sich auf den nördlichen Teil des Grabensystems, währenddessen der mittlere und der südliche Teil herausgehoben und erodiert wurden (Illies, 1974). Im gesamten Grabensystem setzte die Sedimentation erneut im späten Miozän ein (Bartz, 1974). Im Verlauf des Oberpliozäns begann eine erneute Hebung der eingeebneten Flanken und das Flusssystem des Rheins entwickelte sich, welches zu einer weiteren Sedimentation von mächtigen Schotterterrassen und Löss führte. Die känozoische Sedimentfüllung des ORG variiert in der Mächtigkeit von einigen wenigen hundert Metern bis zu über 3000 m (Abb. 2.1a). Im nördlichen ORG existiert ein gestreckter Sedimenttrog entlang der östlichen Grabenschulter mit einer maximalen Mächtigkeit von 3200 m südlich von Worms (Doehl und Olbrecht, 1974). Das Grundgebirge des ORG besteht aus einer Sequenz von NE verlaufenden variszischen Höhen und Trögen, die von Störungen getrennt werden. Im Graben werden diese variszischen Strukturen von NE bis NNE verlaufenden permo-karbonen Strukturen überlagert (Peters, 2007).

Informationen zum Aufbau der Kruste des ORG liefern vor allem zwei reflexionsseismische Profile des DEKORP-Projektes. Das DEKORP9N Profil durchquert den nördlichen Teil des ORG während das DEKORP9S den südlichen Teil abdeckt (Brun et al., 1992; Wenzel et al., 1991). Beide Profile lösen die gesamte Kruste und sogar Teile des oberen Mantels auf. Die Profile deuten für die Mächtigkeit der oberen Kruste auf einen Tiefenbereich von 16 km bis 18 km. Die Grenze zwischen Kruste und Mantel, die Mohorovičić-Diskontinuität (Moho), liegt im nördlichen Teil bei einer Tiefe von ungefähr 27 km (Abb. 2.2) und bei ca. 24 km im südlichen ORG (Brun et al., 1992; Wenzel et al., 1991).

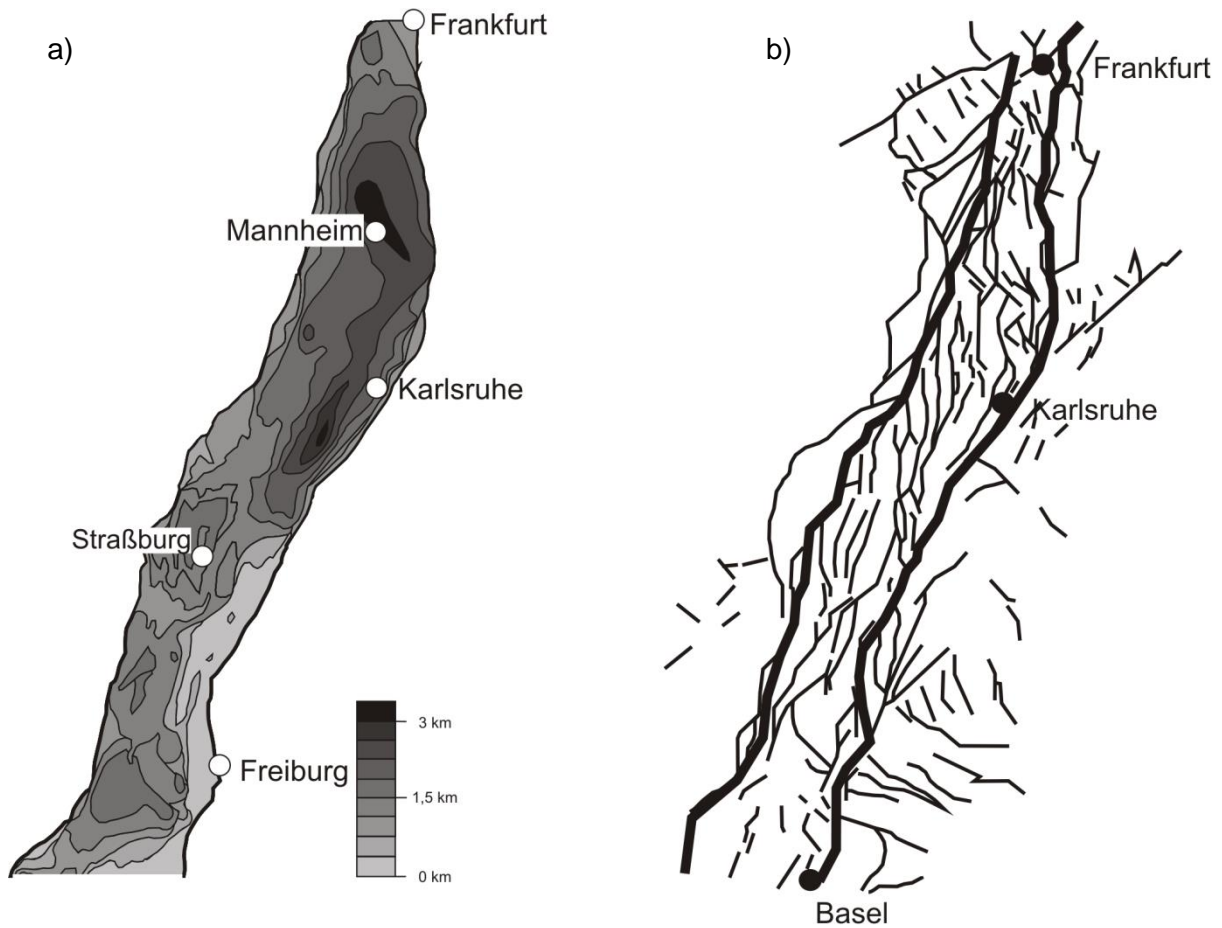


Abb. 2.1: **a)** Tiefenlage der Tertiärbasis im ORG (nach Rotstein und Schaming, 2011); **b)** Bekannte Störungen des ORG und angrenzender Regionen (nach Peters, 2007).

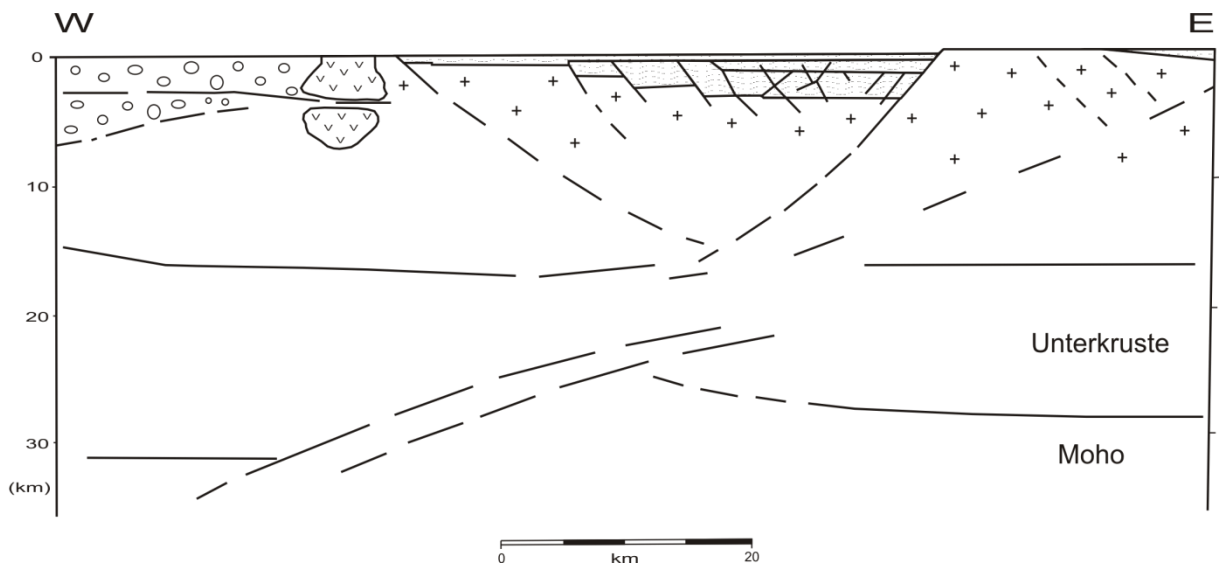


Abb. 2.2: Interpretation des seismischen Reflexionsprofils DEKORP9N (nach Wenzel et al., 1991). Die gewellte Schattierung gibt die Grabenfüllung wieder, die Rhyolithe des Donnersbergs sind durch v gekennzeichnet, Kreise entsprechen den permo-karbonen Gesteinen und Kreuze kennzeichnen das Grundgebirge.

Der ORG ist eine von Störungen stark durchsetzte Region (Abb. 2.1b). Vor allem während der Erdölexploration in den 1960er und 1970er Jahren wurde der Verlauf vieler dieser Störungen im Grabeninneren in den obersten 1-2 km untersucht. Die Störungen im Randbereich des Grabens wurden durch geologische Kartierungen und Aufschlüsse identifiziert (Illies, 1974; Stapf, 1988). Der Verlauf jüngerer Störungen in pliozänen und quartären Ablagerungen im nördlichen ORG wurde erst durch reflexionsseismische Messungen entlang der Flüsse Rhein und Main in jüngster Vergangenheit bestimmt (Haimberger et al., 2005). Die Grabenrandstörungen und eine Mehrheit der Störungen im Grabeninneren streichen in NNE Richtung mit einigen begleitenden Störungen in N bis NNW und NW Richtung. Im Bereich der Grabenschultern ist die Streichrichtung der Störungen uneinheitlicher mit Vorzugsorientierungen in NNE, NE und NW (Peters, 2007). Das Maximum in NNE Richtung ist ein Resultat des rheinischen Trends, während die NE und NW Orientierungen variszischen Trends folgen. Im nördlichen ORG verläuft die westliche Grabenrandstörung in einer NNE Richtung und bindet das Mainzer Becken an den Graben (Abb. 1.1). Die östliche Grabenrandstörung kann an der Oberfläche eindeutig entlang des Fußes der relativ steil anstehenden Gebirgsfront des Odenwaldes erkannt werden, mit vertikalen Verschiebungen bis zu 2200 m entlang des Segments nördlich von Heidelberg (Peters, 2007). Sie weist eine in erster Näherung N-S Orientierung im Bereich zwischen Heidelberg im Süden und Frankfurt am Main im Norden auf. Erst südlich von Heidelberg ändert sich diese Orientierung zu NNE-SSW (Abb. 1.1). Diese Änderung der Orientierung der östlichen Grabenrandstörung und die nahezu kontinuierliche Orientierung der westlichen Randstörung in NNE-SSW Richtung führt zu einer Ausdünnung des nördlichen Teils des ORG.

2.2 Geologie des Oberrheingrabens

Die Sedimentfüllung des ORG ist durch eine vielfältige Wechselfolge mariner und terrestrischer Sedimente geprägt. Die eozänen Sedimente lagern dabei diskordant auf den stark verkarsteten Schichten der Oberkreide und des Paläogen (Peters, 2007). Durch die Neigung der einzelnen Schollen und aufgrund der Abtragung in der Kreide lagert die tertiäre Grabenfüllung auf von Norden nach Süden zunehmend jüngeren Schichten des Permotrias. Das Grundgebirge des ORG wird aus paläozoischen kristallinen Gesteinen aufgebaut und ist in den Gebirgszügen der Vogesen, des Schwarzwaldes und des Odenwaldes entlang der Grabenränder aufgeschlossen.

Im nördlichen ORG besteht die känozoische Grabenfüllung aus einer Vielzahl von fluvialen und limnischen Sedimenten, welche durch marine Sedimente unterbrochen werden (Peters, 2007). Die Mächtigkeit der sedimentären Grabenfüllung variiert von 400 m bei Darmstadt bis zu 3200 m nahe Worms (Doebel und Albrecht, 1974). Die quartären Ablagerungen im nördlichen ORG zeigen starke Mächtigkeitsunterschiede im Verlauf von Ost (ca. 380 m im Heidelberger Loch) nach West (40 m entlang der westlichen Grabenschulter). Diese Variationen sind ein Resultat der kontinuierlichen Subsidenz des östlichen Teils des ORG. Die vergleichsweise geringe Subsidenz des westlichen Teils wird durch mehrere Störungszweige der westlichen Grabenrandschulter begleitet und führt zu einer großräumigeren Verteilung der Deformation als auf der östlichen Seite des nördlichen ORG. Abgetrennt vom nördlichen ORG durch die westliche Grabenschulter befindet sich das Mainzer Becken, welches nach Norden hin von der ENE streichenden Hunsrück-Taunus-Verwerfung abgegrenzt wird. Das Mainzer Becken erfuhr eine geringere Subsidenz als der angrenzende nördliche ORG und ist vor allem aus tertiären Gesteinen aufgebaut (Peters,

2007). Der angrenzende Taunus zeigt am südlichen Rand eine Zone metamorpher Gesteine, die in SW-NE Richtung streichen und durch Querstörungen in 16 Hauptschollen zerlegt ist (Anderle, 1974). An die östliche Grabenschulter schließt der Odenwald mit seinen kristallinen Gesteinen mit hohem Metamorphosegrad, bedingt durch einen hohen Anteil an Schmelzen, an. Der nördliche ORG bietet aufgrund regional hoher geothermischer Gradienten und eines tiefreichendem Kluftsystems gute Nutzungsmöglichkeiten zur Erschließung geothermischer Energie. Mit Temperaturen von 90° C in 1000 m und mindestens 150° C in 3000 m Tiefe zeigt der nördliche ORG einen der höchsten Temperaturgradienten in Deutschland. Dieses hohe geothermische Potential kann vor allem in den kluftigen Sedimentschichten des Rotliegend gefunden werden, die im nördlichen ORG ab einer Tiefe von ca. 2000 m angetroffen werden können (Fritsche et al., 2010).

2.3 Seismizität des Oberrheingrabens

Die Seismizität des ORG ist charakterisiert durch eine geringe bis moderate interkontinentale seismische Aktivität. Bisherige Untersuchungen von Herdflächenlösungen lokaler Erdbeben im ORG deuten zwei räumlich unterschiedliche seismische Zonen an (z.B. Ahorner, 1975; Bonjer et al., 1984; Larroque et al., 1987). Der nördliche Teil des ORG zeigt eine deutlich geringere Anzahl an aufgezeichneten Erdbeben als der südliche Teil (Abb. 2.3; Grünthal et al., 2009b; Leydecker, 2011). Am Auffälligsten an der Verteilung der Seismizität des ORG ist, dass die Bebenaktivität nicht nur auf die Haupttrandstörungen begrenzt ist, sondern über das gesamte Grabengebiet verteilt auftritt. Entlang der östlichen Grabenrandstörung sind dabei mehr Beben registriert worden als dies für die westliche Randstörung der Fall ist. Im südlichen Teil des ORG findet die Seismizität vor allem im Tiefenbereich von 5 km - 15 km statt. Dieser steigt im Bereich des Schwarzwaldes sogar bis über 20 km an (Bonjer et al., 1984; Plenefisch and Bonjer, 1997). Der zentrale Bereich des ORG wird durch einige unregelmäßig verteilte Erdbeben mit Herdtiefen von 10 km - 15 km charakterisiert (Bonjer et al., 1984). Das stärkste historische Beben innerhalb des ORG (mit Ausnahme des Erdbebens bei Basel im Jahr 1356 mit einer Intensität von X) wurde jedoch in diesem Bereich mit einer Intensität von VII bzw. einer abgeschätzten Magnitude von $M_L = 5,4$ bei Rastatt am 08.02.1933 verspürt (Leydecker, 2011).

Im nördlichen ORG wurden bisher Erdbeben mit Herdtiefen bis maximal 20 km und der Mehrheit an Beben im Bereich oberhalb von 10 km lokalisiert. Der Hauptunterschied zum südlichen Teil des ORG ist die deutlich geringere Seismizität entlang der Grabenschultern und der angrenzenden Regionen, vor allem im Kraichgau, dem Odenwald und dem Pfälzer Wald. Nach Norden hin wird der ORG durch eine NW verlaufende Zone verstärkter Seismizität mit dem Rheinischen Schiefergebirge und der Niederrheinischen Bucht verknüpft. Der Erdbebenkatalog für Deutschland (Leydecker, 2011) listet 79 instrumentell aufgezeichnete Erdbeben für den Bereich des nördlichen ORG nördlich der Stadt Worms bis zu Frankfurt am Main (Abb. 2.4), mit Magnituden zwischen $M_L = 1,5$ und $M_L = 4,7$.

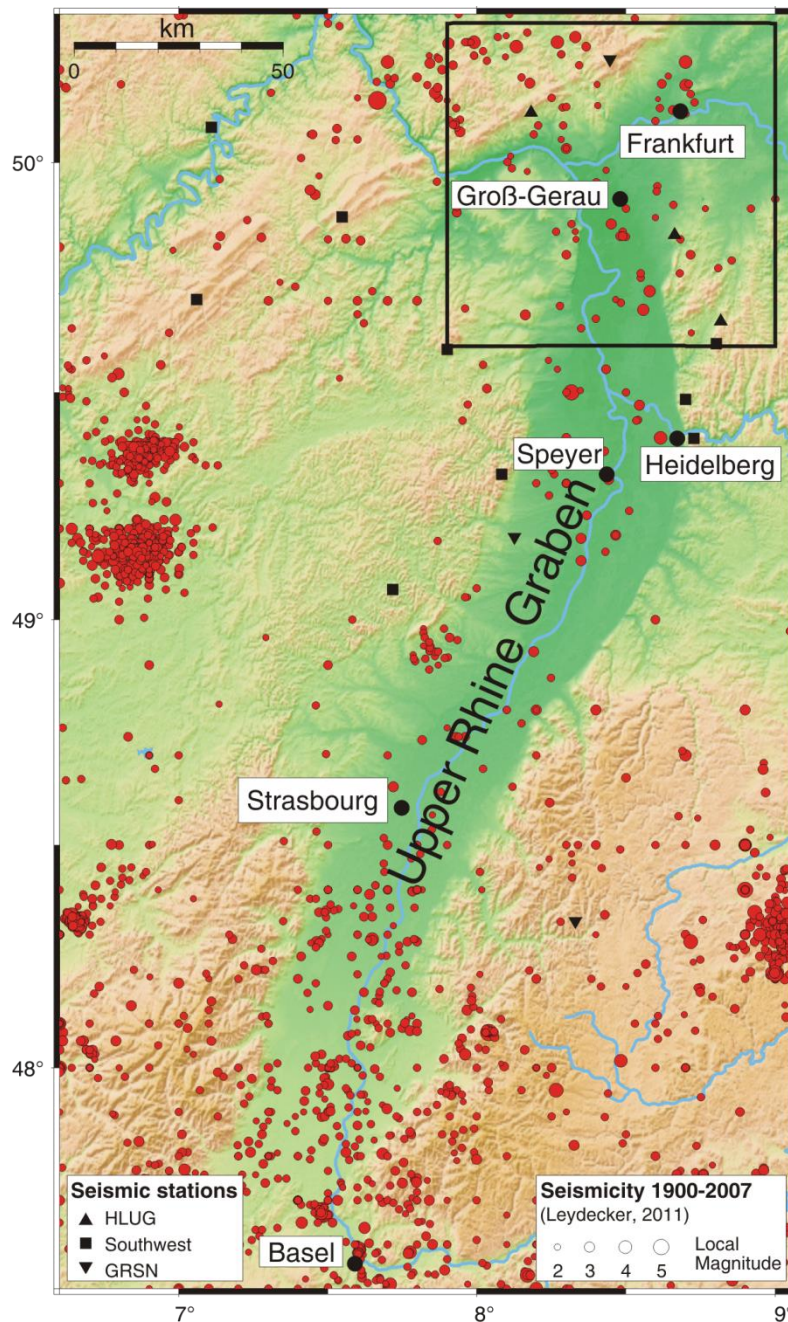


Abb. 2.3: Topographische Karte des ORG und angrenzender Gebiete (Homuth et al., 2014a). Rote Punkte stellen die Seismizität der letzten 100 Jahre dar. Der Durchmesser der Punkte ist proportional zur Magnitude. Das schwarze Quadrat markiert den nördlichen ORG. Schwarze Dreiecke und Quadrate markieren seismische Stationen der regionalen seismologischen Dienste.

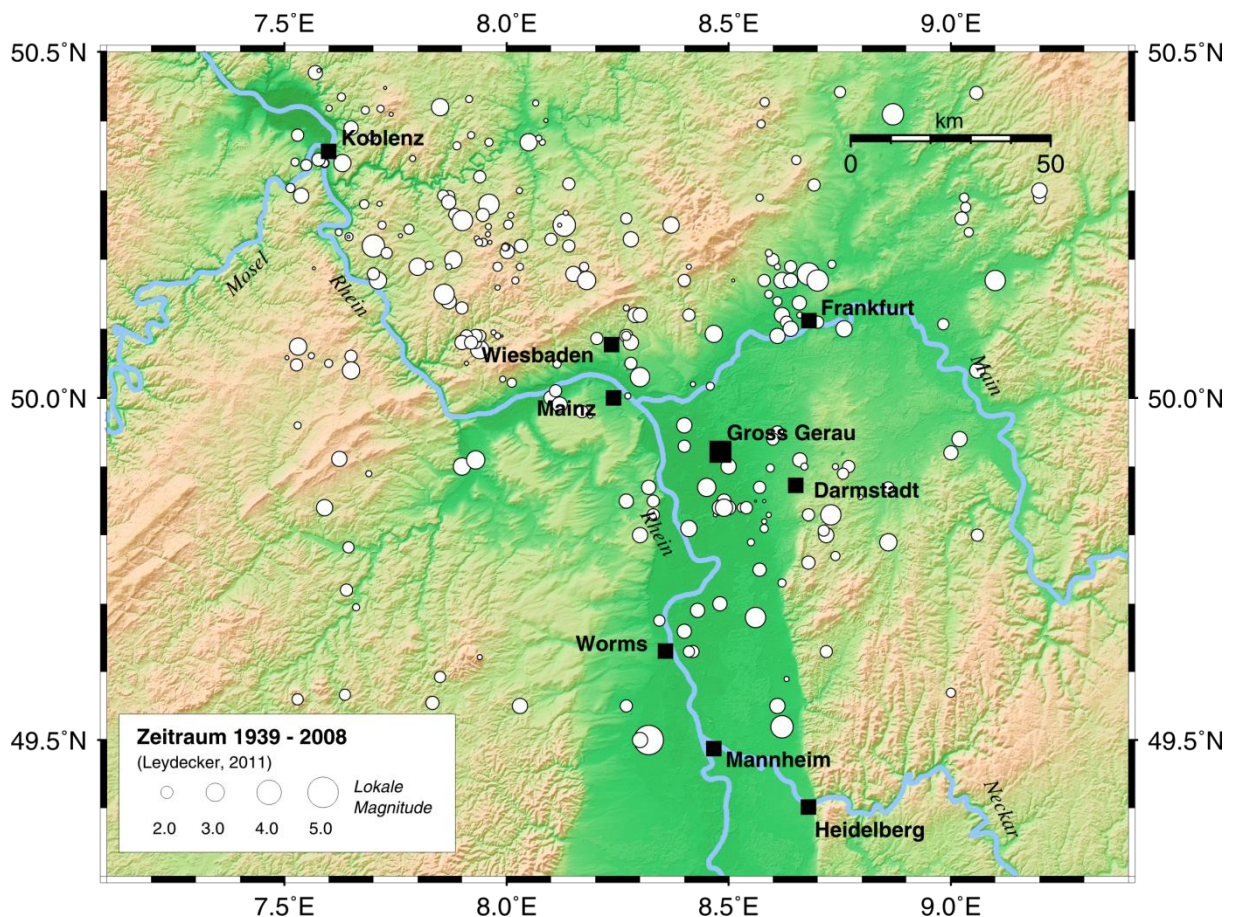


Abb. 2.4: Epizentren der instrumentell registrierten Erdbeben im nördlichen ORG und angrenzender Gebiete nach dem Erdbebenkatalog für Deutschland (Leydecker, 2011).

Die Angabe der Herdtiefen ist dabei großen Unsicherheiten unterlegen, vor allem aufgrund einer schlechten Stationsabdeckung in der Region. Für viele Erdbeben konnte keine Tiefenabschätzung vorgenommen werden. Die stärksten Beben im nördlichen ORG wiesen moderate Magnituden von $M_L = 4,7$ bei Worms (24.02.1952) und $M_L = 4,0$ nahe Idstein (29.11.1997) auf (Leydecker, 2011). In den letzten Jahren waren die stärksten registrierten Erdbeben ein Beben bei Mainz mit einer Magnitude von $M_L = 3,2$ (23.12.2010) und ein Beben bei Ober-Ramstadt im Odenwald mit $M_L = 4,2$ (17.05.2014). Das fehlende Auftreten von stärkeren Beben oberhalb einer Magnitude von $M_L = 5,0$, wie sie im südlichen Teil des ORG beobachtet wurden, kann laut Ahorner (1975) und Fracassi et al. (2005) möglicherweise damit erklärt werden, dass das seismische Moment durch Beben schwächerer Magnitude freigelassen wird und somit nicht genug seismische Energie aufgebaut werden kann um größere Beben auszulösen. Bonjer et al. (1984) unterstützen diese Interpretation durch ihre Feststellung, dass die oberen 5 km - 10 km der Kruste zu stark gestört sind um genügend seismische Energie aufzubauen und dass ein Auftreten von Kriechprozessen entlang der Randstörungen wahrscheinlicher sei als große Erdbeben. Zusätzlich zu den instrumentell gemessenen Erdbeben gibt es für den nördlichen ORG historische Aufzeichnungen von Schwarmbeben Ende des 19. Jahrhunderts in der Nähe der Städte Groß-Gerau, Darmstadt und Lorsch (Abb. 2.5; Landsberg, 1931; Leydecker, 2011). Berichte gibt es von mehr als 2000 Erdbeben im Zeitraum von Oktober 1869 bis Februar 1871. Von diesen mehr als 2000 Beben zeigen 92 Erdbeben eine Intensität im Bereich von IV bis VII nach der EMS-98-Skala (Grünthal, 1998).

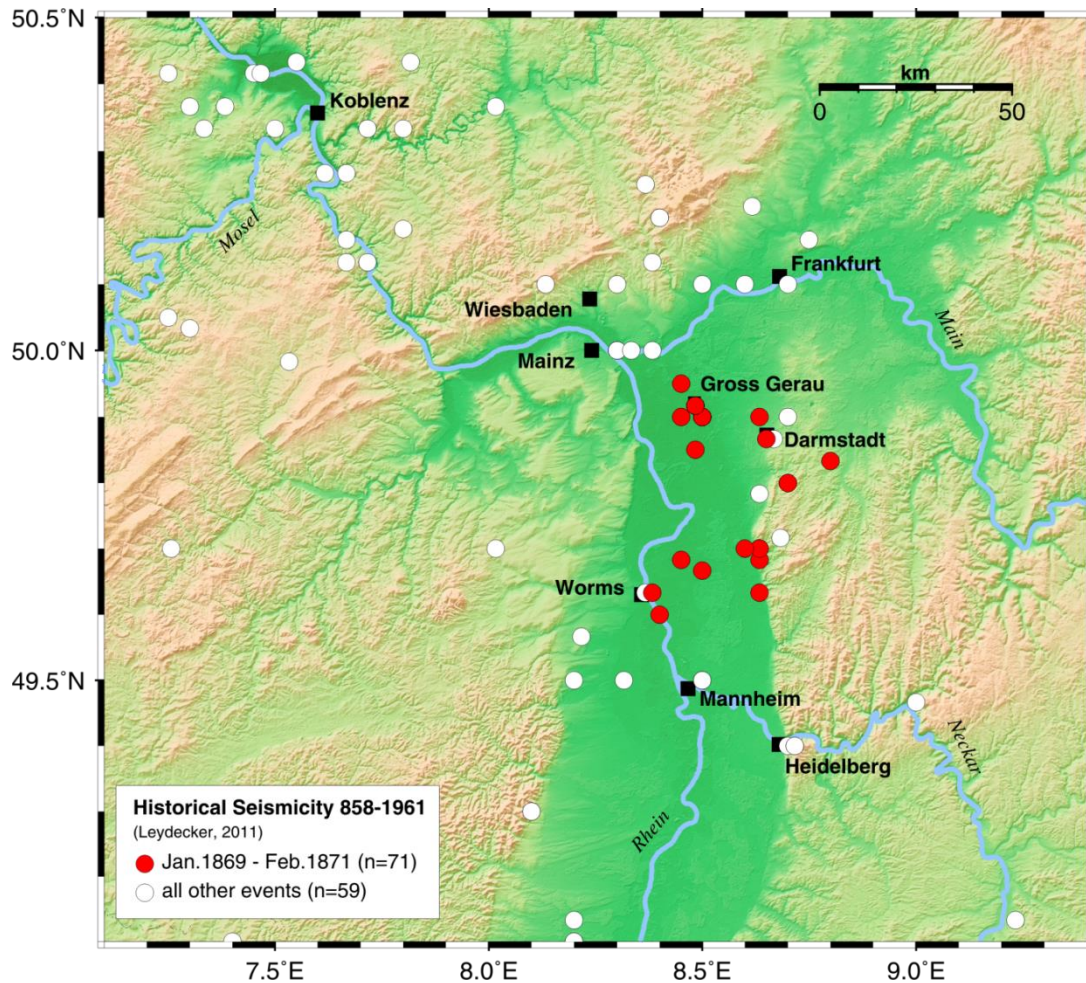


Abb. 2.5: Historische Seismizität des nördlichen ORG und angrenzender Regionen für die Jahre 858 bis 1961 nach Leydecker (2011) und Verteilung der Schwarmbeben von Groß-Gerau (rote Symbole) nach Landsberg (1931). Für diese Erdbeben sind nur Intensitäten verfügbar.

Studien zur Seismizität und dem Spannungsfeld des Rheingrabens konzentrierten sich bisher auf die aktiveren Bereiche des zentralen und südlichen ORG (z.B. Ahorner et al., 1983; Bonjer et al., 1984; Plenefisch und Bonjer, 1997; Ritter et al., 2009) oder das Rheinische Schiefergebirge und die Niederrheinische Bucht (Hinzen, 2003). Plenefisch und Bonjer (1997) zeigen eine Zusammenstellung an Herdflächenlösungen von acht weiträumig verstreuten Erdbeben im nördlichen ORG zwischen den Städten Heidelberg und Frankfurt am Main für den Zeitraum 1977-1981. Diese Herdmechanismen zeigen vor allem Abschiebungen und Blattverschiebungen, als auch eine Aufschiebung westlich des Grabens (Abb. 2.6). Basierend auf diesen Ereignissen, in Kombination mit Ereignissen aus dem Rheinischen Schiefergebirge und der Niederrheinischen Bucht, wurde eine NW-SE Richtung der Hauptspannungsrichtung σ_1 bestimmt, vergleichbar mit den in der World Stress Map (Heidbach et al., 2008) publizierten Werten. Hinzen (2003) bestimmte u.a. Herdmechanismen für zwei Erdbeben im Mainzer Becken, eine Aufschiebung mit Blattverschiebungskomponente und eine Abschiebung mit einer deutlich ausgeprägten Blattverschiebungskomponente (Abb. 2.6).

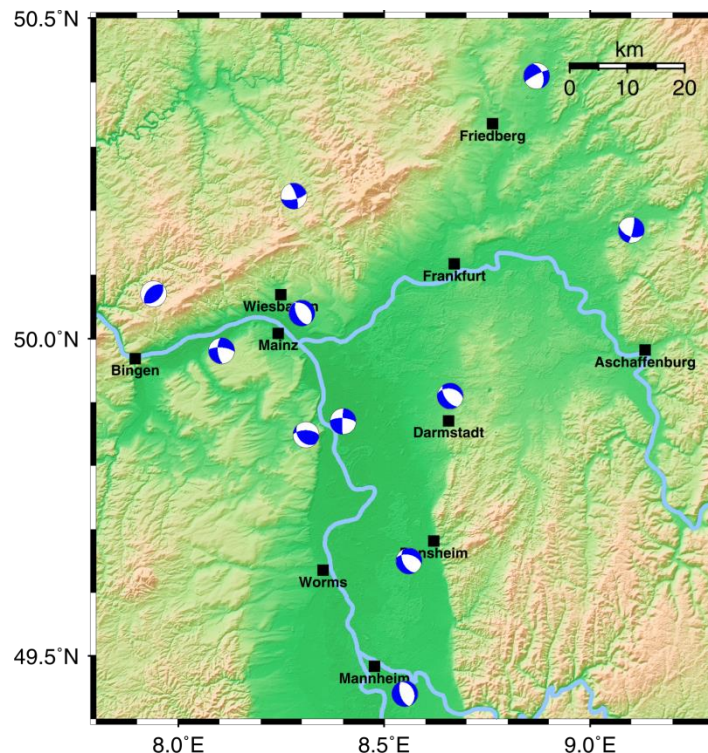


Abb. 2.6: Topographische Karte mit publizierten Herdflächenlösungen (Plenefisch und Bonjer, 1997; Hinzen, 2003) im Gebiet des nördlichen ORG.

Ritter et al. (2009) untersuchten Beben in der Umgebung der Städte Heidelberg und Speyer südlich der Untersuchungsregion dieser Arbeit. Für das Beben bei Speyer wurde eine Hypozentrumstiefe von 20 km bestimmt, währenddessen die Beben bei Heidelberg in geringere Tiefen lokalisiert wurden. Die Herdflächenlösungen der Beben bei Heidelberg zeigen Aufschiebungen, die bei Speyer Abschiebungen. Abschiebungen sind die dominierenden Mechanismen im zentralen Bereich des ORG und basierend auf den wenigen bisherigen Daten wurde angenommen, dass dies auch für den nördlichen Bereich gültig ist. Während im südlichen Bereich des ORG Blattverschiebungen mit NW ausgerichteten subhorizontalen kompressiven Maximalspannungen σ_1 und subhorizontalen NE gerichteten Minimalspannungen σ_3 dominieren, zeigen die bisher registrierten Erdbeben im nördlichen ORG vor allem Abschiebungen als Resultat einer vertikalen kompressiven Maximalspannung σ_1 und einer NE-SW ausgerichteten Minimalspannung σ_3 . Larroque et al. (1987) interpretieren dies als Konsequenz einer nordwärts verlaufenden Abschwächung der alpinen kompressiven Spannung, welche letztendlich in einer Permutation von σ_1 und σ_2 innerhalb des ORG führt, da die vertikale Spannung σ_v größer wird als die maximale horizontale Spannung σ_H . Die tektonischen Spannungen des nördlichen ORG sind bisher trotzdem nur schlecht belegt. Insbesondere die angenommene Dominanz von Beben mit abschiebendem Charakter als Ergebnis einer Permutation von σ_1 und σ_2 basiert nur auf einer geringen Anzahl an Observierungen (weniger als zehn Erdbeben). Eine neuere Spannungsfeldmodellierung des ORG, durchgeführt von Buchmann und Connolly (2007), nimmt an, dass der ORG als sinistrale Blattverschiebung mit einer NNW-SSE gerichteten maximalen horizontalen Hauptspannungsrichtung reaktiviert wurde. Aufgrund fehlender Messdaten und Einschränkungen bei der Modellierung, vor allem im Bereich des nördlichen ORG, kann das Modell nicht verifiziert werden und deshalb den Spannungszustand auf kleinräumiger, lokaler Skala nicht repräsentieren.

2.4 Seismisches Netzwerk im nördlichen Oberrheingraben

Neben der Station TNS (Kleiner Feldberg, Taunus) des deutschen Regionalnetzes GRSN (German Regional Seismic Network) gibt es nur vereinzelte Stationen der geologischen Dienste der Bundesländer Hessen, Rheinland-Pfalz und Baden-Württemberg, die den nördlichen ORG umgeben. Im Gebiet des Grabens selbst gab es vor Beginn dieser Arbeit keine Stationen der staatlichen Dienste (Abb. 2.3). Die Ergebnisse, die innerhalb dieser Arbeit präsentiert werden, beruhen auf Daten von zwei temporären Netzwerken von bis zu 13 Stationen im nördlichen ORG und den angrenzenden Gebieten, die während eines Zeitraums von November 2010 bis Dezember 2014 aufgezeichnet wurden. Die Instrumentierung der Stationen erfolgte im Rahmen des SiMoN Projektes (Seismisches Monitoring im Zusammenhang mit der geothermischen Nutzung des Nördlichen Oberrheingrabens), beginnend im Dezember 2011. Die ursprüngliche Zielsetzung des SiMoN Projektes sollte zu einem verbesserten Verständnis der natürlichen Seismizität im Bereich des nördlichen ORG führen und die Überwachung und Analyse einer möglichen induzierten Seismizität während der verschiedenen Phasen der Projektumsetzung des Geothermieprojektes Trebur der Überlandwerke Groß-Gerau (Bohrung, Reservoirtests, Betrieb) beinhalten. Hierzu sollten zuerst detaillierte Kenntnisse der natürlichen Seismizität gewonnen werden, um Rückschlüsse auf aktive Störungszonen und die damit verbundenen Spannungsverhältnisse im Untergrund zu ziehen. Diese Informationen bilden eine wesentliche Grundlage für die Abschätzung der möglichen induzierten Seismizität. Ergänzend zu einem obligatorischen, von den Bergbehörden geforderten seismischen Monitoring-System, sollte im Rahmen des Projekts schon vor der Ausführung der ersten Tiefbohrung ein gegenüber den vorhandenen Messnetzen wesentlich dichteres und höher auflösendes Monitoring-System installiert werden. Dieses System sollte die Datengrundlage für die Analyse der geologischen, tektonischen und hydraulischen Randbedingungen sowie deren Korrelation mit den grundlegenden Auslösemechanismen der Seismizität liefern. Ein weiteres wichtiges Element innerhalb des Projektes war die Bereitstellung der gewonnenen Daten für die Öffentlichkeit im Internet. Das vom Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit (BMU) und vom Bundesministerium für Wirtschaft und Energie (BMWi) geförderte Projekt wurde von der Goethe Universität Frankfurt im Verbund mit dem Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie über einen Zeitraum von fast 4 Jahren mit Beginn im Oktober 2011 durchgeführt. Aufgrund von Verzögerungen in der Projektumsetzung des Geothermieprojektes Trebur der Überlandwerke Groß-Gerau (ÜWG) konnte jedoch eine mögliche induzierte Seismizität bisher nicht gemessen werden, da mit den Tiefbohrungen noch nicht begonnen wurde. Das Geothermieprojekt Trebur war für die Ausrichtung und Geometrie des seismologischen Netzwerkes im nördlichen ORG von grundlegender Bedeutung. Das Erlaubnisfeld zur Aufsuchung von Erdwärme und Sole Groß-Gerau (schwarz umrandetes Gebiet in Abb. 2.7) erstreckt sich auf einer Gesamtfläche von rund 340 km² und schließt dabei Teile der drei Landkreise Darmstadt-Dieburg, Groß-Gerau und Main-Taunus-Kreis mit ein. Zusätzlich hält die ÜWG ebenfalls die Aufsuchungsrechte am westlich angrenzenden Erlaubnisfeld Trebur (blau umrandetes Gebiet in Abb. 2.7). Dieses Gebiet umfasst weitestgehend die Gemarkungsflächen der Großgemeinde Trebur und hat eine Größe von 78 km².

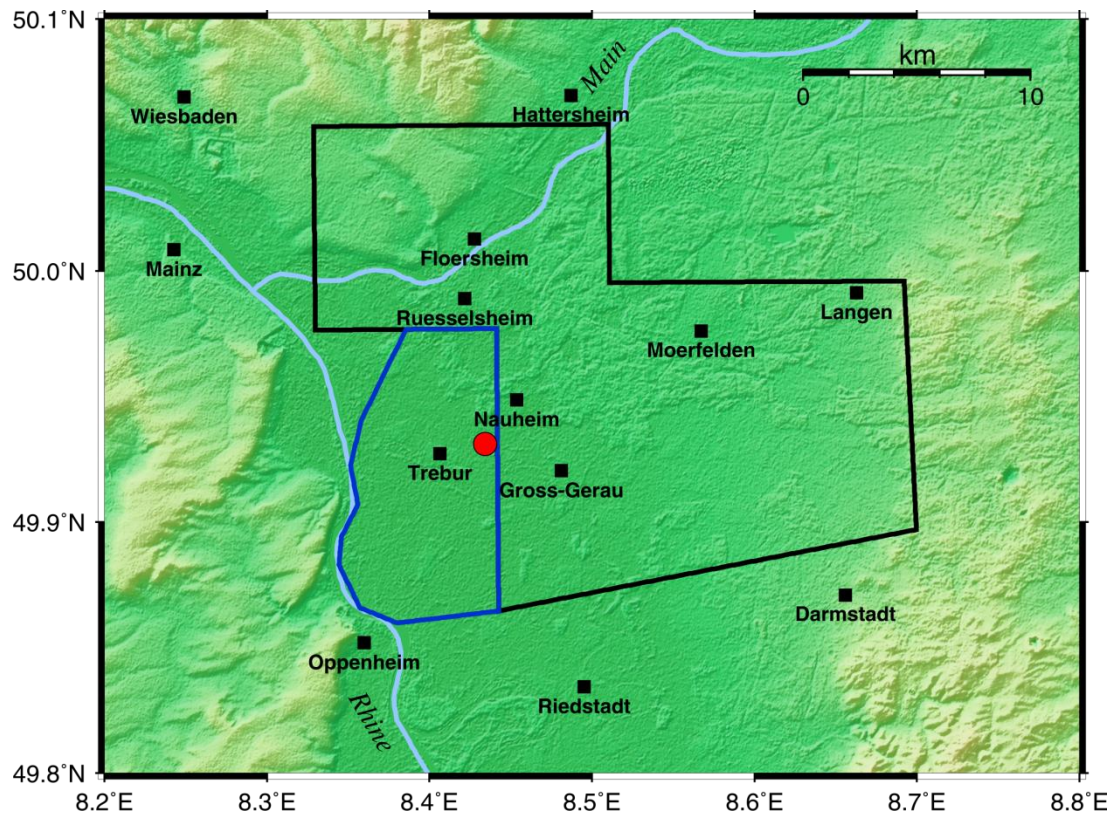


Abb. 2.7: Erlaubnisfelder Groß-Gerau (schwarz) und Trebur (blau) zur Aufsuchung von Erdwärme und Sole. Der Standort des geplanten Geothermiekraftwerkes ist durch die rote Markierung gekennzeichnet.

Innerhalb dieser Felder besitzt die ÜWG das Recht nach dem bergfreien Bodenschatz „Erdwärme“ zu suchen und diesen zu fördern und zu nutzen. Nach einer ausgiebigen 3D-Seismik und gravimetrischen Untersuchungen wurden innerhalb dieses Gebietes sechs potentielle Regionen mit geeigneten Untergrundverhältnissen zur Förderung von Erdwärme ausgewiesen und letztendlich ein Grundstück zum Bau des Kraftwerkes östlich der Gemeinde Trebur erworben (rote Markierung in Abb. 2.7). Das geplante Kraftwerk soll eine Leistung von 3 MW (elektrisch) und 6 MW (thermisch) liefern. Der Kraftwerksstandort befindet sich damit direkt im Zentrum des SiMoN Netzwerkes, welches eine gute Voraussetzung zur Charakterisierung des zukünftigen Reservoirs und zum Monitoring des Projektes liefert.

Vor dem Start des SiMoN Projektes wurde eine Pilotstudie durchgeführt, die Daten von 12 seismischen Stationen im Zeitraum von Oktober 2010 bis September 2011 nutzte. Ziel der Pilotstudie war es, erste Informationen über die lokale Seismizität und vor allem eine Einschätzung der Rauschbedingungen im nördlichen ORG zu erlangen. Der Zeitraum zwischen September 2011 (Ende der Pilotstudie) und Dezember 2011 (Start des SiMoN Netzwerkes) wurde durch kein lokales Netzwerk abgedeckt. Berücksichtigt man beide Projekte (Pilotstudie und SiMoN Netzwerk), so besteht das gesamte Netzwerk aus 21 Stationslokationen (Abb. 2.8), die ein 50 x 60 km² großes Gebiet abdecken, vom Taunus im Norden über das dichtbesiedelte Rhein-Main Gebiet bis hin zum hessischen Ried und dem Odenwald. Die Station GODD war ursprünglich Teil des SiMoN Projektes, bis sie eine Permanentstation des Regionalnetzes des Landes Hessen im Juli 2012 wurde.

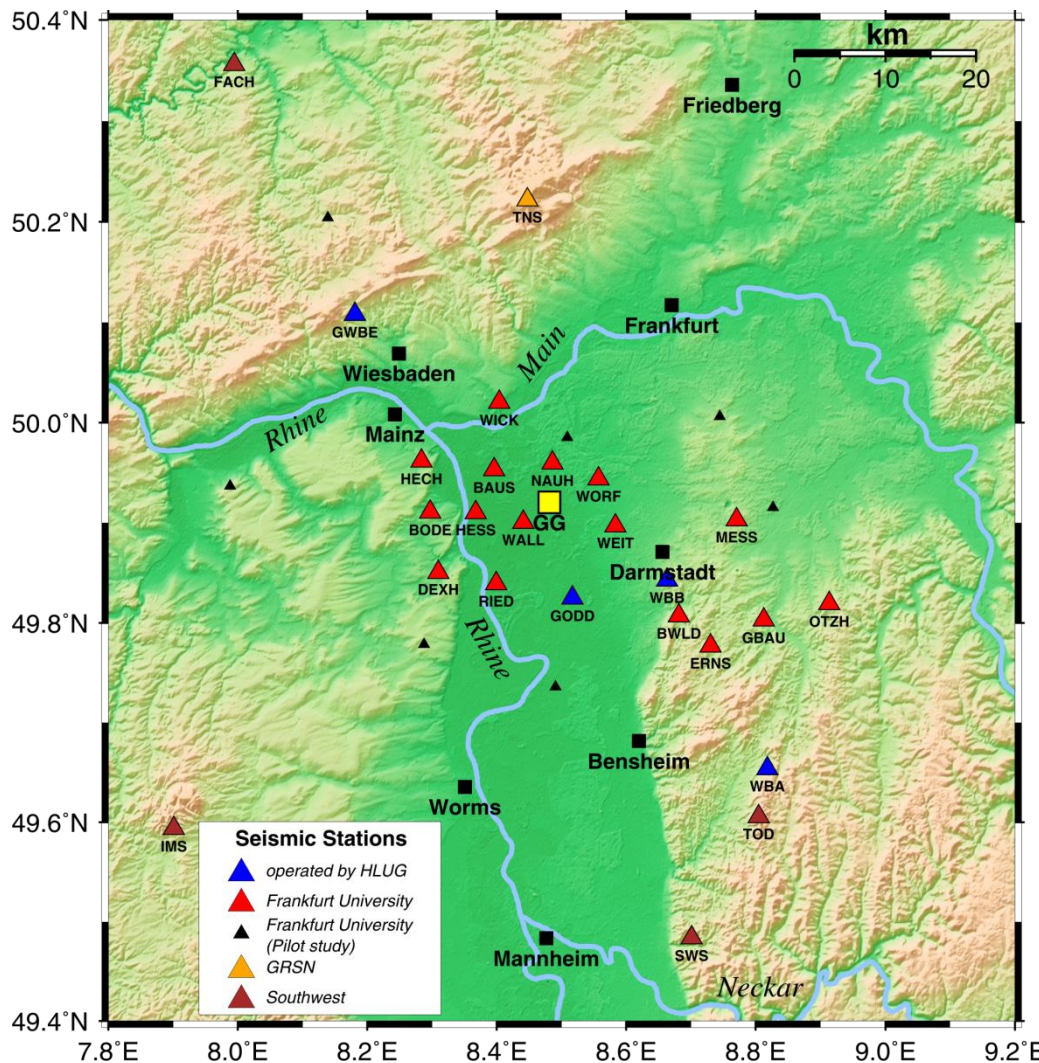


Abb. 2.8: Seismologisches Netzwerk im Bereich des nördlichen ORG von November 2010 – Dezember 2014 (rote Dreiecke: SiMoN Messstationen; orangenes Dreieck: GRSN Station TNS; kleine schwarze Dreiecke: Messstationen der Pilotstudie; blaue Dreiecke: Permanentstationen des HUG; braune Dreiecke: Stationen des Erdbebendienstes Südwest; gelbes Quadrat: Groß-Gerau).

Die Stationen des SiMoN Projektes sind mit Breitbandsensoren (Trillium Compact) und Taurus Datenloggern der Firma Nanometrics, Inc. ausgestattet (Abb. 2.9). Die Abtastrate beträgt 100 Hz. Die Stationen der Pilotstudie (Abb. 2.10) waren mit Mark L-4C-3D Sensoren und EDL Datenloggern bestückt, die Registrierungen wurden mit einer Abtastrate von 200 Hz durchgeführt. Beim Mark L-4C-3D Seismometer handelt es sich im Gegensatz zu den Breitbandsensoren des SiMoN Projektes um einen kurzperiodischen 3-Komponenten-Sensor mit einer Eigenfrequenz von 1 Hz. Die Messstationen bestehen neben Sensor und Datenlogger zusätzlich noch aus einer GPS-Installation, um eine exakte Synchronisation mit anderen Messstationen zu gewährleisten und einem 12 V, 65 Ah Akkumulator zur Stromversorgung, der über ein Ladegerät mit dem örtlichen Stromnetz verbunden ist. Um eine gute Ankopplung und eine gewisse Sicherheit der Geräte vor Diebstahl, etc. zu gewährleisten, wurden die Stationen auf festem Untergrund in Gebäuden installiert. Dabei wurde darauf geachtet mögliche Störsignale so gering wie möglich zu halten. Die Wahl eines geeigneten Standorts für die Messung der Bodenbewegung ist von großer Bedeutung, um etwaige Störeinflüsse zu minimieren und eine möglichst exakte Messung zu gewährleisten.

Bei der Standortwahl sollten die folgenden Faktoren berücksichtigt werden: Temperatur- und Luftdruckschwankungen, Magnetfelder, Luftbewegungen im Gehäuse und anthropogene Einflüsse wie Verkehr oder Frequentierung des Messraumes. Temperatur und Luftdruck sollten über den Messzeitraum konstant sein. Dies konnte durch die Installation der Stationen in Gebäuden und unter einem Isolierungsgehäuse gewährleistet werden. Das Seismometergehäuse sollte evakuiert sein, um den Effekt der Brownschen Wärmebewegung der seismischen Masse zu minimieren. Im Idealfall sollte der Sensor vor magnetischen Feldern abgeschirmt werden. In kritischen Fällen (z.B. bei einer Installation in einem Stromcontainer mit Starkstrom wie bei den Stationen WALL und HESS) wurde der Sensor mit einer schützenden Abschirmung versehen. Um mögliche Störsignale so gering wie möglich zu halten, wurden abgelegene Standorte zur Installation der Messgeräte ausgesucht. Während der Pilotstudie wurden die aufgezeichneten Wellenformdaten alle vier Wochen während einer Wartung der Stationen ausgelesen. Innerhalb des SiMoN Projektes wurde dann eine Datenanbindung der Stationen per UMTS über einen Seedlink-Server zum Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie in Wiesbaden hergestellt. Somit konnte eine zeitnahe Auswertung der Daten erfolgen. Tab. A1.1 in Anhang A1 enthält Angaben zu den in dieser Arbeit verwendeten Stationen (Breiten-, Längengrad und Höhe). Die Aufzeichnungszeiträume der Stationen und die verwendeten Geräte (Sensor, Datenlogger und verwendete Abtastrate) sind in Tabelle A1.2 angegeben. Die Daten der Pilotstudie wurden im GEOFON-Datenarchiv des GFZ in Potsdam im Miniseed-Format gespeichert, wo sie per breqfast-Anfrage angefordert werden können. Die Wellenformdaten des SiMoN Projektes wurden und werden an der Goethe Universität Frankfurt gespeichert, ebenfalls im Miniseed-Format.

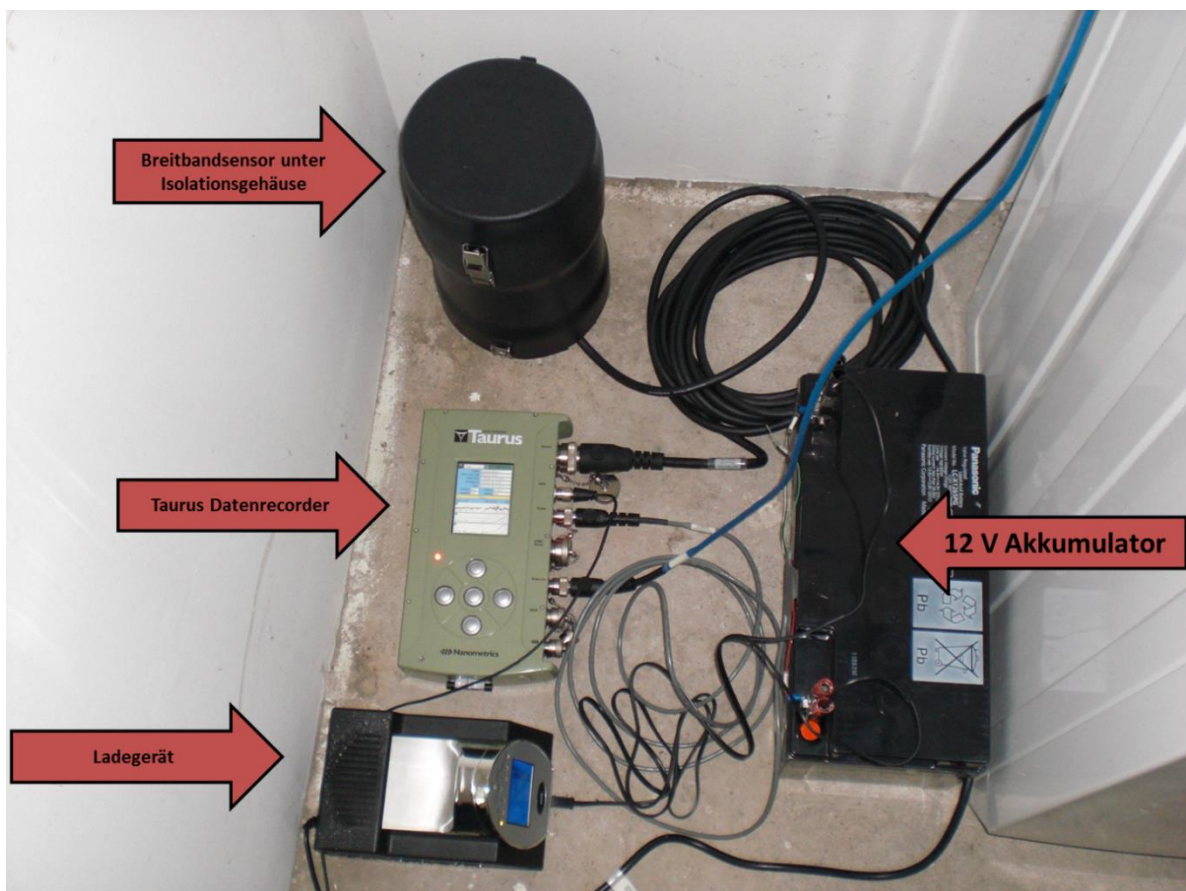


Abb. 2.9: Typischer Aufbau einer Messstation des SiMoN Projektes (Kracht und Homuth, 2013).

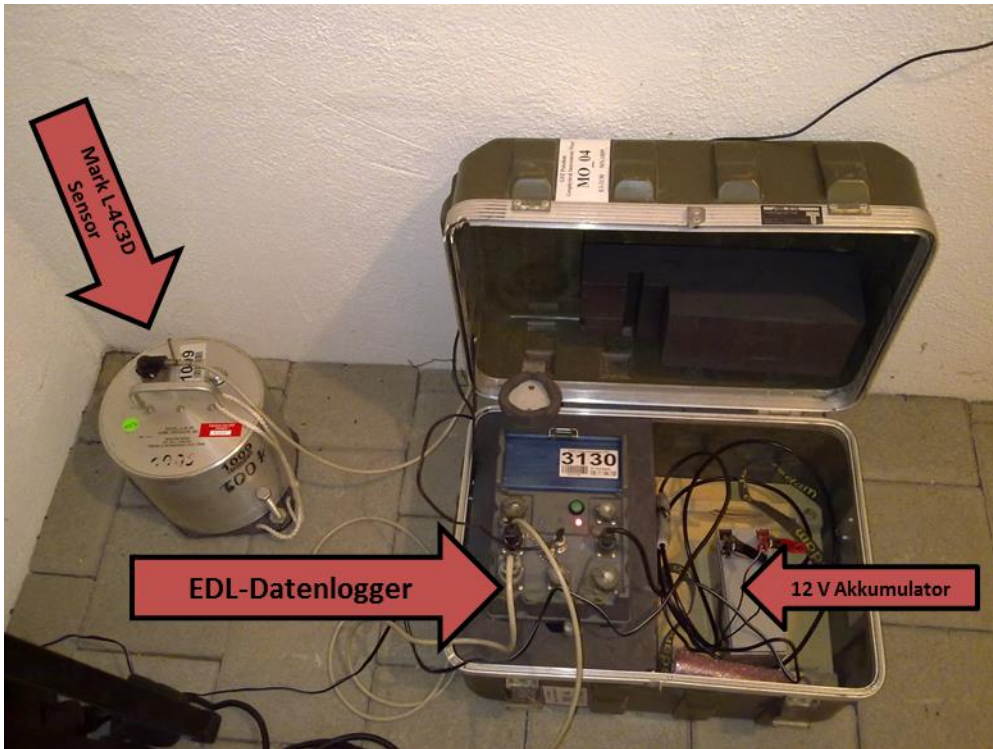


Abb. 2.10: Typischer Aufbau einer Messstation der Pilotstudie (Homuth et al., 2014b).

Kapitel 3

3. Untersuchung der Rauschbedingungen im nördlichen Oberrheingraben

Im Hinblick auf das seismische Monitoring von geothermischen Kraftwerken, die um ökonomisch erfolgreich zu sein immer mehr in dicht besiedelten Gebieten gebaut werden, ist die Charakterisierung der seismischen Rauschbedingungen von großer Bedeutung (Giardini, 2009; Groos & Ritter, 2010), um Überwachungsnetzwerke zu optimieren, aber auch, um Reservoireigenschaften zu charakterisieren. Gleichzeitig können diese Rauschmessungen wichtige Informationen zu einer seismischen Gefährdungsanalyse liefern, die in Zeiten von Ausweitung urbaner Gebiete, insbesondere in immer nähere Entfernung zu großen Hauptstörungen, von sozialer und ökonomischer Bedeutung sind (Groos, 2010). Aus diesen Gründen nimmt die Anzahl an passiven seismischen Messungen in urbanen Räumen stetig zu (z.B. Milana et al., 1996; Scherbaum et al., 2003; Fäh et al., 2008; Groos, 2010). Die Zusammensetzung des seismischen Rauschens in urbanen Gebieten ist eine komplexe Überlagerung von anthropogenen (z.B. Verkehr, Industrie, Landwirtschaft) und natürlichen (z.B. Wind, Meereseismik) Signalen (Groos & Ritter, 2009). Die starken zeitlichen und räumlichen Variationen des urbanen seismischen Rauschens sind ebenfalls für alle Analysen der natürlichen Seismizität und zur Überwachung induzierter Mikrobeben wichtig, da die Qualität der Auswertungen von den Rauschverhältnissen abhängig ist. Daher ist eine gute Charakterisierung dieser Rauschbedingungen an jeder einzelnen Messstation notwendig und wird mittlerweile in vielen Empfehlungen und Vorschriften gefordert (Baisch et al., 2012; Bonnefoy-Claudet et al., 2006).

In diesem Kapitel wird eine detaillierte Analyse der Rauschbedingungen im nördlichen ORG gegeben, die ebenfalls das Verständnis urbanen seismischen Rauschens verbessern sollte. Die Messungen innerhalb des SiMoN Projektes geben die seltene Gelegenheit die Rauschbedingungen über einen langen Zeitraum (3 Jahre), ein breites Frequenzspektrum (0.008-50 Hz bzw. 100 Hz), verschiedene geologische Untergründe und durch Auswertung von Bohrlochmessungen über laterale und vertikale Variationen hin zu charakterisieren. In Abschnitt 3.1 werden die Frequenzspektren der vertikalen Komponenten der einzelnen Stationsstandorte beschrieben und mit dem Rauschmodell nach Peterson (1993), welches die aktuell als Standard akzeptierten Grenzmaße für das seismische Rauschen an einer akzeptablen seismischen Station repräsentiert, verglichen. Auch zeitliche Unterschiede in den Rauschbedingungen zwischen Arbeitstagen, Wochenenden, tagsüber und nachts, werden aufgezeigt und diskutiert. Die Messstationen werden in Abschnitt 3.2 ebenfalls nach den Empfehlungen der Arbeitsgruppe „Induzierte Seismizität“ des Forschungskollegiums Physik der Erde (Baisch et al., 2012) begutachtet und bewertet. Ausgehend von den bestimmten Amplitudenwerten des seismischen Rauschens werden das Auflösungsvermögen und die theoretischen detektierbaren Minimalmagnituden des SiMoN Netzwerkes in Abschnitt 3.3 diskutiert. Im abschließenden Abschnitt 3.4 werden die lateralen und vertikalen Variationen der Rauschbedingungen anhand von Bohrlochmessungen im nördlichen ORG dargestellt und die Verbesserung der Detektion von Mikrobeben mittels Bohrlochmessungen in einer urbanen Gegend aufgezeigt.

3.1 Spektrale Eigenschaften des seismischen Rauschens im nördlichen Oberrheingraben

Zur Untersuchung der Eignung der Stationsstandorte zur Durchführung von seismologischen Messungen wurden Spektren der lokalen Bodenunruhe (Rauschspektren) der verschiedenen Stationsstandorte über einen längeren Zeitraum (mindestens 6 Monate) erstellt, um den Einfluss saisonaler Effekte zu minimieren. Die Erstellung der Rauschspektren erfolgte in SeisAn (Havskov und Ottemöller, 1999) unter Verwendung des Unterprogrammes SPEC, welches das Rauschspektrum als Energiespektraldichte (power spectral density) in dB (Dezibel, in Bezug auf die Beschleunigung in $(\text{m/s}^2)^2/\text{Hz}$) aus den Rohdaten berechnet. Dabei wird die Methode von Cooley und Tukey (1965) zur Berechnung der Energiespektraldichte über eine finite schnelle Fourier-Transformation der Rohdaten angewendet. Die finite Fourier-Transformierte einer periodischen Zeitreihe $y(t)$ ist gegeben als

$$Y(f, T_r) = \int_0^{T_r} y(t) e^{-i2\pi f t} dt, \quad (3.1)$$

wobei T_r die Länge des Zeitreihensegmentes und f die Frequenz ist. Für diskrete Frequenzwerte (f_k) sind die Fourierkomponenten definiert als

$$Y_k = \frac{Y(f_k, T_r)}{\Delta t}, \quad (3.2)$$

mit $f_k = k/N\Delta t$ für $k = 1, 2, \dots, N-1$, Δt als Abtastrate und $N = T_r/\Delta t$ als Anzahl der Datenpunkte in jedem Zeitreihensegment. Unter Verwendung dieser Fourierkomponenten kann die Energiespektraldichte wie folgt bestimmt werden (McNamara und Buland, 2004):

$$P_k = \frac{2\Delta t}{N} |Y_k|^2. \quad (3.3)$$

Die Energiespektraldichte ist daher das Quadrat des Amplitudenspektrums unter Berücksichtigung des Normalisierungsfaktors $2\Delta t/N$. Die Anwendung dieser Normalisierung ist wichtig, um die berechneten Energiespektraldichten mit dem Rauschmodell nach Peterson (1993) vergleichen zu können.

Bei der Auswahl der Rohdaten sollte darauf geachtet werden, dass in den untersuchten Zeiträumen keine Erdbeben enthalten sind, da dies die Ergebnisse deutlich verfälschen kann. Es wurden insgesamt für alle Stationen der Pilotstudie, des SiMoN Netzwerkes und der GRSN-Station TNS bis zu 300 verschiedene Zeitfenster einer Länge von 140 s über einen Zeitraum von mindestens 6 Monaten ausgewertet. Dabei konnte festgestellt werden, dass alle Spektren der Stationen unterhalb des New Global High Noise Models (NHNM) nach Peterson (1993) liegen, bzw. dieses bei einigen Stationen nur im Frequenzbereich von 1-5 Hz leicht überschritten wird (Abb. 3.1 und 3.2). Ebenfalls auffällig ist, dass die Stationen im ORG auf den Sedimenten deutlich höhere Rauschwerte aufzeigen als die Stationen mit felsigem Untergrund. Im Vergleich zur Station TNS, die allgemein als sehr gute Station angesehen wird (Bormann et al., 1997), können ebenfalls nur die Stationen mit felsigem Untergrund ähnliche Werte erzielen. Bei allen Stationen ist ein deutlicher Anstieg ab 1 Hz zu beobachten, der u.a. mit anthropogenen Einflüssen (Auto-, Flug- und Zugverkehr) in

Verbindung gebracht werden kann. Die Stationen mit hohen Rauschbedingungen erreichen ab etwa 10 Hz ein Maximum und verbleiben mehr oder weniger auf diesem Niveau, die ruhigeren Standorte (Ausnahme TNS) zeigen auch bei Frequenzen über 10 Hz ansteigende Tendenzen. Bei 2,1 Hz und 2,8 Hz sind zwei deutliche Spitzen (Peaks) in den Spektren zu erkennen, die mit der Verwendung von Generatoren und industriellen Maschinen erklärt werden können (Bokelmann und Baisch, 1999; Groos, 2010). Im Frequenzbereich von 1 Hz bis 50 Hz sind weitere Spitzen in den Spektren zu erkennen, die auf sinusförmige seismische Wellen, höchstwahrscheinlich hervorgerufen durch rotierende Maschinen mit eng begrenzten Frequenzbereichen, zurückzuführen sind. Dies können beispielsweise elektrische Motoren und Getriebe (Antriebe) von Industriemaschinen (Bokelmann und Baisch, 1999; Groos, 2010) oder Stromgeneratoren und Gebäudetechnik (Coward et al., 2005) sein. Die bekanntesten dieser sinusförmigen Signale treten im Frequenzbereich um 12,5 Hz (8-polige Motoren), 16,7 Hz (6-polig), 25 Hz (4-polig) und 50 Hz (2-polig; Netzstromfrequenz) auf. Das 16,7 Hz-Signal kann besonders an Messstationen in der Nähe von Bahnstrecken beobachtet werden, da der Zugverkehr in Deutschland mit einer um den Faktor 3 verringerten Netzstromfrequenz betrieben wird. Im Frequenzbereich unterhalb von 1 Hz nimmt die Dominanz der anthropogenen Einflüsse auf die Rauschbedingungen ab und der Einfluss natürlicher seismischer Störquellen nimmt mit abnehmender Frequenz immer mehr zu. Zu den wichtigsten Störquellen gehören dabei im Frequenzbereich von 0,1 bis 1 Hz seismische Wellen hervorgerufen durch Wind und windinduzierte Oszillationen von Gebäuden (Ward und Crawford, 1966; Withers et al., 1996; Ritter und Groos, 2007), als auch die Meereseismik (Bonney-Claudet et al., 2006). Die Meereseismik kann im Rauschspektrum besonders anhand von zwei ausgeprägten Spitzen erkannt werden. Dies sind der sogenannte „single-frequency peak“ im Periodenbereich von $T = 10-16$ s und der „double-frequency peak“ im Bereich von $T = 4-8$ s. Ersterer wird durch die Konvertierung von ozeanischer Wellenenergie in seismische Energie in flachen Küstenbereichen hervorgerufen (Hasselmann, 1963), die zweite Spitze im Spektrum entsteht durch die Superposition ozeanischer Wellen gleicher Periode, aber unterschiedlicher Ausbreitungsrichtung, welche zur Entstehung von Gravitationswellen führen (Longuet-Higgins, 1950).

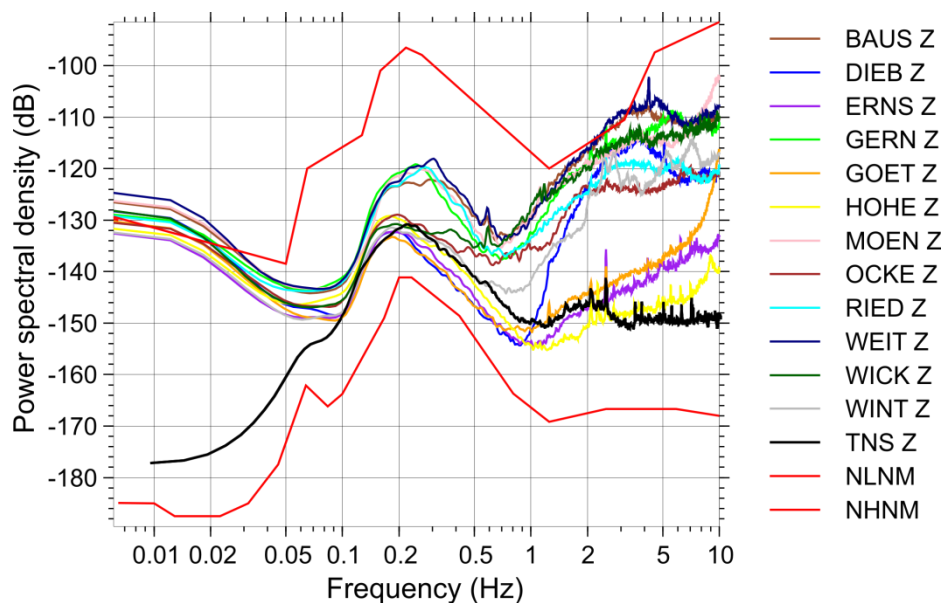


Abb. 3.1: Rauschspektren der Vertikalkomponenten der Stationen der Pilotstudie und der GRSN Station TNS zusammen mit dem New Global High / Low Noise Model (NHNM / NLNM) nach Peterson, 1993 (Homuth et al., 2014b).

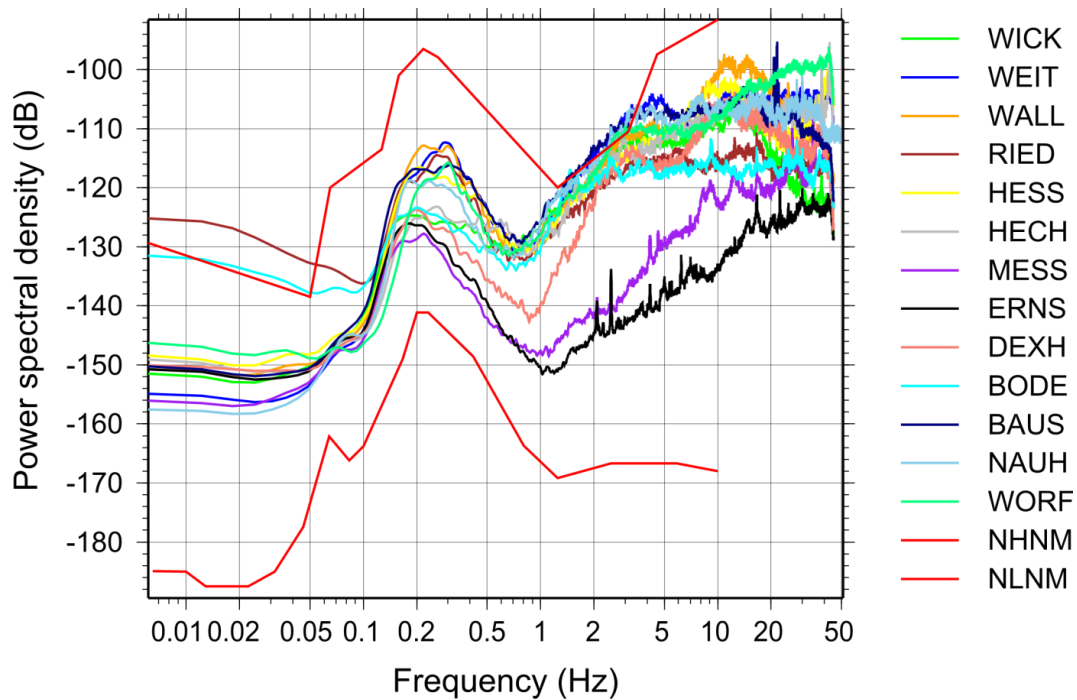


Abb. 3.2: Rauschspektren der Vertikalkomponenten der SiMoN Stationen zusammen mit dem New Global High / Low Noise Model (NHNM / NLNM) nach Peterson (1993).

Für die SiMoN Stationen wurde diese Berechnung ebenfalls mit dem Programm PQLX (McNamara und Buland, 2004) für den Zeitraum eines gesamten Jahres (2013) durchgeführt. Ein großer Vorteil der Berechnung der Spektraldichtefunktionen in PQLX gegenüber der Berechnung mit SeisAn ist, dass eine ausführliche statistische Untersuchung Teil des Programmpaketes ist und diese statistischen Werte einen Vergleich der einzelnen Stationsstandorte erleichtert und für weitergehende Untersuchungen, wie z.B. für die Bestimmung von Detektionsschwellen an einzelnen Stationsstandorten (siehe Kapitel 3.3), verwendet werden können. Außerdem gibt es bei der Verwendung von PQLX keine Einschränkung in Hinblick auf die Anzahl an untersuchten Zeitfenstern. Beim SPEC-Programm des SeisAn-Softwarepaketes ist dies auf 300 Zeitfenster beschränkt. PQLX ist das Standard-Softwarepaket mit dem die Evaluierung der Leistung seismischer Stationen beim USGS (United States Geological Survey) und die Qualität von Messdaten der GSN (Global Seismographic Network) Stationen bewertet werden. Als Bezugsmodell wird hier ebenfalls das Rauschmodell (NHNM/NLNM) nach Peterson (1993) verwendet. In Abbildung 3.3 ist ein Beispiel für die SiMoN Station HESS gezeigt. In die Datenauswertung ging der Zeitraum vom 23. Januar 2013 bis 31. Dezember 2013 ein. Insgesamt beruht die Berechnung der statistischen Werte in diesem Beispiel auf 4648 unabhängigen Energiedichtespektren. Dieses Beispiel zeigt sehr gut, dass die Rauschbedingungen an einer Messstation ständigen Fluktuationen unterliegen, über einen längeren Zeitraum jedoch bestimmte Rauschniveaus vermehrt auftreten (blaue und grüne Bereiche in Abb. 3.3, die Farbkodierung gibt die Auftretenswahrscheinlichkeit an) und somit eine gefestigte Mittelwertbildung ermöglichen. Diese gemittelten Spektraldichtefunktionen sind für alle SiMoN Stationen in Abb. 3.4 dargestellt. Im Vergleich zur Auswertung mit SeisAn erkennt man teilweise leicht erhöhte Rauschlevel im Frequenzbereich von 1-5 Hz, die vorher erkannten Tendenzen sind jedoch übereinstimmend. Für den Frequenzbereich von 5-30 Hz wurden mittlere Rauschwerte bestimmt (Tab. 3.1), die in die Beurteilung der Messstationen

und in weitere Betrachtungen über das Auflösungsvermögen des Netzwerkes in Kapitel 3.3 eingehen.

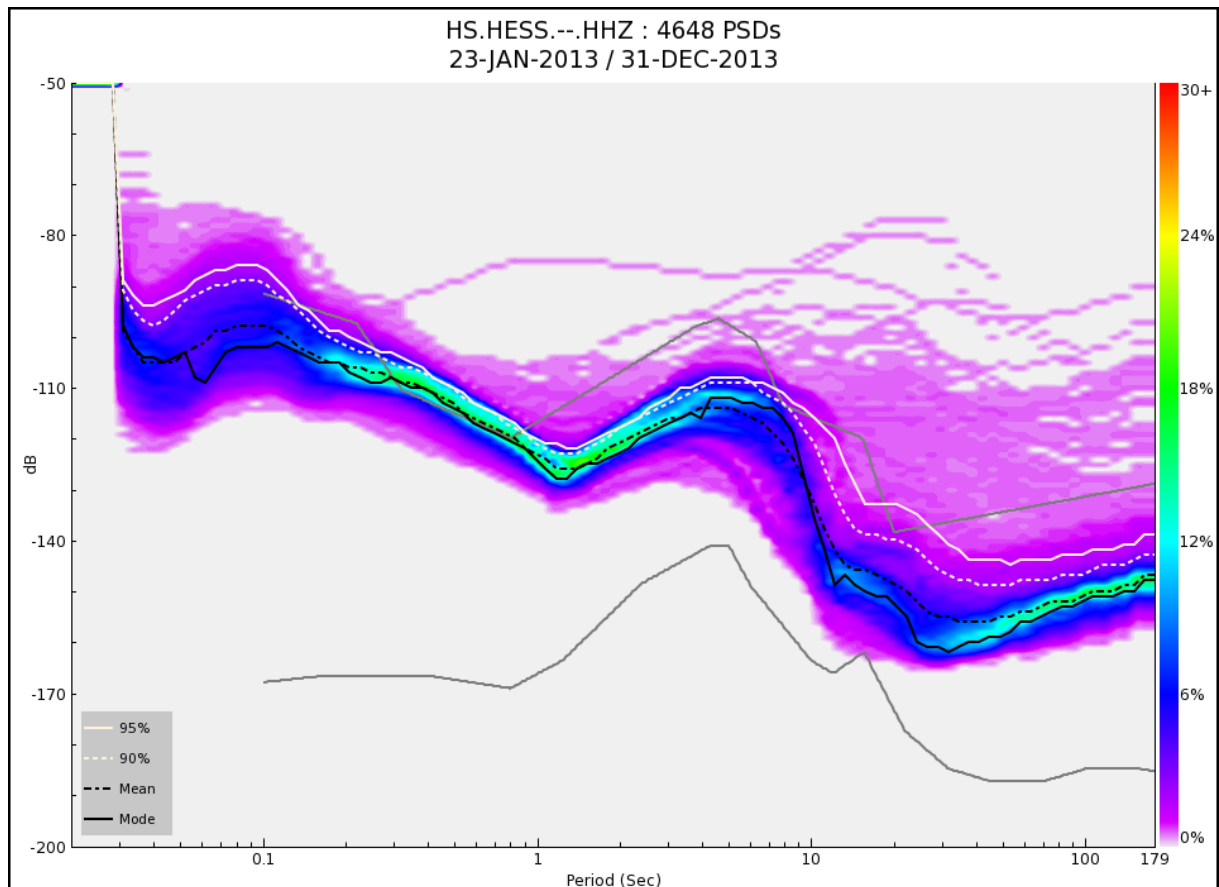


Abb. 3.3: Spektraldichtefunktion erstellt aus 4648 Energiespektraldichten der Vertikal-komponente der Station HESS im Zeitraum vom 23. Januar bis zum 31. Dezember 2013 mit PQLX. Die Farbskala entspricht der Auftretenswahrscheinlichkeit. Graue Linien entsprechen dem Rauschmodell nach Peterson (1993), weiße und schwarze Linien geben verschiedene Quantile (95%, 90% und 50%) wieder.

Tab. 3.1: Mittlere Rauschwerte in dB im Frequenzbereich von 5-30 Hz.

Station	Mittlerer Rauschwert (dB)
ERNS	-122.96 ± 5.30
BAUS	-100.52 ± 1.31
BODE	-111.83 ± 0.64
HESS	-101.78 ± 2.80
MESS	-118.61 ± 4.62
DEXH	-107.04 ± 2.71
HECH	-104.74 ± 3.08
RIED	-112.39 ± 0.97
WALL	-100.91 ± 3.49
WEIT	-102.91 ± 1.91
NAUH	-100.17 ± 1.76
WICK	-104.74 ± 3.72
WORF	-103.83 ± 3.09

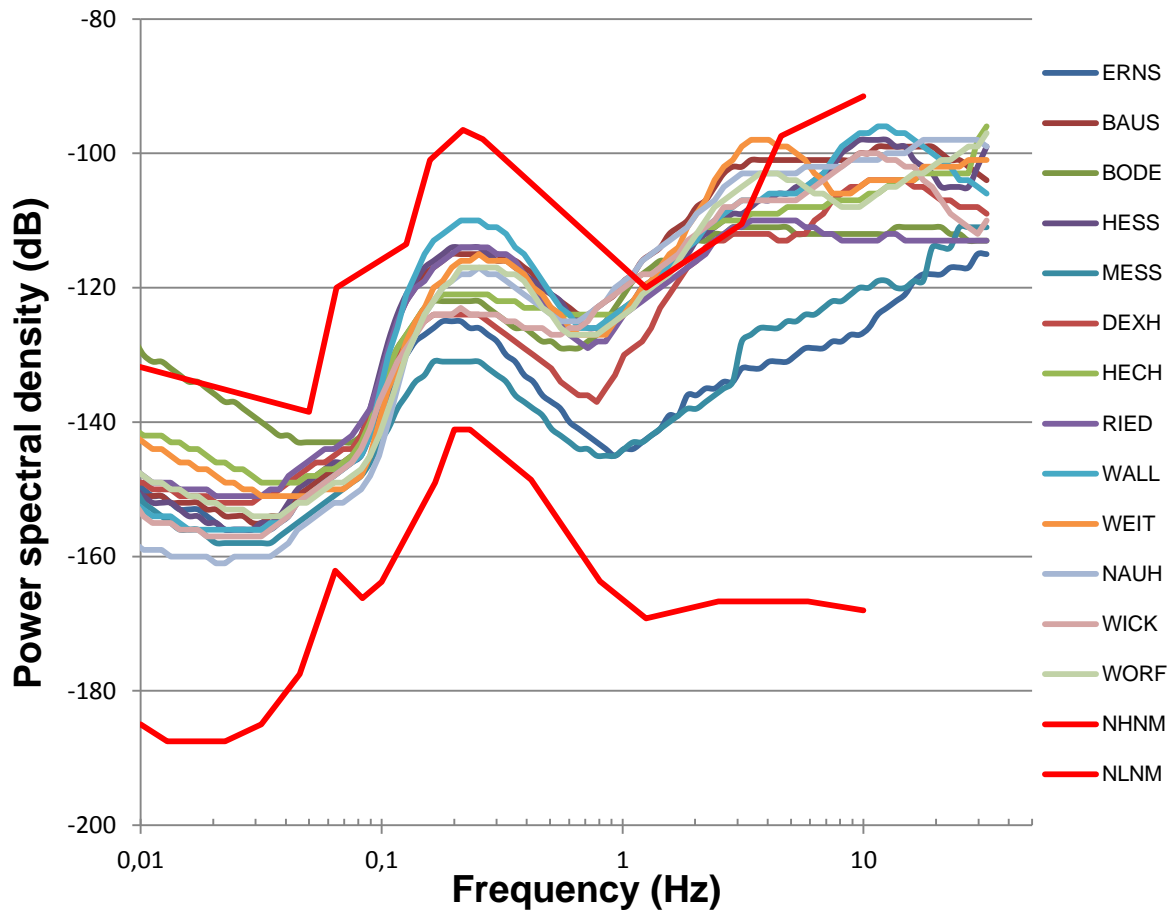
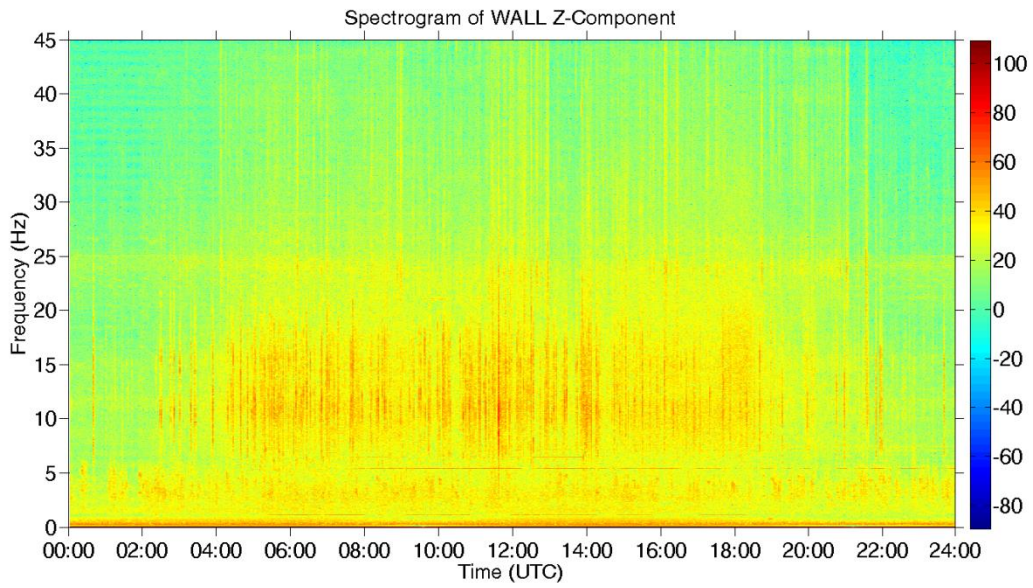
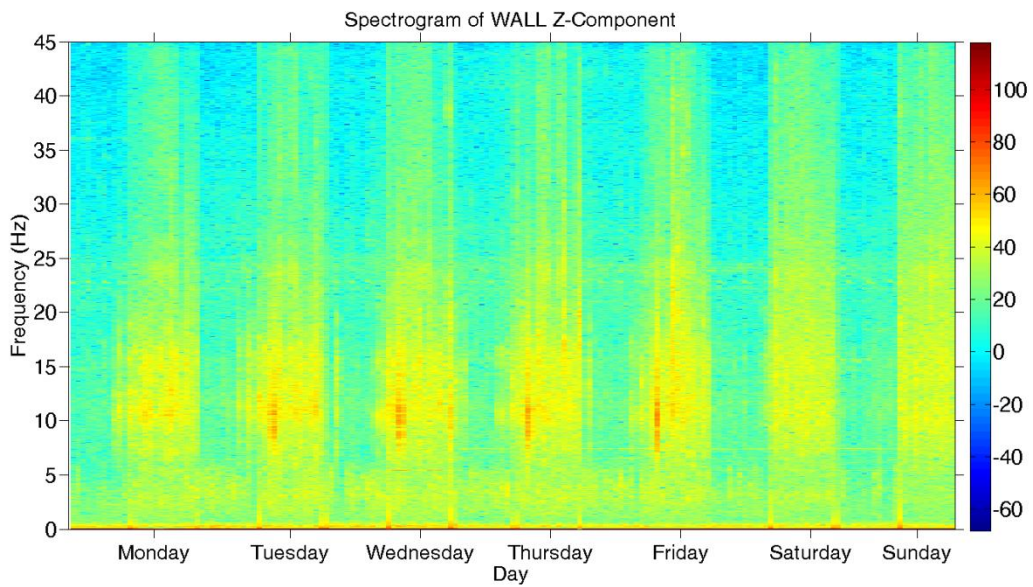


Abb. 3.4: Mittlere Rauschspektren der SiMoN Stationen berechnet mit dem Programm PQLX zusammen mit dem New Global High / Low Noise Model (NHNM / NLNM) nach Peterson (1993).

Ein Tages- bzw. Wochenspektrogramm der vertikalen Bodengeschwindigkeit in Abb. 3.5 zeigt ein regelmäßig auftretendes Muster von hohen Rauschwerten während des Tages und geringeren Rauschwerten während der Nacht. Als Beispiel dient hier die Station WALL im Zentrum des SiMoN Netzwerkes. Im Frequenzbereich von 1-20 Hz ist der Unterschied von Tag und Nacht im Mittel 10 dB. Dabei sind die ruhigeren Phasen während der Nacht mit ca. 4 Stunden deutlich kürzer als die Phasen mit höheren Rauschbedingungen tagsüber von bis zu ca. 20 Stunden. Dies zeigt erneut den starken Einfluss menschlicher Aktivitäten auf das seismische Rauschen in urbanen Regionen im für die lokale Seismizität besonders wichtigen Frequenzbereich von 1-20 Hz. Dieser Unterschied von Rauschbedingungen während des Tages und während der Nacht kann ebenfalls in den Spektraldichtefunktionen (Abb. 3.6) beobachtet werden. Neben diesem täglichen Muster, kann ebenfalls ein wöchentliches Muster erkannt werden (Abb. 3.5b). Dabei zeigen Werktage deutlich höhere Rauschbedingungen auf, als dies an Wochenenden beobachtet werden kann. Auch hier machen sich entsprechend die anthropogenen Einflüsse bemerkbar.



a)



b)

Abb. 3.5: a) Spektrogramm des seismischen Rauschens an der Station WALL an einem Werktag (15.05.2013). b) Spektrogramm des seismischen Rauschens an der Station WALL während einer gesamten Woche (13.-19.05.2013). Die Farbskala ist in dB angegeben.

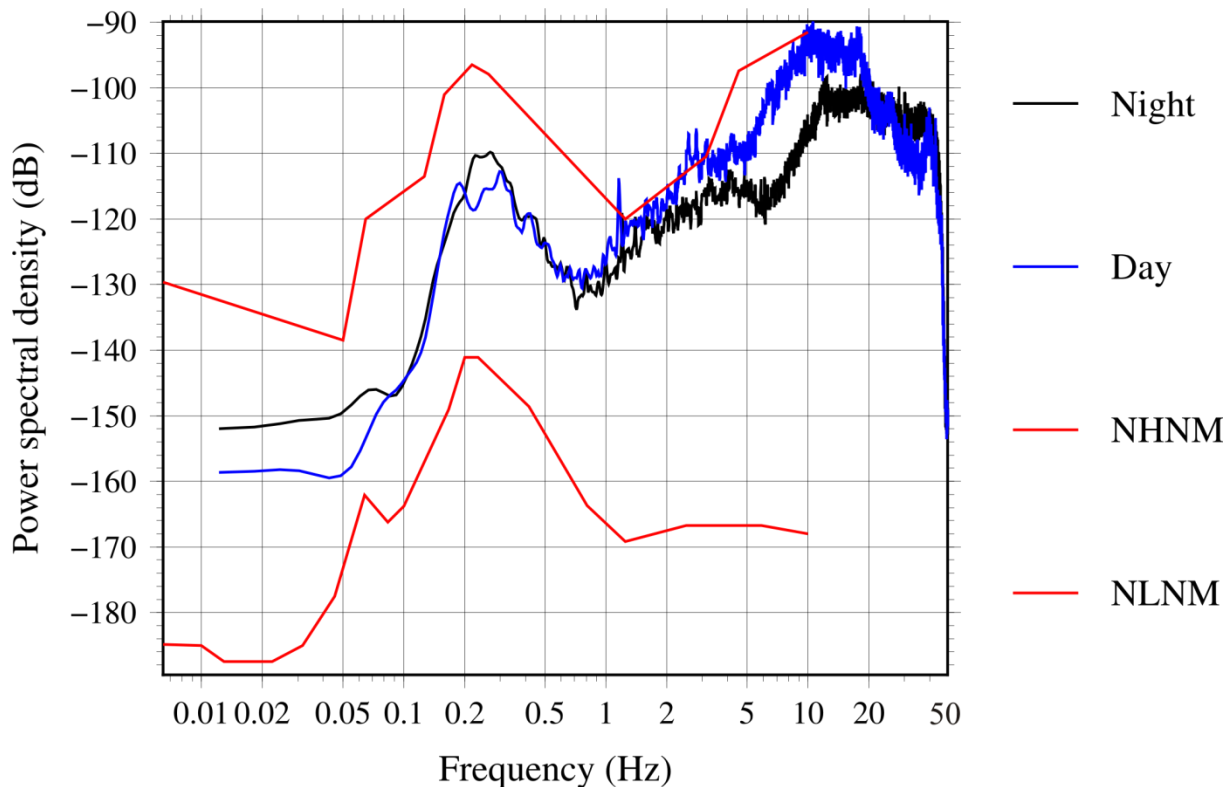


Abb. 3.6: Vergleich des Rauschspektrums der Station WALL tagsüber (blau) und nachts (schwarz).

Wie wichtig eine Untersuchung der lokalen Rauschbedingungen an einem Standort ist verdeutlicht eine spektrale Analyse, die für eine Wellenformdatei mit einer Länge von einer Stunde (Vertikalkomponente) für mehrere Stationen in MATLAB durchgeführt wurde, die das Erdbeben vom 14.02.2011 bei Nassau plus ein Nachbeben beinhaltet. Es wurde dabei ein Spektrogramm (Spektraldichte in Abhängigkeit der Frequenz) erstellt. Die Station HOHE, laut Rauschspektrum die beste Station der Pilotstudie, kann beide Erdbeben sehr gut auflösen und sie sind deutlich im Spektrogramm zu erkennen (Abb. 3.7a). Bei der Station MOEN (Abb. 3.7b) ist dies nicht der Fall. Hier zeigte bereits das Rauschspektrum deutlich höhere Werte auf und auch im Spektrogramm ist es schwierig die Erdbeben zu erkennen. Lediglich das Hauptbeben ($M_L = 4,4$) ist annähernd zu erkennen, das Nachbeben ($M_L = 2,9$) ist nicht zu sehen. Bei diesen Signalen handelte es sich immerhin um zwei der stärksten im Aufzeichnungszeitraum lokalisierten Erdbeben. Erdbeben geringerer Magnitude waren an dieser Station noch schwieriger zu detektieren. Damit ist der Stationsstandort MOEN nicht geeignet für seismische Messungen und wurde bereits im SiMoN Projekt nicht wieder verwendet. Im Vergleich dazu sind die beiden Erdbeben im Spektrogramm der GRSN Station TNS ganz eindeutig zu erkennen (Abb. 3.7c). Wie bereits im Rauschspektrum zu sehen, ist das Hintergrundrauschen hier aufgrund der Abgeschiedenheit der Station deutlich geringer als bei der „besten“ Pilotstudie-Station HOHE. Bei den beiden Spektrogrammen der Pilotstudien-Stationen ist zusätzlich bei 50 Hz ein eindeutiges Signal zu erkennen. Dies sind die Auswirkungen des lokalen Stromnetzes aufgrund der Verwendung eines Netzgerätes.

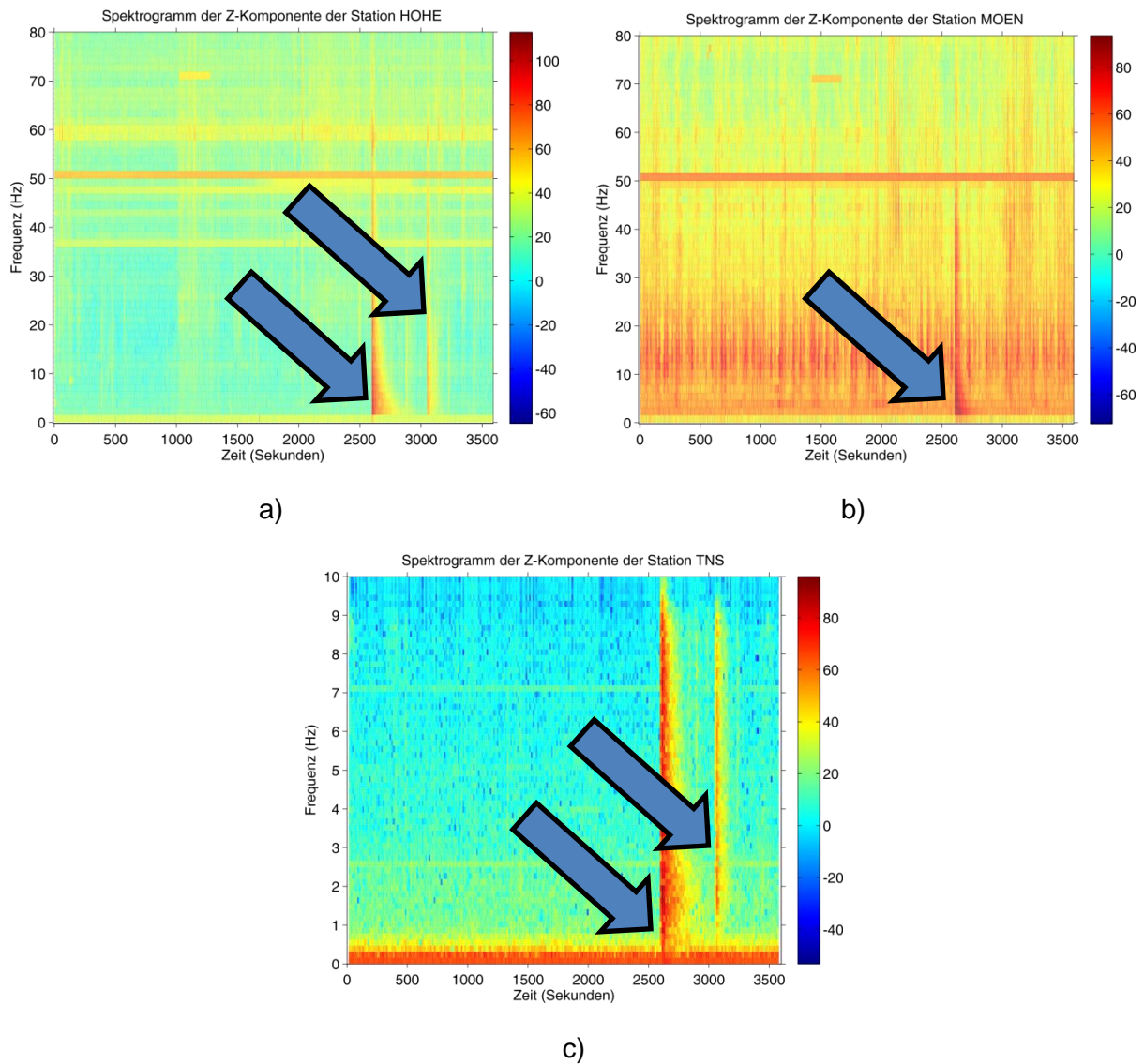


Abb. 3.7: **a)** Spektrogramm der Station HOHE, **b)** MOEN und **c)** TNS für den Zeitraum von 12.00 Uhr bis 13.00 Uhr am 14.02.2011. Die Farbskala ist in dB angegeben. Die Pfeile weisen auf die aufgezeichneten Erdbeben um 12.43 Uhr und 12.50 Uhr hin.

3.2 Überprüfung der Eignung der Standorte zur Überwachung induzierter Seismizität

Die Stationen wurden ebenfalls nach den im Positionspapier „Empfehlungen zur Überwachung induzierter Seismizität“ des FKPE (Baisch et al., 2012) genannten Kriterien beurteilt. In diesem Positionspapier werden zur Beurteilung einer seismischen Station I95 Amplitudenwerte verwendet. Dabei handelt es sich um Amplitudenwerte der Bodengeschwindigkeit, wobei 95 % aller gemessenen Amplitudenwerte in einem bestimmten Zeitfenster, welches nur das Hintergrundrauschen an einer Messstation enthält, unter einem Wert von $2 \mu\text{m/s}$ liegen müssen, um eine ausreichende Überwachung (alle Ereignisse mit $M_L \geq 1,0$ sollten erfasst und lokalisiert werden) eines Standortes zu erreichen. Dieses Kriterium konnte mit Ausnahme der Station MOEN ($I95 = 4,5 \mu\text{m/s}$) bei allen Stationen erreicht werden (Tab. A3.1). Auch hier ist wieder eine klare Unterscheidung zwischen Stationen im Graben (auf Sedimenten) und den Stationen auf Festgestein zu erkennen, die um den Faktor 10 geringere Werte aufzeigen als die Stationen auf Lockergesteinen.

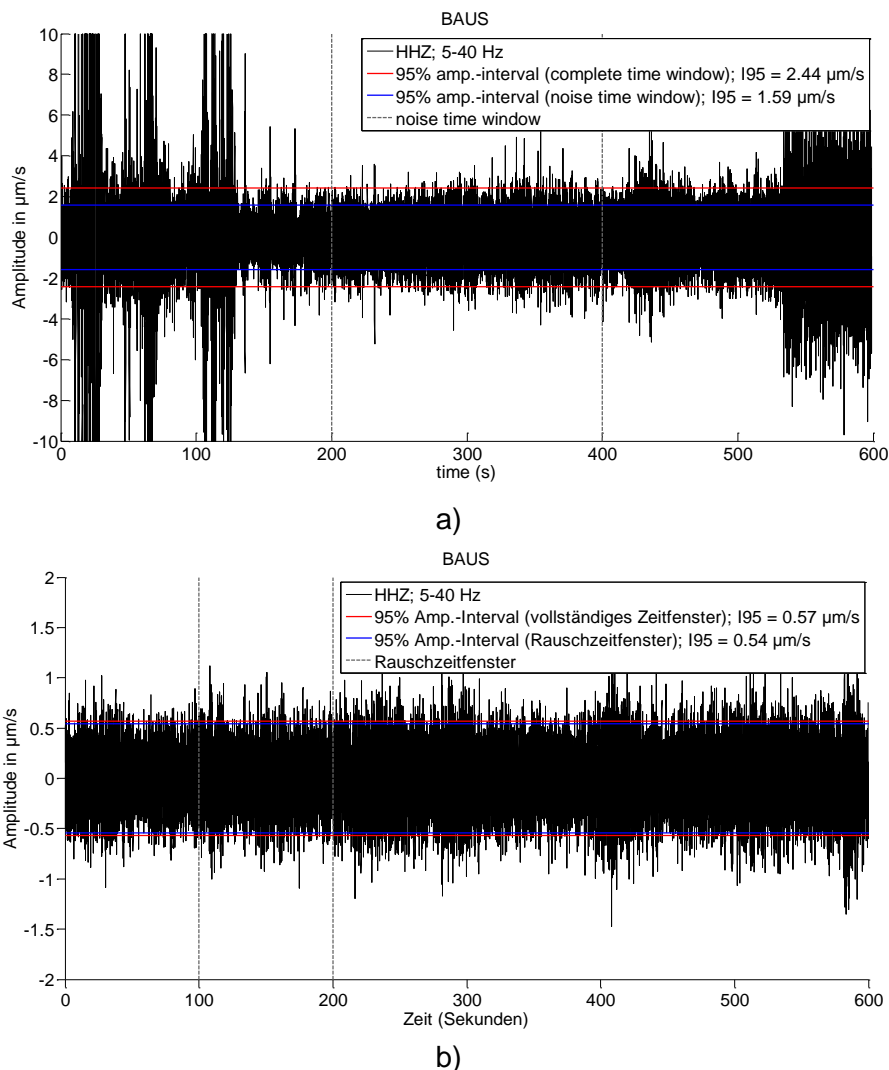


Abb. 3.8: **a)** 10 minütiges Zeitfenster zwischen 15 Uhr und 15.10 Uhr bzw. **b)** zwischen 3 Uhr und 3.10 Uhr (nachts) während eines Werktages der Vertikalkomponente der Station BAUS im Frequenzbereich von 5 – 40 Hz (Homuth et al., 2014b). Zur Berechnung des I95 Wertes wurde ein Zeitfenster ohne Störereignisse ausgewählt (graue Linien) und der I95 Wert für dieses Zeitfenster wird als blaue Linien dargestellt. Die roten Linien repräsentieren den I95 Wert für das gesamte Zeitfenster von 10 Minuten. Transiente Rauschereignisse können diese Amplitudenwerte kurzfristig übertreffen.

Die I95 Werte der Stationen im Graben schwanken im Bereich von 0,4 – 1,6 $\mu\text{m/s}$ (ohne Berücksichtigung der Station MOEN), die Stationen auf Festgestein weisen I95 Werte von 0,05 – 0,2 $\mu\text{m/s}$ auf. Abb. 3.8a und b zeigen Beispiele der Rauschverhältnisse für die Station BAUS, einmal tagsüber und einmal während der Nacht. In der Nacht nimmt die Bodenunruhe deutlich ab, hier sind eindeutig die Auswirkungen der anthropogenen Einflüsse, wie z.B. Verkehr, auf die Messungen zu erkennen. Abb. 3.9 zeigt zum Vergleich die Station ERNS im Odenwald abseits jedweder Verkehrswege mit einem deutlich geringeren Rauschpegel. Dies verdeutlicht erneut, dass die mächtigen Sedimente des ORG sämtliche Bodenbewegungen (ausgelöst durch Verkehr, etc.) verstärken und es damit zu einer Erhöhung des Rauschpegels kommt.

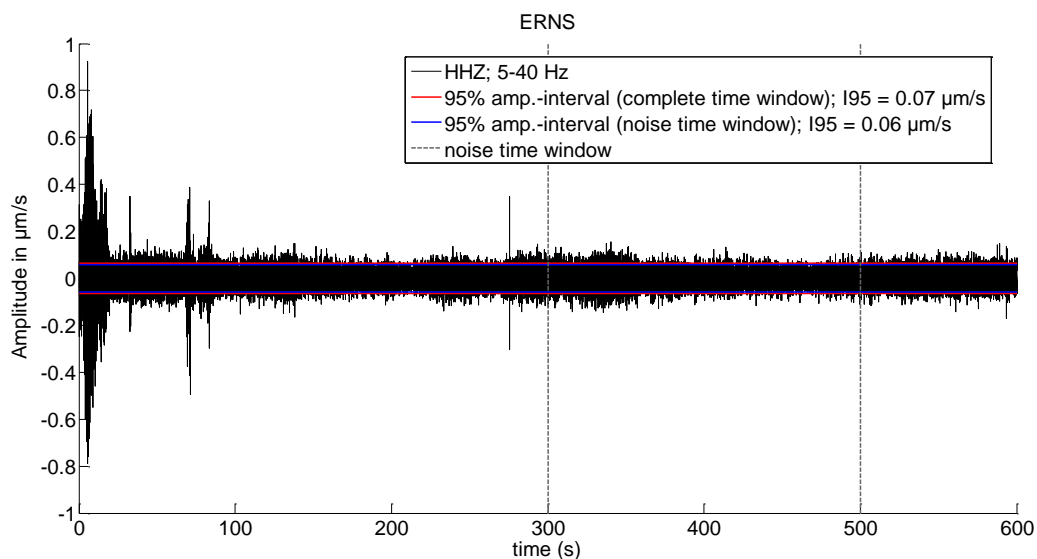


Abb. 3.9: 10 minütiges Zeitfenster zwischen 15 Uhr und 15.10 Uhr während eines Werktages der Vertikalkomponente der Station ERNS im Frequenzbereich von 5 – 40 Hz (Homuth et al., 2014b). Zur Berechnung des I95 Wertes wurde ein Zeitfenster ohne Störereignisse ausgewählt (graue Linien) und der I95 Wert (0,06 $\mu\text{m/s}$) für dieses Zeitfenster wird als blaue Linien dargestellt. Die roten Linien repräsentieren den I95 Wert für das gesamte Zeitfenster von 10 Minuten. Transiente Rauschereignisse können diese Amplitudenwerte kurzfristig übertreffen.

Tab. 3.2 gibt eine Übersicht über Änderungen der Rauschbedingungen an drei Stationen des SiMoN Projektes für den Zeitraum einer Woche im Mai 2012 (07.05. – 13.05.2012). Es wurden jeweils täglich im Zeitraum von 15 Uhr bis 16 Uhr (UTC) I95-Werte berechnet. Besonders am Sonntag konnten deutlich geringere Werte beobachtet werden. Der deutliche Unterschied zwischen Stationen auf Festgestein (ERNS) und Stationen im Graben (HESS, WALL) ist wieder zu erkennen.

Tab. 3.2: I95-Werte in $\mu\text{m/s}$ an drei Messstationen des SiMoN Netzwerkes in der Woche vom 07.05. bis 13.05.2012, jeweils im Zeitraum von 15 Uhr bis 16 Uhr (UTC).

	Montag	Dienstag	Mittwoch	Donnerstag	Freitag	Samstag	Sonntag
ERNS	0,14	0,08	0,06	0,18	0,06	0,06	0,04
HESS	0,97	0,97	0,72	0,57	0,98	1,04	0,48
WALL	1,50	1,55	1,57	1,58	1,16	1,43	1,25

In Tab. 3.3 ist eine Tagesübersicht für die Station WORF angegeben. Für jede Stunde des 16.05.2012 wurden I95-Werte berechnet. Es ist ein deutlicher Anstieg ab 5 Uhr morgens (UTC), sowie eine starke Abnahme des Rauschens ab 22 Uhr (UTC) erkennbar.

Tab 3.3: I95-Werte in $\mu\text{m/s}$ der Station WORF für jede Stunde am 16.05.2012. Zeitangaben sind in UTC angegeben.

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
0,25	0,38	0,22	0,61	0,37	1,03	0,92	0,86	0,55	0,92	0,59	1,41
12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
1,06	0,93	1,19	1,54	1,19	0,83	0,63	0,93	0,87	0,76	0,26	0,25

Abb. 3.10 zeigt eine Übersichtskarte der Rauschbedingungen als I95-Werte im Untersuchungsgebiet. Die Werte zwischen den einzelnen Stationen wurden linear interpoliert. Es ist deutlich der Einfluss der Untergrundverhältnisse und deren Auswirkungen auf die Rauschbedingungen zu erkennen. Die rot-orangen Bereiche mit I95-Werten über $1 \mu\text{m/s}$ sind ausschließlich im Grabengebiet zu beobachten, außerhalb des ORG ist eine deutliche Verbesserung hin zu geringeren Rauschbedingungen zu erkennen.

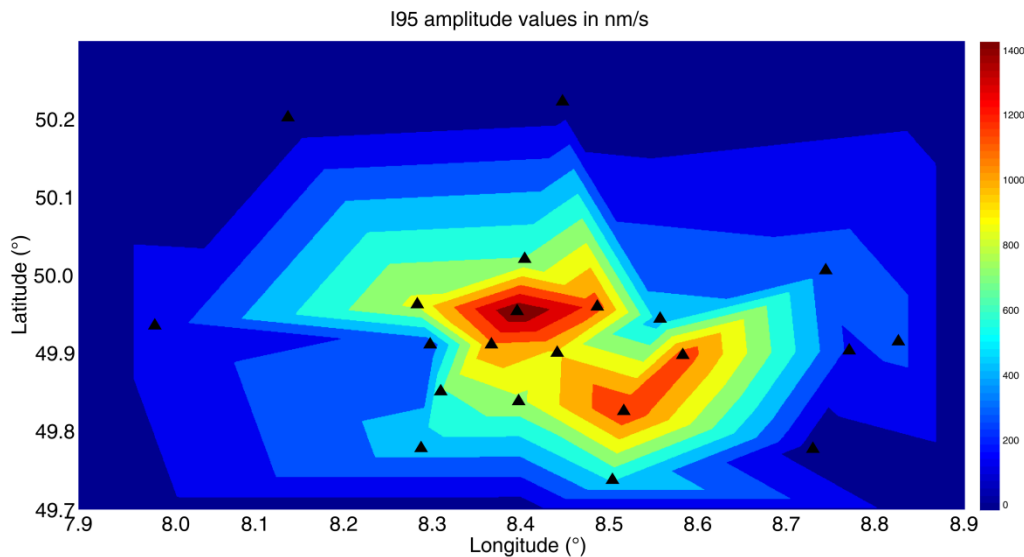


Abb. 3.10: I95 Rauschlevel im Untersuchungsgebiet. Schwarze Dreiecke repräsentieren die Messstationen, rote Flächen entsprechen Flächen hoher Bodenunruhe (ORG), blaue Flächen entsprechen Flächen geringer Bodenunruhe. I95 Werte sind in nm/s angegeben.

3.3 Auflösungsvermögen und theoretisch minimal detektierbare Magnituden

Die Auswirkungen der unterschiedlichen Rauschbedingungen an den verschiedenen Standorten auf die Messergebnisse lassen sich am deutlichsten am Auflösungsvermögen der Stationen erkennen. Nach der Theorie von Aki und Richards (2002) können aus den Rauschwerten der Spektraldichtefunktionen theoretisch minimal zu detektierende Magnituden an einer Station berechnet werden. Laut Aki und Richards (2002) kann der quadratische Mittelwert einer Amplitude (A_{rms}) einer Welle mit Gleichung 3.4 berechnet werden.

$$A_{rms} = \sqrt{P \cdot (f_u - f_l)} \quad (3.4)$$

wobei P die Energie und f_u und f_l die obere und untere Grenzfrequenz eines Butterworth-Bandpassfilters darstellen.

Der Einfluss des verwendeten Bandpassfilters auf den quadratischen Mittelwert der Amplitude kann durch das Konzept der relativen Bandbreite (C_{rbw}) reduziert werden. Die relative Bandbreite berechnet sich aus dem Verhältnis der tatsächlichen Bandbreite und des geometrischen Mittelwertes (f_c) von f_u und f_l (Gleichung 3.5).

$$C_{rbw} = \frac{(f_u - f_l)}{f_c}. \quad (3.5)$$

Dieses Verhältnis kann durch die Verwendung eines Oktavenfilters mit

$$n = \log_{10} \left(\frac{f_u}{f_l} \right) / \log_{10}(2) \quad (3.6)$$

auch folgendermaßen ausgedrückt werden:

$$C_{rbw} = \frac{(2^n - 1)}{2^{\frac{n}{2}}}. \quad (3.7)$$

Damit ergibt sich zur Berechnung von A_{rms} nun folgende Gleichung:

$$A_{rms} = \sqrt{P \cdot f_c \cdot C_{rbw}}. \quad (3.8)$$

Für die Berechnung der Magnitude wird die theoretische mittlere Spitzenamplitude (T_{apa}) verwendet, welche $1.253A_{rms}$ entspricht. Laut Peterson (1993), ist die Verwendung von T_{apa} möglich, wenn die Rauschamplituden einer Normalverteilung folgen und deshalb die Spitzenamplituden eines bandpassgefilterten Signals eine Rayleigh Verteilung annehmen. In diesem Fall kann die theoretisch minimal zu detektierende Magnitude mit Gleichung 3.9 berechnet werden (Hutton und Boore, 1987):

$$M_L = a \cdot \log_{10}(amp) + b \cdot \log_{10}(dist) + c \cdot (dist) + d \quad (3.9)$$

mit amp = Amplitude der Bodenbewegung in nm, $dist$ = Hypozentraldistanz in km und a, b, c, d = konstante Koeffizienten. Innerhalb dieser Arbeit wurden für die Magnitudenbestimmung die Koeffizienten der lokalen Magnitudenskala nach Stange (2006) verwendet, so dass Gleichung 3.9 zu Gleichung 3.10 wird.

$$M_L = \log_{10}(amp) + 1.11 \cdot \log_{10}(dist) + 0.00095 \cdot (dist) - 2.0 \quad (3.10)$$

Die Berechnung wurde für einen Entfernungsbereich von 10 bis 1000 km durchgeführt. Der Anfangswert von 10 km ergibt sich aus der Begrenzung der Gültigkeit der verwendeten Magnitudenbeziehung, die auf der ursprünglichen Definition der Richtermagnitude beruht, welche erst ab einer Entfernung von 10 km von Station zu Bebenherd korrekt angewendet werden kann. Um die aus den Spektraldichtefunktionen bestimmten Rauschwerte in Gleichung 3.10 verwenden zu können müssen diese zuerst in nm^2/Hz umgerechnet werden. Es wird weiterhin ein Signal-Rausch-Verhältnis in Höhe eines Faktors drei angenommen, welches für eine sichere Detektion vorhanden sein muss. Die Ergebnisse dieser Berechnungen sind in Abb. 3.11 und Tab. 3.4 dargestellt. Dabei entspricht die Verteilung der theoretischen Minimalmagnituden erwartungsgemäß der bereits festgestellten Verteilung der Rauschbedingungen. So können an den Standorten auf Festgestein deutlich kleinere Magnituden detektiert werden als an den Standorten im Graben. Die geringste Detektionsschwelle weist dabei die Station TNS im Taunus auf. Hier ist es nach dieser Methode theoretisch möglich Magnituden bis zu Werten von $M_L = -1.41 \pm 0.12$ in einer Entfernung von 10 km zu detektieren, während an der Station BAUS im nördlichen ORG nur eine Minimalmagnitude von $M_L = 0.90 \pm 0.14$ detektiert werden kann. Im Allgemeinen kann festgehalten werden, dass eine Station auf Festgestein im Vergleich zu einer Station auf Sedimenten eine verbesserte Detektionsgenauigkeit von fast einer ganzen Magnitudenstufe gewährleisten kann. Dies zeigt erneut den großen Einfluss der Untergrundverhältnisse auf die Datenqualität.

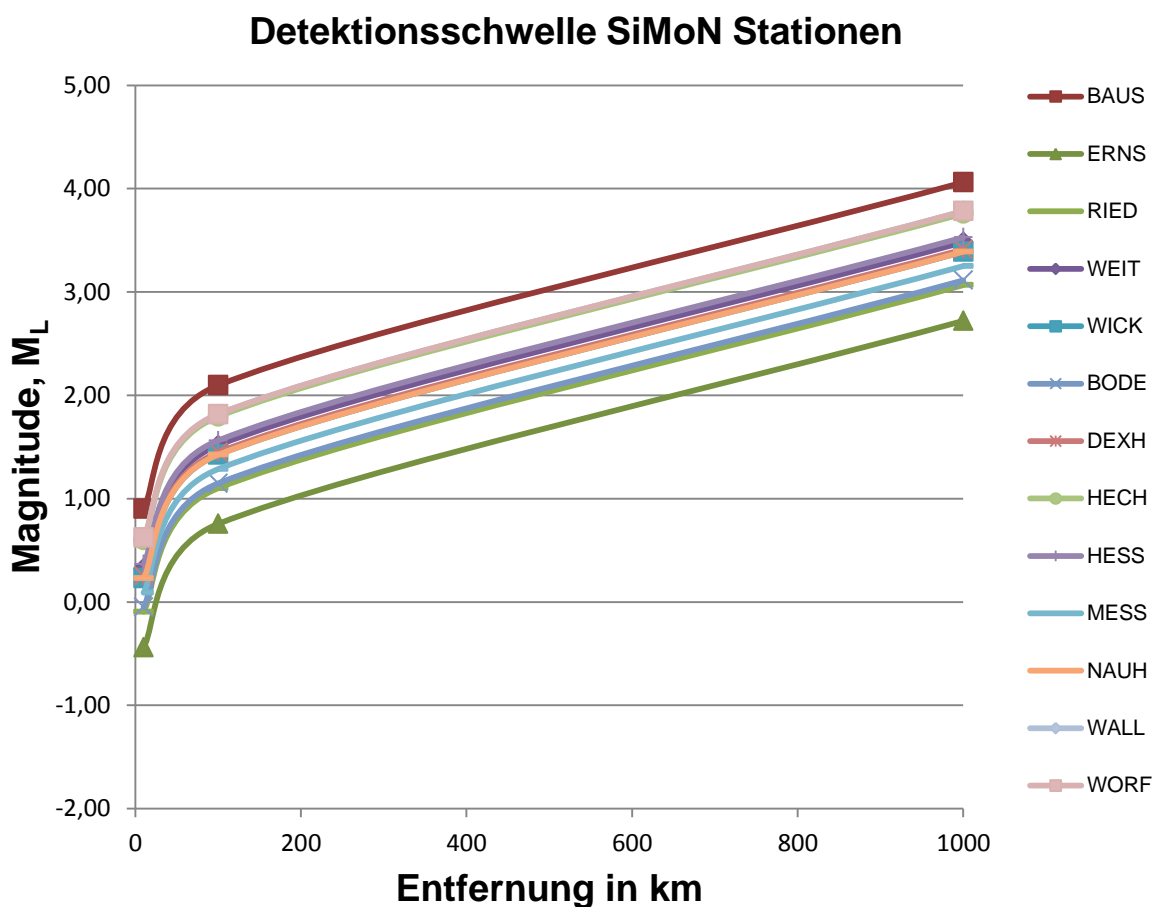


Abb. 3.11: Nach der Methode von Aki und Richards (2002) berechnete theoretisch detektierbare Minimalmagnituden der SiMoN Stationen in Abhängigkeit der Entfernung zum Epizentrum.

Tab. 3.4: Detektionsschwellen der SiMoN Stationen für drei unterschiedliche Entfernungsbereiche.

Station	M_L (10 km)	M_L (100 km)	M_L (1000 km)
BAUS	0.90 ± 0.14	2.10 ± 0.14	4.06 ± 0.14
ERNS	-0.44 ± 0.21	0.76 ± 0.21	2.72 ± 0.21
RIED	-0.09 ± 0.06	1.10 ± 0.06	3.07 ± 0.06
WEIT	0.32 ± 0.07	1.52 ± 0.07	3.48 ± 0.07
BODE	-0.05 ± 0.10	1.15 ± 0.10	3.11 ± 0.10
DEXH	0.25 ± 0.08	1.45 ± 0.08	3.41 ± 0.08
HECH	0.60 ± 0.14	1.79 ± 0.14	3.76 ± 0.14
HESS	0.37 ± 0.16	1.56 ± 0.16	3.53 ± 0.16
MESS	0.09 ± 0.18	1.29 ± 0.18	3.25 ± 0.18
NAUH	0.23 ± 0.07	1.42 ± 0.07	3.39 ± 0.07
WALL	0.62 ± 0.22	1.82 ± 0.22	3.78 ± 0.22
WORF	0.46 ± 0.19	1.66 ± 0.19	3.62 ± 0.19
TNS	-1.41 ± 0.12	-0.21 ± 0.12	1.75 ± 0.12

In einem weiteren Schritt wurden die theoretisch bestimmten Minimalmagnituden mit dem aus den tatsächlich detektierten Ereignissen abgeleitetem Auflösungsvermögen an einzelnen Stationsstandorten verglichen. Dazu wurden die gemessenen Amplituden und Magnituden an einzelnen Stationsstandorten miteinander verglichen und in ein Diagramm eingetragen. Zusätzlich ist das jeweilige Rauschniveau eingetragen. Als Beispiel wird hier die Station BODE gezeigt (Abb. 3.12). Dies wurde für die Stationen auf Sedimenten durchgeführt, an denen Erdbeben mit Herdtiefen größer 10 km Tiefe in direktem Umkreis der Stationen registriert wurden (Abb. A1.1 bis A1.5). Damit sind die Beobachtungen direkt mit den theoretisch berechneten Minimalmagnituden vergleichbar. Für diese Stationen konnten die in Tab. 3.5 gelisteten Detektionsschwellen anhand der bestimmten Rauschniveaus aus den gemessenen Daten bestimmt werden. Die mit dieser Methode bestimmten Minimalmagnituden stimmen gut mit den nach der Methode von Aki und Richards (2002) errechneten Werten überein (unter Berücksichtigung der Fehler- und der variierenden Entfernungsbereiche), so dass diese als die tatsächlichen Detektionsschwellen der einzelnen Stationen angesehen werden können und somit das Auflösungsvermögen des Netzwerkes gut wiedergeben.

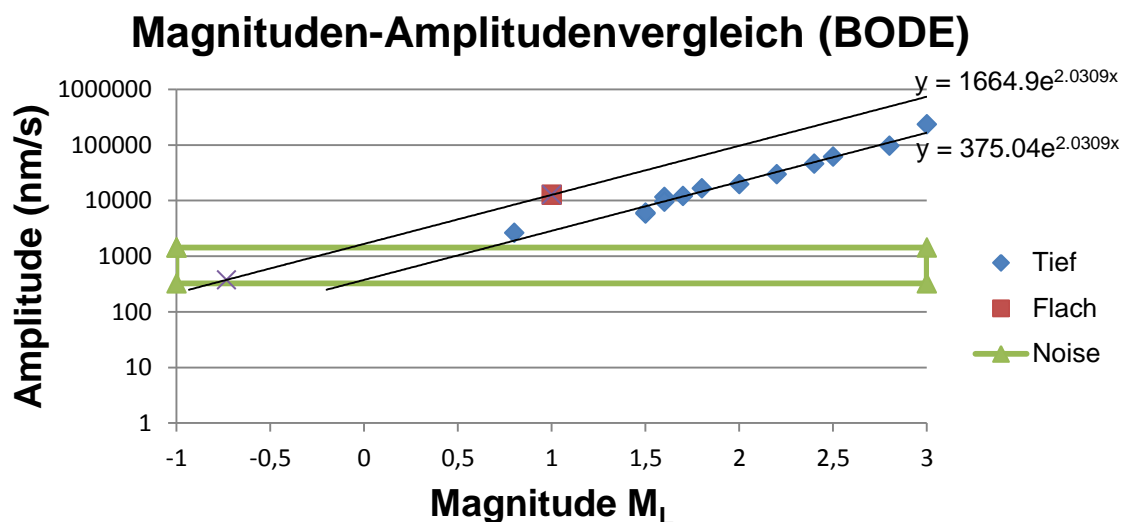


Abb. 3.12: Vergleich der gemessenen Amplituden und der bestimmten Magnituden der Station BODE.

Tab. 3.5: Gemessene bzw. bestimmte Minimalmagnituden an ausgewählten SiMoN Stationen.

Station	M_{\min} (tief)	M_{\min} (flach)
BAUS	1,04	0,79
WALL	0,85	0,67
BODE	0,66	-0,08
DEXH	0,79	0,32
HECH	1,02	0,81
RIED	0,50	0,04

Im Hinblick auf eine Überwachung möglicher induzierter Erdbeben wurde versucht, mit Hilfe eines Vergleichs der gemessenen Amplituden und Magnituden des einzigen im Aufzeichnungszeitraums stattgefundenen flachen Erdbebens im Grabengebiet (in einer Tiefe von 2 bis 3 km) mögliche Detektionsschwellen für solche Flachbeben an den Stationsstandorten in unmittelbarer Nähe zu dem geplanten Kraftwerksstandort im nördlichen ORG zu ermitteln. Dazu wurde die Annahme verwendet, dass sich die Amplituden/Magnituden-Verhältnisse bei flacheren Erdbeben genauso verhalten und konstant sind, wie dies im Falle von den tieferen Erdbeben beobachtet werden konnte. Unter dieser Annahme kann durch den gemessenen Wert für das Flachbeben eine Steigungsgerade gelegt werden, entsprechend der Beobachtungen der tieferen Erdbeben und eine theoretische Minimalmagnitude für die Detektion solcher Flachbeben am Schnittpunkt mit dem Rauschniveau bestimmt werden (Abb. 3.12). Die bestimmten Minimalmagnituden sind in Tab. 3.5 angegeben. Mit dem im SiMoN Projekt installierten Netzwerk könnte demnach eine Überwachung einer möglichen induzierten Seismizität (für einen Tiefenbereich von 2 bis 4 km) flächendeckend bis zu lokalen Magnituden von $M_L = 0,8$ durchgeführt werden.

3.4 Verbesserung der Detektionsgenauigkeit durch Bohrlochmessungen

Die in Kapitel 3.3 dargestellte Detektionsschwelle an Stationen, die auf Sedimenten installiert sind, verdeutlicht, dass es notwendig ist alternative Standorte bzw. Messkonzepte zu entwickeln, um auch kleinere Magnituden detektieren und zuverlässig lokalisieren zu können. Eine Möglichkeit, dies generell zu erreichen, wäre eine Verringerung der Stationsabstände. Dies würde jedoch nur in Gebieten mit geringeren Rauschbedingungen Sinn ergeben (siehe dazu Ergebnisse der nanoseismischen Messkampagnen innerhalb des SiMoN Projektes in Kapitel 4.1.3). Eine andere Möglichkeit ist die Verwendung von Bohrlochmessungen, um vor allem die anthropogenen Einflüsse auf die Messungen zu verringern. Im Allgemeinen sollte das Signal/Rausch-Verhältnis mit zunehmender Tiefe in allen Frequenzbereichen deutlich verbessert werden (Malin, 2013, pers. Mitteilung). So kann man in einer Tiefe von 100 m eine Verbesserung im Frequenzbereich um 10 Hz um einen Faktor von 10 erwarten (Malin, 2013, pers. Mitteilung). Dies spiegelt sich ebenfalls in der Detektionsschwelle einer solchen Messstation wieder, bei der in einer Tiefe von 100 m mit einer Verbesserung der Detektion um 1-1,5 Magnitudengrößen zu rechnen ist (Malin, 2013, pers. Mitteilung).

Um diese Theorie im nördlichen ORG zu bestätigen, wurden Messungen mit einer Bohrlochsonde (Abb. 3.13a), entwickelt am Institut für Geowissenschaften der Goethe Universität Frankfurt, im Innenstadtbereich der Stadt Groß-Gerau und im eher ländlichen Bereich in der Umgebung der Ortschaft Geinsheim, durchgeführt. Die Messanordnung während der Messung in der Innenstadt von Groß-Gerau (auf dem Gelände der ÜWG) bestand aus einer kurzperiodischen Bohrlochsonde (Eigenfrequenz 4,5 Hz), installiert in 30 m Tiefe, einem Breitbandsensor in 2 m Tiefe und einem 4,5 Hz Geophon an der Oberfläche. Die Daten des Breitbandsensors wurden in einem Taurus Datenlogger verarbeitet, die Daten der beiden kurzperiodischen Messgeräte in Omnirecs Data-Cube3-Datenloggern (Abb. 3.13b). Insgesamt wurden die Messungen über einen Zeitraum von drei Monaten von März bis Juni 2014 durchgeführt. Es wurden I95-Werte für die drei unterschiedlichen Tiefenlagen bestimmt. Die Ergebnisse sind in Tab. 3.6 zusammengefasst. Während zwischen Oberfläche und 2 m Tiefe kaum Unterschiede zu erkennen sind, ist eine deutliche Verbesserung der Rauschamplituden um ca. den Faktor 4 in einer Tiefe von 30 m für den Frequenzbereich von 5-40 Hz festzustellen.



a)



b)

Abb. 3.13: a) Bohrlochsonde; b) Bohrlochmessstation in der Innenstadt von Groß-Gerau.

Tab. 3.6: I95-Amplitudenwerte.

Standort	Tiefe (m)	I95 ($\mu\text{m/s}$)
Innenstadt Groß-Gerau	0	7,60
	2	7,38
	30	1,97
Grundwassermessstelle Geinsheim	0	0,95
	52	0,40

Dieser Unterschied lässt sich auch im Rauschspektrum wiederfinden (Abb. 3.14). Im Mittel beträgt der Unterschied zwischen dem Rauschspektrum gemessen an der Oberfläche (grünes Spektrum) und in 30 m Tiefe (schwarzes Spektrum) im Frequenzbereich von 5-40 Hz 9,4 dB. Das Amplitudenverhältnis von Oberfläche zu Bohrloch kann berechnet werden mit folgender Gleichung:

$$\frac{A_2}{A_1} = 10^{\frac{L}{20}} \quad (3.11)$$

mit L = Differenz der Energiespektraldichten in dB.

In diesem Fall ergibt sich ein Amplitudenverhältnis von 2,95. Das bedeutet, dass die Rauschamplituden im Vergleich zur Oberfläche um den Faktor 3 im Bohrloch verringert sind.

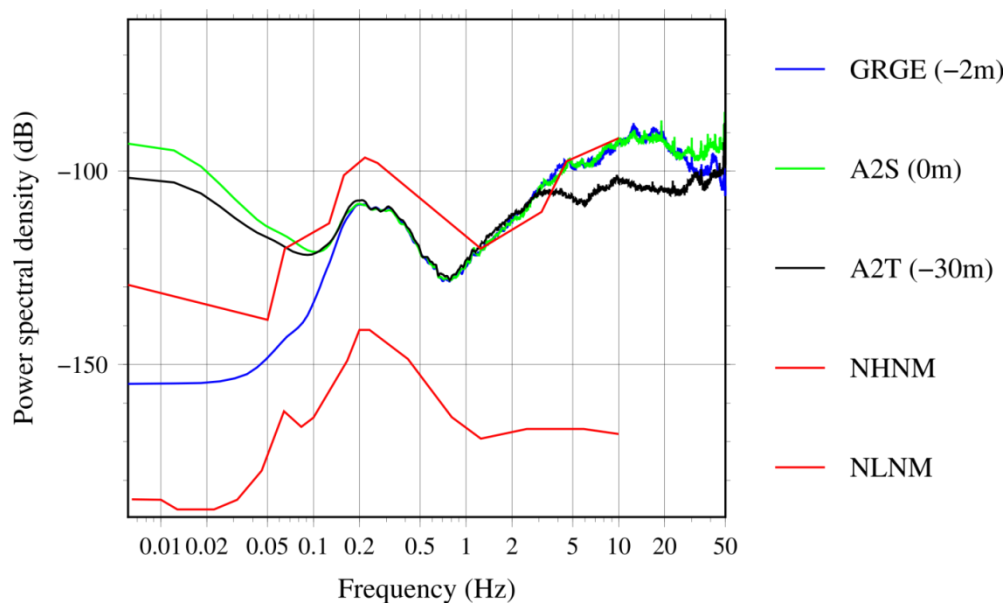


Abb. 3.14: Rauschspektren der Stationen in der Innenstadt von Groß-Gerau zusammen mit dem New Global High / Low Noise Model (NHNM / NLNM) nach Peterson (1993). Schwarzes Spektrum = Bohrlochsonde in 30 m Tiefe, grünes Spektrum = Geophon an Oberfläche und blaues Spektrum = Breitbandgerät in 2 m Tiefe.

Dies sollte sich auch in der Detektionsgenauigkeit bemerkbar machen. Im Aufzeichnungszeitraum konnten mit der Bohrlochsonde acht Erdbeben detektiert werden, mit einer Minimalmagnitude von $M_L = 1,2$. Im gleichen Zeitraum konnten an der Oberfläche nur fünf Erdbeben mit einer Minimalmagnitude von $M_L = 1,8$ detektiert werden. Es konnte also eine deutliche Detektionsverbesserung durch die Messung im Bohrloch erreicht werden und das trotz einer eher mäßigen Anbindung der Bohrlochsonde (Durchmesser: 80 mm) aufgrund des großen Bohrlochdurchmesser von 300 mm. Die Verbesserung der Detektionsschwelle um 0,6 Magnitudeneinheiten entspricht dabei in etwa dem aufgrund der Rauschbedingungen errechnetem theoretisch zu erwartenden Unterschied von 0,8 (Abb. 3.15). Allgemein sind die bestimmten Rauschbedingungen sehr hoch aufgrund der Lage der Messstationen im Innenstadtbereich Groß-Geraus und im Vergleich zu den oberirdisch (stadtauswärts) installierten Stationen des SiMoN Netzwerkes konnte keine Verbesserung erreicht werden.

Um einen besseren Vergleich mit den SiMoN Stationen ziehen zu können, wurde eine zweite Messung an der Grundwassermessstelle 527214 in der Nähe der Ortschaft Geinsheim durchgeführt (Abb. 3.16). Das Bohrloch weist eine Tiefe von 52 m auf, es wurde erneut eine Vergleichsmessung mit einem kurzperiodischen 4,5 Hz Geophon an der Oberfläche durchgeführt. Insgesamt konnte an dieser Lokation über einen Zeitraum von fünf Wochen gemessen werden. An den berechneten I95-Werten (Tab. 3.6) erkennt man vor allem im Vergleich mit den Werten der Messung im Innenstadtbereich von Groß-Gerau, dass die Rauschbedingungen im ländlichen Raum deutlich geringer sind, jedoch auch hier eine klare Verbesserung in der Tiefe festzustellen ist, die jedoch nicht ganz so stark ausgeprägt ist. Noch deutlicher als in den I95-Werten kann diese Verbesserung in den Rauschspektren gesehen werden (Abb. 3.17). Hier beträgt der Unterschied zwischen Bohrloch und Oberfläche im Frequenzbereich von 5-40 Hz im Mittel 14,6 dB. Dies entspricht einer Reduzierung der Rauschamplituden um den Faktor 5.

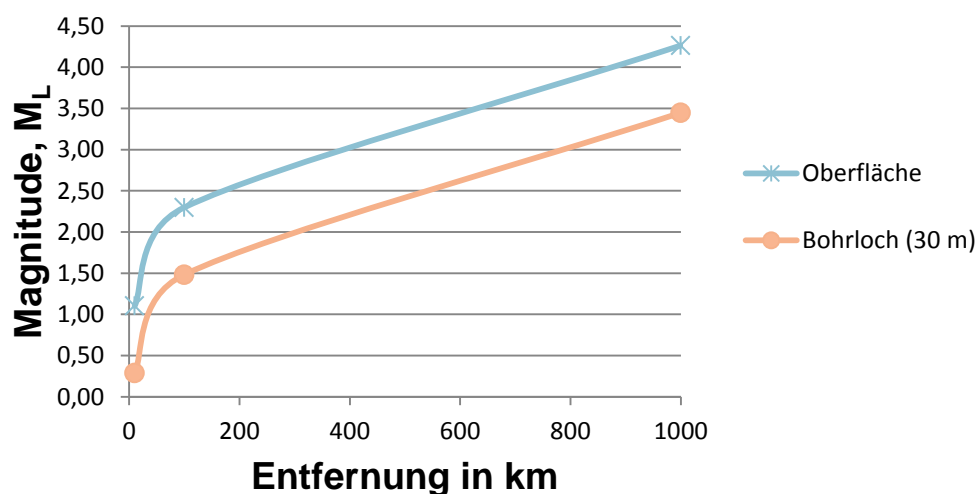


Abb. 3.15: Nach der Methode von Aki und Richards (2002) berechnete theoretisch detektierbare Minimalmagnituden der Stationen im Innenstadtbereich von Groß-Gerau in Abhängigkeit der Entfernung zum Epizentrum.

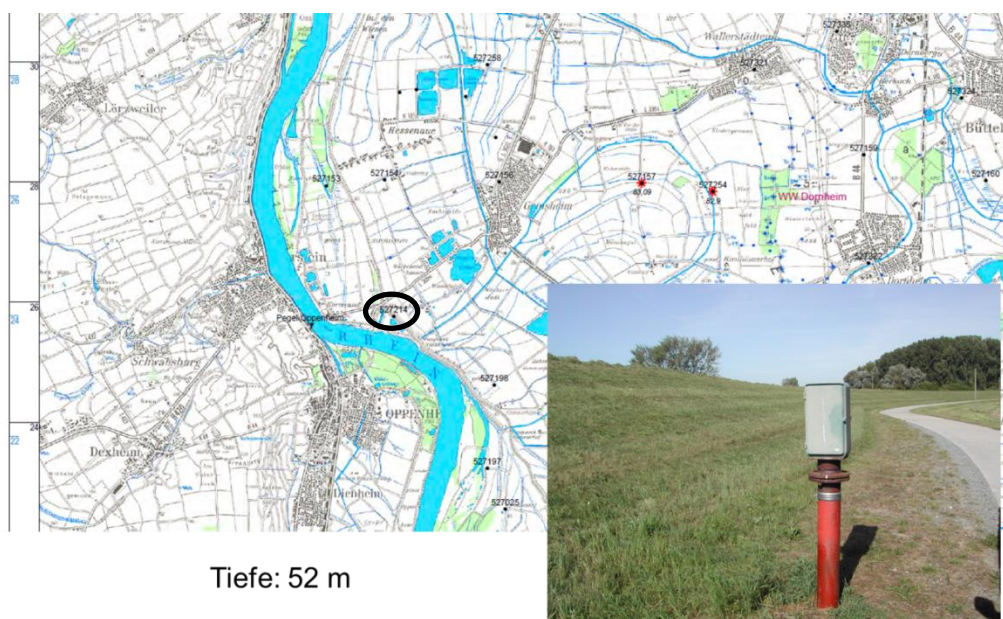


Abb. 3.16: Karte mit Lokation (schwarzer Kreis; HLU, 2013) und Bild der Grundwassermessstelle 527214 bei Geinsheim.

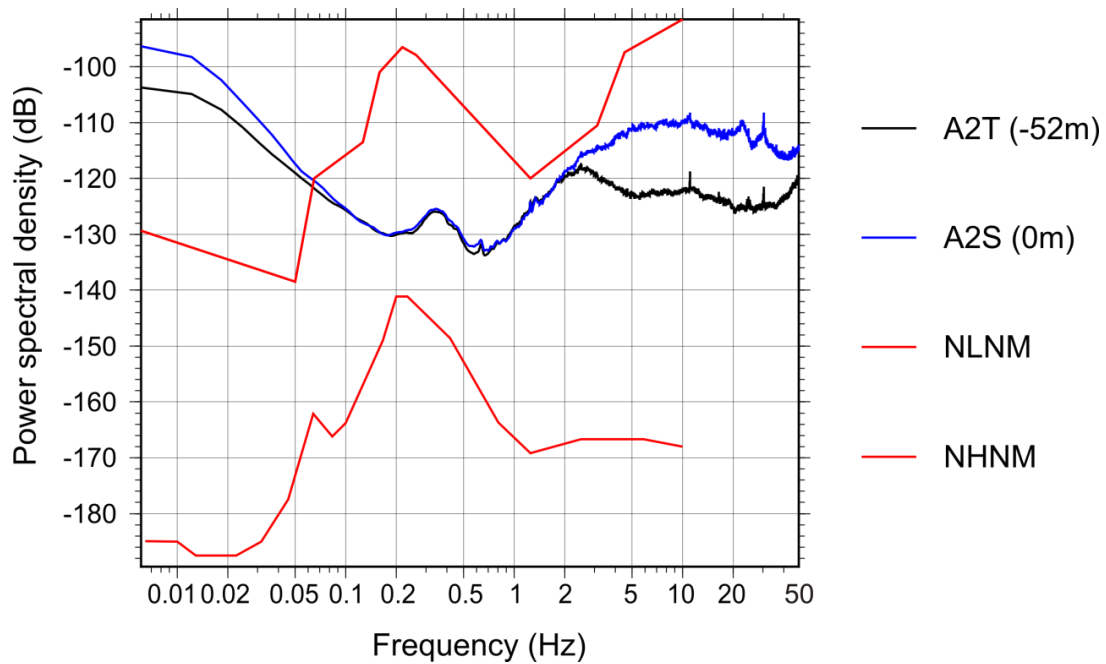


Abb. 3.17: Rauschspektren der Stationen an der Grundwassermessstelle 527214 bei Geinsheim zusammen mit dem New Global High / Low Noise Model (NHNM / NLNM) nach Peterson (1993). Schwarzes Spektrum = Bohrlochsonde in 52 m Tiefe und blaues Spektrum = Geophon an Oberfläche.

Um eine genauere Aussage über laterale Variationen der Rauschbedingungen im Untersuchungsgebiet treffen zu können, wurden an über 40 verschiedenen Messstellen (Grundwassermessstellen) kurzzeitige Rauschmessungen (15 bis 30 min) vorgenommen. Die verwendeten Messstellen sind über den gesamten nördlichen ORG verteilt (Abb. 3.18) und weisen in der Regel eine Tiefe von 8 bis 30 m auf. Die Mehrzahl der Bohrungen sind bis in eine Tiefe von 10 m abgeteuft worden. Genaue Angaben zu Durchmesser, Tiefe und gemessenen Rauschwerten finden sich in Tab. A3.2.

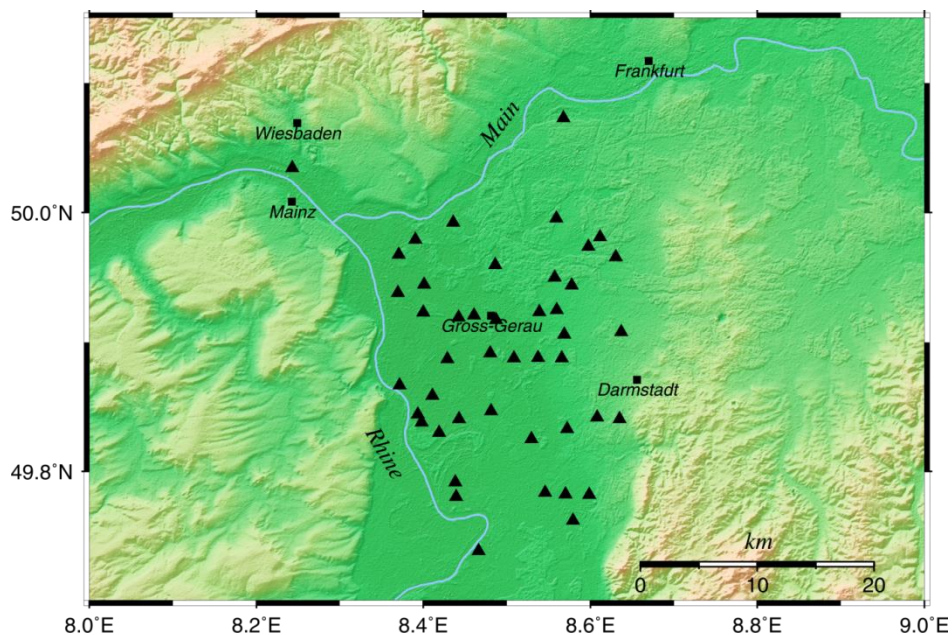


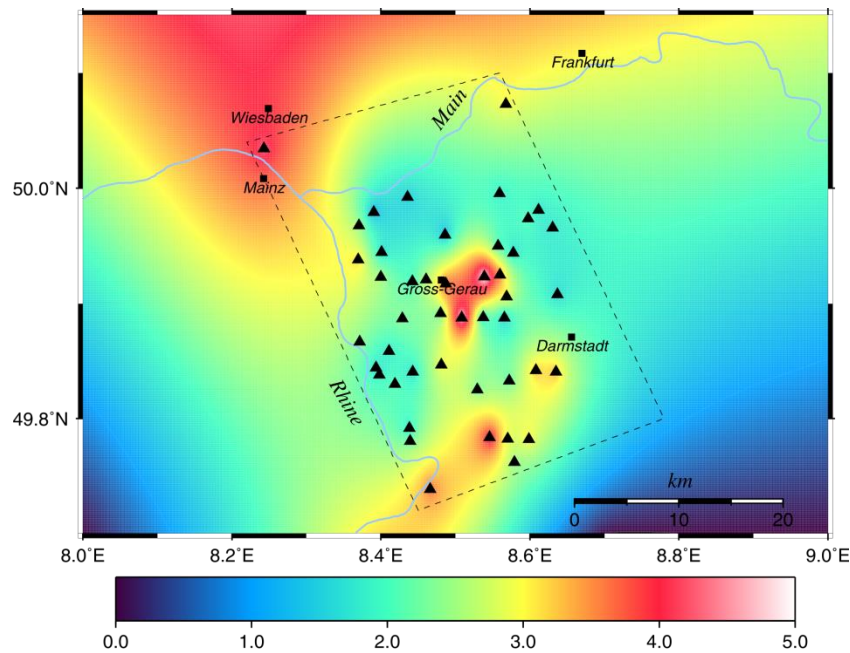
Abb. 3.18: Lokationen der Grundwassermessstellen, die für kurzzeitige Rauschmessungen verwendet wurden. Die einzelnen Messstellen sind durch schwarze Dreiecke markiert.

Abb. 3.19 gibt einen Überblick über die verschiedenen Gegebenheiten an den Messstellen, die sich entweder in Straßennähe (unruhig) oder auf Feldern und in Waldgebieten (ruhig) befinden. Es wurden gleichzeitig zu den Bohrlochmessungen Vergleichsmessungen an der Erdoberfläche durchgeführt und für jeden Messort die Reduzierung der Rauschamplituden in der Tiefe im Vergleich zur Erdoberfläche bestimmt (Rauschreduzierungsfaktor, noise reduction factor). Durch Verwendung des Rauschreduzierungsfaktors gehen beim Vergleich der unterschiedlichen Messstellen keine Absolutwerte, sondern nur das Verhältnis der Rauschamplituden an Oberfläche und Bohrloch ein. Ein Vergleich der Absolutwerte ist aufgrund der unterschiedlichen Umgebungsgegebenheiten nicht sinnvoll.



Abb. 3.19: Beispiele verschiedener Grundwassermessstellen, die Teil der kurzzeitigen Rauschmessungen waren.

Abb. 3.20 zeigt die räumliche Verteilung des Rauschreduzierungsfaktors (der Vertikalkomponente) im Untersuchungsgebiet. Zwischen den einzelnen Messstellen wurden die Werte interpoliert. Es ist zu erkennen, dass die Reduzierung in Stadtgebieten bei vergleichbarer Tiefenlage deutlich höher ist, als bei Standorten, die bereits an der Oberfläche relativ geringe Rauschniveaus aufzeigten (abgelegene Messstellen). Die roten Bereiche im Graben (hoher Rauschreduzierungsfaktor) sind das Ergebnis tieferer (bis 70 m) Bohrlochmessungen. Allgemein konnte eine Reduzierung der Rauschamplituden in Tiefen bis 20 m um den Faktor 1,5 bis 2,5, in Tiefen bis 40 m um den Faktor 3 bis 4 und in Tiefen bis 70 m um den Faktor 4,5 bis 5,5 nachgewiesen werden. Im Grabengebiet sind die lateralen Variationen bei vergleichbaren Tiefen eher gering.



Noise reduction factor

Abb. 3.20: Rauschreduzierungsfaktor im Untersuchungsgebiet. Die einzelnen Messstellen sind durch schwarze Dreiecke markiert, zwischen den Messstellen wurden die Werte interpoliert.

All diese Untersuchungen zum seismischen Rauschen an den unterschiedlichen Stationsstandorten können für eine Einschätzung der Standorte in gut, mittelmäßig und schlecht geeignete Standorte für seismische Messungen verwendet werden. Dies wurde für alle Standorte durchgeführt und in Tab. 3.7 zusammengefasst.

Tab. 3.7: Bewertung der verwendeten Standorte.

Station	I95 ($\mu\text{m/s}$)	Mittlerer Rauschwert (dB)	Detektionslimit (M_L in 10 km)	Eignung
BAUS	1.59	-100.52 ± 1.31	0.90 ± 0.14	schlecht
BODE	0.36	-111.83 ± 0.64	-0.05 ± 0.10	sehr gut
DEXH	0.88	-107.04 ± 2.71	0.25 ± 0.08	mittelmäßig
ERNS	0.06	-122.96 ± 5.30	-0.44 ± 0.21	sehr gut
HECH	1.14	-104.74 ± 3.08	0.60 ± 0.14	mittelmäßig
HESS	1.19	-101.78 ± 2.80	0.37 ± 0.16	mittelmäßig
RIED	1.17	-112.39 ± 0.97	-0.09 ± 0.06	gut
WALL	1.24	-100.91 ± 3.49	0.62 ± 0.22	mittelmäßig
WEIT	1.20	-102.91 ± 1.91	0.32 ± 0.07	mittelmäßig
WICK	0.84	-104.74 ± 3.72	0.23 ± 0.28	mittelmäßig
NAUH	1.35	-100.17 ± 1.76	0.23 ± 0.07	mittelmäßig
WORF	0.56	-103.83 ± 3.09	0.46 ± 0.19	mittelmäßig
MESS	0.32	-118.61 ± 4.62	0.09 ± 0.18	gut
DIEB	0.26	-105.68 ± 1.32	-0.21 ± 0.07	sehr gut
GERN	0.71	-98.29 ± 3.50	0.16 ± 0.17	mittelmäßig
GOET	0.32	-102.45 ± 5.53	-0.05 ± 0.28	gut
HOHE	0.05	-114.45 ± 6.17	-0.65 ± 0.31	sehr gut
OCKE	0.19	-105.22 ± 1.48	-0.19 ± 0.07	sehr gut
WINT	0.29	-103.37 ± 1.08	-0.09 ± 0.06	gut
MOEN	4.50	-85.21 ± 5.90	0.81 ± 0.30	schlecht
TNS	0.007	-129.68 ± 2.30	-1.41 ± 0.12	sehr gut

Die innerhalb dieser Arbeit gewonnenen Erkenntnisse zu den Rauschbedingungen im nördlichen ORG sind von großer Bedeutung für zukünftige Messkampagnen. Die gewonnenen Erkenntnisse liefern gerade auch im Hinblick auf die Überwachung möglicher induzierter Erdbeben im Bereich von tiefengeothermischen Anlagen im nördlichen ORG wichtige Hinweise auf die Notwendigkeit gute Stationsstandorte zu wählen, um möglichst beste Voraussetzungen zur Detektion kleinster Erdbeben zu ermöglichen. Es wurde ebenfalls gezeigt, dass in besonders eng besiedelten Gebieten wie dem Rhein-Main-Gebiet, Bohrlochmessungen bereits in relativ geringen Tiefen zu einer deutlichen Verbesserung führen und dass eine Messung der Rauschbedingungen an jedem Stationsstandort vor Beginn einer langfristigen Installation durchgeführt werden sollte.

Kapitel 4

4. Analyse der natürlichen Seismizität im nördlichen Oberrheingraben

Ursache jeder seismischen Aktivität sind Spannungen im Untergrund. Spannungsabbau findet vorrangig an natürlichen Schwächezonen statt. Erreicht ein Spannungszustand einen kritischen Wert, so können Spannungen ruckartig abgebaut werden. Dies geschieht durch den relativen Versatz von Gesteinspaketen an Trennflächen und äußert sich in Form von Erdbeben. Bisher sind für den nördlichen ORG und speziell für Südhessen nur sehr wenig seismische Daten für eine Analyse der lokalen Seismizität verfügbar. Dies liegt vor allem an der relativ geringen Aktivitätsrate und dem Fehlen von stärkeren Erdbeben seit Beginn der instrumentellen Aufzeichnungen im Vergleich zum deutlich besser untersuchten südlichen ORG. In bisherigen Arbeiten (z.B. Plenefisch und Bonjer, 1997) ist deshalb der nördliche ORG oft nur nebensächlich untersucht und häufig nur zusammen mit der Niederrheinischen Bucht betrachtet worden (Hinzen, 2003). Das vor dem SiMoN Projekt installierte amtliche Messnetz (Abb. 4.1) war für die Fragestellungen der Charakterisierung der natürlichen Seismizität im nördlichen ORG nicht ausreichend und zu diesem Zeitpunkt nur in der Lage, Erdbeben mit Epizentrum im nördlichen ORG bzw. in Hessen ab $M_L = 2,5$ vollständig zu erfassen.

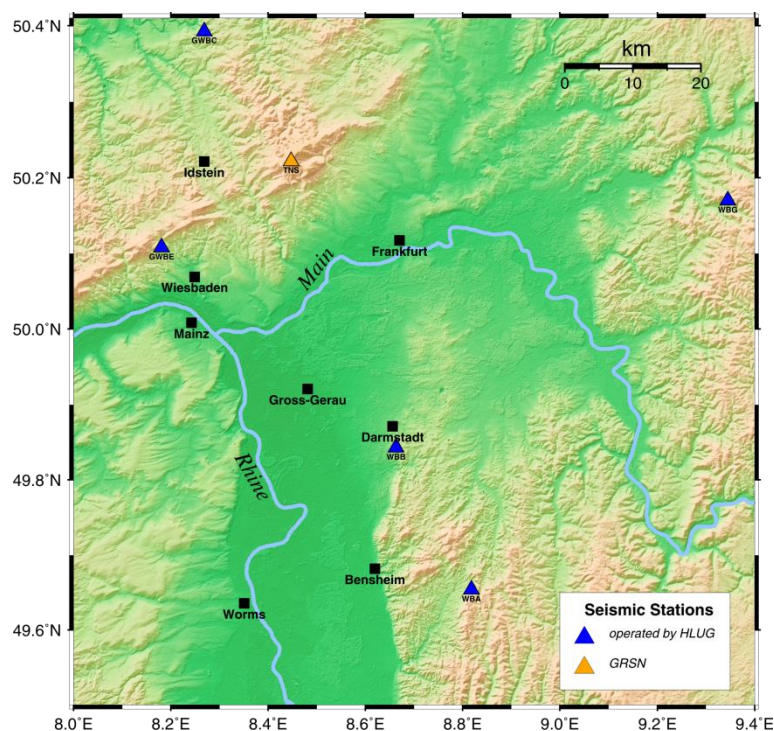


Abb. 4.1: Regionalnetz des hessischen Erdbebendienstes (HLUG) im Bereich des nördlichen ORG vor Beginn des SiMoN Projektes.

Für die Bundesrepublik Deutschland enthält der Erdbebenkatalog von Leydecker (2011) eine Zusammenstellung der historischen Beben und umfasst derzeit den Zeitraum von 800 bis 2008. Der Erdbebenkatalog wird von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) zur Verfügung gestellt. Abb. 4.2 gibt die Verteilung der Magnituden im nördlichen ORG und der angrenzenden Gebiete nach dem Leydecker-Katalog an. Es ist die

typische Abnahme der Ereignisanzahl hin zu größeren Magnituden feststellbar. Es ist ebenfalls zu erkennen, dass für einen Magnitudenbereich $M_L < 2,0$ so gut wie keine Daten vorliegen. Dies war einer der Gründe, den Fokus des seismischen Monitorings im Zuge dieser Arbeit (und damit im SiMoN Projekt) auf diesen Magnitudenbereich zu richten.

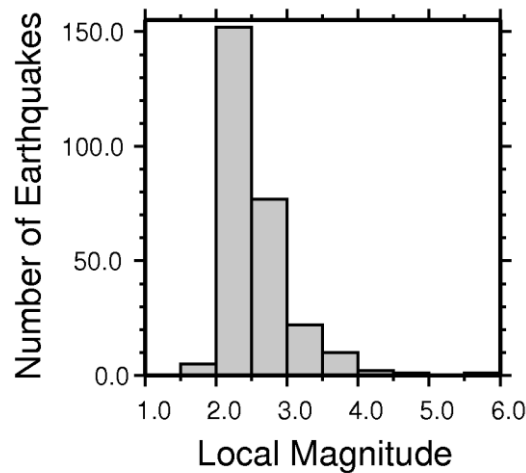


Abb. 4.2: Magnitudenverteilung für den Bereich des nördlichen ORG und angrenzender Gebiete nach dem Erdbebenkatalog für Deutschland (Leydecker, 2011).

Aus dieser Magnitudenverteilung kann eine Gutenberg-Richter-Relation erstellt werden. Diese stellt einen Zusammenhang zwischen Magnitudenklassen (Intervallen) und der Anzahl N von seismischen Ereignissen dar (meist innerhalb einer definierten Region und für einen bestimmten Zeitraum). Eine Gutenberg-Richter-Relation verläuft typischerweise im zentralen Teil linear wobei der Wert b die (negative) Steigung des Funktionsverlaufs angibt (Beispiel Abb. 4.9). Der b -Wert lässt somit Rückschlüsse auf die relative Häufigkeit von seismischen Ereignissen einer bestimmten Magnitude zu. Für tektonische Ereignisse im Bereich des nördlichen ORG wurde von Helm (1996) eine Gutenberg-Richter-Relation und ein b -Wert von 0,92 bestimmt. Weitere Untersuchungen zur räumlichen Verteilung des b -Wertes im ORG führten Barth et al. (2015) aus. Demnach konnte der ORG in vier seismisch unterschiedliche Zonen aufgeteilt werden, wobei für den nördlichen ORG ein b -Wert von 1,06 bestimmt wurde.

Für die Region des nördlichen ORG sind besonders die von Oktober 1869 bis Februar 1871 beobachteten Schwarmbeben von Bedeutung. Die historischen Überlieferungen sind in der Veröffentlichung von Landsberg (1931) festgehalten. Insgesamt kam es in dieser Zeit zu mehr als 2000 gefühlten Erdstößen, von denen 190 die Intensität IV nach der MSK-Skala überschritten. Seitdem wurden jedoch keine weiteren Schwarmbeben in der Region verspürt. Die Charakterisierung der natürlichen Seismizität ist jedoch auch gerade im Hinblick auf eine mögliche geothermische Nutzung des nördlichen ORG (wie im Projekt der ÜWG bei Groß-Gerau geplant) von großer Bedeutung und kann Projektbetreibern wichtige Informationen zu seismisch aktiven Störungszonen und aktuellen Spannungsorientierungen liefern. Diese Informationen sind ebenfalls für eine fundierte Unterscheidung von natürlichen und (z.B. durch ein Geothermieprojekt hervorgerufenen) induzierten Erdbeben wichtig.

Im weiteren Verlauf dieses Kapitels werden die wichtigsten Methoden und Ergebnisse im Zusammenhang mit der Detektion natürlicher Erdbeben im nördlichen ORG dargestellt. Die

bereits in Kapitel 2.4 eingeführten seismischen Netzwerke konnten zu einer Charakterisierung der Seismizität führen, die bisherige Ergebnisse im nördlichen ORG in Quantität als auch Qualität deutlich überragen. In Abschnitt 4.1 wird die Detektion, die Lokalisierung und die daraus resultierenden Ergebnisse inklusive Magnitudenbestimmung aufgezeigt. Außerdem wird die Bestimmung des für die untersuchte Region neu definierten Geschwindigkeitsmodells, des b-Wertes und des V_p/V_s -Verhältnisses erklärt und ein Vergleich mit Lokalisierungen anderer Institutionen gezogen. Abschnitt 4.2 gibt einen genaueren Einblick in die aktuelle Bebenserie von Ober-Ramstadt im Odenwald, damit einhergehender gemessener Spitzenbodengeschwindigkeiten („peak ground velocity“ - PGV) und der Relokalisierung der Bebenserie mittels Relativlokalisierungen. Des Weiteren wird durch Auswertung makroseismischer Beobachtungen ein Vergleich der aktuellen Bebenserie mit den Schwarmbeben im 19. Jahrhundert unternommen. Die Lokalisierungsgenauigkeit und der Einfluss der Stationsverteilung auf die Lokalisierung wird in Abschnitt 4.3 durch die Auswertung theoretischer Laufzeitkurven dargestellt und mit den tatsächlich bestimmten Lokalisierungsfehlern verglichen. Abgeschlossen wird das Kapitel mit Abschnitt 4.4, in dem die Auswertung von Spitzenbodengeschwindigkeiten weiterer Erdbeben dargestellt und ein Vergleich von PGV-Werten hervorgerufen von flachen und tiefen Erdbeben durchgeführt wird. Außerdem werden sogenannte Vorläuferphasen verwendet, um die Mächtigkeit der Sedimentfüllung des Grabens abzuschätzen.

4.1 Charakterisierung der natürlichen Seismizität

4.1.1 Lokalisierung der Hypozentren

Die Daten der 12 Messstationen der Pilotstudie wurden in regelmäßigen Abständen von 1-2 Monaten ausgelesen und an das GeoForschungsZentrum (GFZ) in Potsdam weitergeleitet, um dort in das GEOFON Datenarchiv unter der Netzwerkbezeichnung X6 eingebunden zu werden. Mittels einer breqfast-Anfrage beim GFZ konnten die Daten angefordert und vom FTP-Server des GFZ geladen werden. Mit Beginn des SiMoN Netzwerkes wurde auf eine kontinuierliche Fernübertragung der Daten per UMTS an das HLOG in Wiesbaden umgestellt. Von dort konnten die Daten direkt über eine SSH- und SeedLink-Verbindung geladen werden. Um die lokalen Erdbeben aus dem kontinuierlichen Datenstrom zu detektieren und zu extrahieren wurde nach Anwendung eines Butterworth Filters im Frequenzband von 5 bis 50 Hz ein STA/LTA (Short Time Average über Long Time Average) Triggeralgorithmus auf die Vertikalkomponente der Seismogramme angewendet. Dieser Triggeralgorithmus basiert auf einem Vergleich der Wurzel aus dem Mittelwert der quadrierten Amplitude eines kurzzeitigen Zeitfensters (STA = 3 Sekunden langes Zeitfenster) mit der Wurzel aus dem Mittelwert der quadrierten Amplitude eines langfristigen Zeitfensters (LTA = 30 Sekunden langes Zeitfenster). Erreicht der so bestimmte Wert einen vorgegebenen Mindestwert (Triggerverhältnis), so löst der Trigger aus und es wird ein ca. zwei Minuten langes Zeitfenster um den getriggerten Zeitpunkt aus den Wellenformdaten ausgeschnitten. Dieses Triggerverhältnis wurde in dieser Arbeit aufgrund der in Kapitel 3 beschriebenen hohen Rauschbedingungen im dicht besiedelten nördlichen ORG auf einen geringen Wert von 2,0 gesetzt. Dies gewährleistet, dass alle seismischen Ereignisse detektiert werden, führt jedoch auch dazu, dass die meisten Störsignale, die ähnliche Amplituden aufweisen wie schwächere Erdbeben, ebenfalls getriggert werden. Deshalb ist nach der Anwendung des Triggeralgorithmus eine Durchsicht aller getriggerten Zeitfenster

unumgänglich. Im Falle der seismischen Netzwerke im nördlichen ORG entfielen auf ca. 30000 bis 50000 Triggerzeiten zwei Erdbeben pro Monat (Ausnahme: Bebenserie bei Ober-Ramstadt). Um diese enorme Menge an Daten bearbeiten zu können, wurden nur die Triggerzeiten begutachtet, zu deren Zeitpunkt mindestens drei Stationen einen Trigger ausgelöst haben. Dies reduzierte die Gesamtanzahl an Triggerzeiten pro Monat auf 1000 bis 1500. Nach Identifizierung der lokalen Erdbeben wurde die Datenauswertung mit dem Softwarepaket SeisAn durchgeführt. Zur Bestimmung der Hypozentren wurde der in SeisAn implementierte Lokalisierungsalgorithmus HYPOCENTER von Lienert und Havskov (1995) verwendet. Dazu wurden die jeweiligen P- und S-Phaseneinsätze für jede Station und jedes Erdbeben bestimmt und gepickt. Um den Effekt der Phasenverschiebung beim Einsatz von Filtern zu vermeiden, wurden die Ankunftszeiten manuell auf den ungefilterten Seismogrammen gepickt. P-Welleneinsätze wurden auf der Vertikalkomponente bestimmt und S-Welleneinsätze auf einer der Horizontalkomponenten. Zur Lokalisierung der Erdbeben wurde das in Abb. 4.3 und Tab. 4.1 dargestellte Geschwindigkeitsmodell verwendet. Dabei handelt es sich um eine Modifizierung des Geschwindigkeitsmodelles des Erdbebendienstes Südwest, angepasst an die durch 2D seismische Messungen im Raum Groß-Gerau definierten seismischen Intervallgeschwindigkeiten in den obersten drei Kilometern. In dem hier verwendeten Geschwindigkeitsmodell ist das Verhältnis von P-Wellen-Geschwindigkeit zu S-Wellengeschwindigkeit (V_p/V_s -Verhältnis) nicht festgesetzt, sondern variiert mit der Tiefe. Die mächtigen Sedimente des ORG werden durch ein erhöhtes V_p/V_s -Verhältnis von 2,0 in den obersten 3 km berücksichtigt. Mit zunehmender Tiefe verringert sich das V_p/V_s -Verhältnis und erreicht in einer Tiefe von 27 km (Mohotiefe im nördlichen ORG; Wenzel et al., 1991) einen Wert von 1,71.

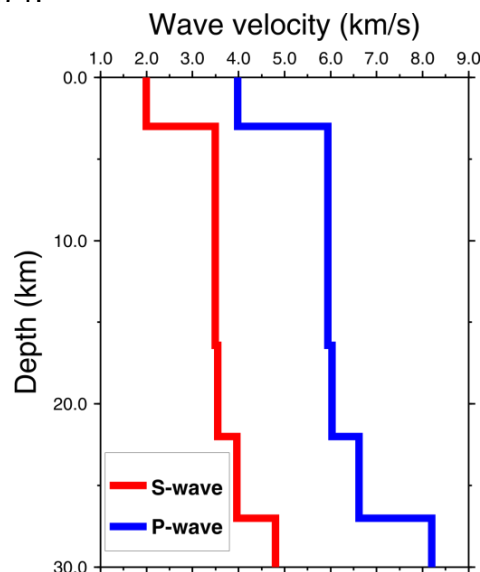


Abb. 4.3: Darstellung des zur Lokalisierung verwendeten Geschwindigkeitsmodelles. P- und S-Wellen Geschwindigkeiten sind in blau bzw. rot gekennzeichnet.

Tab. 4.1: Zur Lokalisierung verwendetes Geschwindigkeitsmodell mit variierendem V_p/V_s -Verhältnis.

Tiefe (km)	V_p (km s^{-1})	V_s (km s^{-1})	V_p/V_s
0	3,98	1,99	2,0
3	5,94	3,49	1,70
16	6,03	3,50	1,72
22	6,62	3,96	1,67
27	8,20	4,80	1,71
45	8,36	5,01	1,67

Das in dieser Form letztlich für die Lokalisierungen verwendete Geschwindigkeitsmodell wurde im Laufe des SiMoN Projektes unter Verwendung der gemessenen Daten angepasst. Dazu wurden die Geschwindigkeiten aus lokalen und regionalen Pg und Sg Phasen mit Hilfe der VELEST Routine (Version 3.1; Kissling et al., 1994), welche in SeisAn implementiert ist, bestimmt und das Geschwindigkeitsmodell entsprechend angepasst. Dabei verwendet die VELEST Routine Prozeduren, die auch in der seismischen Tomographie Anwendung finden (Kissling et al., 1994; Kissling, 1988). Mit Hilfe der Erstellung von Wadati Diagrammen wurden aus den gemessenen Daten die Geschwindigkeitsverhältnisse von P- zu S-Welle bestimmt. Wadati Diagramme werden jeweils für einzelne Erdbeben erstellt, wobei entlang der X-Achse die Ankunftszeiten der P-Welle und entlang der Y-Achse der Laufzeitunterschied zwischen P- und S-Welle an jeder Station aufgetragen werden. Das V_p/V_s -Verhältnis entspricht dabei der Steigung der Geraden des Wadati Diagramms, addiert um den Wert 1. Der Schnittpunkt der Geraden mit der X-Achse gibt dabei die Herzzeit t_0 wieder. Zur Bestimmung des V_p/V_s -Verhältnisses wird über die Krustenstruktur nur die Annahme gemacht, dass $V_p/V_s = \text{const}$ ist. Abb. 4.4 zeigt ein Beispiel eines solchen Wadati Diagramms sowie die Häufigkeitsverteilung aller berechneten V_p/V_s -Verhältnisse aus dem Bebenkatalog der Pilotstudie. Daraus lässt sich ein Mittelwert für V_p/V_s von 1.74 ± 0.07 bestimmen. Der über die Tiefe gemittelte Wert, der sich aus dem mit der VELEST Routine bestimmten Geschwindigkeitsmodell ergibt, liegt bei 1,745 und damit im Fehlerbereich des berechneten Wertes aus den Wadati Diagrammen. Somit gibt das verwendete Geschwindigkeitsmodell unter Berücksichtigung der Einschränkung auf einen 1D-Verlauf die Geschwindigkeitsstruktur im nördlichen ORG gut wieder.

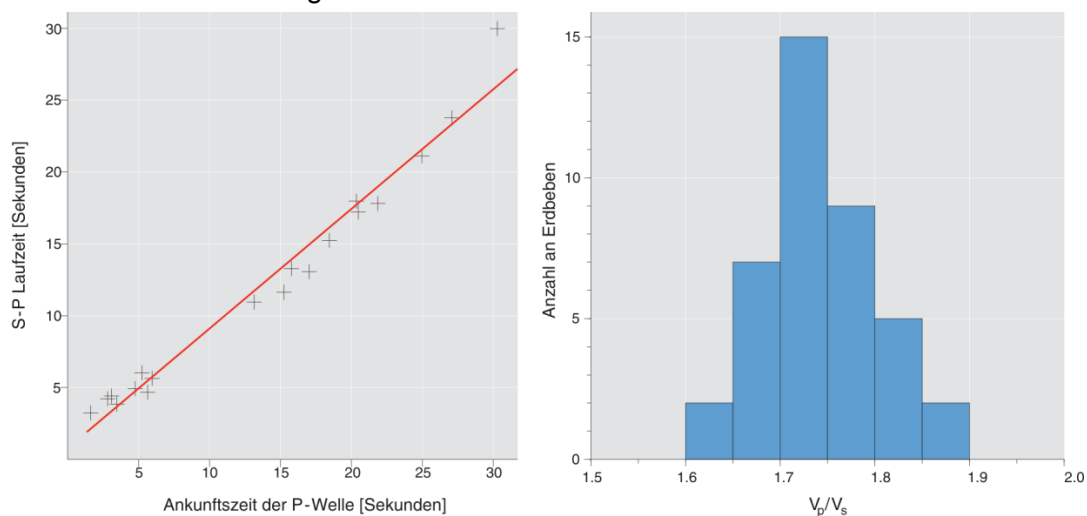


Abb. 4.4: Wadati Diagramm des Bebens vom 23.12.2010 bei Mainz (links) und Häufigkeitsverteilung aller berechneten Werte (rechts) nach Homuth et al., 2014b.

Es wurden ebenfalls unter Verwendung der VELEST Routine Stationskorrekturen bestimmt und bei der Lokalisierung angewandt, um lokale Effekte aufgrund von unterschiedlichen geologischen Untergründen an den verschiedenen Stationen zu berücksichtigen. Hier gibt es vor allem einen großen Unterschied zwischen den Stationen auf Sedimenten im Graben und den Stationen auf Festgestein im Taunus und Odenwald (Verlangsamung der Wellengeschwindigkeiten durch die Sedimente im Vergleich zum Festgestein). Neben dem hier dargestellten Geschwindigkeitsmodell wurden weitere bereits publizierte und weit verbreitete Geschwindigkeitsmodelle angewendet. Dies waren das IASP91-Modell (Kennett und Engdahl, 1991), als auch weitere regionale Modelle (LED Südwest; Plenefisch und Bonjer, 1997; Hinzen, 2003), die jedoch allesamt nicht zu qualitativ besseren Lokalisierungen führten. Es wurde ebenfalls eine weitere Modifizierung des hier bestimmten Modelles mit

einer Differenzierung der obersten 3 km in insgesamt neun unterschiedliche Geschwindigkeitszonen (aus Ergebnissen der 2D-Seismik abgeleitet) getestet. Auch in diesem Fall konnte keine Verbesserung in der Lokalisierungsgenauigkeit erzielt werden, so dass letztendlich das in Tab. 4.1 dargestellte Geschwindigkeitsmodell für die weiteren Auswertungen verwendet wurde. Das SeisAn Softwarepaket beinhaltet eine Abschätzung der Lokalisierungsfehler und RMS Residuen basierend auf der Stationsgeometrie und den Laufzeitresiduen. In den meisten Fällen dieser Studie konnten RMS Residuen von 0,1 bis 0,3 s erreicht werden. Der Wert von 0,3 s wurde dabei nicht überschritten. Für die folgenden Analysen wurden nur Erdbeben mit Lokalisierungsfehlern ≤ 10 km (für einen Vertrauensbereich von 90%) verwendet. Dies trifft für 90% aller lokalisierten Ereignisse ein. Typischerweise wurden alle Erdbeben, die eine Lokalmagnitude größer $M_L = 1,5$ aufwiesen, von neun bis 13 Stationen lokalisiert, so dass für diese Erdbeben nur relativ geringe azimutale Lücken zu verzeichnen sind. Erdbeben mit geringeren Magnituden wurden oft unter Berücksichtigung von Datenaufzeichnungen von vier bis fünf Stationen lokalisiert. Zur Verdeutlichung der guten Datenqualität trotz der bekannten hohen Rauschbedingungen zeigt Abb. 4.5 Seismogramme zweier Erdbeben an zwei unterschiedlichen Stationen des SiMoN Netzwerkes. Ereignis 1, ein relativ schwaches Erdbeben ($M_L = 1,3$), wurde an einer Station auf Festgestein in größerer Entfernung zum Epizentrum (ERNS, $\Delta = 35,3$ km) und an einer Station auf Sedimenten näher zum Epizentrum (WALL, $\Delta = 17,5$ km) aufgezeichnet. In beiden Seismogrammen sind klare P- und S-Welleneinsätze (gestrichelte Linien) bei einem guten Signal-Rauschverhältnis zu erkennen. Ereignis 2 war ein moderates Erdbeben ($M_L = 2,4$), für das die Seismogramme der Station WEIT ($\Delta = 12,7$ km) und DEXH ($\Delta = 30,7$ km) dargestellt sind. In beiden Fällen sind wieder klare P- und S-Welleneinsätze erkennbar.

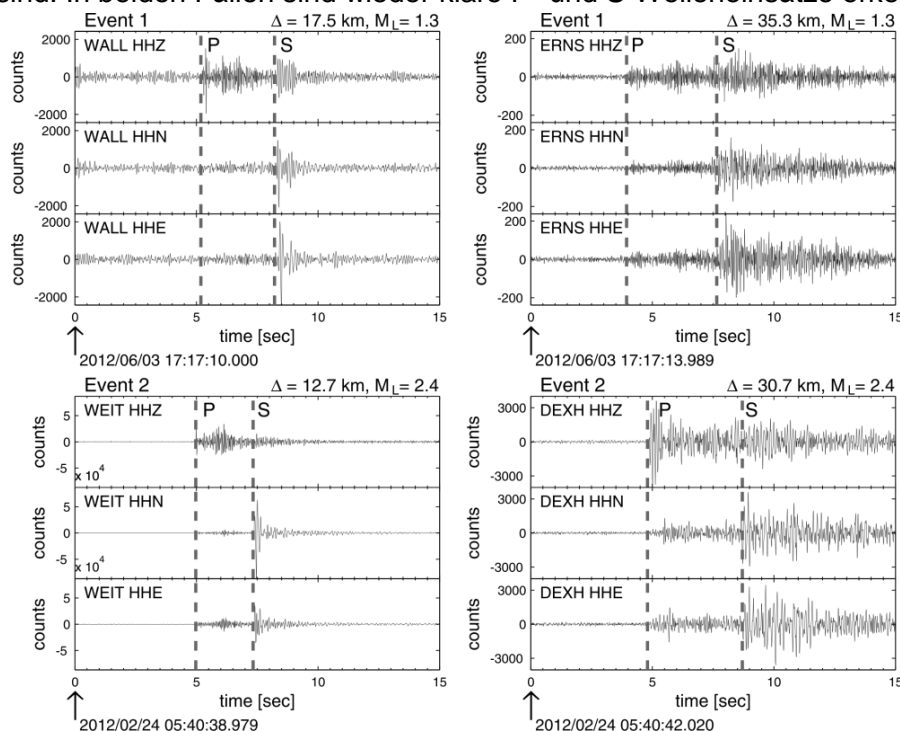


Abb. 4.5: Beispiele der Registrierung von zwei Erdbeben in zwei unterschiedlichen epizentralen Entfernungen (Homuth et al., 2014a). Obere Reihe: Vergleichsweise schwaches Ereignis ($M_L = 1,3$) registriert an den Stationen WALL ($\Delta = 17,5$ km, links) und ERNS ($\Delta = 35,3$ km, rechts). Untere Reihe: Stärkeres Ereignis 2 ($M_L = 2,4$) aufgezeichnet an den Stationen WEIT ($\Delta = 12,7$ km, links) und DEXH ($\Delta = 30,7$ km, rechts). Die Seismometerkomponenten Z, N und E sind von oben nach unten dargestellt, Amplitudenwerte sind in digitalen Zählseinheiten gegeben. Die Ankunftszeiten von P- und S-Welle sind durch die gestrichelten Linien angegeben.

4.1.2 Magnitudenbestimmung

Um die Magnituden der lokalen Erdbeben zu berechnen wurde die Formel von Hutton und Boore (1987) verwendet:

$$M_L = a \cdot \log_{10}(amp) + b \cdot \log_{10}(dist) + c \cdot (dist) + d \quad (4.1)$$

mit $dist$ = Hypozentraldistanz in km und amp = maximale Amplitude der Horizontalkomponente einer Wood-Anderson Simulation des aufgezeichneten Seismogramms in nm (Abzug der Instrumentenantwort (Response) und Faltung der Bodenbewegung mit der Standardantwort eines Wood-Anderson Torsionsseismographen (Anderson und Wood, 1925)). Es wurden die Kalibrierungsparameter (a, b, c, d) nach Stange (2006) für Südwest Deutschland verwendet:

$$a = 1.0, b = 1.11, c = 0.00095, d = -2.00. \quad (4.2)$$

Ein Beispiel für die Berechnung der Magnitude an insgesamt zwölf Stationen als Funktion der Epizentraldistanz ist in Abb. 4.6 dargestellt. Die durchschnittliche Magnitude, die für dieses Erdbeben berechnet wurde, ist $M_L = 2,2$ mit einer Standardabweichung von $\pm 0,3$. Dies zeigt, dass die verwendeten Kalibrierungsparameter nach Stange (2006) eine ausreichende Beschreibung der Dämpfung im nördlichen ORG geben, da keine systematische Entfernungabhängigkeit der berechneten Magnituden zu erkennen ist.

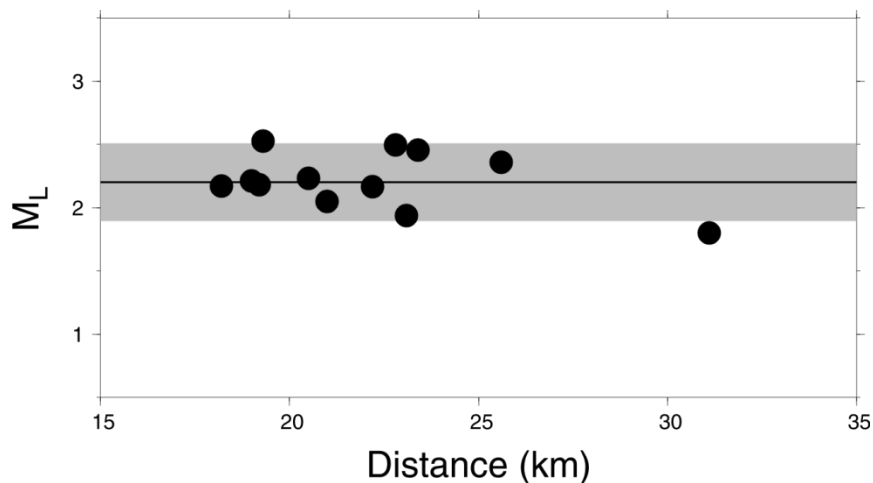


Abb. 4.6: Lokale Magnitude eines Erdbebens als Funktion der epizentralen Entfernung berechnet an zwölf Stationen (Homuth et al., 2014a). Die durchschnittliche lokale Magnitude berechnet aus allen Einzelwerten der Stationen ergibt einen Wert von $M_L = 2,2$ (horizontale schwarze Linie) mit einer Standardabweichung von $\pm 0,3$ (graue Fläche). Kreise markieren die Einzelwerte der Stationen.

4.1.3 Lokale Seismizität

Im Zeitraum von November 2010 bis Dezember 2014 konnten insgesamt 305 lokale Erdbeben lokalisiert werden (Abb. 4.7). Neben Erdbeben im direkten Untersuchungsgebiet wurden ebenfalls Beben in der Wetterau, dem Neuwieder Becken und der Pfalz sowie dem zentralen ORG detektiert und lokalisiert. Im weiteren Verlauf der Diskussion werden jedoch nur die Erdbeben im Untersuchungsgebiet angesprochen. Diese in der direkten Umgebung der Netzwerke im nördlichen ORG lokalisierten Erdbeben sind in Abb. 4.8 dargestellt. Insgesamt konnten 243 Erdbeben in diesem Gebiet lokalisiert werden. Die genauen Angaben zu Herzzeit, Tiefe und Lage der Beben sind in Tab. A4.1 angegeben. Die Mehrzahl der Epizentren ist entlang der östlichen Grabenschulter lokalisiert, als auch im Graben selbst, wohingegen entlang der westlichen Grabenschulter eine geringere Aktivität beobachtet werden kann. Eine weitere aktive Region stellt der südliche Rand des Taunus dar. Eine Besonderheit findet sich im Bereich um Darmstadt, hier traten insgesamt zwei unterschiedlich stark ausgeprägte Bebenserien auf, einmal nordöstlich (nahe Arheiligen/Messel) und einmal südöstlich von Darmstadt (bei Ober-Ramstadt) gelegen. Auf die größere Bebenserie bei Ober-Ramstadt wird in Kapitel 4.2 genauer eingegangen.

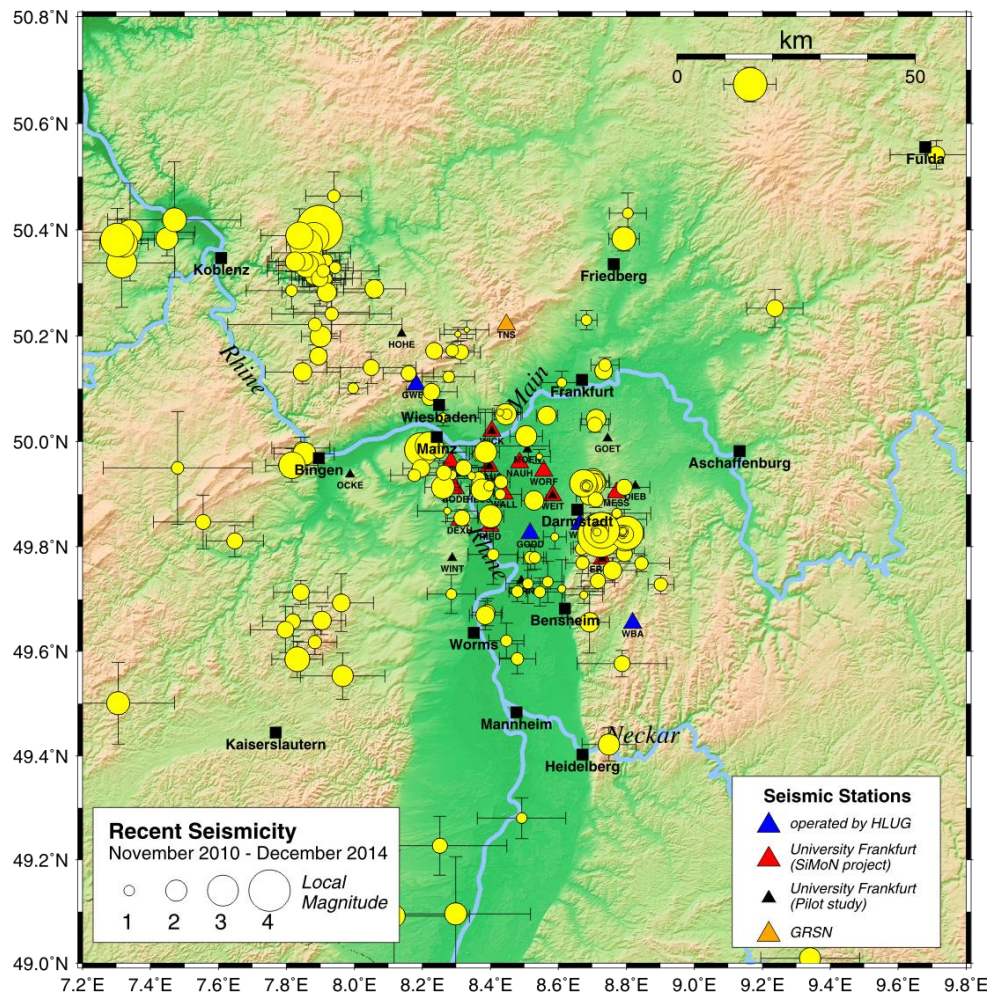


Abb. 4.7: Aufgezeichnete Seismizität (gelbe Kreise) und Standardabweichungen der Lokalisierung im Zeitraum November 2010 bis Dezember 2014. Rote Dreiecke repräsentieren Stationen des SiMoN-Projektes, blaue Dreiecke Stationen des HLUg. Die GRSN Station TNS ist durch das orangene Dreieck gekennzeichnet. Die kleineren schwarzen Dreiecke zeigen die Stationsstandorte der Pilotstudie zum SiMoN Projekt.

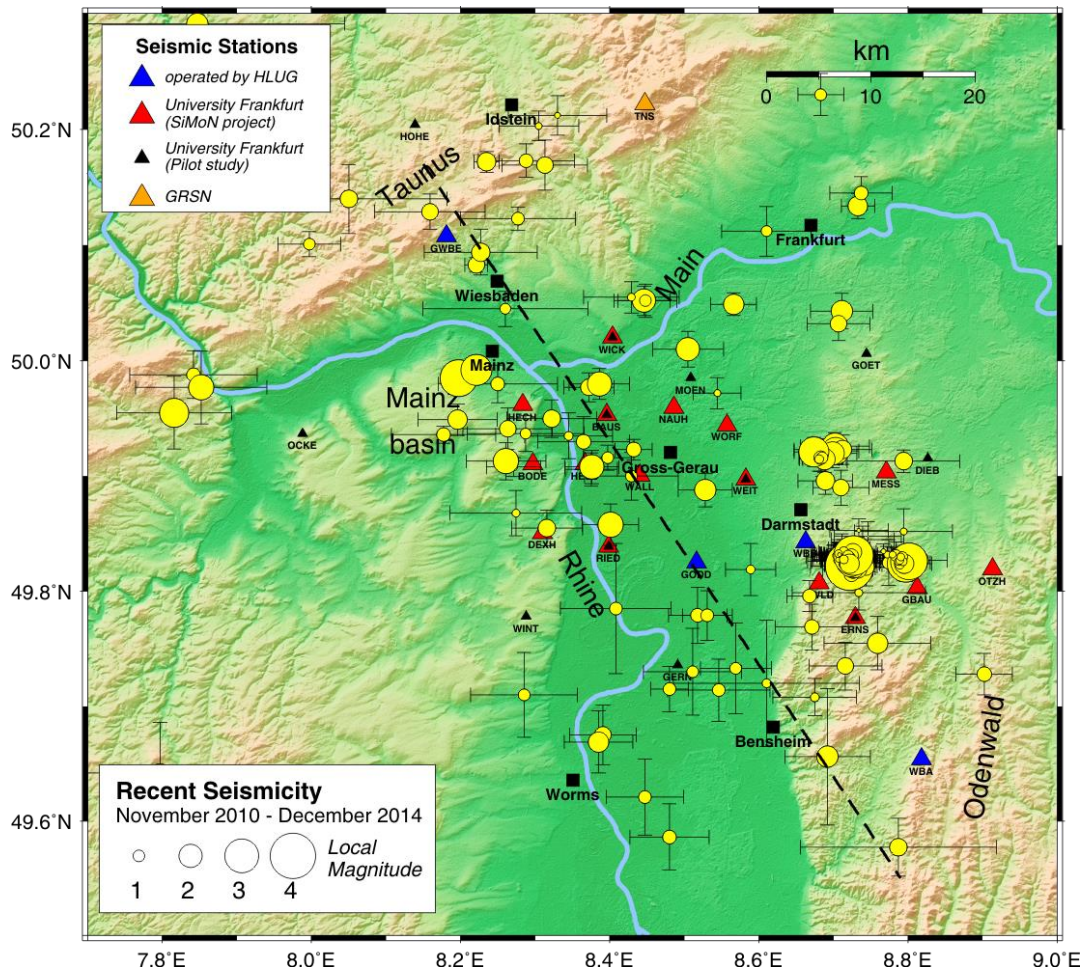


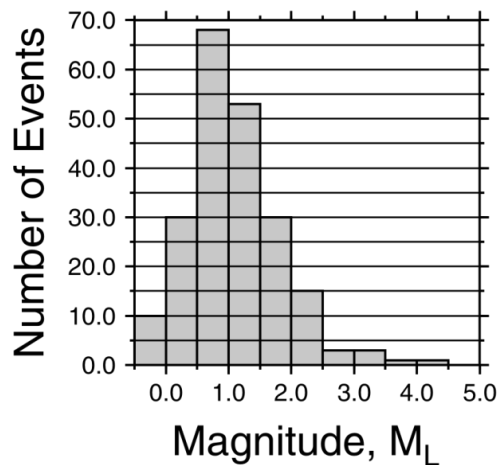
Abb. 4.8: Registrierte lokale Seismizität (gelbe Kreise) und Standardabweichungen der Lokalisierung im Zeitraum November 2010 bis Dezember 2014 im Bereich des nördlichen ORG. Rote Dreiecke repräsentieren Stationen des SiMoN Projektes, blaue Dreiecke Stationen des HLUg. Die GRSN Station TNS ist durch das orangene Dreieck gekennzeichnet. Die kleineren schwarzen Dreiecke zeigen die Stationsstandorte der Pilotstudie zum SiMoN Projekt. Die gestrichelte Linie markiert den Verlauf des Profils beschrieben in Abb. 4.11.

Abb. 4.8 zeigt ebenfalls die Lokalisierungsgenauigkeit an. Im Mittel liegen die Lokalisierungsfehler bei 2 bis 4 km (horizontal) und 3 km (vertikal) für einen Vertrauensbereich von 90%. Die Lokalisierungsgenauigkeit für Erdbeben am Rande oder außerhalb des Netzwerkes ist dabei deutlich geringer als für Beben, die innerhalb des Netzwerkes lokalisiert wurden. Innerhalb des Netzwerkes liegen die Lokalisierungsfehler im Bereich von 1 bis 2 km, sowohl horizontal als auch vertikal. Dies zeigt, dass die Netzwerkgeometrie zur zuverlässigen und qualitativ guten Lokalisierung von natürlichen Erdbeben im nördlichen ORG geeignet ist. Die größte Herausforderung bei der Lokalisierung von Mikrobeben ist die Bestimmung der Herdtiefe. Während die Lokalisierungen in Erdbebenkatalogen für das Gebiet des nördlichen ORG oft nur festgesetzte Herdtiefen aufweisen, war es mit den hier verwendeten Netzwerken möglich, alle Herdtiefen mit akzeptablen Unsicherheiten zu bestimmen. Eine Ausnahme stellt hier nur die Bebenserie bei Ober-Ramstadt dar, bei der bei vielen der sehr schwachen Ereignisse ($M_L = -0,5$ bis $0,5$) eine verlässliche Tiefenbestimmung bei der Absolutlokalisierung nicht möglich war. Hier mussten einige Tiefen festgesetzt werden, um eine verlässliche Lokalisierung zu ermöglichen. Eine

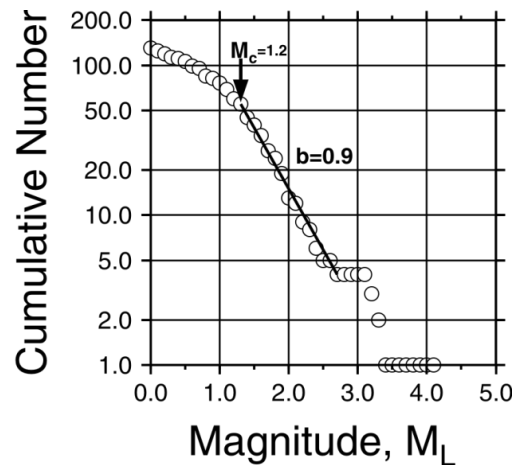
genaue Diskussion findet sich in Kapitel 4.2. Die Unsicherheiten in der Lokalisierung entstehen hauptsächlich aufgrund der Stationsverteilung, der Anzahl an Registrierungen, dem größten azimutalen Winkel ohne jegliche Beobachtungen und der RMS Residuen. Laut Gombert et al. (1990) ist die Herdtiefe gut bestimmt, wenn eine korrekte Ankunftszeit der S-Welle innerhalb einer Distanz vom Epizentrum von $1,4 \cdot \text{Herdtiefe}$ aufgezeichnet werden konnte. Dieses Kriterium ist bei 85% aller in dieser Studie bestimmten Lokalisierungen eingehalten. Bei den restlichen 15% zeigen nur drei Erdbeben Unsicherheiten größer als 5 km in der Tiefenbestimmung. Für sehr exakte Tiefenbestimmungen ist es unumgänglich Stationen direkt oberhalb des Hypozentrums einzubeziehen. Im Allgemeinen ist die Unsicherheit in der Tiefenbestimmung größer als in der Bestimmung des Epizentrums, da im Normalfall alle Sensoren an der Oberfläche installiert sind. In dieser Studie konnten jedoch auch die Beben, die sich außerhalb des Netzwerkes befinden, mit akzeptablen Lokalisierungsfehlern lokalisiert werden und es war nicht nötig die Herdtiefen festzusetzen, um bessere Lokalisierungen zu erhalten (außer bei den bereits erwähnten schwachen Erdbeben der Bebenserie bei Ober-Ramstadt). Die Magnituden der lokalisierten Erdbeben liegen im Bereich von $M_L = -0,5$ bis $M_L = 4,2$. Die meisten Beben liegen dabei im Bereich von $M_L = 0,5$ bis $M_L = 1,5$, nur vergleichsweise wenige Beben überschreiten einen Wert von $M_L = 2,0$. Erdbeben geringerer Magnitude ($M_L \leq 1,5$) sind gleichmäßig über die Untersuchungsregion verteilt und bestätigen damit das gute Auflösungsvermögen und die gute Datenqualität der Messstandorte in dieser dicht besiedelten Region mit hohem anthropogenen Hintergrundrauschen. Die Detektionsschwelle des gesamten Netzwerkes liegt bei einer Lokalmagnitude von $M_L = 0,5$ mit einer Vollständigkeitsmagnitude (untere Lokalisierungsgrenze) von $M_c = 1,2$ und einen b-Wert von $\approx 0,92$ (bzw. $M_c = 0,8$ und $b \approx 0,76$ unter Berücksichtigung der Bebenserie bei Ober-Ramstadt), berechnet aus der kumulativen Magnitudenhäufigkeitsverteilung unter Verwendung der Methode der kleinsten Quadrate (Abb. 4.9). Für den sogenannten A-Wert ergibt sich ein Wert von 2,98, so dass sich hieraus eine Gutenberg-Richter-Verteilung von

$$\log_{10} N = N^{A-bM} = N^{2,98-0,92M} \quad (4.3)$$

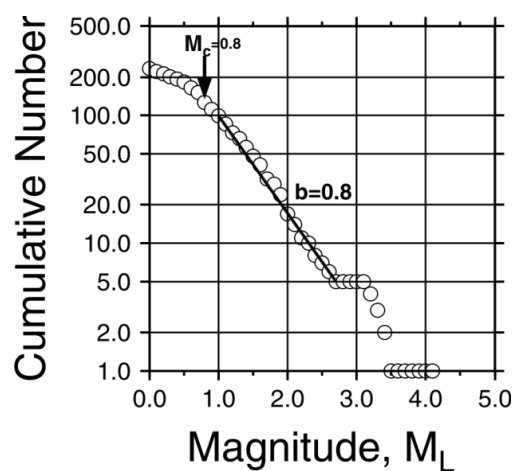
ergibt, mit N als Anzahl der Erdbeben mit Magnitude $\geq M$. Der A-Wert entspricht dabei dem Schnittpunkt der Steigungsgeraden der Gutenberg-Richter-Verteilung mit der Y-Achse für eine bestimmte Minimalmagnitude. Neben der Methode der kleinsten Quadrate können A- und b-Wert ebenfalls nach der Maximum-Likelihood-Methode von Weichert (1980) berechnet werden. Vorteil dieser Methode ist es, dass in die Berechnung neben der einfachen Anzahl der Beben einer Magnitude zusätzlich noch der Zeitraum berücksichtigt wird, für den eine Vollständigkeit der verschiedenen Magnitudenklassen vorliegt. Dies ist insbesondere bei der Begutachtung historischer Erdbebenkataloge von Vorteil, da unterschiedliche Magnitudenbereiche unterschiedliche Vollständigkeitszeiträume aufweisen. Stärkere Magnituden konnten bereits zu früheren Zeitpunkten gemessen bzw. verspürt werden, währenddessen neue Messtechnologien und die zunehmende Verbreitung seismischer Messstationen in den letzten Jahrzehnten dazu führten, dass sich die Vollständigkeitsgrenze zu immer geringeren Magnituden verschoben hat. Ähnlich verhält es sich auch mit den in dieser Studie installierten Netzwerken. So ist das SiMoN Netzwerk aufgrund seiner geringeren Stationsabstände sensitiver als das Netzwerk der Pilotstudie. Außerdem wurde das Netzwerk nicht komplett zu einem Zeitpunkt installiert, sondern über einen Zeitraum von mehreren Monaten, was zur Folge hatte, dass sich die Vollständigkeitsgrenze des Netzwerkes immer leicht verbesserte. Daher ist auch in diesem, im Vergleich zu historischen Erdbebenkatalogen, eher kurzen Zeitraum eine Anwendung der Weichert-Methode sinnvoll.



a)



b)



c)

Abb. 4.9: a) Magnitudenhäufigkeitsverteilung der Erdbeben im nördlichen ORG. b) Kumulative Magnitudenhäufigkeitsverteilung resultierend in einem b-Wert von $\approx 0,9$ und einer Vollständigkeitsmagnitude von $M_c = 1,2$. c) Kumulative Magnitudenhäufigkeitsverteilung unter Berücksichtigung der Erdbebenserie bei Ober-Ramstadt resultierend in einem b-Wert von $\approx 0,8$ und einer Vollständigkeitsmagnitude von $M_c = 0,8$.

Die Maximum-Likelihood Abschätzung des b-Wertes wurde bereits durch Aki (1965) eingeführt und führte zu Gleichung 4.4:

$$\frac{1}{\beta} = \bar{m} - m_0, \quad (4.4)$$

mit $\beta = b \cdot \ln(10)$, \bar{m} = mittlere Magnitude der Datenreihe und m_0 = kleinste Magnitude, für die noch eine Vollständigkeit vorliegt. Diese Gleichung gilt bei lückenloser Magnitudenverteilung. Im Falle einer nicht kontinuierlichen Magnitudenverteilung werden die Ereignisse in Magnitudenklassen gruppiert (Intervalle) und Gleichung 4.4 nach Utsu (1966) mit einem Korrekturfaktor versehen:

$$\frac{1}{\beta} \frac{\beta \delta}{\tanh(\beta \delta)} = \bar{m} - m_0, \quad (4.5)$$

wobei δ der halben Intervallbreite entspricht. Im Falle von ungleichen Beobachtungszeiträumen nimmt die Likelihood-Funktion L für eine Anzahl von n_i Ereignissen im Magnitudenintervall m_i innerhalb des Beobachtungszeitraums t_i folgende Form an:

$$L(\beta | n_i, m_i, t_i) = \frac{N!}{\prod_i n_i!} \prod_i p_i^{n_i}, \quad (4.6)$$

mit $p_i = \frac{t_i e^{-\beta m_i}}{\sum_j t_j e^{-\beta m_j}}$. Ein Extremwert von $\ln(L)$ ergibt sich für

$$\frac{\sum_i t_i m_i e^{-\beta m_i}}{\sum_j t_j e^{-\beta m_j}} = \frac{\sum n_i m_i}{N} = \bar{m}, \quad (4.7)$$

welcher mittels eines iterativen Schemas nach β aufgelöst werden kann.

Wendet man diese Methode auf den in dieser Arbeit erstellten Erdbebenkatalog an, so erhält man einen b-Wert von 0,90 und einen A-Wert von 2,67. Diese Werte gelten für den Magnitudenbereich von $M_L = 1,0$ bis 3,0. Es stellt sich nun die Frage, ob sich in anderen Magnitudenbereichen ähnliche Werte ergeben. Um dies zu überprüfen, wurde der neu erschienene hessische Erdbebenkatalog des HLUG (Kracht, 2013) ebenfalls mit beiden Methoden zur Abschätzung von A- und b-Wert analysiert. In die Berechnung gingen 248 Erdbeben im Magnitudenbereich von $M_L = 2,0$ bis 5,0 ein. Aus der Gutenberg-Richter-Verteilung erhält man mit der Methode der kleinsten Quadrate einen b-Wert von 0,87 und einen A-Wert von 4,45. Mit der Weichert-Methode ergeben sich Werte von $b = 0,91$ bzw. $A = 2,22$. Eine ähnliche Begutachtung wurde auch für sehr schwache Erdbeben ($M_L = 0,0$ bis 1,0) anhand von nanoseismischen Messungen durch die Universität Stuttgart innerhalb des SiMoN Projektes durchgeführt. Dabei konnte ein für diesen Magnitudenbereich gültiger b-Wert von 0,86 ermittelt werden (Blascheck, 2014, pers. Mitteilung). Fügt man all diese unterschiedlichen Magnitudenbereiche zusammen, ergibt sich nach der Methode der kleinsten Quadrate ein b-Wert von 1,02 und ein A-Wert von 2,28. Unter Verwendung der Weichert-Methode ergeben sich Werte von $b = 0,94$ und $A = 2,32$. Damit wird ersichtlich, dass eine Extrapolation des b-Wertes hin zu größeren, genauso wie zu kleineren Magnituden, möglich ist und damit bereits relativ kurze Messkampagnen in einem Untersuchungsgebiet ausreichen können, um eine ausreichend genaue Beschreibung der seismischen Aktivitätsrate zu erhalten. Die Ergebnisse dieser statistischen Betrachtung sind in Tab. 4.2 zusammengefasst. Sie unterscheiden sich ebenfalls nur unwesentlich von bereits publizierten Berechnungen des b-Wertes für den ORG (Helm, 1996; Barth et al., 2015).

Tab. 4.2: Berechnete A- und b-Werte für unterschiedliche Magnitudenklassen nach der Methode von Weichert (1980).

Magnitudenbereich	A-Wert	b-Wert
0,0 – 1,0	2,48	0,86
1,0 – 3,0	2,67	0,90
2,0 – 5,0	2,22	0,91
0,0 – 5,0	2,32	0,94

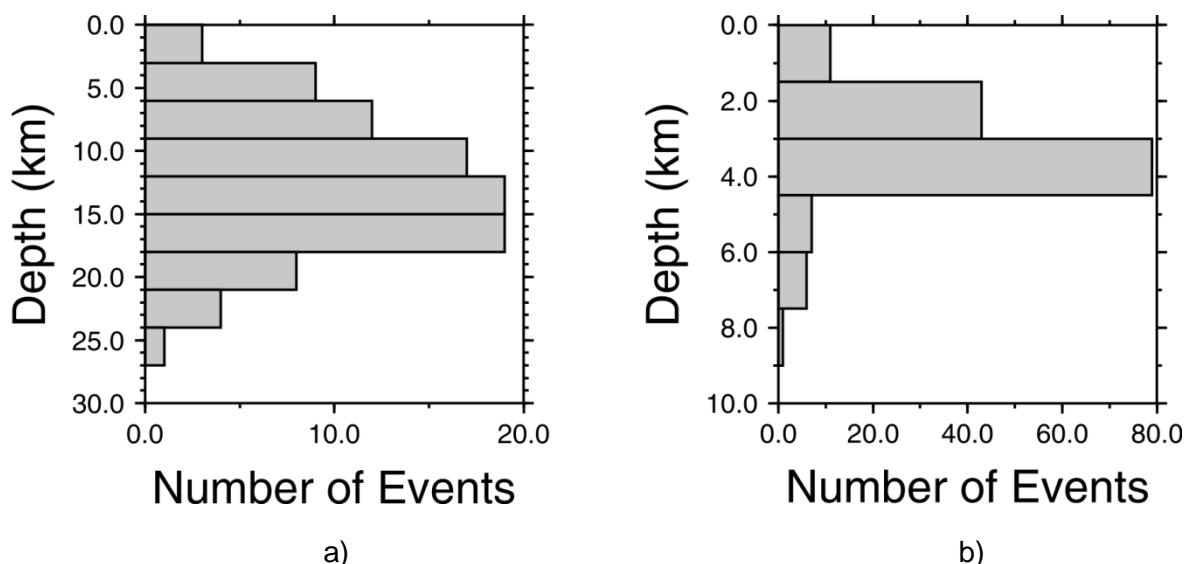


Abb. 4.10: Tiefenverteilung der Hypozentren: **a)** ohne Erdbebenserie bei Ober-Ramstadt, **b)** Erdbebenserie bei Ober-Ramstadt.

Die Tiefenverteilung der Erdbeben im nördlichen ORG ist in Abb. 4.10a dargestellt. Die Seismizität reicht dabei bis in Tiefen von 25 km mit einem ausgeprägten Aktivitätsmaximum im Tiefenbereich von 12 km bis 18 km. Nur wenige Erdbeben wurden in der oberen Kruste oberhalb einer Tiefe von 9 km lokalisiert, die meisten Erdbeben traten in größeren Tiefen auf. In dieser Betrachtung wurden die Beben der Bebenserie von Ober-Ramstadt nicht mit einbezogen. Abb. 4.10b zeigt die Tiefenverteilung der Bebenserie von Ober-Ramstadt. Es ist deutlich zu erkennen, dass diese Beben mehrheitlich in geringeren Tiefen von ca. 1,5-4,5 km lokalisiert wurden. Die Tiefenverteilung der Bebenserie von Ober-Ramstadt wird im Detail in Kapitel 4.2 besprochen. Ein Querschnitt entlang eines NW-SE verlaufenden Profils durch das Untersuchungsgebiet (gestrichelte Linie in Abb. 4.8) erlaubt eine genauere Analyse der Herdtiefenverteilung (Abb. 4.11). Alle aufgezeichneten Erdbeben sind auf diese vertikale Fläche projiziert. Das Profil kreuzt die westliche und östliche Grabenschulter des ORG bei etwa 28 km bzw. 50 km in Bezug auf den Profilbeginn. Seismizität innerhalb der obersten Kruste konnte dabei nur im Taunus, im Odenwald und bei einem flachen Beben im Mainzer Becken beobachtet werden. Im Graben hingegen zeigen alle Ereignisse Herdtiefen im Bereich von 9 km bis 24 km. Geografisch gesehen finden sich die tiefsten Beben in Nähe der östlichen Grabenschulter. Diese Zunahme in der maximalen Herdtiefe von West nach Ost scheint ein genereller Trend im ORG zu sein, da bereits Bonjer (1997) und Edel et al. (2006) eine ähnliche Zunahme der Herdtiefen Richtung Osten im südlichen ORG beobachtet haben. Abb. 4.11 zeigt ebenfalls den Verlauf der Basisüberschiebung (Klügel, 1997) im Untersuchungsgebiet, abgeleitet aus dem nördlichsten Teil des DEKORP 2-S Seismik-Profiles (Behr und Heinrichs, 1987). Die Basisüberschiebung ist das Décollement, welches die rhenoherynischen von den darüber liegenden saxothuringischen Schichten trennt und damit die frühere Plattengrenze widerspiegelt. Sie wurde in das NW-SE verlaufende Profil durch Rotation um einen Winkel von 15° projiziert. Es wird ersichtlich, dass diese Hauptscherzone, unter Berücksichtigung der Lokalisierungsungenauigkeiten, in guter geometrischer Übereinstimmung mit Ereignissen im nordöstlichen Teil des Untersuchungsgebietes ist. Eine weiterführende Diskussion zu einem möglichen Zusammenhang der Seismizität mit dem Verlauf der Basisüberschiebung findet sich in Kapitel 5.1. Das Fehlen von Seismizität im

obersten Teil der Kruste im Grabengebiet kann mehrere Gründe haben. Einerseits könnten die Sedimente des nördlichen ORG mechanisch von den darunterliegenden Einheiten entkoppelt sein, so dass Spannungen in den sedimentären Lagen nicht kritisch sind und sich deshalb keine Brüche bzw. Risse ausbilden können. Dies scheint jedoch im Falle des nördlichen ORG eher unwahrscheinlich, da mehrere Störungen im Grabenbereich nach Auswertung von 2D- und 3D-seismischen Messungen bis in die obersten sedimentären Lagen kartiert wurden. Andererseits könnte die Deformation in den Sedimenten durch Kriechprozesse von Statten gehen und eine aseismische Deformation in diesem Tiefenbereich stattfinden, wie auch von Barth et al. (2015) für große Bereiche des ORG postuliert. Eine dritte Möglichkeit, um die fehlende Seismizität in der obersten Kruste zu erklären, könnte die relativ kurze Observierungszeit sein.

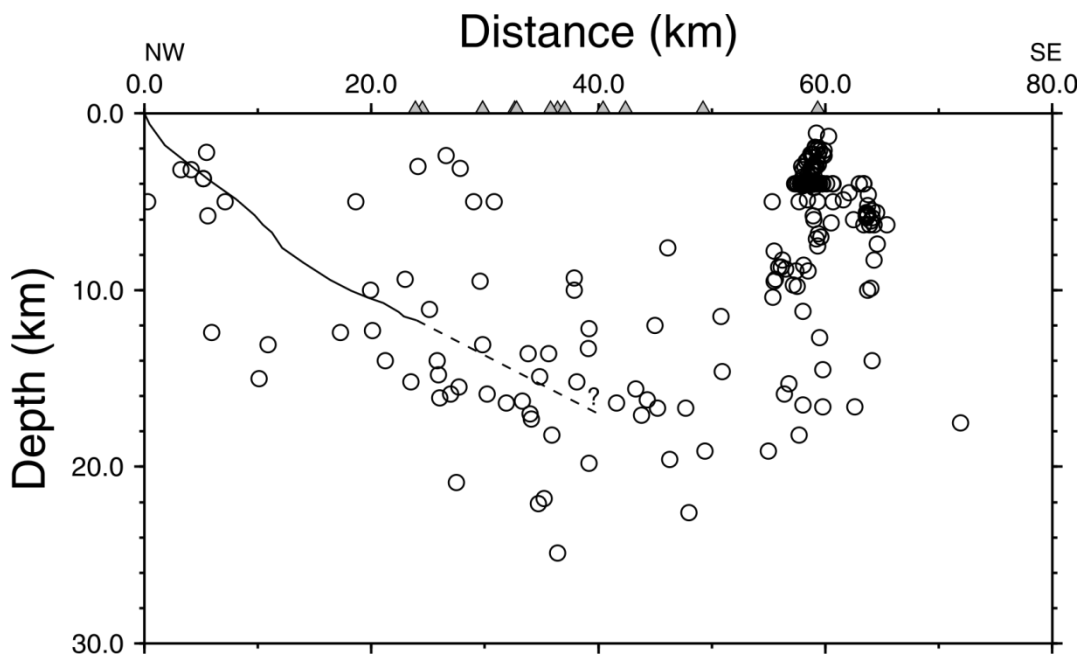


Abb. 4.11: Tiefenschnitt durch die Untersuchungsregion. Die Lage des Profils ist in Abb. 4.8 gegeben. Kreise markieren die Hypozentren aller lokalisierten Ereignisse. Seismische Stationen sind durch graue Dreiecke gekennzeichnet. Der Verlauf der Basisüberschiebung im nördlichen ORG wurde dem DEKORP 2-S Profil (Klügel, 1997; Behr und Heinrichs, 1987) entnommen und ist durch die schwarze Linie gekennzeichnet. Der vermutete weitere Verlauf der Basisüberschiebung in größerer Tiefe ist durch die gestrichelte Linie gegeben.

Im Vergleich mit den Lokalisierungen des Landeserdbebendienstes Südwest (LED) ist eine recht gute Übereinstimmung festzustellen (Abb. 4.12). Die Epizentren des LED Südwest liegen fast immer im Fehlerbereich der Lokalisierungen dieser Arbeit. Es ist zu erkennen, dass der LED Südwest viele Ereignisse im Graben bzw. entlang der östlichen Grabenschulter nicht in seinem Erdbebenkatalog aufführt. Dies hängt wahrscheinlich mit der geringen Stationsdichte des LED Südwest in dieser Region zusammen. Hier konnte innerhalb dieser Arbeit eine deutlich höhere Auflösung erreicht werden. Für das Beben im Raum Mainz vom 23.12.2010 ($M_L = 3,2$) ist ein Vergleich mit der Lokalisierung des LED Südwest in Tab. 4.3 aufgezeigt. Für diese Lokalisierung konnten Daten von insgesamt 40 Stationen verwendet werden; neben einigen Stationen der Pilotstudie auch Stationen des GRSN, des LED Südwest, des LED Nordrhein-Westfalens und der Erdbebenstation Bensberg. Der LED Südwest hat dieses Beben zu einem späteren Zeitpunkt ebenfalls zusammen mit den Daten der Stationen der Pilotstudie unter Verwendung eines alternativen

Geschwindigkeitsmodells relokalisiert. Das Epizentrum des Bebens wurde etwa 3 km weiter nordöstlich lokalisiert (Stange, 2011). Die Fehlerangaben sind etwas geringer (jedoch nur für einen Vertrauensbereich von 68% angegeben), die Tiefe von ca. 13 km stimmt gut überein. Die Azimutüberdeckung (GAP) bei der Lokalisierung des LED Südwest ist mit 56° unwesentlich größer als die in dieser Studie durchgeführte Lokalisierung mit 41°.

Tab. 4.3: Vergleich der Lokalisierungen des Mainzer Bebens vom 23.12.2010.

Lokalisierung durchgeführt von	Latitude (°)	Longitude (°)	Tiefe (km)	GAP (°)
SiMoN-Projekt	49.985N	8.197E	12,4	41
LED Südwest	49.993N	8.224E	9,0	94
Stange (2011)	50.004N	8.222E	13,0	56

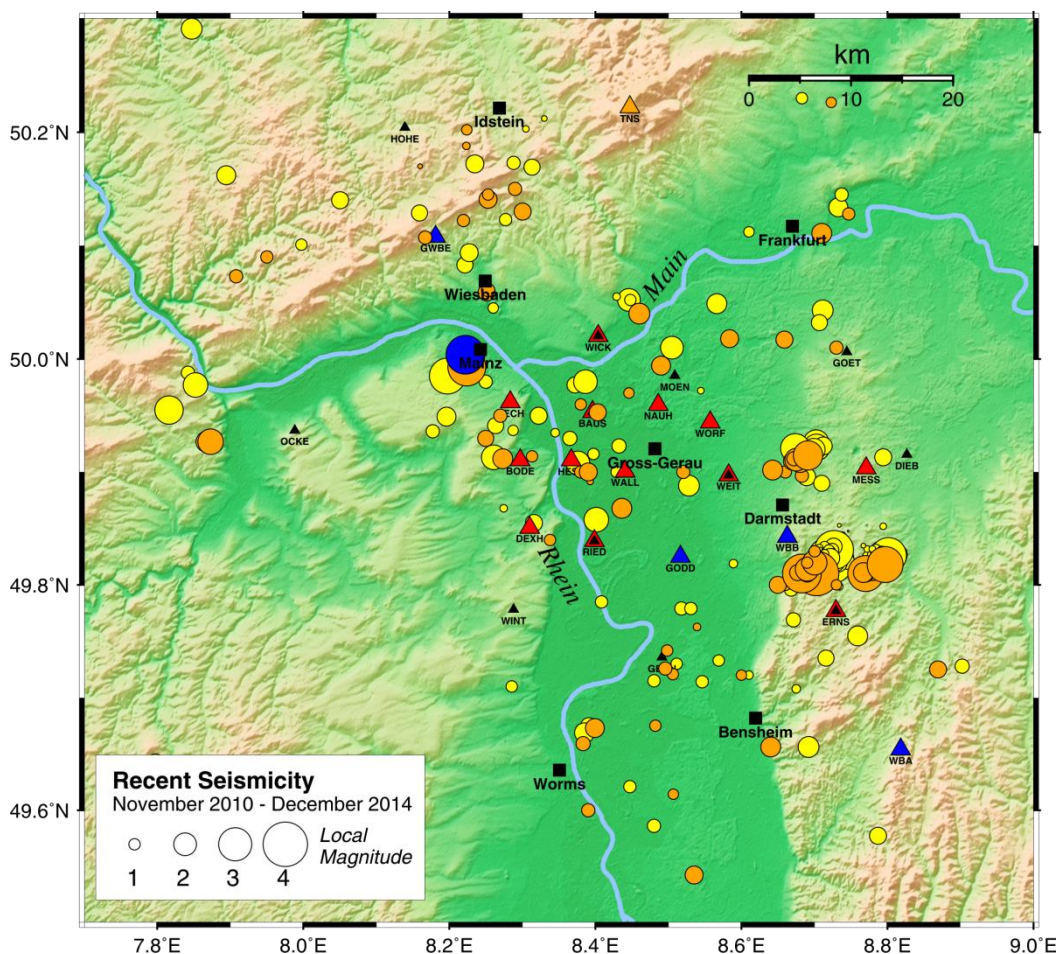
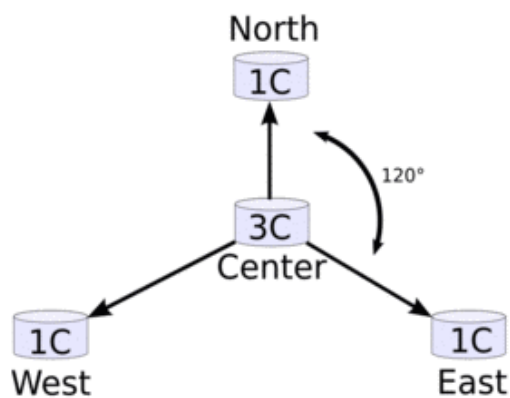


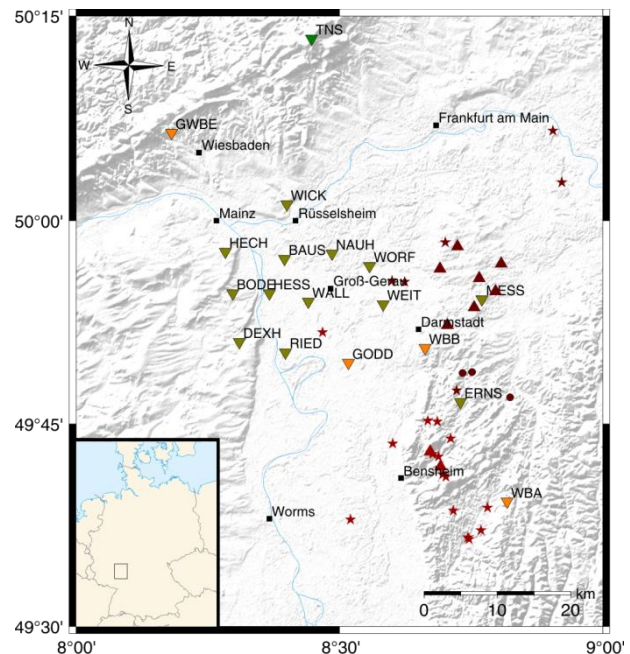
Abb. 4.12: Vergleich der Lokalisierungen (gelbe Symbole: Lokalisierung SiMoN Projekt; orangene Symbole: LED Südwest; blaues Symbol: Lokalisierung des Mainzer Bebens vom 23.12.2010 nach Stange, 2011).

Zusätzlich zu den Messungen, die innerhalb dieser Arbeit durchgeführt wurden, wurden durch die Universität Stuttgart nanoseismische Messkampagnen innerhalb des SiMoN Projektes durchgeführt. Die Methode (Nanoseismic Monitoring; Joswig, 2008) wurde entwickelt, um im Rahmen der Vor-Ort-Inspektionen des Kernwaffenteststop-Vertrages (Comprehensive Nuclear-Test-Ban-Treaty, CTBT) nach einem unterirdischen Kernwaffentest Nachbeben bzw. Setzungsprozesse nachweisen zu können. Anwendung findet das

Verfahren in der Forschung bei der Untersuchung aktiver Verwerfungszone, Hangrutschungen und, wie im SiMoN Projekt, bei der Überwachung von Bau und Betrieb von Geothermiekraftwerken. Die Nachweisgrenze von Ereignissen erreicht bei geeigneten Bedingungen eine Lokalmagnitude von -2 für Registrierungen in bis zu 5 km Entfernung. Eine Mini-Array-Station (SNS) besteht dabei aus vier einzelnen Seismometern, einem Drei-Komponenten Seismometer (3C) sowie drei Ein-Komponenten Seismometern (1C) in etwa 20-100 m Abstand (Abb. 4.13a). Innerhalb des SiMoN Projektes hat sich gezeigt, dass das Verfahren aufgrund der hohen Rauschbedingungen im Grabengebiet kaum einen Mehrwert bringt, so dass lediglich bei Messungen entlang der östlichen Grabenschulter (bei Messel und bei Reinheim im Odenwald) zusätzliche Ereignisse detektiert und lokalisiert werden konnten. Diese sind in Tab. A4.2 und Abb. 4.13b zusammengefasst (Blascheck und Joswig, 2013). Von diesen 24 Beben konnten mit den kontinuierlich registrierenden Stationen sechs Ereignisse lokalisiert werden. An den Randbereichen des SiMoN Netzwerkes konnten demnach durch die nanoseismischen Messungen einige zusätzliche Daten gewonnen werden.



a)



b)

Abb. 4.13: **a)** Schematische Darstellung einer Mini-Array-Station (SNS) bestehend aus einem Drei-Komponenten Seismometer (3C) sowie drei Ein-Komponenten Seismometern (1C) in etwa 20-100 m Abstand. **b)** Karte des Untersuchungsgebietes mit Lokalisierungen (rote Sterne) der nanoseismischen Messkampagnen (Blascheck und Joswig, 2013).

4.2 Bebenserie bei Ober-Ramstadt

4.2.1 Mikroseismische Analysen

Seit dem 17. Mai 2014 konnte in der Nähe der Stadt Ober-Ramstadt im Odenwald eine außergewöhnliche Anzahl an Erdbeben in kürzester Zeit registriert werden. Bereits im März 2014 traten vereinzelt Erdbeben auf, bis es am 17. Mai 2014 um 16.46 Uhr (UTC) zu dem seit mehr als 20 Jahren stärksten Erdbeben in Südhessen mit einer lokalen Magnitude von $M_L = 4,2$ in einer Tiefe von 5,8 km kam (SiMoN Lokalisierung). Dieses Erdbeben konnte an allen Messstationen mit eindeutigen Einsätzen registriert werden (Abb. 4.14).

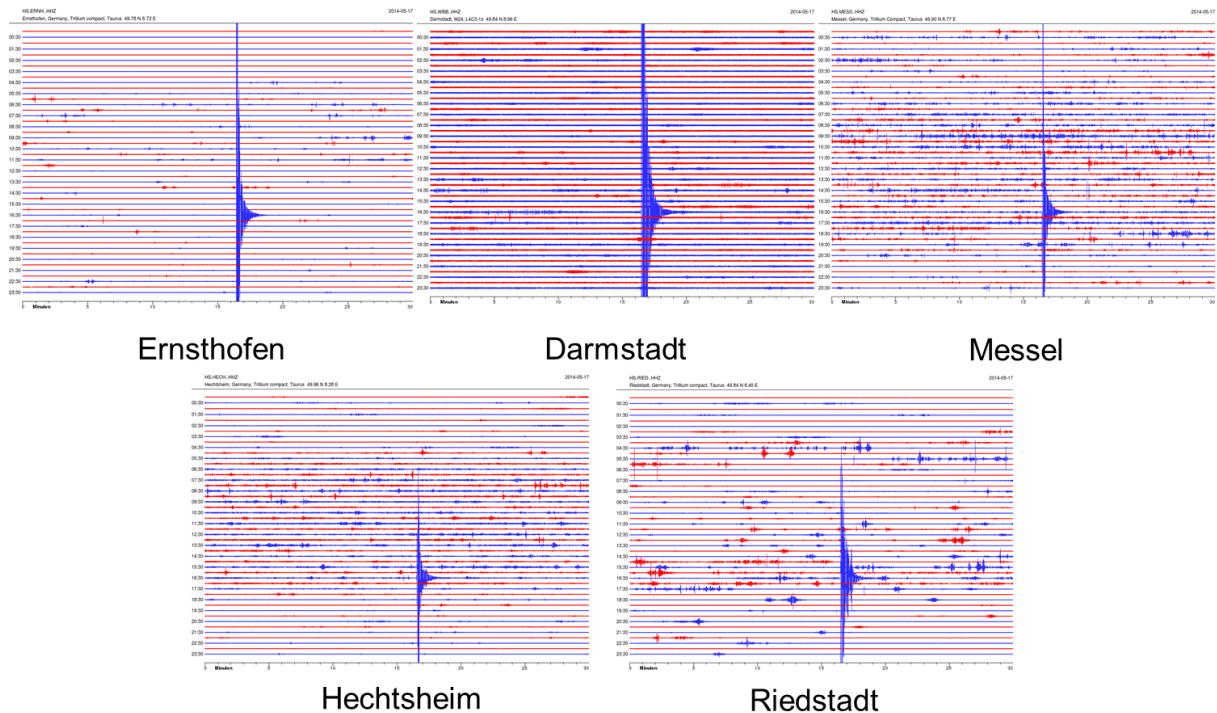


Abb. 4.14: Tagesseismogramme ausgewählter Stationen in nördlichen ORG vom 17. Mai 2014.

Aufgrund der Stärke des Erdbebens wurde dieses Ereignis großräumig von der Bevölkerung verspürt und in den Ortschaften Nieder-Beerbach und Nieder-Ramstadt kam es zu zahlreichen Beschädigungen an Häusern (hauptsächlich herabgefallene Schornsteine und Risse in Hauswänden). Das Erdbeben wurde bis in den Stuttgarter Raum verspürt und aufgrund mehrerer hundert ausgefüllter Fragebogen des HLUg konnte eine makroseismische Karte dieses Ereignisses erstellt werden (Abb. 4.15) und dem Ereignis eine maximale Intensität von VII (nach EMS-98-Skala) zugewiesen werden.

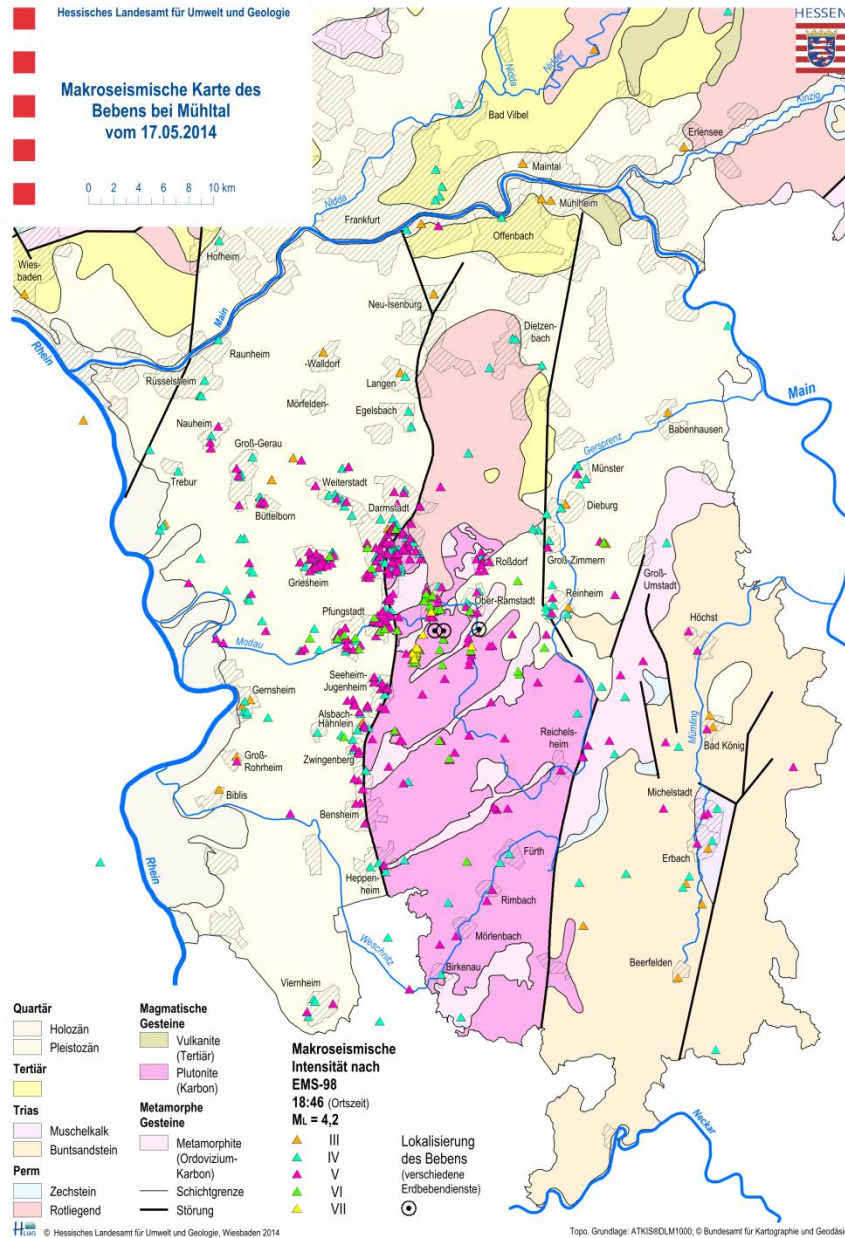


Abb. 4.15: Makroseismische Karte des Erdbebens vom 17. Mai 2014 um 16:46 Uhr (UTC; HLUG, 2014).

Um die aufgetretenen Schäden (insgesamt über 100 Schadensberichte) eindeutig mit dem Erdbeben vom 17. Mai 2014 in Verbindung zu bringen, bietet sich eine Berechnung der aufgetretenen Spitzenbodenschwingungsgeschwindigkeiten an, wie sie auch in der DIN4150-3 „Erschütterungen im Bauwesen – Teil 3: Einwirkungen auf bauliche Anlagen“ beschrieben ist. Dazu wird in den Seismogrammen der Höchstwert der Schwingungsgeschwindigkeit aus dem Zeitverlauf des Erdbebens, als auch die maßgebende Frequenz des Signals bestimmt und mit den Anhaltswerten der DIN4150-3 zur Beurteilung der Wirkung kurzzeitiger Erschütterungen auf Bauwerke verglichen. Für Wohngebäude lautet dieser Anhaltswert im Frequenzbereich von 1 - 10 Hz 5 mm/s. Im Falle des Erdbebens vom 17. Mai 2014 konnten an den Messstationen die Spitzenbodenschwingungsgeschwindigkeiten (PGV) bestimmt werden. Die Ergebnisse sind in Tab. 4.4 zusammengefasst.

Tab. 4.4: Registrierte Spitzenbodenschwinggeschwindigkeiten (PGV) des Erdbebens vom 17. Mai 2014 um 16:46 Uhr (UTC) bei Ober-Ramstadt.

Station	Entfernung (km)	PGV (mm/s)
ERNS	3,4	25,33
WBB	6,8	12,90
MESS	10,9	3,11
WEIT	15,1	3,88
WBA	18,0	1,41
WORF	20,0	2,81
WALL	23,9	2,09
RIED	24,8	2,56
HESS	29,1	1,68
BAUS	29,5	2,00
DEXH	31,3	1,83
BODE	33,8	1,47
WICK	33,8	1,25
HECH	37,0	0,65
TNS	50,6	0,11

Die genaue Vorgehensweise wird hier am Beispiel der Station ERNS dargestellt. Dabei handelt es sich um die Station, die sich am nächsten am Epizentrum des Erdbebens befunden hat und den größten PGV-Wert aufweist. Die Zeitreihen aller drei Komponenten (Vertikal- und Horizontalkomponenten) wurden zur Berechnung der PGV-Werte mit einem Butterworth-Bandpass von 1 - 40 Hz gefiltert und der Maximalwert der Schwinggeschwindigkeit für jede Komponente bestimmt. Dabei zeigte die N-S-Komponente mit 25,33 mm/s (Abb. 4.16) den größten Wert.

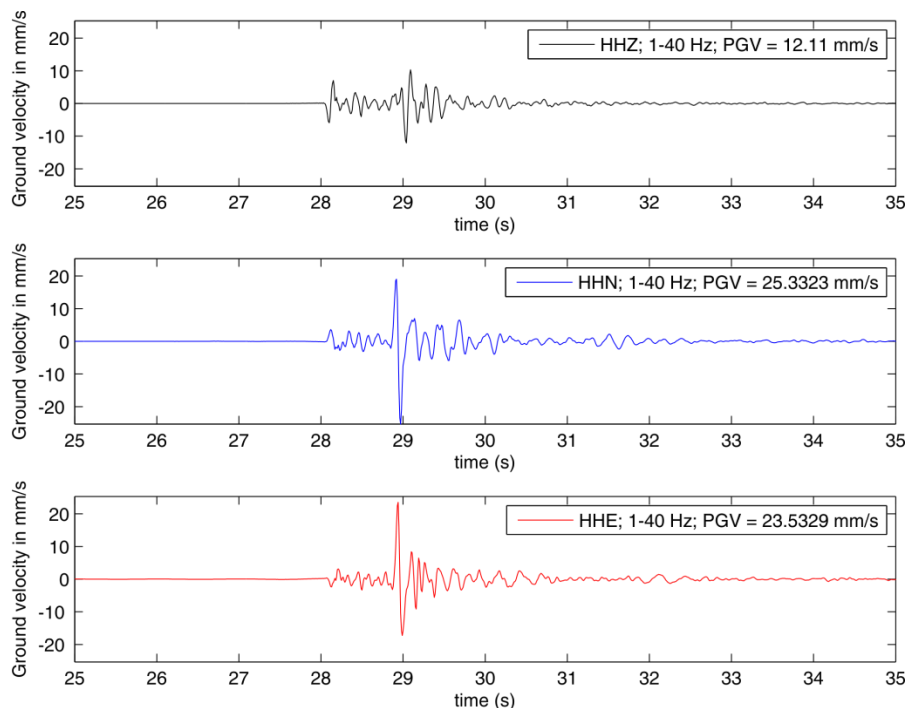


Abb. 4.16: Zeitreihen der drei Komponenten (Z, N und E) der Station ERNS des Erdbebens vom 17. Mai 2014 um 16:46 Uhr (UTC) zur Bestimmung der Maximalwerte der Schwinggeschwindigkeit. Die N-S-Komponente zeigt mit 25,33 mm/s den größten Wert.

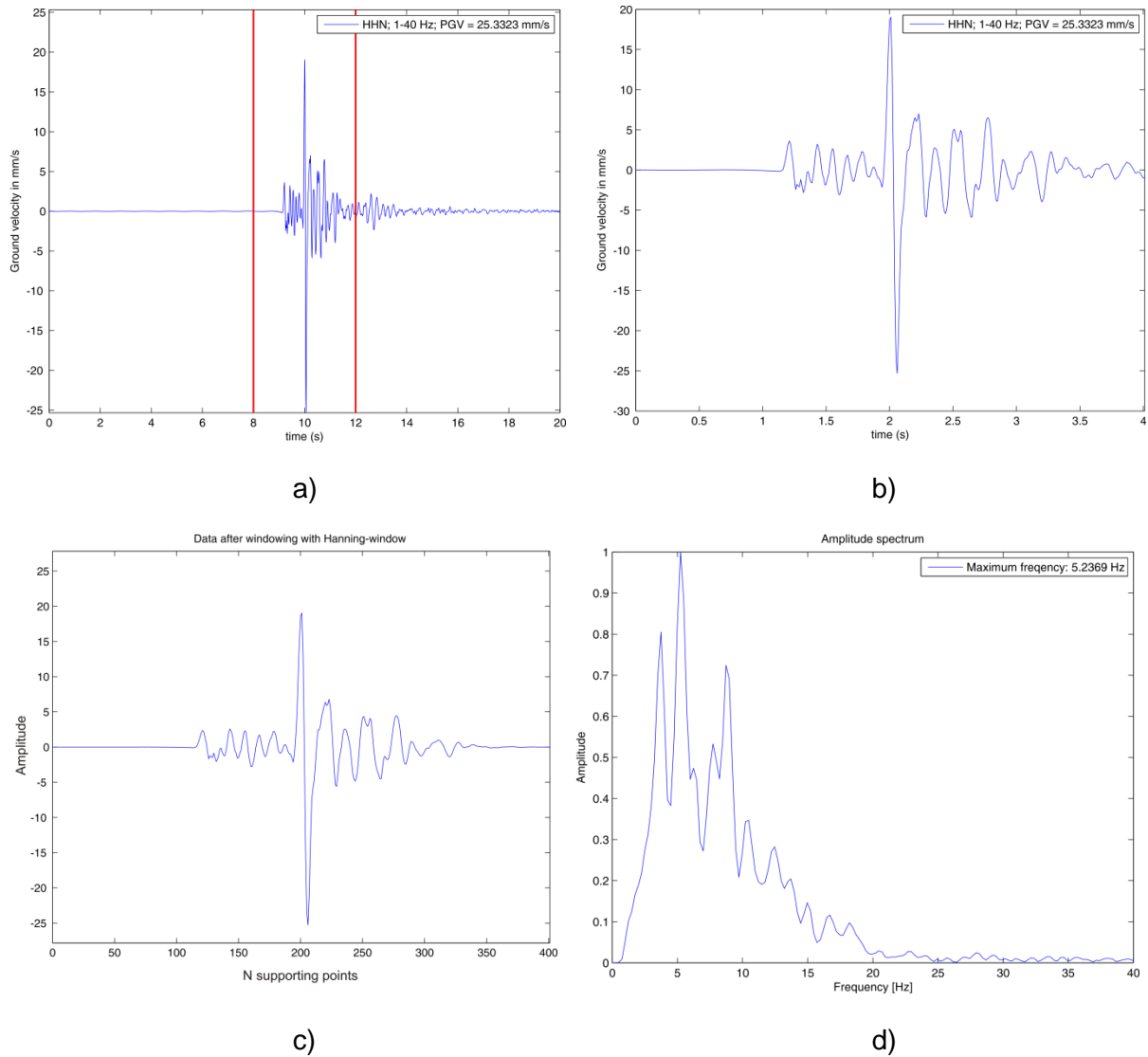


Abb. 4.17: **a)** Zeitfenster um Maximalwert der Schwinggeschwindigkeit, die roten Markierungen geben das Zeitfenster, welches zur Frequenzanalyse verwendet wird, wieder. **b)** Zur Frequenzanalyse verwendetes Zeitfenster, **c)** Zeitfenster nach Multiplikation mit Hanningfenster, **d)** Betragsspektrum.

Für diese Komponente wurde ein 4 s langes Zeitfenster um diesen Maximalwert aus der Zeitreihe geschnitten, welches den Hauptteil des Erschütterungssignals enthält (Abb. 4.17a). Es ergibt sich ein neues Zeitfenster (Abb. 4.17b), welches für die Frequenzanalyse verwendet wird. Diese neue Zeitreihe wird nun mit einem Hanningfenster (Gleichung 4.8)

$$h_w(t) = \begin{cases} (1 - \cos(2\pi(t - t_0)/T_0))/2 & \text{für } t_0 \leq t \leq T_0 + t_0 \\ 0 & \text{sonst} \end{cases} \quad (4.8)$$

multipliziert (Abb. 4.17c), mit t_0 als Anfangszeitpunkt des Zeitfensters und T_0 als Dauer des Zeitfensters. Die Lage des Maximums des Hanningfensters stimmt mit der Lage des Maximums der Zeitreihe überein. Zusätzlich wird die Länge des Hanningfensters an die Länge der Zeitreihe angepasst. Das Produkt aus Zeitreihe ($v_z(t)$) und Hanningfenster ($h_w(t)$) wird durch eine diskrete Fouriertransformation in den Frequenzbereich überführt und das Spektrum in Form eines auf den Höchstwert bezogenen Betragsspektrums dargestellt. Für die Station ERNS ergibt sich ein Maximalwert für eine Frequenz von 5,24 Hz (Abb. 4.17d).

Der Anhaltswert nach DIN4150-3 für ein Wohngebäude ergibt sich nach Bild 1 in DIN4150-3 für diese Frequenz zu 5 mm/s. Der gemessene Höchstwert liegt damit deutlich oberhalb des Anhaltswertes, so dass die gemeldeten Schäden tatsächlich von dem Erdbeben am 17. Mai 2014 hervorgerufen sein könnten. Dass es nun ausgerechnet in der Ortschaft Nieder-Beerbach zu größeren Schadensfällen kam, in Nieder- und Ober-Ramstadt, welche deutlich näher am Epizentrum liegen, hingegen nur zu vereinzelt Schäden, könnte drei Hauptgründe haben. Zum einen kann dies ein Resultat der Abstrahlung vom Erdbebenherd sein, zum anderen ist die Bausubstanz bzw. der Zustand der Häuser von Bedeutung, der in Nieder-Beerbach mit vielen sehr alten Gebäuden als eher „anfällig“ einzustufen ist. Des Weiteren sind die lokalen Untergrundverhältnisse (Bodenbeschaffenheit) von großer Bedeutung, da je weicher der Untergrund ist, desto stärker werden Bodenbewegungen lokal verstärkt. Zudem dauern sie auf Lockergesteinen oder weichen Sedimenten länger an als auf felsigem Untergrund, da die seismische Energie durch Resonanzen verstärkt werden kann. Nieder-Beerbach liegt im Gegensatz zu Nieder- und Ober-Ramstadt (auf Granit) in einem Tal, das einen eher weichen Untergrund aufweist und damit wahrscheinlich zu einer Verstärkung der Bodenbewegung führte, die letztendlich von den älteren Gebäuden nicht mehr kompensiert werden konnte. In der Praxis wird dies natürlich gutachtlich überprüft. Nach diesem Prinzip wurden die PGV-Werte an allen Messstationen bestimmt und grafisch in Abb. 4.18 dargestellt. Zwischen den Messstationen wurden die Werte interpoliert und es wird ersichtlich, dass ab einer Entfernung von ca. 10-15 km (Stationen WEIT und MESS) die bestimmten Werte unterhalb des Anhaltswertes nach DIN4150-3 liegen und somit nur in unmittelbarer Nähe des Epizentrums mit Schäden zu rechnen ist.

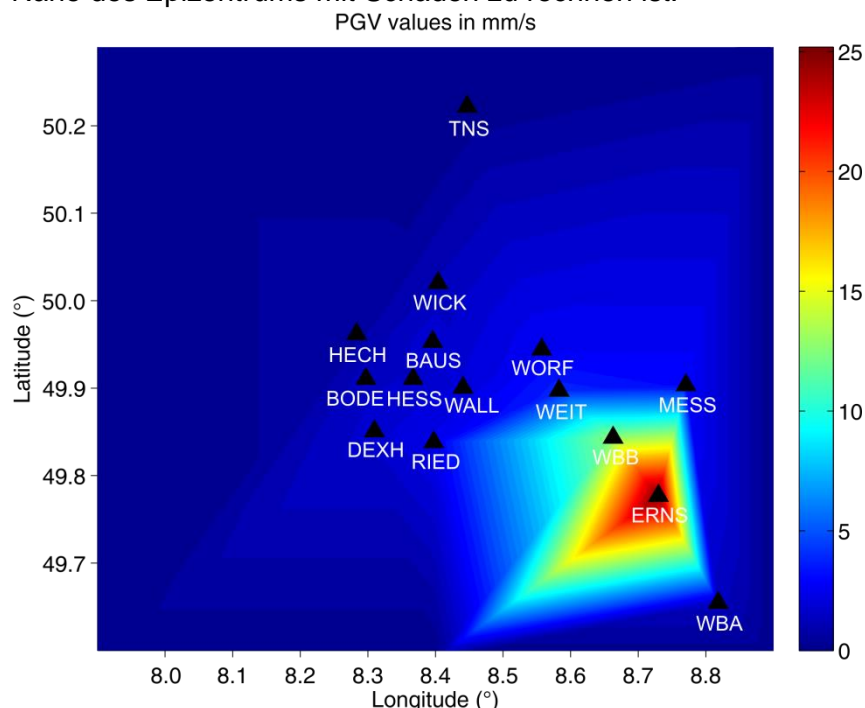


Abb. 4.18: Karte der berechneten PGV-Werte des Erdbebens vom 17. Mai 2014 um 16:46 (UTC). Zwischen den einzelnen Stationen (schwarze Dreiecke) wurden die Werte interpoliert.

Bis Dezember 2014 konnten weitere 145 Erdbeben in der Nähe von Ober-Ramstadt mit Magnituden im Bereich von $M_L = -0,5$ bis 3,2 registriert und lokalisiert werden. Zur Verbesserung der Stationsabdeckung im Odenwald und der Lokalisierung wurden drei zusätzliche Stationen (BWLD, GBAU, OTZH) kurz nach dem Ereignis vom 17. Mai 2014 installiert. Damit konnte eine noch genauere Lokalisierung der Beben gewährleistet werden,

vor allem im Hinblick auf die Tiefenbestimmung. Abb. 4.19 zeigt die lokalisierten Ereignisse mit ihren Lokalisierungsfehlern, die im Mittel bei 2-5 km horizontal und 3-5 km vertikal liegen.

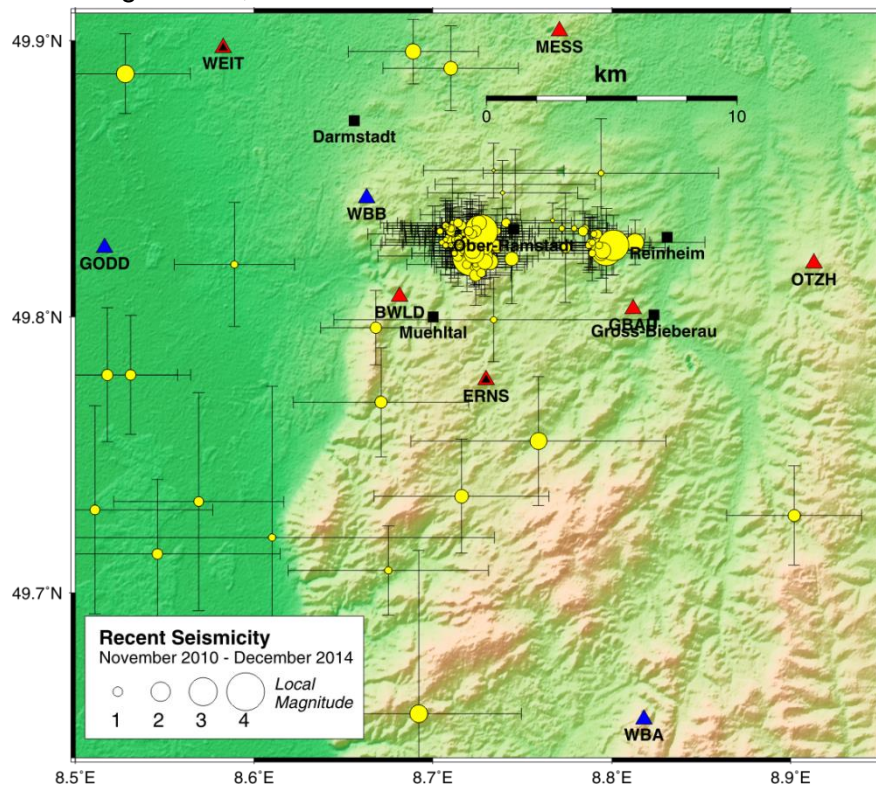


Abb. 4.19: Karte mit Lokalisierungen im östlichen Bereich des Untersuchungsgebietes.

Gerade bei den Ereignissen mit kleinen Magnituden musste für eine verlässliche Lokalisierung die Tiefe oft festgesetzt werden. Dazu wurden für verschiedene festgesetzte Tiefen (Tiefenintervall von 0,5 km für einen Tiefenbereich von 0 km bis 30 km) die RMS-Werte der Lokalisierung bestimmt und die Tiefe mit dem geringsten RMS als Hypozentrumstiefe festgelegt (Abb. 4.20a).

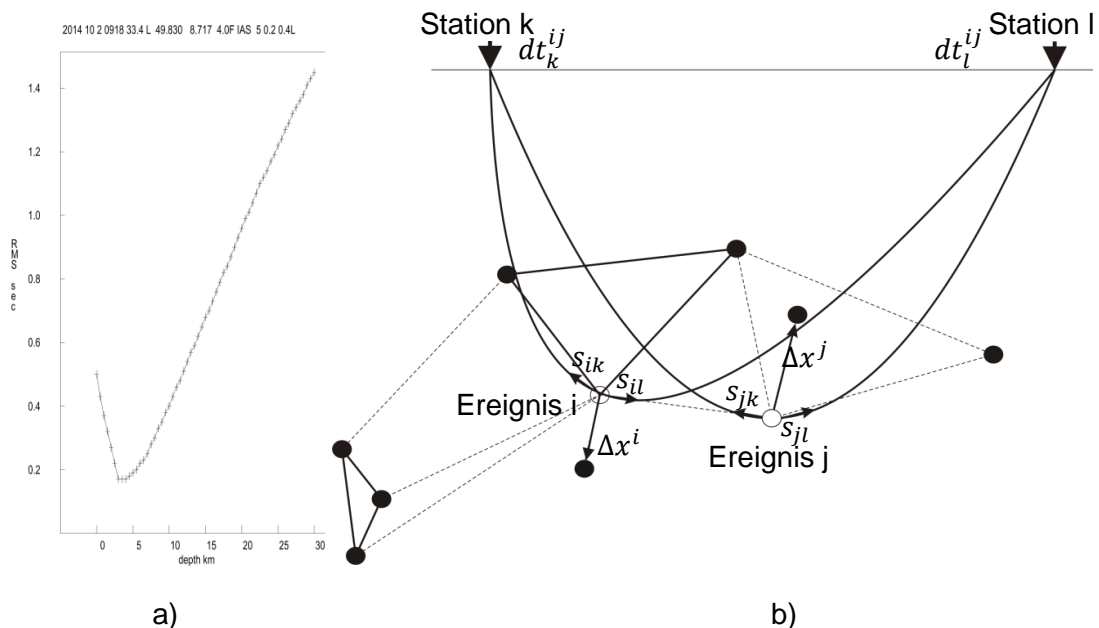


Abb. 4.20: a) RMS der Lokalisierung abhängig von der Tiefe für das Erdbeben vom 02. Oktober 2014 um 09:18 Uhr (UTC). Die Tiefe wurde auf einen Wert von 4,0 festgesetzt. b) Prinzip der Relativlokalisierung nach Waldhauser und Ellsworth (2000).

Diese Absolutlokalisierung zeigt bereits, dass es eine Anhäufung von Erdbeben an zwei verschiedenen Lokationen gibt, einmal in der Nähe der Stadt Ober-Ramstadt und einmal etwas weiter östlich in der Nähe von Reinheim. Um diese auffällige Clusterbildung noch genauer untersuchen zu können wurde unter Verwendung des HypoDD Double-Difference-Algorithmus (Waldhauser und Ellsworth, 2000) eine Relativlokalisierung durchgeführt. Mittels dieser Relativlokalisierung können Fehler in der Lokalisierung aufgrund von Unsicherheiten im Geschwindigkeitsmodell minimiert werden (Waldhauser und Ellsworth, 2000 und Referenzen darin). Im Falle von einem geringen Unterschied in der Lage der Hypozentren zweier Erdbeben im Vergleich zur Distanz zwischen Erdbeben und aufzeichnender Station, als auch der maßstäblichen Länge der Geschwindigkeitsheterogenität, sind die Strahlwege zwischen Quellregion und Station entlang des (fast) gesamten Strahlweges vergleichbar (Fréchet, 1985; Got et al., 1994). Ist dies der Fall, so kann der Laufzeitunterschied zweier Erdbeben, registriert an einer Station, sehr wahrscheinlich nur aufgrund der räumlichen Unterschiede zwischen den beiden Erdbeben hervorgerufen werden (Waldhauser und Ellsworth, 2000). Es gibt verschiedene Möglichkeiten Relativlokalisierungen aus Laufzeitunterschieden zu bestimmen (z.B.: Ito, 1985; Deichmann und Garcia-Fernandez, 1992; Lees, 1998; Got et al., 1994; Dodge et al., 1995). Der Double-Difference-Algorithmus erlaubt eine simultane Relokalisierung einer großen Anzahl an Erdbeben über große Distanzen. Dabei werden P- und S-Wellenlaufzeitunterschiede kombiniert und die Residuen (double differences) für Paare von Erdbeben durch Anpassung der vektoriellen Differenz der Hypozentren minimiert. Die Einsatzzeit (T) eines Erdbebens (i) an einer Station (k) kann mittels Strahltheorie als Wegintegral entlang des Strahles dargestellt werden (Waldhauser und Ellsworth, 2000):

$$T_k^i = \tau^i + \int_i^k u ds, \quad (4.9)$$

mit τ = Herzzeit des Erdbebens, u = Slownessfeld und ds = Element der Weglänge. Gleichung 4.9 kann durch eine abgeschnittene Taylorreihenentwicklung linearisiert werden (Geiger, 1910). Als Ergebnis erhält man eine Funktion, bei der die Laufzeitresiduen (r) eines Erdbebens (i) linear im Zusammenhang mit Perturbationen ($\Delta \mathbf{m}$) der vier Herdparameter (Herzzeit $\Delta \tau^i$, geografische Breite Δx^i und Länge Δy^i , Tiefe Δz^i) für jede Beobachtung (k) stehen:

$$\frac{\partial t_k^i}{\partial \mathbf{m}} \Delta \mathbf{m}^i = r_k^i, \quad (4.10)$$

wobei $r_k^i = (t^{obs} - t^{cal})_k^i$, t^{obs} und t^{cal} die beobachteten und theoretischen Laufzeiten sind und $\Delta \mathbf{m}^i = (\Delta x^i, \Delta y^i, \Delta z^i, \Delta \tau^i)$. Da Laufzeitunterschiede zwischen einzelnen Erdbeben, $((t_k^i - t_k^j)^{obs})$ verwendet werden sollen, muss Gleichung 4.10 entsprechend angepasst werden (Fréchet, 1985):

$$\frac{\partial t_k^{ij}}{\partial \mathbf{m}} \Delta \mathbf{m}^{ij} = dr_k^{ij}, \quad (4.11)$$

mit $\Delta \mathbf{m}^{ij} = (\Delta x^{ij}, \Delta y^{ij}, \Delta z^{ij}, \Delta \tau^{ij})$ als Änderung der relativen Herdparameter zwischen zwei Erdbeben. dr_k^{ij} stellt dabei das Residuum zwischen beobachteter und berechneter (theoretischer) Laufzeitdifferenz zweier Erdbeben dar und ist definiert als:

$$dr_k^{ij} = (t_k^i - t_k^j)^{obs} - (t_k^i - t_k^j)^{cal}. \quad (4.12)$$

Gleichung 4.12 stellt die sogenannte Doppeldifferenz (double-difference) dar. Die Annahme eines konstanten Slownessvektors ist jedoch nur bei geringen Herdabständen gültig. Eine allgemein gültige Gleichung für eine Änderung der Herddistanzen zweier Erdbeben (i und j) kann erreicht werden, indem in Gleichung 4.11 die geeigneten Slownessvektoren und Herdzeiten für jedes Ereignis verwendet werden:

$$\frac{\partial t_k^i}{\partial \mathbf{m}} \Delta \mathbf{m}^i - \frac{\partial t_k^j}{\partial \mathbf{m}} \Delta \mathbf{m}^j = dr_k^{ij}. \quad (4.13)$$

Gleichung 4.13 stellt somit die im HypoDD-Programm verwendete Methode dar und ist in Abb. 4.20b illustriert.

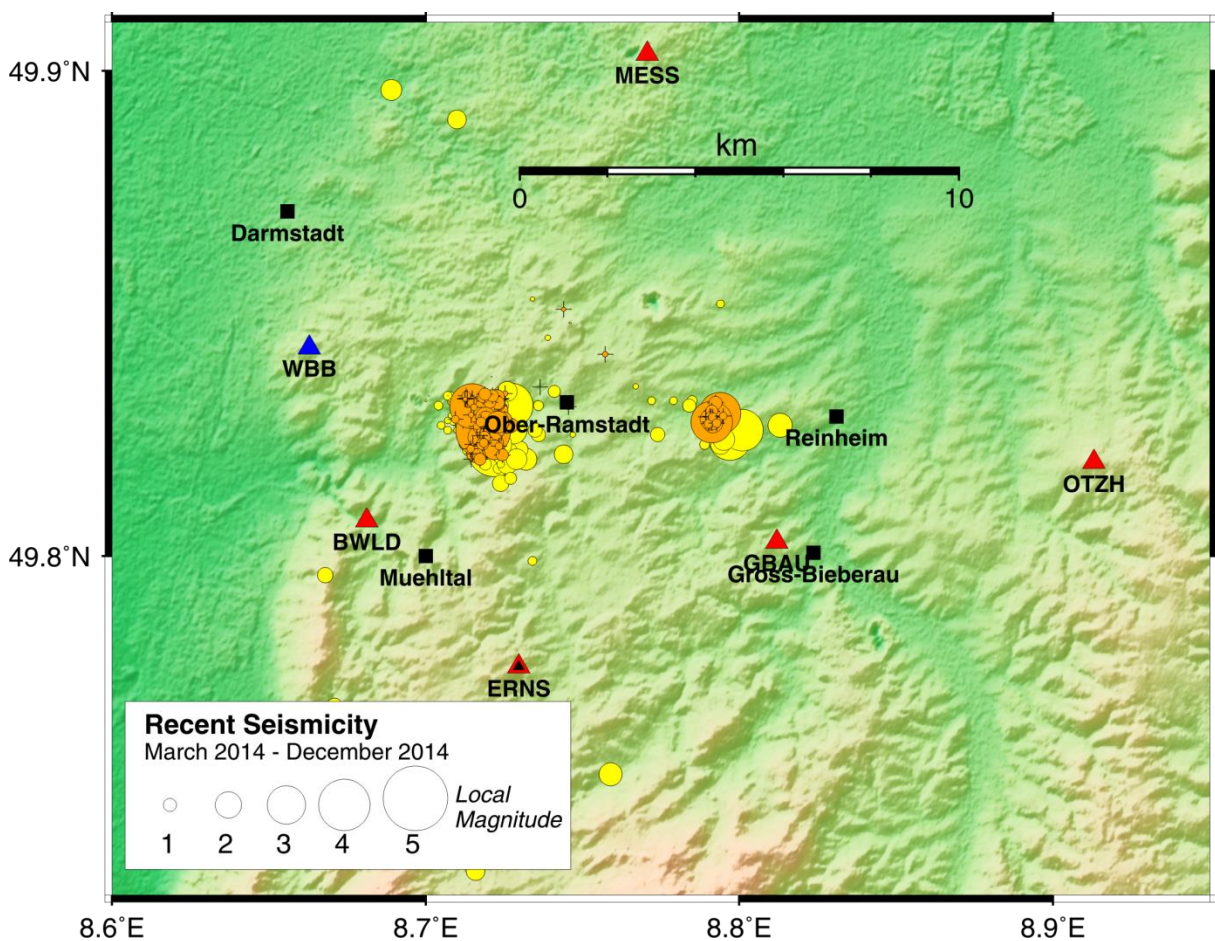


Abb. 4.21: Vergleich der Absolutlokalisierungen (in gelb) mit den Ergebnissen der Relativlokalisierung (in orange) im Bereich des östlichen Teils des Untersuchungsgebietes.

Die Laufzeitresiduen der Paare an Erdbeben an jeder Station werden im HypoDD-Programm unter Verwendung einer gewichteten Methode der kleinsten Quadrate minimiert. Lokalisierungslösungen werden gefunden durch eine iterative Anpassung der Vektordifferenzen zwischen benachbarten Paaren. Die Resultate dieser Relokalisierung sind in Abb. 4.21 aufgezeigt. Die absoluten Lokalisierungen sind in gelb, die Relokalisierungen in orange wiedergegeben. Die Clusterbildung wurde nochmals deutlich verstärkt und die Erdbeben insgesamt etwas nach Westen verschoben. Die Tiefenverteilung beider Cluster

(Abb. 4.22) zeigt interessante Auffälligkeiten. So wurden die Erdbeben des größeren Clusters bei Ober-Ramstadt in Tiefen von 1 km bis 6 km lokalisiert, während die Beben des Clusters von Reinheim eher im Bereich von 5 km bis 6,5 km lokalisiert wurden (Lokalisierungsfehler im Bereich von 100 m bis 400 m).

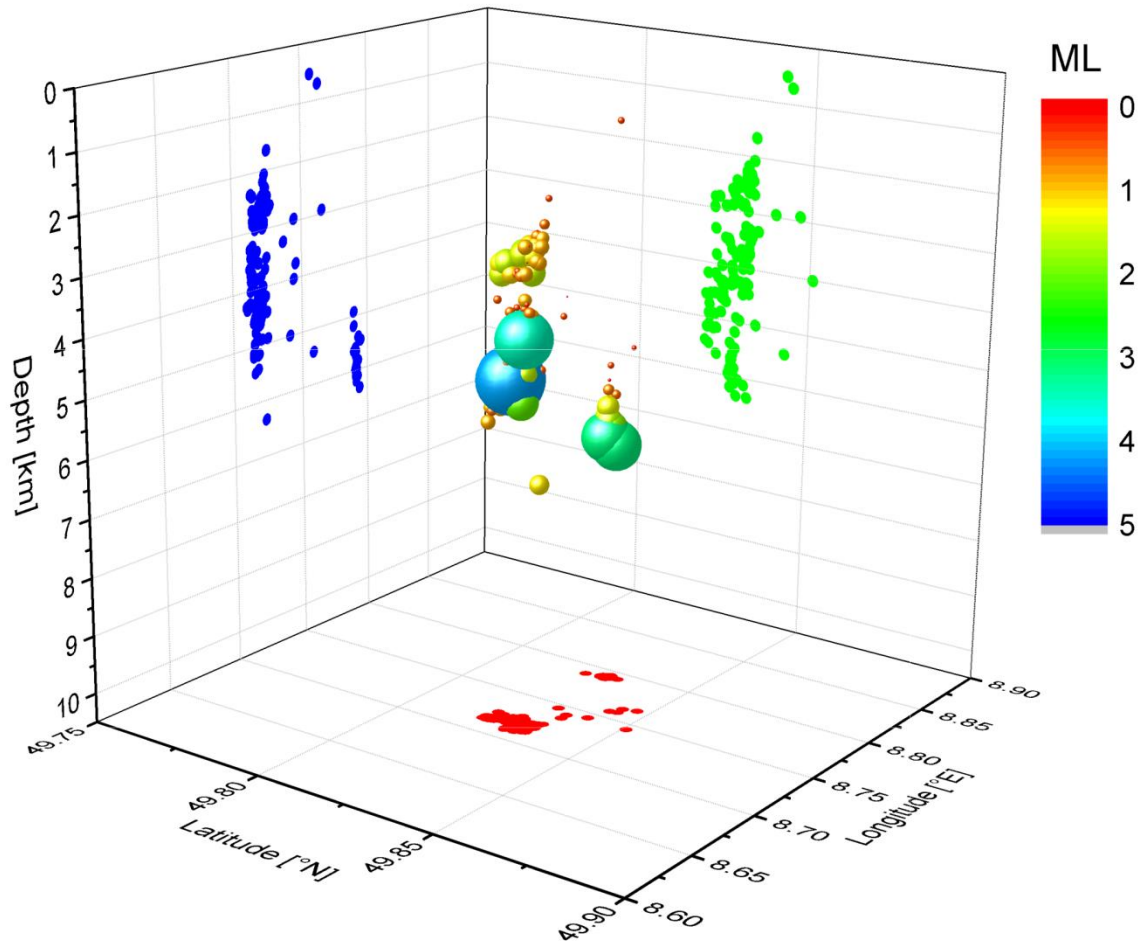


Abb. 4.22: 3D-Tiefendarstellung der beiden Cluster bei Ober-Ramstadt und Reinheim. Die Größe und Farbe der Kugeln entspricht der lokalen Magnitude der Ereignisse.

Auffällig ist, dass die Beben mit größeren Magnituden ebenfalls in den größeren Tiefen zu finden sind und zur Oberfläche hin die Magnituden kontinuierlich abnehmen. Die Herdflächenlösungen dieser beiden Cluster zeigen jeweils Blattverschiebungen auf, die eine geringe Abschiebungskomponente enthalten (Abb. 4.23). Eine ausführliche Beschreibung zur Erstellung von Herdflächenlösungen ist in Kapitel 5.1 gegeben.

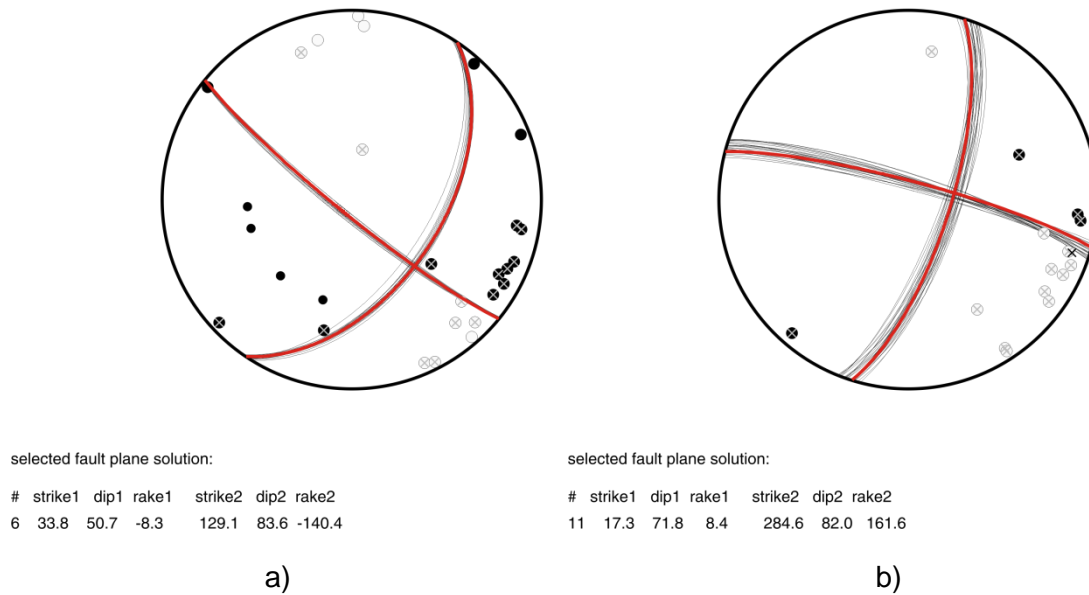


Abb. 4.23: Herdflächenlösungen für **a)** das Cluster bei Ober-Ramstadt und **b)** das Cluster bei Reinheim. Zur Erstellung der Herdflächenlösungen wurden P-Polaritäten und SV/P Amplitudenverhältnisse verwendet. Schwarze und weiße Kreise markieren Kompression bzw. Dilatation, graue Kreuze innerhalb der Kreise markieren die Stationen, für die SV/P Amplitudenverhältnisse bestimmt wurden.

Der Mechanismus ist demnach vergleichbar für beide Cluster, die Lage der Nodalflächen ist es jedoch nicht. Dieser Unterschied in den Herdflächenlösungen, als auch die Separation in zwei räumlich geteilte Cluster, lässt darauf schließen, dass es sich um zwei aktive Störungszonen handelt, die vielleicht sogar miteinander interagieren, wobei die Störungszone des Clusters bei Ober-Ramstadt deutlich aktiver erscheint. Eine genaue Zuweisung der Erdbeben zu einer bekannten Störung in diesem Gebiet ist aufgrund der Lokalisierungsungenauigkeit und der nur wenig detaillierten Kartierung leider nur begrenzt möglich. Ein etwas großräumigerer Vergleich mit den tektonischen Merkmalen des Odenwaldes ist jedoch möglich. Die zurzeit seismisch aktive Region bei Ober-Ramstadt ist Teil des Bergsträßer Odenwaldes, der durch NE-SW streichende Metamorphitzüge charakterisiert ist (Stein, 1996), die dem variszischen Generalstreichen mit Einfallswinkeln zwischen 50° und 80° folgen. Foliationsanalysen an Aufschlüssen in der Nähe der Ortschaft Billings, ca. 9 km von Ober-Ramstadt entfernt, führten zu NE-SW streichenden und steil (50° - 70°) nach NW einfallenden Foliationen. Es konnten Aufschiebungen nach SE, Abschiebungen nach NNW, als auch sinistrale Blattverschiebungen festgestellt werden (Stein, 1996). Die Richtung der maximalen Dehnung wurde aus der Bestimmung der magmatischen Lineation abgeleitet, die definiert ist durch die Langachsen magmatischer Phänokristalle (z.B. Plagioklas oder Kalifeldspateinsprenglinge). Als maximale gerichtete Zugspannung wurde eine flache nach NE-SW verlaufende Dehnung abgeleitet (Stein, 1996). Diese Beobachtungen können ebenfalls in den bestimmten Herdflächenlösungen erkannt werden, die eine Zugspannung in NE-SW vermuten lassen und ebenfalls relativ steil einfallende Nodalflächen aufweisen. Im Falle der Herdflächenlösung für das Cluster bei Ober-Ramstadt kann ein sinistraler Bewegungssinn abgeleitet werden, der ebenfalls gut mit den Erkenntnissen der Aufschlussanalysen in Einklang zu bringen ist. Eine bekannte Störung in direkter Nähe zum Cluster bei Ober-Ramstadt, die mit der Orientierung der

Herdflächenlösung übereinstimmt, ist eine Abschiebung, die im Lohberg-Tunnel zwischen Nieder- und Ober-Ramstadt aufgeschlossen ist (Stein, 2014, pers. Mitteilung). Dies könnte theoretisch die aktive Störung sein, eine parallel zu dieser Störung verlaufende, bisher jedoch nicht kartierte Störung, ist jedoch ebenso denkbar. Parallel verlaufende Störungssysteme sind ein bekanntes und oft vorkommendes Phänomen im Odenwald (Stein, 2014, pers. Mitteilung). Für das zweite Cluster bei Reinheim ist die Zuordnung noch schwieriger, da die Erdbeben im Reinheimer Becken lokalisiert wurden, das durch mehrere hundert Meter Sedimentbedeckung abgedeckt ist. Eine möglicherweise in Frage kommende Störung könnte eine parallel zur Grenzstörung zwischen Frankensteinkomplex und Flasergranitoidzone des Bergsträßer Odenwaldes verlaufende Störung sein, die aufgrund der Sedimentbedeckung im Reinheimer Becken nicht aufgeschlossen ist (Abb. 4.24). Das Reinheimer Becken würde sich demnach im Dehnungsquadranten der Herdflächenlösungen befinden.

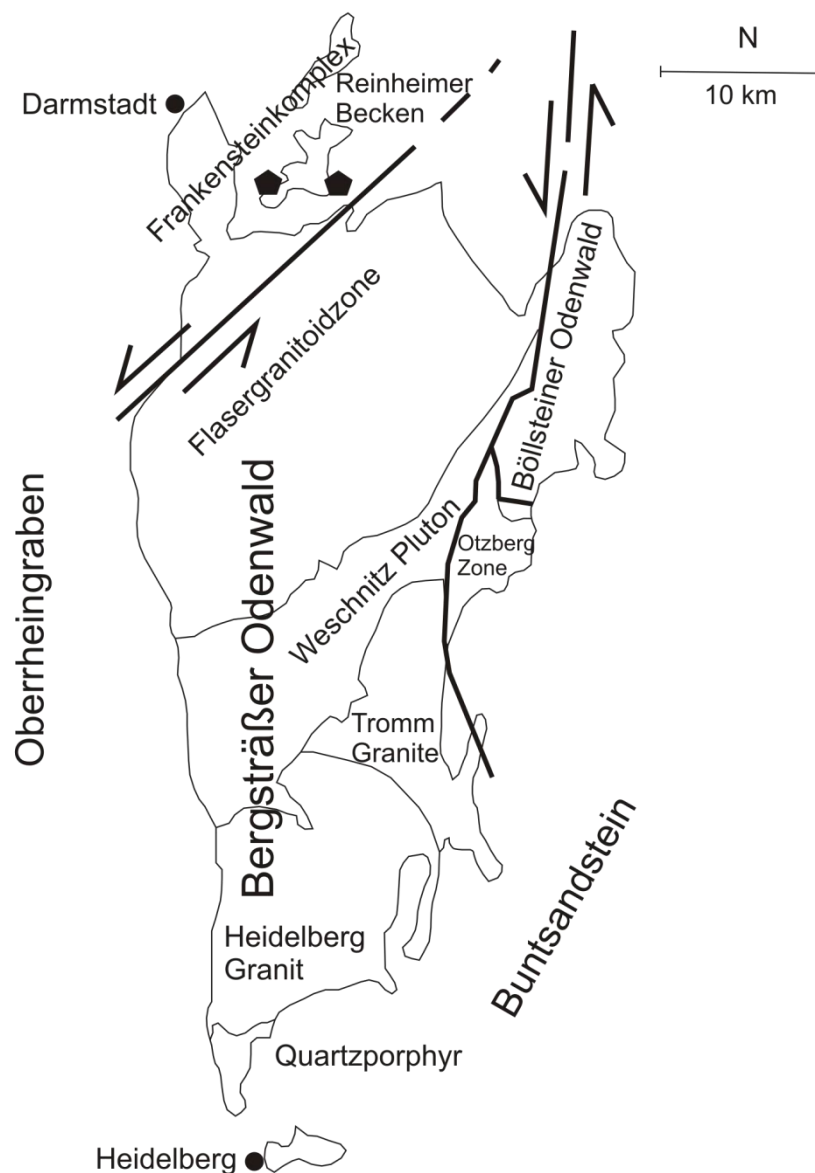


Abb. 4.24: Geologische Karte des westlichen Odenwaldes (nach Stein, 2001). Die schwarzen Polygone geben die Lokationen der beiden Erdbebencluster wieder.

Ein häufig bei Schwarmbeben auftretendes Phänomen ist die Ähnlichkeit bzw. Vergleichbarkeit der Wellenformen der einzelnen Erdbeben an einer Station (z. B. Hayashi und Morata, 2003; Lindenfeld et al., 2012). Dies ist hauptsächlich der Fall, da die Erdbebenherde dieser Schwarmereignisse relativ nah zueinander liegen und die Strahlwege und die Stationsantwortspektren als identisch angesehen werden können. Oft, so auch in diesem Fall, sind die Herdflächenlösungen dieser Schwarmbeben ebenfalls vergleichbar (z. B. Ibs-von Seht et al., 2008). Abb. 4.25 zeigt ein Beispiel dieser Wellenformähnlichkeit für die Station ERNS (6 km vom Cluster entfernt) und GBAU (8 km entfernt). Diese beobachteten Wellenformähnlichkeiten sind ein weiteres Indiz auf einen gemeinsamen Herdmechanismus innerhalb der Cluster.

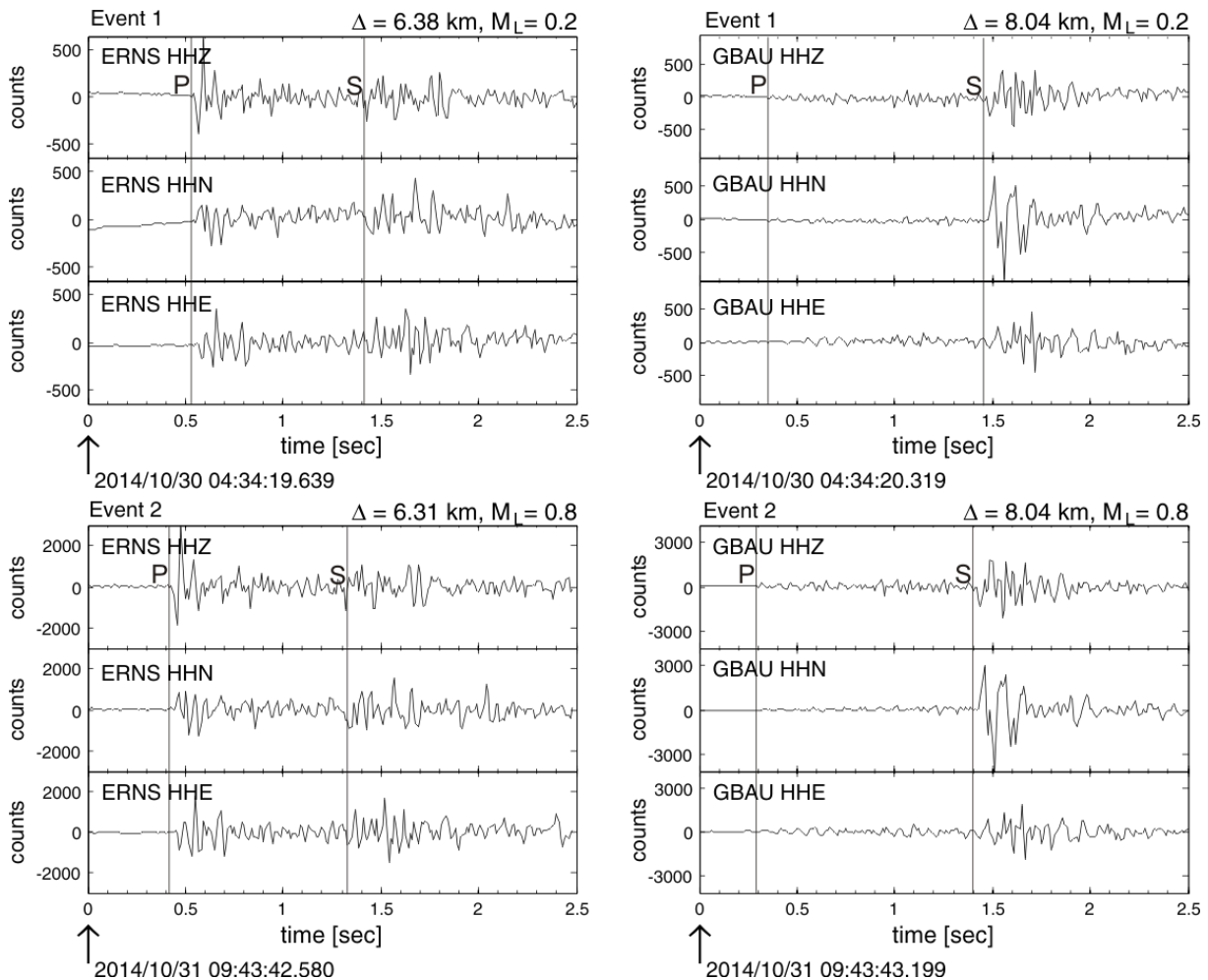
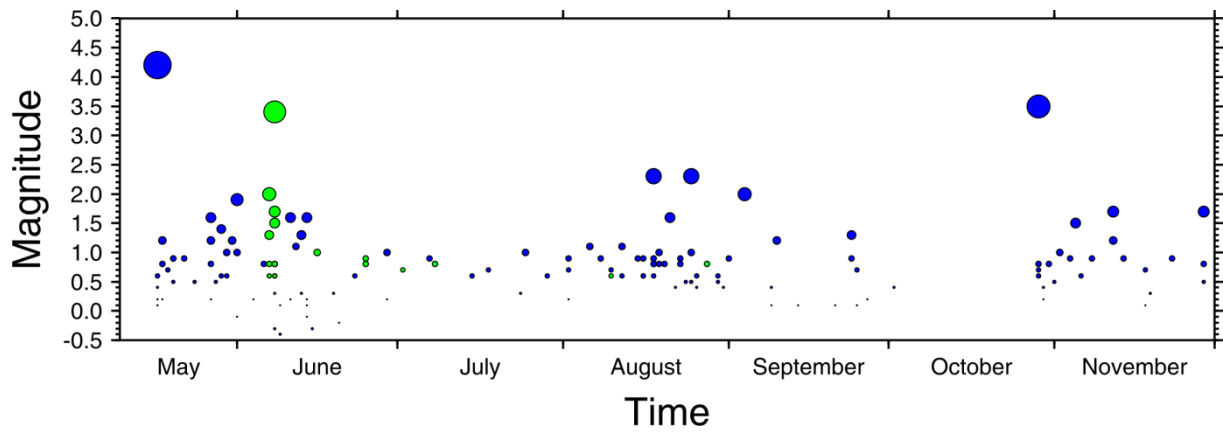
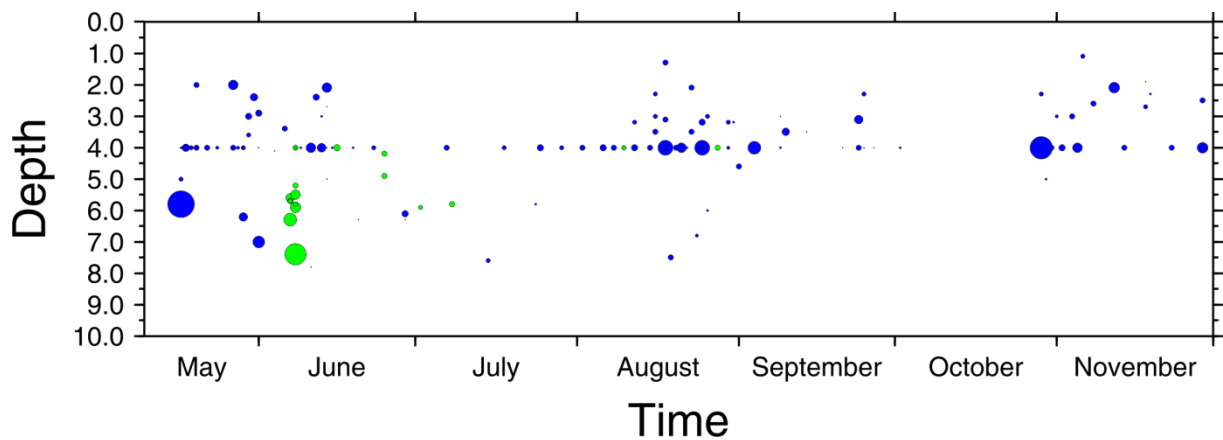


Abb. 4.25: Vergleich der Registrierungen von zwei Ereignissen des Erdbebenserie bei Ober-Ramstadt an den Stationen ERNS und GBAU. P- und S-Phaseneinsätze sind jeweils markiert.

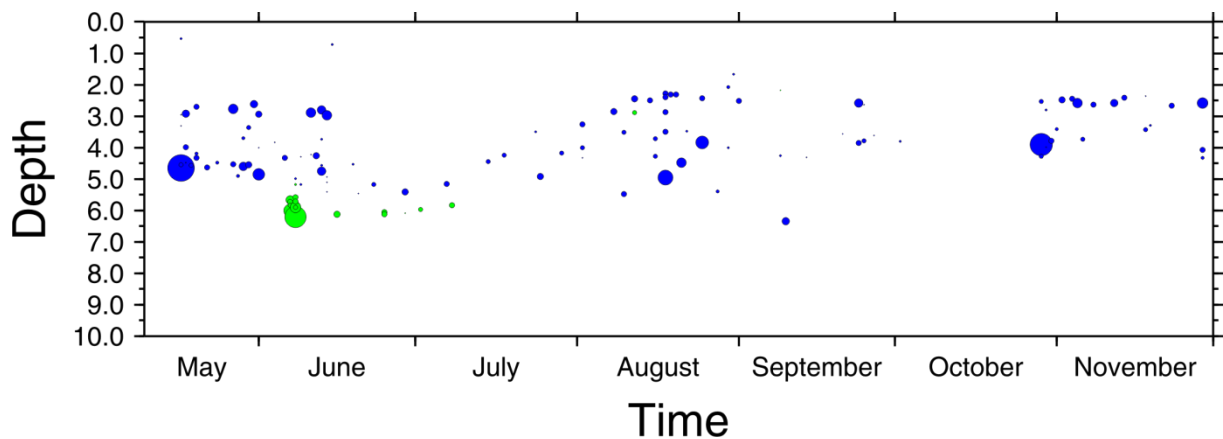
Es stellt sich natürlich die Frage, ob es sich bei den beobachteten Erdbeben um eine neue Bebenserie bzw. neue Schwarmbeben, wie sie bereits im 19. Jahrhundert aufgetreten sind, handelt, oder, ob es sich nur um Nachbeben des Bebens vom 17. Mai 2014 handelt. Wäre dies der Fall, so würde man eine Bebenverteilung nach dem modifizierten Omori Gesetz (Utsu, 1957) erwarten. Dieses sagt aus, dass mit fortlaufender Zeit nach dem Hauptbeben die Anzahl an Erdbeben, als auch die beobachteten Magnituden abnehmen. Der Zeitverlauf der Bebenserie bei Ober-Ramstadt ist in Abb. 4.26 gezeigt.



a)



b)



c)

Abb. 4.26: Darstellung der **a)** Magnituden und **b)** Tiefen der Erdbeben bei Ober-Ramstadt (blau) und Reinheim (grün) seit dem 17. Mai 2014 bis Ende November 2014, als Ergebnis der Absolutlokalisierung. **c)** Tiefendarstellung, als Ergebnis der Relativlokalisierung.

Eine deutliche Abnahme der Seismizität, als auch der beobachteten Magnituden kann nicht festgestellt werden. In Abb. 4.27 ist die kumulative Anzahl an Ereignissen gegenüber der Zeit nach dem Hauptereignis vom 17. Mai 2014 dargestellt. Sollte es sich um eine typische Nachbebenseerie handeln, so würde man einen Verlauf der Bebenaktivität entsprechend der grünen Kurve erwarten. Der tatsächliche Verlauf ist jedoch durch die blaue Kurve dargestellt

und es wird deutlich, dass es sich bei der Bebenserie von Ober-Ramstadt nicht um eine typische Nachbebenserie handelt.

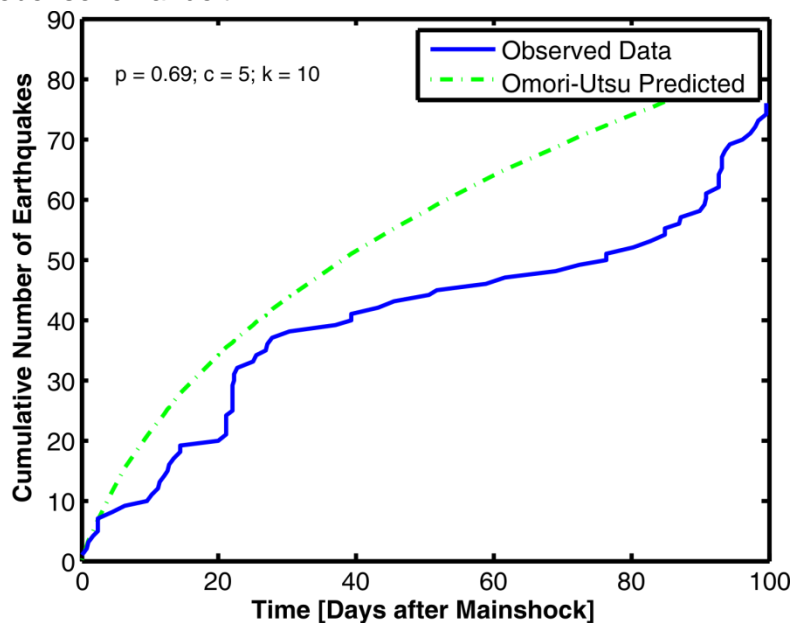


Abb. 4.27: Kumulative Anzahl an Ereignissen in Abhängigkeit der Zeit in Tagen nach dem Beben vom 17. Mai 2014. Die grüne Kurve entspricht dem nach dem modifizierten Omori-Gesetz modellierten Verlauf der Nachbebenverteilung. Die tatsächlich gemessene Verteilung ist durch die blaue Kurve dargestellt.

Zur Berechnung dieser Kurven wurde das modifizierte Omori-Gesetz (Utsu, 1957) verwendet:

$$n(t) = \frac{K}{(t + c)^p} \quad (4.14)$$

mit K = Produktivitätskonstante, c = Zeitanpassung an die Unvollständigkeit des Katalogs, t = Zeit in Tagen und p = Zerfallskonstante. Die Parameter p , c und k werden durch eine Maximum Likelihood Abschätzung (Ogata, 1993) ermittelt. Abb. 4.27 zeigt deutlich, dass keine Übereinstimmung zwischen modellierter Nachbebenverteilung und gemessener Bebenverteilung besteht. Auffällig ist, dass sich die seismische Aktivität innerhalb der Cluster mit fortlaufender Zeit etwas zu geringeren Tiefen hin verschiebt (Abb. 4.26c) und es somit zu einer geringfügigen Verlagerung der Seismizität in geringere Tiefen kommt. Es konnte ebenso keine Aktivität mehr in den tieferen Bereichen (Tiefe größer 4 km) zu späteren Zeitpunkten registriert werden. Dies deutet auf eine mögliche Migration der seismischen Aktivität hin und sollte in Zukunft noch genauer beobachtet und untersucht werden.

Schwarmbeben sind allgemein als episodische Serie von seismischen Ereignissen definiert, die in Raum und Zeit (Mogi, 1963) begrenzt und gruppiert sind. Sie werden gewöhnlich mit magmatischen Intrusionen und Flüssigkeitstransport in der Erdkruste verbunden (z.B. Bräuer et al., 2003; Dahm et al., 2008). Die Mehrheit der Schwarmbebenereignisse wird in Regionen mit vulkanischer Aktivität beobachtet (z.B. Gardine et al., 2011). Vulkanisch bedingte Schwarmbeben sind durch hohe b -Werte im Bereich von 1,0 bis 2,5 gekennzeichnet (Bridges und Gao, 2006). In vielen Fällen zeigen die Schwarmereignisse eine systematische Migration der Hypozentren, die die magmatischen Intrusionsprozesse widerspiegeln. Schwarmbeben wurden auch im Ostafrikanischen Grabensystem (z.B. Lindenfeld et al., 2012; Ebinger et al., 2008; Ibs-von Seht et al., 2001) beobachtet. In der Regel werden diese

Ereignisse auf magmatische Intrusionen zurückgeführt. Neben Rift-Gebieten, sind Schwarmbeben auch in Intraplatten-Bereichen wie dem Böhmischem Massiv, dem Zentralmassiv in Frankreich oder dem Long Valley in Kalifornien beobachtet worden (Špičák, 2000). Das Böhmisches Massiv/Vogtland innerhalb des Eger-Grabens ist eine der prominentesten Schwarmbebenregionen, mit Berichten zu Schwarmbebenaktivitäten, die bis ins 16. Jahrhundert zurückreichen (Grünthal, 1989). Studien zu Schwarmbeben im Eger-Graben belegen, dass aufsteigende Fluide und der Transport flüchtiger Mantelstoffe ausgehend von einem subkrustalen magmatischen Körper als Ursache der beobachteten Schwarmaktivität in Frage kommen (z.B. Bräuer et al., 2003; Geissler et al., 2005). Ibs-von Seht et al. (2008) analysierten Schwarmbeben in ausgewählten kontinentalen Grabenzonen. Sie verglichen die Eigenschaften von Erdbebenclustern, welche im Rio Grande Graben, im Eger-Graben und im Ostafrikanischen Graben beobachtet wurden. Sie schließen daraus, dass alle untersuchten Erdbebenschwärme in Regionen auftreten, die von großräumigen Bruchzonen durchzogen werden. Während der Schwarmaktivität wurden als maximal beobachtete Magnituden Werte im Bereich von 4,2 - 4,7 und b-Werte für alle drei Regionen zwischen 0,8 und 1,0 beobachtet. Dies entspricht der allgemeinen Verteilung tektonischer Erdbeben und stellt einen Unterschied zu Schwarmbeben in Regionen aktiven Vulkanismus dar, die signifikant höhere b-Werte aufzeigen. Des Weiteren finden die Erdbebenschwärme in flachen Tiefen zwischen 0 und 10 km statt. Die Analysen von Ibs-von Seht et al. (2008) entsprechen damit den Beobachtungen zur Bebenserie bei Ober-Ramstadt, mit einer maximal beobachteten Magnitude von 4,2, einem b-Wert von 0,8 und relativ flachen Hypozentren. Die Bebenserie bei Ober-Ramstadt mit ihrer angedeuteten vertikalen Migration könnte demnach ebenfalls aufgrund einer Fluidintrusion ausgelöst worden sein. Die andauernde Aktivität könnte möglicherweise jedoch auch aufgrund eines Spannungstransfers ausgehend von früheren Ereignissen und damit verbundenen Porendruckänderungen erklärt werden (Hainzl und Fischer, 2002). Diese Bebenserie stellt damit ein auch in Zukunft wichtiges Forschungsgebiet dar und sollte noch genauer untersucht werden.

4.2.2 Makroseismische Analysen

Aufbauend auf der makroseismischen Auswertung der Fragebögen des HLUG (522 Meldungen) und der damit erstellten makroseismischen Karte für das Beben vom 17. Mai 2014 (Abb. 4.15) wurde für jede Ortschaft aus den Beobachtungen eine mittlere Intensität bestimmt und nach Sponheuer (1960) und Haak et al. (1994) ein Rückschluss auf die Herdtiefe und die Magnitude geschlossen. Zuerst muss dafür ein makroseismisches Epizentrum bestimmt werden. Dazu wurden die Koordinaten der Ortschaften mit einbezogen, die die Maximalintensität von VII aufwiesen. Aus diesen Koordinaten wurde das arithmetische Mittel, als auch der Median berechnet. Daraus ergeben sich zwei potentielle Epizentren, die beim Vergleich mit dem instrumentell bestimmten Epizentrum dazu führen, dass das Epizentrum, welches sich aus dem Median ergibt, näher am instrumentell bestimmten Epizentrum liegt. Daher wurde für alle weiteren Berechnungen nur das Epizentrum des Medians verwendet. Dieses makroseismisch bestimmte Epizentrum (49.797°N, 8.679°E) befindet sich etwa 4 km vom instrumentell bestimmten Epizentrum entfernt. Bezogen auf das makroseismische Epizentrum wurde nun für jede Meldung die Entfernung bestimmt und anschließend für jede Intensitätsstufe ein mittlerer Abstand zum Epizentrum berechnet (Tab. 4.5). Mittels Verwendung der Formel nach Haak et al. (1994) konnte eine Abschätzung der Magnitude aus den makroseismischen Beobachtungen erfolgen:

$$M_L = 1,03 \log A_3 - 0,19 \quad (4.15)$$

mit $A_3 =$ Fläche der Intensität $I \geq III$. Daraus ergibt sich unter Berücksichtigung der Standardabweichung ein Wert von $M_L = 4,3 \pm 0,4$. Die instrumentell bestimmte Magnitude lag bei $M_L = 4,2$. Die Herdtiefe wurde unter Anwendung der Abnahmebeziehung von Sponheuer (1958) abgeschätzt und ermittelt sich letztendlich aus dem Iseistenabstand:

$$I_0 - I = 3 \log \left(\frac{1}{h} \sqrt{h^2 + s^2} + 3\alpha M \left(\sqrt{h^2 + s^2} - h \right) \right) \quad (4.16)$$

mit $M = \log(e)$, $\alpha = 0,002 \text{ km}^{-1}$, $h =$ Herdtiefe und $s =$ Entfernung zum Epizentrum. Es wurden nun verschiedene theoretische Herdtiefen in Gleichung 4.16 eingesetzt. Die maximale Intensität des Erdbebens vom 17. Mai 2014 ist eine Intensität I_0 von VII. Trägt man nun die Intensität $I_0 - I$ (für $I_0 = VII$) gegen die mittlere Entfernung der makroseismischen Meldungen ein, ist es möglich, eine Abschätzung über die Tiefe des Erdbebens zu erhalten (Abb. 4.28).

Tab. 4.5: Mittlerer Abstand zum makroseismischen Epizentrum für verschiedene Intensitätsstufen.

Intensität	Mittlerer Abstand (km)	Standardabweichung (km)
II	1,26	1,78
VI	6,29	4,72
V	11,63	7,80
IV	35,18	16,64
III	89,27	39,58

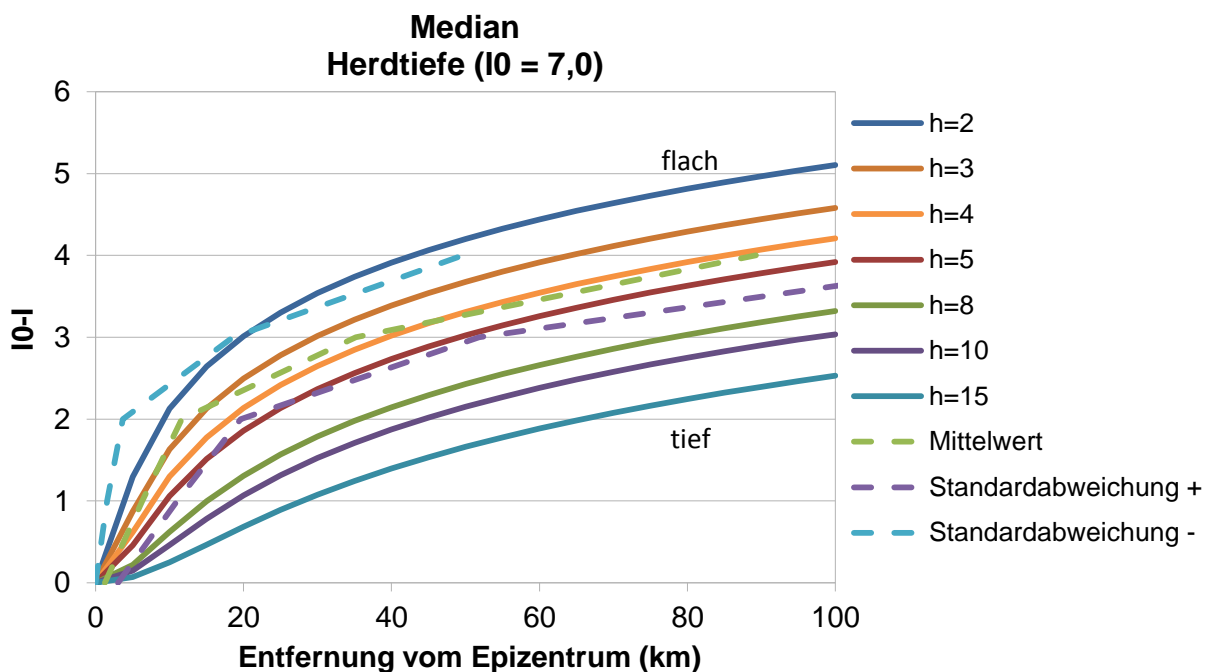


Abb. 4.28: Herdtiefe in km abhängig von der Entfernung vom Epizentrum und der Intensität. Der grüne gestrichelte Graph entspricht den makroseismischen Beobachtungen. Die beiden anderen gestrichelten Graphen stellen den Unsicherheitsbereich unter Berücksichtigung der Standardabweichung dar.

Geht man von einer Epizentralintensität von $I_0 = VII$ aus, beschreiben die Meldungen annähernd den Graphen, welcher eine Herdtiefe von 3 km beschreibt (für Epizentralentfernungen bis 15 km) bzw. den Graphen, der einer Herdtiefe von 4 km entspricht (für Epizentralentfernungen > 15 km). Die mikroseismisch bestimmte Herdtiefe lag bei $5,8 \text{ km} \pm 2,6 \text{ km}$. Mittels dieser makroseismischen Auswertung konnte für das Beben vom 17. Mai 2014 eine Herdtiefe von 3 bis 4 km (± 1 km) und eine Magnitude von $M_L = 4,3 \pm 0,4$ bestimmt werden. Die instrumentell gemessene Magnitude von $M_L = 4,2$ sowie die mikroseismisch bestimmte Herdtiefe von 5,8 km werden also unter Berücksichtigung der jeweiligen Fehlerbereiche relativ gut abgeschätzt, so dass dieses Verfahren unter Berücksichtigung der bekannten Fehler und subjektiven Einschätzungen auch auf ausgewählte Beispiele der Schwarmbeben von Groß-Gerau im 19. Jahrhundert angewandt wurde.

Insgesamt wurde dieses Auswerteverfahren für die 11 stärksten Ereignisse des Bebenschwarms von Groß-Gerau durchgeführt. Dazu wurden die Originalberichte (zusammengefasst im historischen Erdbebenkatalog von Nordrhein-Westfalen und Umgebung, Lehmann 2013) nach heutigem Sachkenntnisstand nach der EMS-98-Skala neu bewertet und darauf aufbauend das bereits beschriebene Verfahren zur Bestimmung von makroseismischem Epizentrum, Herdtiefe und Magnitude angewendet (Abb. A4.11 bis A4.20). Die Ergebnisse der Auswertung dieser 11 Ereignisse sind in Tab. 4.6 zusammengefasst und mit den aus dem Leydecker-Katalog (Leydecker, 2011) bekannten Parametern verglichen. Deutliche Unterschiede sind vor allem in Bezug auf einige Herdtiefen vorzufinden, die allesamt in größere Tiefen gesetzt wurden als die Referenzkatalogwerte. Insgesamt passen die neu bestimmten Herdtiefen jedoch besser zu den in dieser Arbeit instrumentell gemessenen Herdtiefen im Grabenbereich. Es besteht daher die Möglichkeit, dass in vorherigen Bestimmungen der Herdtiefen vielleicht nicht alle bekannten historischen Quellen und Meldungen mit eingeflossen sind und deshalb die Herdtiefe teilweise flacher bestimmt wurde als in der jetzigen Auswertung. Es wurden ebenfalls neue makroseismische Karten für diese 11 Ereignisse erstellt, ein Beispiel für das Ereignis vom 31.10.1869 um 15.25 Uhr ist in Abb. 4.29 dargestellt (weitere in Abb. A4.1 bis A4.10).

Tab. 4.6: Vergleich der neu bestimmten Herdparameter mit den Angaben im Erdbebenkatalog der Bundesrepublik Deutschland (Leydecker, 2011). h = Herdtiefe, M = Magnitude, I = Intensität, Lat = Breitengrad, Lon = Längengrad.

Datum	Zeit	h_neu	h_alt	M_neu	M_alt	I_neu	I_alt	Lat_neu	Lon_neu	Lat_alt	Lon_alt
30.10.1869	20:00	10	3	4.4	3.9	6	6	49.88	8.48	49.9	8.5
31.10.1869	12:10	4	2	-	3.7	6	6	49.92	8.48	49.9	8.5
31.10.1869	15:25	3	2	4	4.2	7	6.5	49.92	8.48	49.917	8.483
31.10.1869	17:26	7	5	4.4	4.6	7	6.5	49.995	8.48	49.917	8.483
01.11.1869	04:07	10	6	4.2	4.2	7	6.5	49.92	8.48	49.91	8.53
01.11.1869	23:48	20	10	4.7	4.4	6	6	49.92	8.48	49.9	8.5
02.11.1869	21:26	7	6	4.4	4.7	7	6.5	49.92	8.48	49.92	8.48
03.11.1869	03:48	5	5	3.7	4.3	6.5	6.5	49.92	8.48	49.9	8.5
22.11.1869	07:08	7	6	4.4	4.2	6.5	6	49.92	8.48	49.9	8.5
10.02.1871	05:32	13	7	4.4	4.7	7	7	49.65	8.57	49.65	8.6
12.02.1871	10:24	7	3	3.8	-	6	6	49.87	8.66	49.84	8.8

31.10.1869 15:25 Uhr

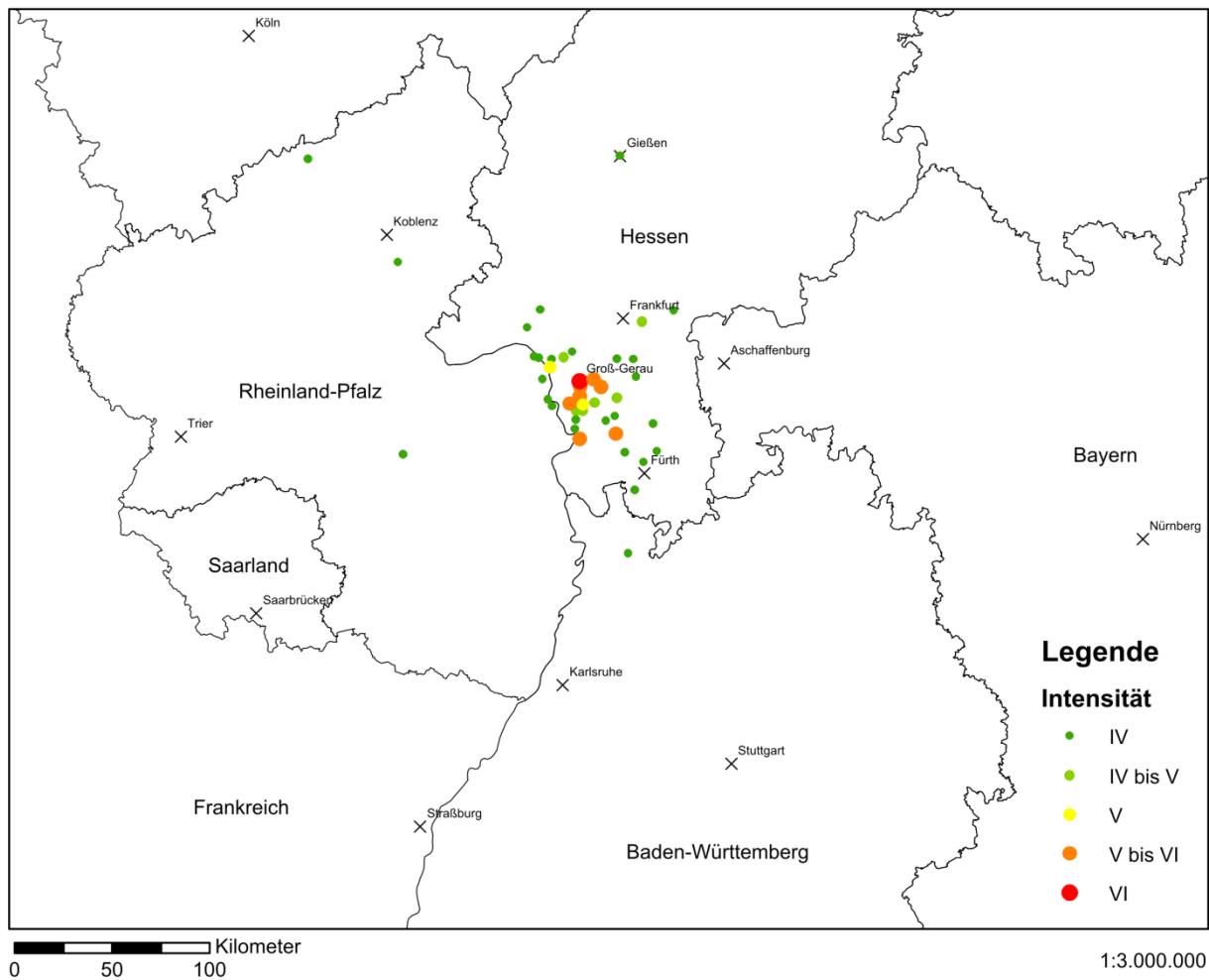


Abb. 4.29: Neu erstellte makroseismische Karte des Ereignisses vom 31. Oktober 1869 um 15:25 Uhr. Aus den untersuchten Berichten, wurde jedem Ort eine Intensität nach EMS-98-Skala zugewiesen (farbige Kreise).

All diese Beobachtungen und Ergebnisse zur Bebenserie bei Ober-Ramstadt lassen darauf schließen, dass ein neues Schwarmereignis im nördlichen ORG stattfindet, dass vielleicht sogar ähnliche Ursachen hat, wie der Erdbebenschwarm von Groß-Gerau im 19. Jahrhundert. Zum Zeitpunkt der Erstellung dieser Arbeit kann dazu noch keine endgültige Aussage getroffen werden. Sicher ist jedoch, dass wenn man die gängigen Erdbebenkataloge sichtet, seit dem Schwarmereignis im 19. Jahrhundert keine vergleichbaren Aktivitäten (unter Berücksichtigung der Vollständigkeitsmagnituden) registriert wurden und die neuen Ereignisse ohne das innerhalb des SiMoN Projektes installierte Netzwerk in dieser Ausführlichkeit nicht bestimmt hätten werden können.

4.3 Lokalisierungsgenauigkeit

Aufgrund der Geometrie der Stationsverteilung eines Netzwerkes kann es zu systematischen Lokalisierungsfehlern kommen. Um dies genauer zu untersuchen, wurden theoretische, vorgegebene Erdbebenhypozentren im Untersuchungsgebiet in verschiedenen Tiefen unter Verwendung des in Kapitel 4.1.1. eingeführten Geschwindigkeitsmodelles relokalisiert. Durch Vergleich der bekannten (theoretischen) Lokalisierungen und den Relokalisierungen können systematische Lokalisierungsfehler bestimmt werden und die allgemeine Qualität der Lokalisierungsgenauigkeit des Netzwerkes eingeschätzt werden. Dazu wurden Laufzeitkurven (Abb. 4.30) von P- und S-Phasen für einen Radius von 100 km (maximale Distanz) von den theoretischen Erdbebenherden zu den Messstationen und einer festgesetzten Herdtiefe bestimmt. Dies wurde für Herdtiefen von 0 bis 30 km in 1 km Abständen durchgeführt.

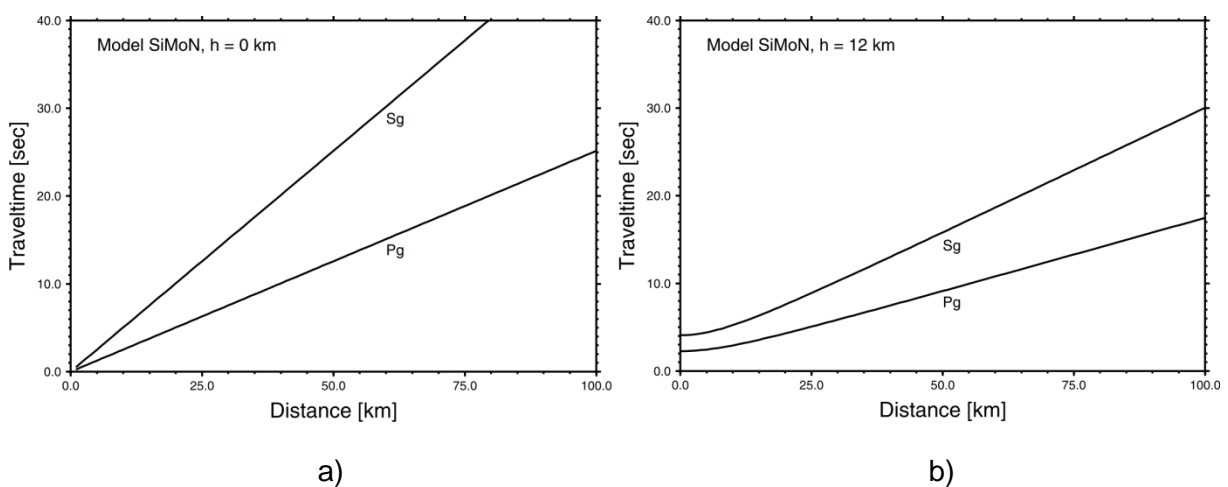


Abb. 4.30: Laufzeitkurven der Pg- und Sg-Phasen für eine maximale Distanz von 100 km und einer festgesetzten Herdtiefe von **a)** $h = 0$ km und **b)** $h = 12$ km unter Verwendung des SiMoN-Geschwindigkeitsmodelles.

Die theoretischen Epizentren bilden ein Gitter über das gesamte Untersuchungsgebiet mit einem lateralen Abstand von 2 km. Aus den Laufzeitkurven wurden dann die theoretischen Einsatzzeiten von P- und S-Welle an den Messstationen berechnet und unter Verwendung des Geschwindigkeitsmodelles aus Kapitel 4.1.1 in SeisAn lokalisiert. Der Vergleich von vorgegebenem (Punkte) und relokalisiertem (Vektorspitzen) Epizentrum für eine Tiefe von 5 km unter der Voraussetzung, dass P- und S-Welle an allen Stationen Abb. 4.31 (SiMoN Netzwerk und Permanentstationen) detektiert und gepickt wurden, ist in Abb. 4.31a dargestellt. Es ist zu erkennen, dass die Lokalisierungsgenauigkeit im Zentrum des Netzwerkes am besten ist, der Lokalisierungsfehler mit zunehmender Distanz zum Netzwerk deutlich zunimmt. Außerdem ist zu erkennen, dass in den meisten Fällen die Lokalisierung hin zum Netzwerk verläuft, die Epizentren also fast immer in Richtung Netzwerk gezogen werden. Für die Lokalisierung tatsächlich aufgetretener Erdbeben bedeutet dies, dass vor allem für Ereignisse außerhalb des Netzwerkes davon ausgegangen werden muss, dass diese wahrscheinlich noch etwas weiter vom Netzwerk entfernt stattgefunden haben. In Abb. 4.31b sind die Relokalisierungsvektoren für die gleiche Stationsverteilung für eine Herdtiefe von 15 km angegeben. Vergleichbare Effekte sind auch hier zu erkennen, jedoch sind mit zunehmender Tiefe die Beträge der Vektoren geringer und damit die Lokalisierungsgenauigkeit höher.

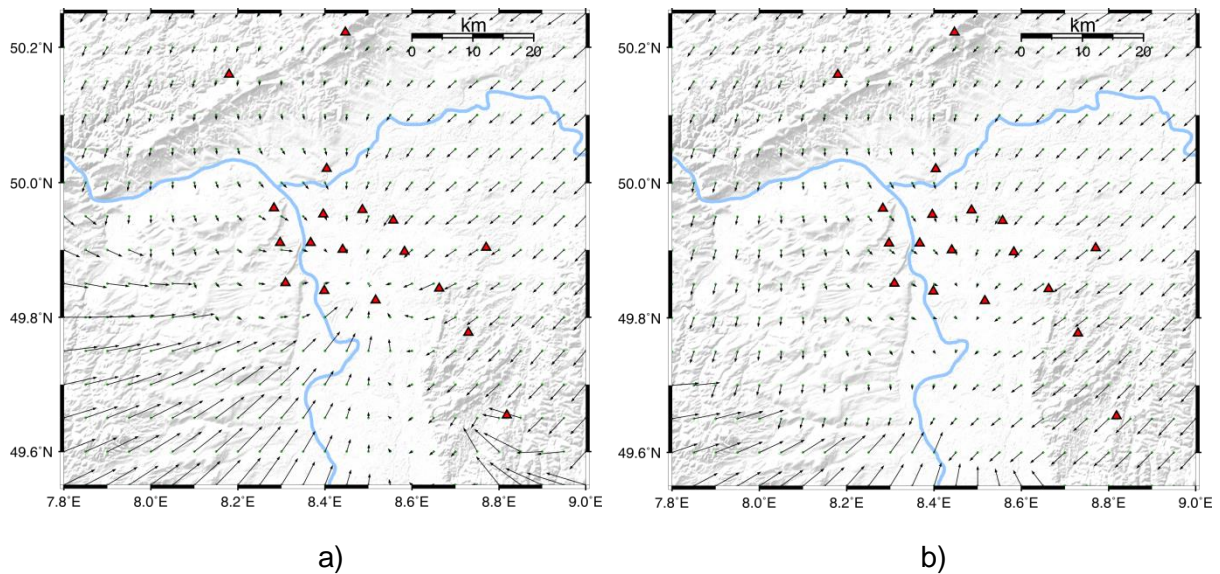


Abb. 4.31: Vergleich von vorgegebenem (Punkte) und relokisiertem (Vektorspitzen) Epizentrum für eine Tiefe von **a) 5 km** und **b) 15 km**. Die roten Dreiecke repräsentieren die zur Lokalisierung verwendeten Stationen.

Die Beträge der systematischen Lokalisierungsfehler sind in Abb. 4.32 für die horizontalen Abweichungen vom theoretischen Epizentrum (Abb. 4.32a) und für die vertikalen Abweichungen in der Tiefenbestimmung (Abb. 4.32b) für eine vorgegebene Herdtiefe von 5 km aufgezeigt. Innerhalb des Netzwerkes belaufen sich diese auf 1-2 km (grüne Bereiche in Abb. 4.32) und nehmen nach außen hin zu. Diese systematischen Fehler weisen damit eine gleiche Größenordnung auf, wie die Lokalisierungsfehler der tatsächlich registrierten Erdbeben. In der Standardlokalisierung werden diese systematischen Fehler jedoch nicht berücksichtigt.

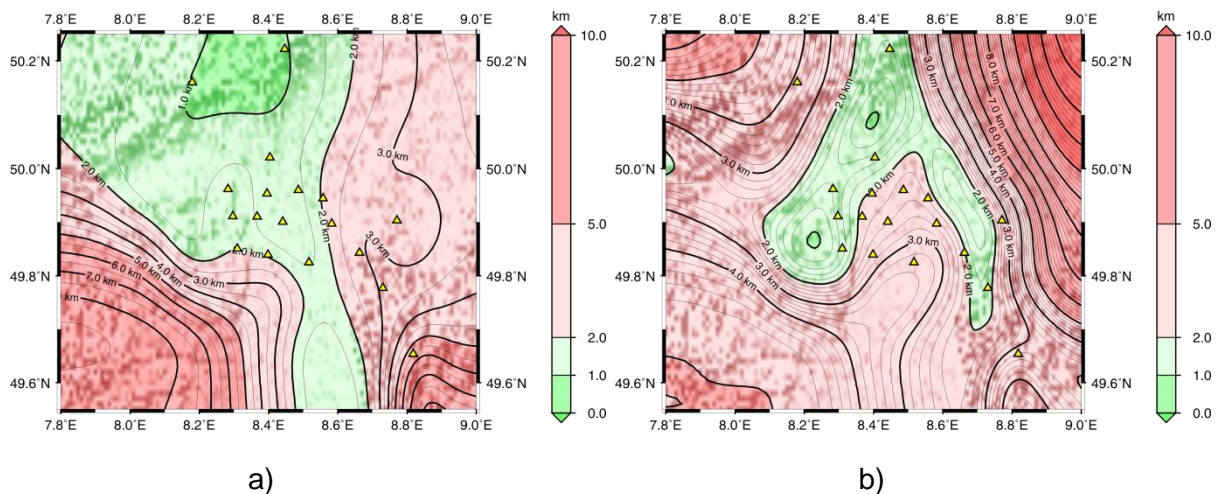


Abb. 4.32: Darstellung der **a) horizontalen** Abweichungen vom theoretischen Epizentrum und **b) der vertikalen** Abweichungen in der Tiefenbestimmung für eine vorgegebene Herdtiefe von 5 km. Gelbe Dreiecke markieren die Stationsstandorte.

Mittels dieser Methode können nun auch verschiedene Netzwerkgeometrien auf ihre Lokalisierungsgenauigkeit hin überprüft werden. Betrachtet man die Relokisierungsvektoren nur für die SiMoN Stationen (Abb. 4.33; Herdtiefe 5 km) so ist ein ähnliches Muster zu erkennen, die Lokalisierungsfehler sind jedoch aufgrund der fehlenden Permanent-

stationen außerhalb des Netzwerkes deutlich größer. In diesem Fall ist es noch auffälliger, dass die Genauigkeit im Zentrum des Netzwerkes am höchsten ist und nach außen hin stark abnimmt. Gleiches ergibt sich für die horizontalen und vertikalen Abweichungen (Abb. 4.34a, b).

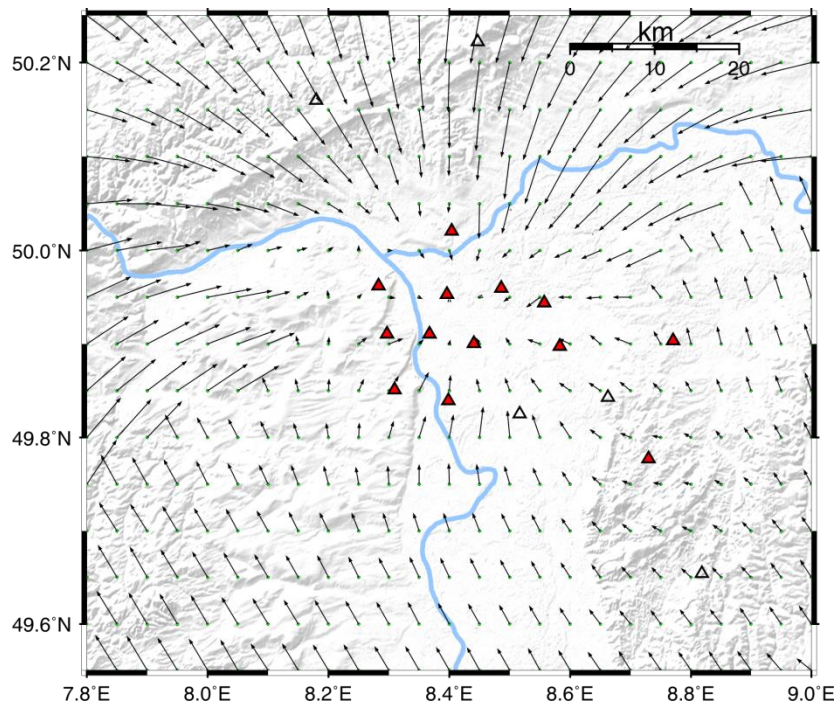


Abb. 4.33: Darstellung der Relokalisierungsvektoren für eine vorgegebene Herdtiefe von 5 km. Die roten Dreiecke repräsentieren die zur Lokalisierung verwendeten Stationen, weiße Dreiecke markieren Stationen, die für die Lokalisierung nicht berücksichtigt wurden.

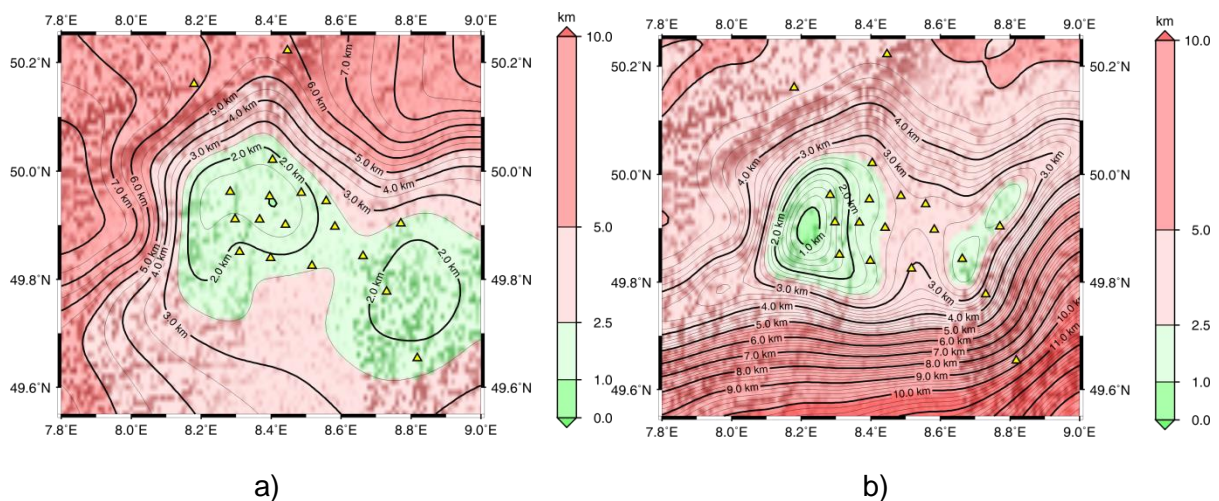


Abb. 4.34: Darstellung der **a)** horizontalen Abweichungen vom theoretischen Epizentrum und **b)** der vertikalen Abweichungen in der Tiefenbestimmung für eine vorgegebene Herdtiefe von 5 km. Gelbe Dreiecke markieren die zur Lokalisierung verwendeten Stationen, weiße Dreiecke markieren Stationen, die für die Lokalisierung nicht berücksichtigt wurden.

Die allgemeine Verbesserung der Lokalisierungsgenauigkeit durch die Installation des SiMoN Netzwerkes kann verdeutlicht werden, indem die Relokalisierungen nur mit den installierten Permanentstationen durchgeführt wird (Abb. 4.35; Tiefe 5 km). Die Abweichungen liegen dabei in den meisten Fällen über 3 km und verdeutlichen die Qualitäts-

verbesserung, vor allem für die Lokalisierung von Erdbebenherden im Graben, die durch Installation des SiMoN Netzwerkes erreicht werden konnte. Die Notwendigkeit von Stationen im direkten Grabengebiet wird bei Betrachtung der Relokalisierungsfehler (Abb. 4.36) deutlich, die die eindeutige Verschlechterung der Lokalisierungsgenauigkeit anzeigen (im Vergleich zu Abb. 4.34). Das Argument, nur Stationen in Gebieten mit wenig Bodenunruhe (Grabenschultern) zu installieren, um die Seismizität im Graben zu untersuchen, kann durch diese Betrachtung eindeutig widerlegt werden, da für eine verlässliche Lokalisierung mit den Standard-Netzwerk-Methoden Stationen im Graben unerlässlich sind.

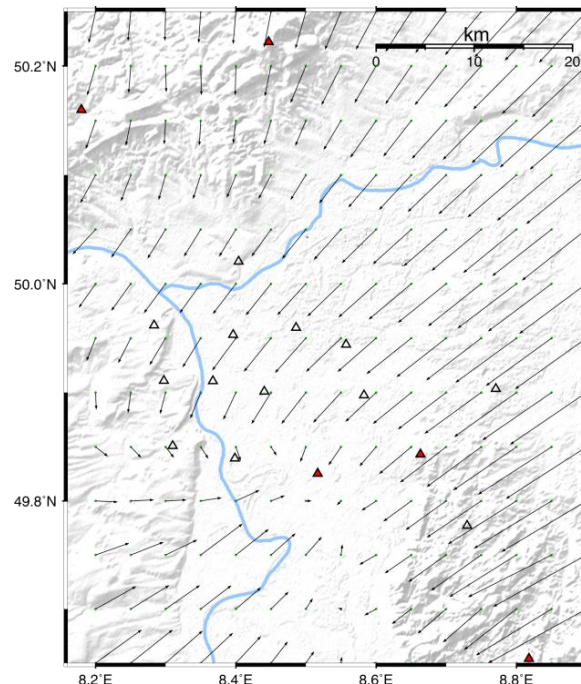


Abb. 4.35: Darstellung der Relokalisierungsvektoren für eine vorgegebene Herdtiefe von 5 km. Die roten Dreiecke repräsentieren die zur Lokalisierung verwendeten Stationen, weiße Dreiecke markieren Stationen, die für die Lokalisierung nicht berücksichtigt wurden.

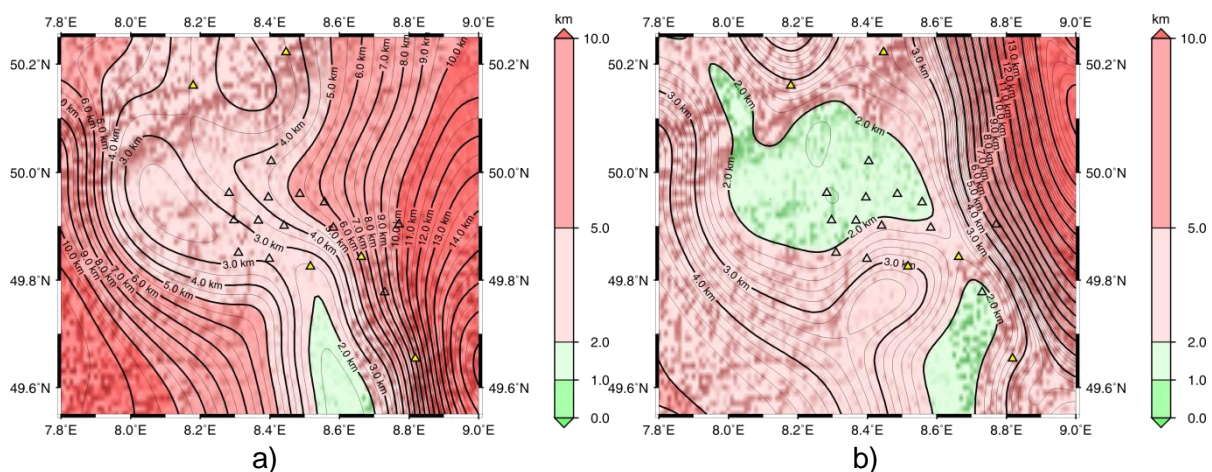


Abb. 4.36: Darstellung der **a)** horizontalen Abweichungen vom theoretischen Epizentrum und **b)** der vertikalen Abweichungen in der Tiefenbestimmung für eine vorgegebene Herdtiefe von 5 km. Gelbe Dreiecke markieren die zur Lokalisierung verwendeten Stationen, weiße Dreiecke markieren Stationen, die für die Lokalisierung nicht berücksichtigt wurden.

Bei all diesen Begutachtungen muss darauf hingewiesen werden, dass dies rein theoretische Berechnungen sind. In der Realität kommt es selten vor, dass an allen Stationen P- und S-

Welleneinsätze eindeutig bestimmt werden können und Fehler, die schon beim Picken der Einsätze aufgrund von hohen Rauschbedingungen entstehen, sind in diesen Berechnungen nicht berücksichtigt. Trotzdem wird deutlich, dass die Stationsgeometrie einen enormen Einfluss auf die Lokalisierungsgenauigkeit hat und dass eine hochaufgelöste bzw. sehr genaue Lokalisierung nur durch ein enges Stationsnetz gewährleistet werden kann und für eine zuverlässige Tiefenbestimmung die Stationen im Idealfall oberhalb bzw. nahe des Hypozentrums installiert sein sollten.

4.4 Schwinggeschwindigkeiten und Vorläuferphasen

Entsprechend der Vorgehensweise in Kapitel 4.2 wurden für insgesamt 44 Erdbeben (im Zeitraum Dezember 2010 bis Mai 2013) die Schwinggeschwindigkeiten (PGV-Werte) an den einzelnen Messstationen bestimmt. In Tab. A4.3 sind für diese Ereignisse jeweils die Magnitude, die Tiefe, der PGV-Wert und die Entfernung der Station, an der dieser PGV-Wert bestimmt wurde, zum Epizentrum angegeben. Der angegebene PGV-Wert gibt dabei den maximalen Wert aller Messstationen an.

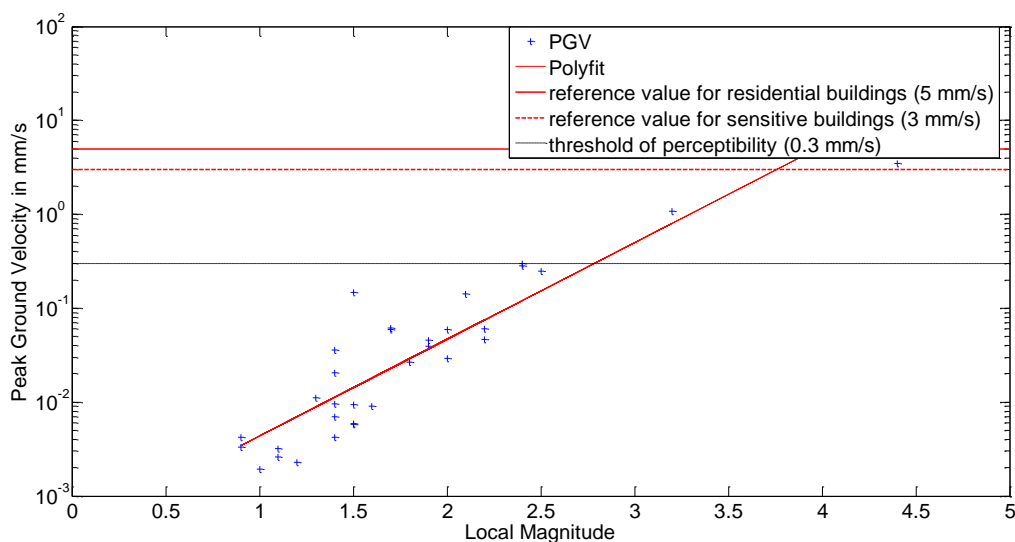


Abb. 4.37: Darstellung der PGV-Werte (blaue Kreuze) von insgesamt 44 Erdbeben (im Zeitraum Dezember 2010 bis Mai 2013) in Abhängigkeit von der lokalen Magnitude. Die gestrichelte schwarze Linie gibt die Spürbarkeitsschwelle (0,3 mm/s), die gestrichelte rote Linie den Referenzwert für sensible Gebäude (3 mm/s) und die durchgezogene rote Linie den Referenzwert für Wohngebäude (5 mm/s) nach DIN 4150-3 wieder.

Dabei überschreitet im untersuchten Zeitraum nur ein Ereignis den Referenzwert der DIN 4150-3 für sensible Gebäude von 3 mm/s. Dieses Ereignis vom 14.02.2011 bei Nassau in Rheinland-Pfalz führte tatsächlich auch zu kleineren Schäden (vor allem umgefallene Gegenstände). In Bezug auf die Spürbarkeit der Ereignisse lässt sich anhand der Spürbarkeitsschwelle von 0,3 mm/s feststellen, dass ca. ab einer Magnitude von $M_L = 2,5$, Ereignisse verspürt werden könnten. Dies stimmt sehr gut mit den Meldungen von verspürten Beben des Hessischen Erdbebendienstes überein. Diese aus Abb. 4.37 abgeleitete Spürbarkeitsschwelle ist jedoch mit einer gewissen Vorsicht zu interpretieren, da

nicht alle Ereignisse in einer übereinstimmenden Entfernung gemessen wurden (vergleiche Tab. A4.3). Die Tiefenverteilung ist hingegen eher auf tiefere Krustenbereiche beschränkt. Eine Ausnahme bildet das Erdbeben vom 05. Mai 2013 um 01:16 Uhr UTC, welches in einer Tiefe von 2,4 km lokalisiert wurde. Dieses Magnitude $M_L = 0,7$ Erdbeben führte an der nächsten Station (BODE) zu einem PGV-Wert von 0,015 mm/s. Abb. 4.38a zeigt eine Karte des Untersuchungsgebietes mit den PGV-Werten dieses Ereignisses an allen Messstationen die das Beben registrieren konnten. Die Werte zwischen den Stationen wurden linear interpoliert. Es fällt auf, dass das am Rande des Netzwerkes lokalisierte Beben bereits in relativ geringer Entfernung eine deutliche Abnahme in den PGV-Werten aufzeigt. Zum Vergleich dazu ist in Abb. 4.38b eine Karte für die Verteilung der PGV-Werte für ein Ereignis vom 13.09.2012 mit der Magnitude $M_L = 1,4$ dargestellt. Dieses Ereignis im Zentrum des Netzwerkes führte zu maximalen PGV-Werten von 0,009 mm/s. Es wurde in einer Tiefe von 16,9 km lokalisiert. Dieser Vergleich verdeutlicht, dass flache Erdbeben bereits mit weitaus geringeren Magnituden vergleichbare Schwingungsgeschwindigkeiten hervorrufen können.

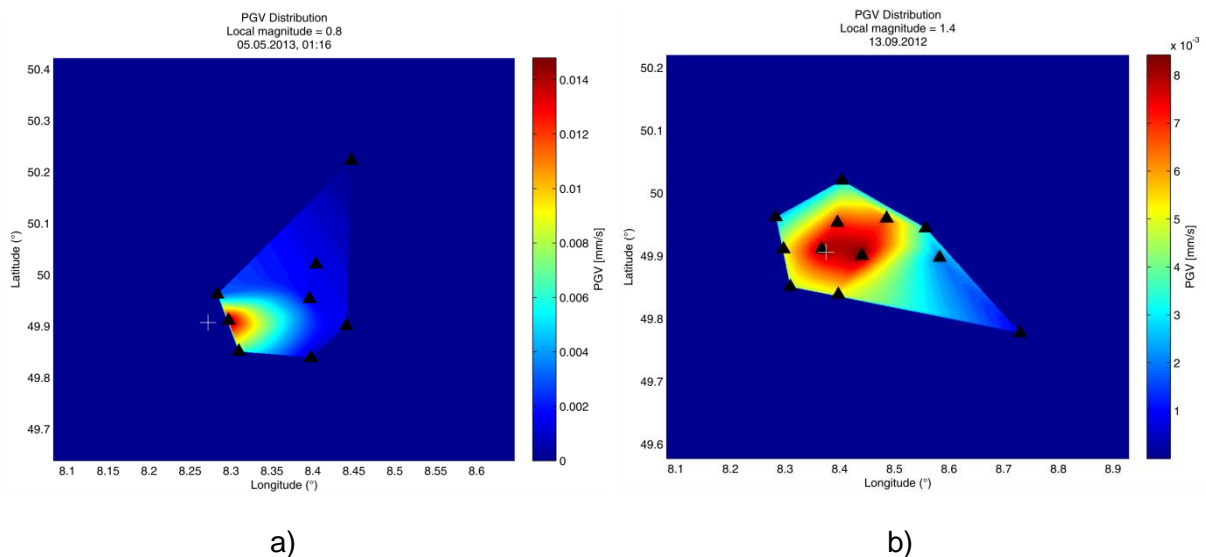


Abb. 4.38: Karte des Untersuchungsgebietes mit den PGV-Werten des Ereignisses vom **a)** 05. Mai 2013 01:16 Uhr (UTC; Tiefe = 2,4 km) bzw. vom **b)** 13. September 2012 (Tiefe = 16,9 km) an allen Messstationen die ein Signal registrieren konnten. Die Werte zwischen den Stationen wurden linear interpoliert.

Dieses Phänomen konnte z.B. auch im Falle von induzierten Beben in der Nähe von Landau festgestellt werden, wo bereits Erdbeben der Magnitude 1,3 (Tiefe ca. 3 km) von Anwohnern verspürt wurden (Groos et al., 2013). Die PGV-Werte nehmen bei den meisten Beben exponentiell mit der Entfernung zum Epizentrum ab (Abb. 4.39). Diese Informationen sind gerade im Hinblick auf den Bau/Betrieb eines geothermischen Kraftwerkes und einer möglichen induzierten Seismizität von großer Bedeutung, um erste Abschätzungen zu möglichen Schwingungsgeschwindigkeiten dieser zu erwartenden flachen Erdbeben durchführen zu können.

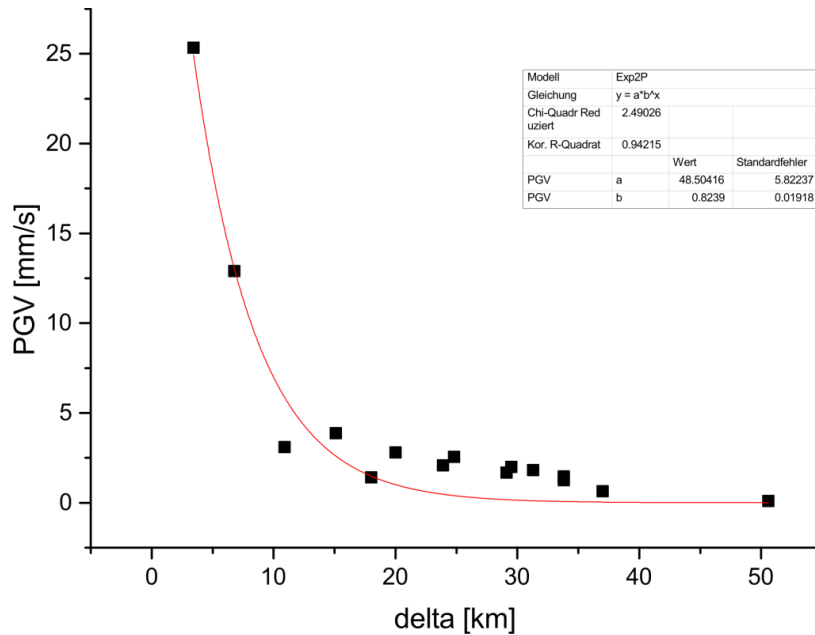


Abb. 4.39: PGV-Werte (schwarze Quadrate) des Erdbebens vom 17. Mai 2014 um 16:46 Uhr (UTC) als Funktion der Epizentralentfernung.

Ein weiteres Phänomen, welches über die Projektdauer an vielen Messstationen beobachtet werden konnte, sind sogenannte S-Vorläuferphasen. Hierbei findet am Übergang von Grundgebirge zu Sediment eine Konversion von S-Wellenenergie in P-Wellenenergie statt. Diese Sp-Phasen durchlaufen die Sedimente als P-Welle schneller als die S-Wellen und erzeugen somit ein Signal auf der Vertikalkomponente, dass kurz vor dem S-Welleneinsatz der Horizontalkomponenten registriert werden kann (Abb. 4.40).

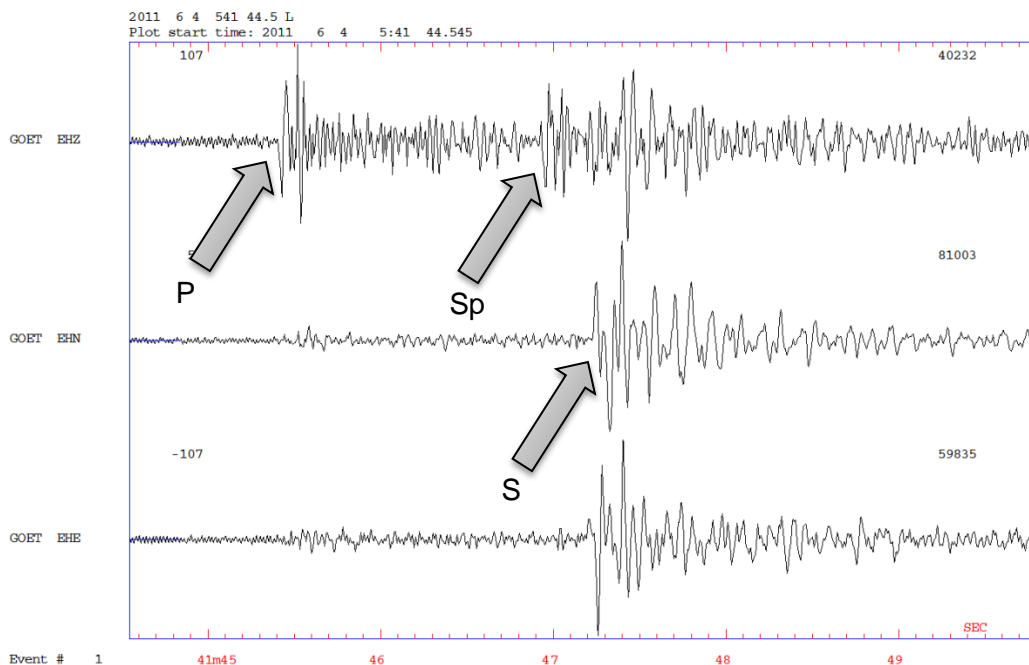


Abb. 4.40: Beispiel einer Registrierung an der Station GOET, an der neben P- und S-Phase noch eine dritte Phase erkannt werden konnte, die als Sp-Phase interpretiert wurde.

Aufgrund des nahezu vertikalen Eintreffens dieser konvertierten Phase an den Stationen, hervorgerufen durch den relativ starken Geschwindigkeitskontrast an der Grenzfläche des

Übergangs von Grundgebirge zu Sediment, ist die Energie auf die Vertikalkomponente begrenzt. Mit Hilfe dieser S zu P konvertierten Phasen kann eine Abschätzung der Mächtigkeit des Sediments im nördlichen ORG unter Anwendung von Gleichung 4.17 vollzogen werden (Chen et al., 1994; Mandall, 2007; Gummert et al., 2014).

$$dt_{(S-Sp)} = h[(V_P - V_S)/(V_S \cdot V_P)] \quad (4.17)$$

mit $dt_{(S-Sp)}$ = Laufzeitdifferenz zwischen direkter S- und konvertierter Sp-Phase, h = Sedimentdicke unterhalb einer Station und V_P und V_S als mittlere P- und S-Wellengeschwindigkeit in den Sedimenten. Anhand der aufgezeichneten konvertierten Phasen konnte für die meisten Stationen eine Laufzeitdifferenz zwischen S- und Sp-Phase bestimmt werden. Diese variieren im Mittel zwischen 0,1 s (Station DIEB) und 1,4 s (Station WEIT). Zur Berechnung der Sedimentmächtigkeit müssen P- und S-Wellengeschwindigkeiten angenommen werden. Für die Sedimente wurden Geschwindigkeiten von $V_p = 3,0$ km/s und $V_s = 1,2$ km/s angesetzt. Diese Werte entsprechen im Mittel den seismischen Geschwindigkeiten, die durch Auswertung der 3D-Seismik-Kampagnen der ÜWG um Groß-Gerau ermittelt wurden. Die Ergebnisse sind in Tab. 4.7 zusammengefasst. Die berechneten Sedimentmächtigkeiten reichen von $0,23 \pm 0,05$ km unterhalb der Station DIEB bis $2,80 \pm 0,1$ km unterhalb der Station WEIT. Um den Einfluss der verwendeten Geschwindigkeiten auf die resultierenden Mächtigkeiten zu bestimmen, wurden verschiedene, abweichende Geschwindigkeitswerte angenommen. Die aus diesen Geschwindigkeiten ermittelten Werte sind in Tab. A4.4 bis Tab. A4.7 angegeben. Die ermittelten Werte lassen sich mit den publizierten Sedimentmächtigkeiten unter Berücksichtigung der Fehlertoleranz und der getroffenen Geschwindigkeitsannahmen gut in Einklang bringen (zum Vergleich Abb. 2.1a). Dies verdeutlicht, dass sich die konvertierten Phasen tatsächlich zur Bestimmung der Sedimentmächtigkeit unterhalb einer Station eignen. Die Robustheit der Ergebnisse hängt dabei stark von den verwendeten Wellengeschwindigkeiten ab und verlangt eine relativ gute Kenntnis über die Wellengeschwindigkeiten in den Sedimenten.

Tab. 4.7: Berechnete Sedimentmächtigkeiten unter Verwendung von $V_p = 3,0$ km/s und $V_s = 1,2$ km/s in den Sedimenten.

Station	Sedimentmächtigkeit (km)	Standardabweichung (km)
BAUS	2,50	0,55
BODE	0,70	0,22
DEXH	1,60	0,50
DIEB	0,23	0,05
GERN	2,80	0,10
GOET	0,70	0,10
HECH	1,40	0,10
HESS	2,20	0,10
MOEN	2,32	0,28
NAUH	1,60	0,10
OCKE	0,83	0,12
RIED	2,38	0,84
WALL	2,40	0,20
WEIT	2,80	0,10
WICK	1,75	0,05
WINT	1,45	0,55
WORF	2,60	0,10

Kapitel 5

5. Spannungsfeld des nördlichen Oberrheingrabens

In bisherigen Studien (Hinzen, 2003; Plenefisch und Bonjer, 1997) zeigten Herdflächenlösungen im nördlichen ORG überwiegend Abschiebungen oder Abschiebungen mit einer geringen Blattverschiebungskomponente (siehe auch Kapitel 2.3). Als reine Blattverschiebungen werden bei Plenefisch und Bonjer (1997) lediglich drei Ereignisse und bei Hinzen (2003) nur ein Ereignis klassifiziert. Diese als Blattverschiebungen ausgewiesenen Ereignisse sind hauptsächlich außerhalb des Grabengebietes in nordöstlicher Richtung oder dem Taunus lokalisiert. Im Grabengebiet ist nur ein Ereignis als Blattverschiebung klassifiziert, währenddessen vier Ereignisse als Abschiebungen und ein Ereignis als Aufschiebung klassifiziert wurden. Insgesamt ist die in der Literatur veröffentlichte Datenquantität für den nördlichen ORG außerordentlich gering. Weniger als 10% (9 Erdbeben) der in den genannten Studien analysierten Erdbeben sind im nördlichen ORG lokalisiert und konnten in einer Spannungsfeldinversion nur in Verbindung mit Daten der Niederrheinischen Bucht analysiert werden. Deshalb können die Rückschlüsse dieser vorherigen Studien in Bezug auf das aktuelle Spannungsfeld des nördlichen ORG nicht ohne weiteres übertragen werden. Im Gegensatz zu diesen früheren Studien konnten in dieser Arbeit innerhalb des SiMoN Projektes Daten lokaler Messstationen im nördlichen ORG verwendet werden, die zu einer deutlich besseren Datengrundlage und einer besseren azimutalen Abdeckung führten.

In Abschnitt 5.1 werden die theoretischen Grundlagen und die Ergebnisse der Herdflächenanalyse dargestellt und diskutiert. Der Einfluss des Geschwindigkeitsmodelles auf die Herdflächenlösungen, als auch ein Vergleich der Ergebnisse mit bekannten Störungsverläufen im Untersuchungsgebiet, wird aufgezeigt. Abschnitt 5.2 gibt einen Überblick über das aus den Herdflächenlösungen abgeleitete Spannungsfeld im nördlichen ORG unter Verwendung zweier unterschiedlicher Methoden (Right Dihedra Method (RDM) und Spannungsfeldinversion), die Bestimmung der maximalen horizontalen kompressiven Spannung und einen Vergleich mit bisher publizierten Ergebnissen. Abschnitt 5.3 widmet sich einem Vergleich der Herdflächenlösungen mit Lösungen einer Momententensoranalyse. Abgeschlossen wird dieses Kapitel durch die in Abschnitt 5.4 erläuterte Scherwellen-Splittinganalyse lokaler Erdbeben und dem Vergleich der Ergebnisse dieser Analyse mit der Orientierung des lokalen Spannungsfeldes und bekannten Störungsverläufen.

5.1 Herdflächenanalyse

Die durch ein Erdbeben hervorgerufene Bodenverschiebung kann als Multiplikation eines Momententensors (M_{jk}) und dem Gradienten einer Greenschen Funktion (G_{ij}) geschrieben werden (Shearer, 2009):

$$u_i(\mathbf{x}, t) = \frac{\partial G_{ij}(\mathbf{x}, t; \mathbf{x}_0, t_0)}{\partial (x_0)_k} M_{jk}(\mathbf{x}_0, t_0). \quad (5.12)$$

Die Greensche Funktion stellt die Antwort des Systems auf eine impulsive Eingabe dar und beinhaltet die Wellenausbreitungseffekte. Sie gibt damit die Verschiebung am Punkt x

wieder, hervorgerufen durch die impulsive Krafteinwirkung am Punkt x_0 . Der Momententensor beinhaltet hingegen die Informationen der Quelleigenschaften und kann als das Volumenintegral der Spannungsfreigabe im Zusammenhang mit dem Erdbeben interpretiert werden (Snoke, 2003). Der Momententensor ist definiert als:

$$\mathbf{M} = \begin{bmatrix} M_{11} & M_{12} & M_{13} \\ M_{21} & M_{22} & M_{23} \\ M_{31} & M_{32} & M_{33} \end{bmatrix}. \quad (5.2)$$

Aufgrund der Symmetrie von M (z.B. $M_{ij} = M_{ji}$), besitzt der allgemeine Momententensor sechs unabhängige Elemente. Für die meisten Erdbeben kann jedoch unter Annahme eines Scherbruchs (double couple) als Herdmechanismus die Anzahl der unabhängigen Koeffizienten des Momententensors auf drei reduziert werden (Jost und Herrmann, 1989).

Rückschlüsse auf den Bruchmechanismus eines Erdbebens und das Spannungsregime einer Region können demnach anhand einer Analyse von Herdflächenlösungen erfolgen. Eine Herdflächenlösung enthält Informationen über die Streichrichtung der Störungsfläche (strike), den Einfallwinkel (dip) und den Winkel der Bewegungsrichtung auf der Bruchfläche (rake). Die Herdflächenlösung stellt die räumliche Abstrahlcharakteristik der Erdbebenwellen (meist P-Wellen) dar. Sie kann genutzt werden, um die Orientierung der Herd- und Hilfsfläche (Nodalflächen), die Richtung der Dislokationsvektoren und die Orientierung der Hauptspannungen im Erdbebenherd zu bestimmen. Eine Möglichkeit zur Erstellung der Herdflächenlösung bietet die Verwendung der Polaritäten (Richtung der Ersteinsätze) der P-Wellen. Die Darstellung erfolgt durch die Projektion auf eine um den als punktförmig angesehenen Erdbebenherd gedachte Kugel (Herkugel, Abb. 5.1a).

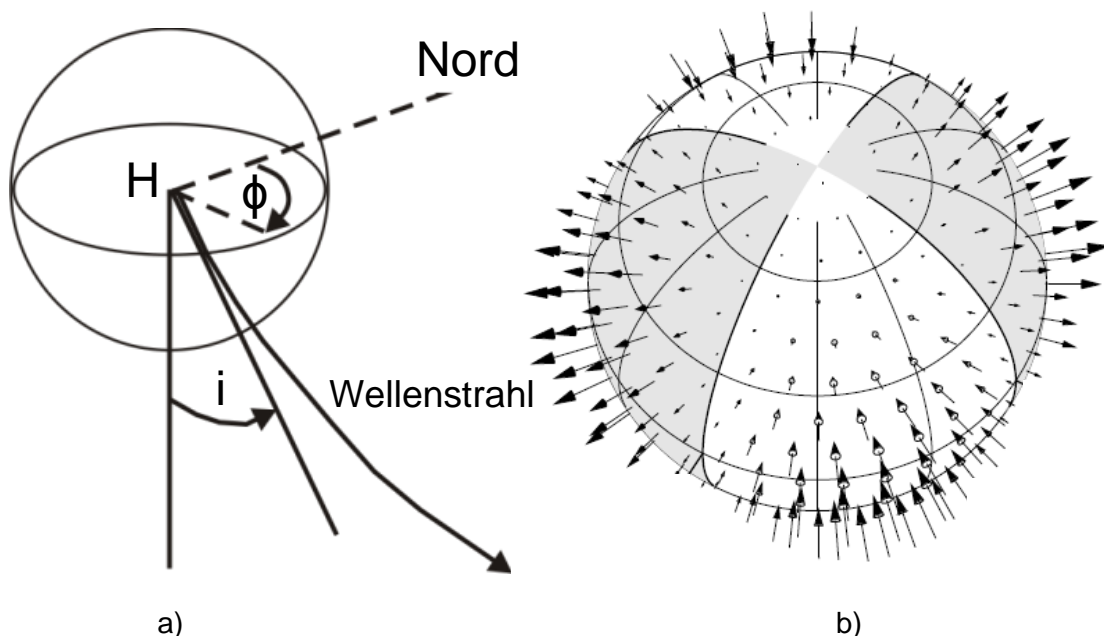


Abb. 5.1: **a)** Herdkugel um Hypozentrum (H), der Durchstoßpunkt des seismischen Strahls durch die Herdkugel wird durch den Azimut (ϕ) und den Abstrahlwinkel (i) angegeben (nach Lexikon der Geowissenschaften, 2000). **b)** Abstrahlcharakteristik einer P-Welle eines Scherbruchs. Die Orientierung der Pfeile gibt die Richtung der Ersteinsätze und die Länge die Amplitude wieder. Die kompressiven Quadranten sind grau eingefärbt (nach Shearer, 2009).

Der Strahlweg einer P-Welle verläuft unter einem bestimmten Winkel zur Oberfläche, durchstößt die Herdkugel und erreicht an der seismischen Station die Erdoberfläche. Die Herdkugel und die Durchstoßpunkte der Wellenstrahlen (Schnittpunkt des Strahls mit der Herdkugel) können unter Verwendung einer stereografischen Projektion (z.B. Schmidt'sches Netz) an die Oberfläche projiziert werden. Dabei beschränkt man sich in den meisten Fällen auf die untere Hälfte der Herdkugel. Der Durchstoßpunkt ist durch zwei Parameter eindeutig bestimmt. Dies sind der Azimut vom Epizentrum zur seismischen Station und der Abstrahlwinkel am Erdbebenherd. Aus der Orientierung der P-Welle an der seismischen Station ergibt sich damit der Bewegungssinn im Erdbebenherd. Die Abstrahlcharakteristik einer P-Welle (Abb. 5.1b) eines Scherbruchs ist symmetrisch, besitzt vier Quadranten welche abwechselnd kompressiv und dilatativ sind und weist zwei Flächen (Nodalflächen) auf, die als mögliche Herdflächen geeignet sein könnten. Nur aus dem Abstrahlmuster kann nicht unterschieden werden, welche der beiden Nodalflächen die Bruchfläche und welche die Hilfsfläche ist. Tektonische oder geologische Zusatzinformationen können dies jedoch einschränken. Diese Abstrahlcharakteristik gilt für Quellen, die als Punktquellen angenommen werden können und die auf diese Punktquelle wirkenden Kräfte stellen einen Doppel-Dipol (double-couple) dar. Ist der Ersteinsatz einer P-Welle an einer seismischen Station positiv (kompressiv), dann bedeutet dies, dass sich die Scherbewegung zur Station hinbewegt. Im umgekehrten Fall verläuft die Scherbewegung entgegengesetzt zur Station und es ergibt sich ein negativer Ersteinsatz (dilatativ). Kompressive und dilatative Ersteinsätze werden in der Herdflächenlösung durch die Nodalflächen voneinander getrennt. In der Regel werden die kompressiven Quadranten der Herdflächenlösung schwarz und die dilatativen Quadranten weiß dargestellt. Die T-Achse (engl. tension axis, Extensionsrichtung) ist in der Mitte des kompressiven Quadranten, die P-Achse (engl. pressure axis, Kontraktionsrichtung) in der Mitte des dilatativen Quadranten. Die Schnittlinie der beiden Nodalflächen der Herdflächenlösung wird als B-Achse bezeichnet.

Es wurden für insgesamt 58 Erdbeben Herdflächenlösungen im Zeitraum von November 1997 bis September 2013 erstellt (Tab. A5.1). Zusätzlich zu den mit den lokalen temporären Netzwerken erhobenen Daten wurden für die Herdflächenanalyse Wellenformdaten der regionalen Erdbebendienstes (HLUG, LED Südwest), aufgezeichnet an Permanentstationen in Südwest Deutschland, verwendet. Die Lokalisierungen der Erdbeben vor Oktober 2010 (Beginn der Pilotstudie) wurden aus dem Katalog des LED Südwest übernommen. Die P-Wellen-Polaritäten wurden manuell bestimmt und auf den Rohseismogrammen gepickt. Die Orientierung der Nodalflächen wurde mittels Gittersuche (grid search) unter Anwendung des FOCMEC Algorithmus (Snook, 2003; Snook et al., 1984) mit einem Gitterpunktabstand von 1° bestimmt. Es war möglich, Herdflächenlösungen ohne jegliche P-Wellen-Polaritätsfehler zu bestimmen. Nichtsdestotrotz konnte basierend auf den P-Polaritäten allein nur für 30 Erdbeben ein verlässlicher Herdmechanismus bestimmt werden. In einigen Fällen war es aufgrund einer großen Streuung möglicher Nodalflächen nicht möglich eine eindeutige Lösung für ein Ereignis zu erzielen. Um diese Streuung zu verringern, wurde neben den P-Wellen-Polaritäten auch das Amplitudenverhältnis von S- zu P-Welle auf der vertikalen Komponente (SV/P) bestimmt und in die Gittersuche einbezogen. SV/P Amplitudenverhältnisse wurden bereits in einigen Studien zur Bestimmung von Herdflächenlösungen verwendet (Lindenfeld et al., 2012; Hardebeck und Shearer, 2003 und Referenzen darin; Vamvakaris et al., 2004). Bei der Verwendung von SV/P Amplitudenverhältnissen sind systematisch variierende Amplitudenverhältnisse zu erwarten, da die Amplituden von P-Wellen in der Nähe der P- und T-Achsen der Herdflächenlösung groß, in der Nähe der Nodalflächen jedoch geringer sind (Abb. 5.1b), während die Amplituden der S-Welle in Nähe

der Nodalflächen am größten sind. Die Verwendung von Amplitudenwerten sollte unter Korrektur der geometrischen Streuung, der Dämpfung und jeglicher Stationseffekte erfolgen (Hardebeck und Shearer, 2003). Durch die Verwendung der Amplitudenverhältnisse werden diese Einflüsse jedoch grundlegend reduziert. Zur Minimierung des Effekts unterschiedlicher Sensorbandbreiten und lokaler Signalempfangsbedingungen auf die aufgezeichneten Amplituden wurde ein Butterworth Bandpassfilter im Frequenzbereich von 1 bis 15 Hz angewendet. Die Amplituden wurden dann auf der vertikalen Komponente gepickt. Die Verwendung von SV/P Amplitudenverhältnissen sollte sorgfältig bedacht sein, da variierende Auftauchwinkel die Amplitudenverhältnisse an der Oberfläche beeinflussen können (Hardebeck und Shearer, 2003; Kisslinger et al., 1981). Lokale PS-Phasen, die direkt vor der eigentlichen S-Welle eintreffen, können ebenso einen Effekt auf die beobachtete Wellenform haben. Aufgrund dieser Unsicherheiten wurde für das Amplitudenverhältnis eine große Toleranz im Fehler der Amplitudenverhältnisse erlaubt. Dieser Fehler ist definiert als Abweichung des gemessenen Amplitudenverhältnisses vom theoretisch berechneten Verhältnis. Dieses Vorgehen garantiert, dass die Herdflächenlösung vor allem durch die P-Polaritäten bestimmt wird und den Amplitudenverhältnissen eine geringere Wichtung zu Teil wird. Zur Bestimmung der Verlässlichkeit dieser Methode wurden die Ergebnisse, welche die SV/P-Verhältnisse beinhalten, mit den Lösungen verglichen, die nur anhand der P-Polaritäten bestimmt wurden (Tab. 5.1). Es ist kein signifikanter Unterschied in der prozentualen Verteilung der verschiedenen Herdmechanismen in Relation zur absoluten Anzahl der Herdflächenlösungen zu erkennen. Es sind nur kleinere Abweichungen in der Verteilung der Mechanismen zu erkennen, die relative Verteilung bleibt jedoch konstant. Dies deutet darauf hin, dass die Hinzunahme von Amplitudenverhältnissen zur Berechnung der Herdflächenlösungen keine systematische Verzerrung der Ergebnisse nach sich zieht, sondern vielmehr zu einer größeren Anzahl und verbesserten Herdflächenlösungen als durch die alleinige Verwendung von P-Polaritäten führt. Die Integration der SV/P Amplitudenverhältnisse in die Gittersuche führt zu einem Anstieg verlässlicher Herdflächenlösungen auf eine Anzahl von 58. Als verlässlich eingestuft wird eine Herdflächenlösung, wenn das Verhältnis zwischen allen theoretisch möglichen Lösungen, die getestet werden, und der Anzahl an Lösungen, die mit den Daten in Einklang zu bringen sind, für einen Gitterabstand von 1° kleiner als 0,001% sind. Der hier gewählte Gitterabstand führt zu einer theoretischen Anzahl von 11626000 möglichen Lösungen. Das Verhältnis zwischen allen theoretisch möglichen Lösungen, die getestet wurden, und der Anzahl an Lösungen, die mit den gemessenen Daten übereinstimmen, sind in Tab. A5.1 für jedes Ereignis angegeben.

Zwei Beispiele des Verfahrens sind in Abb. 5.2 dargestellt. Das erste Beispiel (Abb. 5.2a und 5.2b) zeigt, dass in einigen Fällen eine definitive Identifizierung eines Herdmechanismus anhand der P-Polaritäten nicht möglich ist und es zu mehrdeutigen Ergebnissen der Gittersuche kommt. In Abb. 5.2a sind die Nodalflächen konsistent mit zwei unterschiedlichen Mechanismen, einer Blattverschiebung und einer Aufschiebung mit Blattverschiebungskomponente (Schrägaufschiebung). Nach Hinzunahme der zusätzlichen Informationen der SV/P Amplitudenverhältnisse zur Gittersuche bleibt nur eine Blattverschiebung als möglicher Herdmechanismus erhalten (Abb. 5.2b). Die Herdflächenlösung des zweiten Erdbebens (Abb. 5.2c und 5.2d) zeigt bei Verwendung der P-Polaritäten eine Verteilung der Nodalflächen, die auf eine Blattverschiebung hindeutet (Abb. 5.2c). Obwohl der Mechanismus eindeutig bestimmt werden kann, ist die Streuung der möglichen Nodalflächen relativ groß ($\pm 20^\circ$), um verlässliche Herdparameter zu erlangen. Nach Durchführung der Gittersuche, unter Hinzunahme der SV/P Amplitudenverhältnisse, bleibt der Herdmechanismus erhalten, die Streuung der möglichen Nodalflächen wird jedoch deutlich

geringer (Abb. 5.2d). Diese beiden Beispiele zeigen eindrucksvoll den Mehrgewinn durch die Hinzunahme der Amplitudenverhältnisse in die Bestimmung der Herdflächenlösungen.

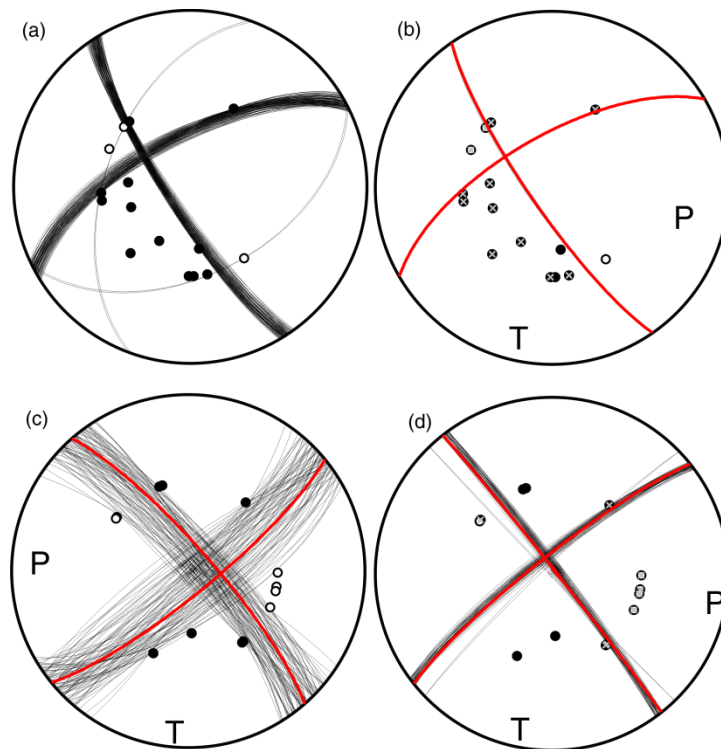


Abb. 5.2: Bestimmung der Herdflächenlösungen für zwei Ereignisse (obere und untere Reihe; Homuth et al., 2014a). **a)** Ergebnis basierend auf P-Polaritäten für Ereignis 1. Schwarze und weiße Kreise markieren Kompression bzw. Dilatation. Es ist nicht möglich einen eindeutigen Herdmechanismus zu bestimmen. **b)** Kombination aus P-Polaritäten und SV/P Amplitudenverhältnissen führt zu einer eindeutigen Lösung. Graue Kreuze innerhalb der Kreise markieren die Stationen, für die SV/P Amplitudenverhältnisse bestimmt wurden. Die rote Nodallinie repräsentiert den Mechanismus, der letztendlich dem Ereignis zugewiesen wurde. Kompressions- (pressure) und Extensionsachse (tension) sind durch P bzw. T gekennzeichnet. **c)** Herdflächenlösung für Ereignis 2 nur anhand der P-Polaritäten. **d)** Die zusätzliche Verwendung von SV/P Amplitudenverhältnissen führt zu einer geringeren Streuung der möglichen Nodalflächen.

Tab. 5.1: Vergleich der berechneten Herdmechanismen anhand von P-Polaritäten (A) und in Kombination mit SV/P Amplitudenverhältnissen (B).

	A (nur P-Polaritäten)	B (+ SV/P)
Anzahl Lösungen	30	58
Abschiebungen (mit geringer Strike-slip Komp.)	23 %	21 %
Strike-slip	53 %	47 %
Aufschiebungen (mit geringer Strike-slip Komp.)	13 %	19 %
Nicht definierbar	10 %	14 %

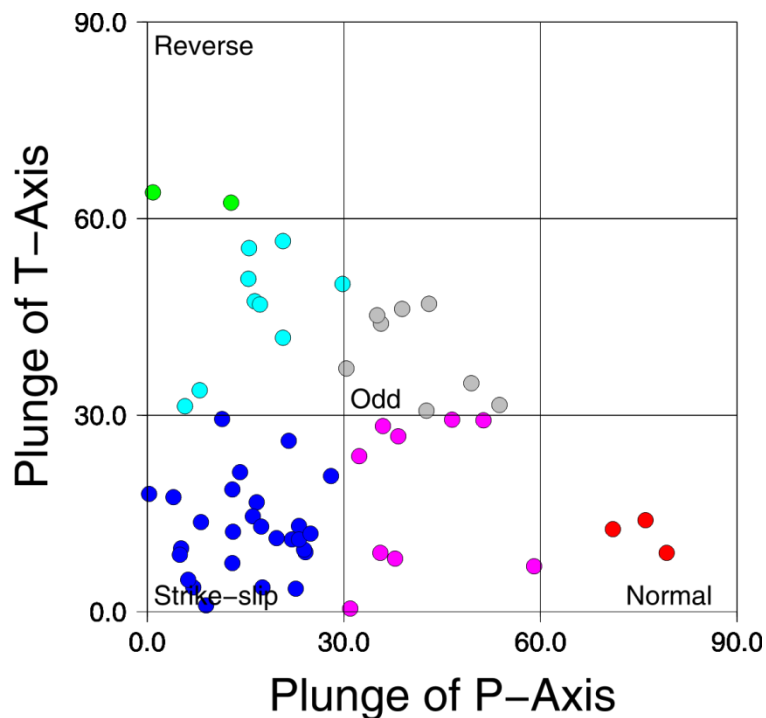


Abb. 5.3: Klassifizierung und Häufigkeitsverteilung aller berechneter Herdflächenlösungen basierend auf den Einfallswinkeln von P- und T-Achse (Homuth et al., 2014a). Rote Punkte repräsentieren Abschiebungen, purpurne Punkte Schrägabschiebungen, blaue Punkte Blattverschiebungen, grüne Punkte Aufschiebungen und zyanblaue Punkte Schrägaufschiebungen. Graue Punkte markieren Mechanismen, die keiner dieser Gruppen zugeteilt werden konnten und deshalb als nicht definierbar ausgewiesen wurden.

Abb. 5.3 zeigt eine Klassifizierung der bestimmten Herdflächenlösungen auf Basis der Verteilung der Einfallswinkel der P- und T-Achsen. Die berechneten Herdflächenlösungen sind als gefärbte Datenpunkte dargestellt, wobei Blattverschiebungen mit blauen Symbolen, Aufschiebungen mit grünen und Abschiebungen mit roten Symbolen versehen sind. Zusätzlich gibt es eine Einteilung in Schrägabschiebungen (Magenta) und Schrägaufschiebungen (Cyan). Mechanismen, die keiner dieser Gruppierungen zuzuordnen waren, sind als Sonderfälle (odd mechanisms) in grauer Farbe gekennzeichnet. Die Mehrzahl der berechneten Herdmechanismen repräsentieren Blattverschiebungen (47%), währenddessen Aufschiebungen bzw. Schrägaufschiebungen (19%), als auch Abschiebungen bzw. Schrägabschiebungen (21%) nicht besonders stark verbreitet sind. Abb. 5.4 zeigt alle Herdflächenlösungen eingetragen auf einer Karte des Untersuchungsgebietes. Die Erdbeben sind entsprechend geologischer/tektonischer Kriterien in vier Gruppen unterteilt, um systematische Unterschiede erkennen zu können. Für jede dieser vier Gruppen wurden Rosenhistogramme erstellt, die die Richtung der T-Achsen unter Verwendung einer Sektorenbreite (engl. binning) von 15° darstellen. Die Gruppen 1 (ORG) und 2 (Taunus) zeigen ähnliche, einheitliche Muster für die Orientierung der Extensionsachse des Spannungsfeldes, mit einer durchschnittlichen Orientierung der T-Achsen in NE-SW (N50°-60°E) Richtung. Gruppe 1 enthält dabei alle Erdbeben im Grabengebiet, während Gruppe 2 die Beben im Taunus kombiniert. Gruppe 3, welche alle Ereignisse im Mainzer Becken vereinigt, zeigt zwei Hauptorientierungen der T-Achsen an, einmal in der üblichen NE-SW Richtung und einmal in einer eher N-S verlaufenden Richtung. Gruppe 4 besteht aus

Erdbeben im westlichen Teil des Grabengebietes zwischen 49.8°N und 50.0°N, die ausschließlich Blattverschiebungen aufweisen und eine Orientierung der P- und T-Achsen, die komplett fehlorientiert sind und nicht mit der allgemeinen regionalen Orientierung in Einklang zu bringen sind. Jedoch weisen diese Herdflächenlösungen nur eine geringe Streuung der möglichen Nodalflächen auf und sind von guter Qualität (Beispiel Abb. 5.5). Eine Erklärung für diese kleinräumige Änderung von beinahe 90° konnte bisher noch nicht gefunden werden. Innerhalb des SiMoN Projektes wurde zwar eine geomechanische Modellierung des Untersuchungsgebietes durch das Institut für geothermisches Ressourcenmanagement in Bingen durchgeführt, die jedoch diese kleinräumigen Variationen nicht erklären konnte. Im Hinblick auf weiterführende Projekte wäre dies mit Sicherheit ein interessanter Ansatzpunkt für weitere Untersuchungen.

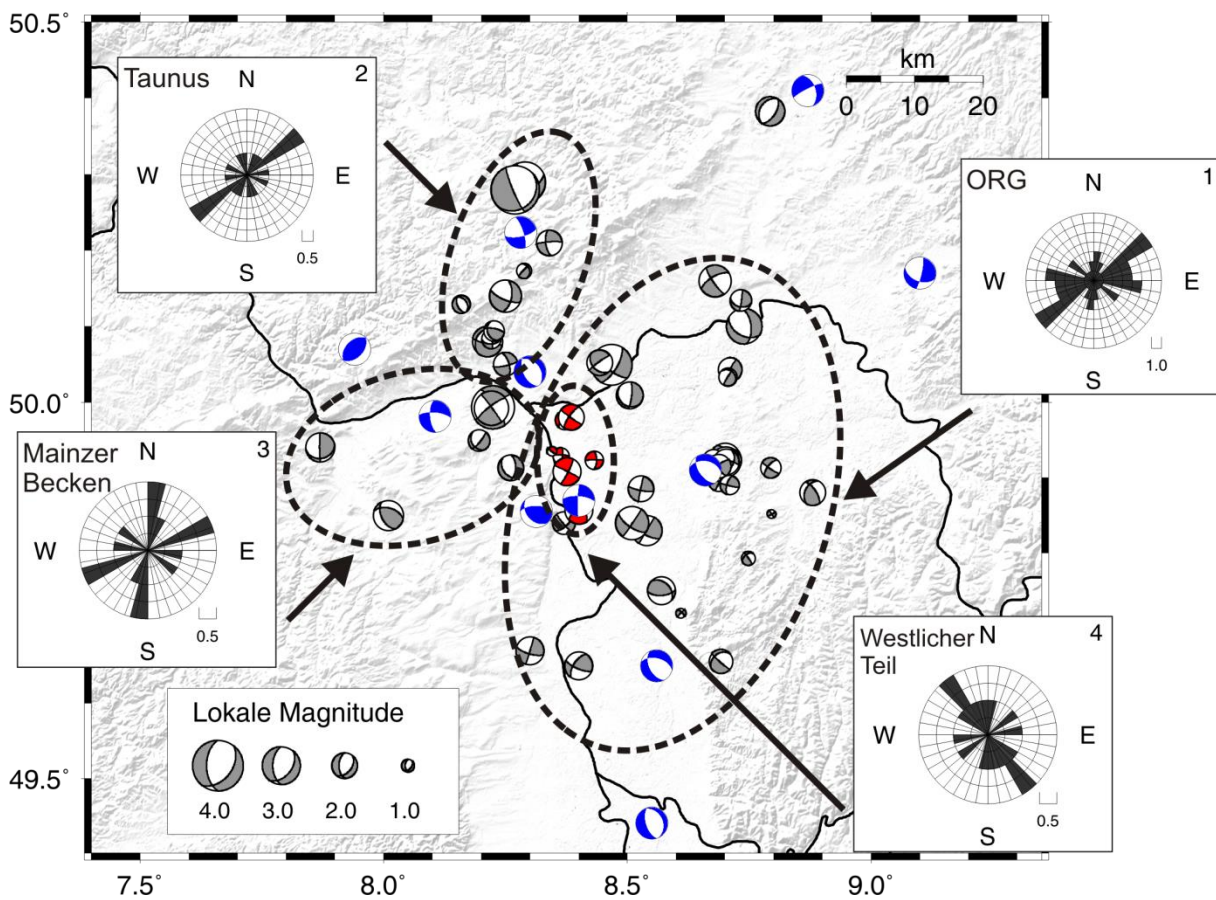


Abb. 5.4: Karte aller Herdflächenlösungen inklusive Rosenhistogrammen, die die Orientierung der T-Achsen für vier Unterregionen darstellen (Homuth et al., 2014a). Graue Symbole repräsentieren neu erstellte Herdflächenlösungen. Früher publizierte Herdflächenlösungen (Plenefisch und Bonjer, 1997; Hinzen, 2003) sind in blau dargestellt. Rote Symbole repräsentieren neue Herdflächenlösungen im westlichen Teil des nördlichen ORG in einer Region zwischen 49.8° N und 50.0° N, die signifikant von der allgemeinen Orientierung der P- und T-Achsen abweichen.

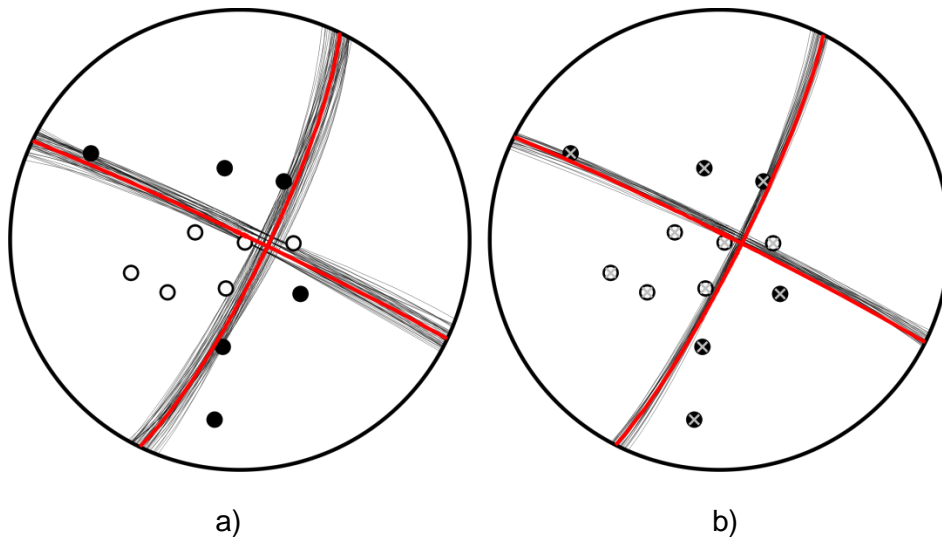


Abb. 5.5: Beispiel einer Herdflächenlösung eines Erdbebens im westlichen Teil des Grabengebietes zwischen 49.8°N und 50.0°N, dass eine starke Variation der Orientierung der P- und T-Achse im Vergleich mit der allgemeinen regionalen Orientierung aufweist. **a)** Herdflächenlösung erstellt anhand von P-Polaritäten, **b)** Herdflächenlösung in Kombination mit SV/P Amplitudenverhältnissen.

Die azimuthale Verteilung (Streichen) der Nodalflächen, als auch die Verteilung der Einfallswinkel und der P-, B- und T-Achsen des gesamten Datensatzes sind in Abb. 5.6 wiedergegeben. Es ist eine eindeutige Vorzugsrichtung in der Streichrichtung der Nodalflächen im Winkelsektor von 30° und 40° sowie von 140° und 150° zu erkennen (Abb. 5.6a). Die Nodalflächen fallen meist steil ein (Abb. 5.6b), was auf eine Dominanz von Blattverschiebungen und Abschiebungen hindeutet. Die Dominanz an Blattverschiebungen lässt sich auch an der Verteilung der P-, B- und T-Achsen erkennen (Abb. 5.6c), mit mehrheitlich horizontal gelagerten P- und T-Achsen und vertikalen B-Achsen. Im Vergleich mit den Arbeiten von Plenefisch und Bonjer (1997) und Hinzen (2003) kann trotz meist unterschiedlicher Mechanismen eine gute Übereinstimmung in der Vorzugsrichtung der Orientierung der T-Achsen, welche in den genannten Studien eine Richtung von 20° bis 40° (NE-SW) aufweist, erzielt werden.

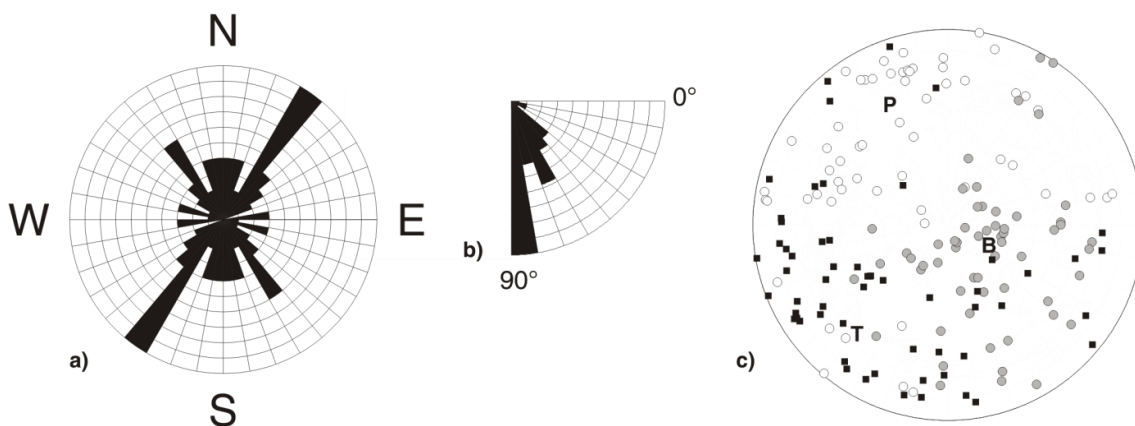


Abb. 5.6: Eigenschaften der berechneten Herdmechanismen (Homuth et al., 2014a): **a)** und **b)** zeigen Rosendiagramme der Streich- bzw. Einfallsrichtung der Nodalflächen. In **c)** sind die P-, B- und T-Achsen in einem Stereoplot der unteren Hemisphäre dargestellt (weiße Kreise = P-Achsen, graue Kreise = B-Achsen, schwarze Quadrate = T-Achsen).

Um den Einfluss des verwendeten Geschwindigkeitsmodells auf die Herdflächenlösungen zu untersuchen, wurden verschiedene 1D-Geschwindigkeitsmodelle angewendet und die erhaltenen Herdflächenlösungen miteinander verglichen. Als Testmodelle wurden neben dem im SiMoN Projekt abgeleiteten Geschwindigkeitsmodell das Modell des LED Südwest, das von Plenefisch und Bonjer (1997), das von Hinzen (2003) und das globale IASP91-Geschwindigkeitsmodell (Kennett und Engdahl, 1991) verwendet. Die Unterschiede dieser Modelle sind in Abb. 5.7 dargestellt.

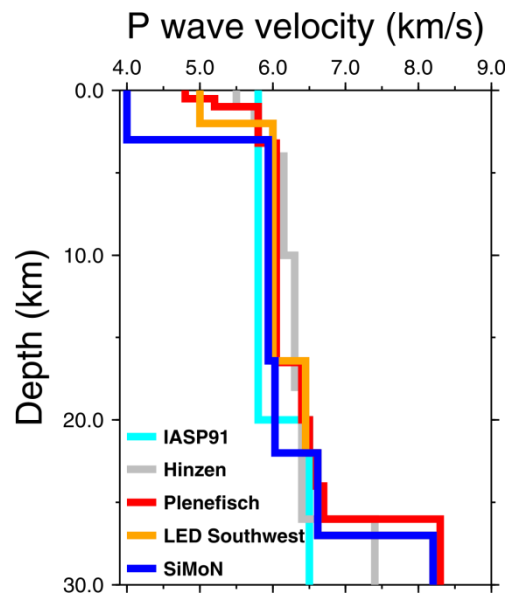


Abb. 5.7: Darstellung verschiedener getesteter Geschwindigkeitsmodelle. Zyanblau = IASP91-Modell, Grau = Modell nach Hinzen (2003), Rot = Modell nach Plenefisch und Bonjer (1997), Orange = Modell des LED Südwest, Blau = Modell entwickelt im Laufe des SiMoN Projektes.

Für alle untersuchten Erdbeben wurden die Herdflächenlösungen mit diesen 5 unterschiedlichen Geschwindigkeitsmodellen bestimmt. Abb. 5.8 zeigt einige Beispiele der mit den verschiedenen Modellen erhaltenen Herdflächenlösungen, die sich nur unwesentlich voneinander unterscheiden und nur bei einigen wenigen Ausnahmen zu unterschiedlichen Mechanismen führten. Wenn dieser sehr seltene Fall eintrat, war dies oft nur bei Verwendung des IASP91-Modelles der Fall, das die Geschwindigkeitsstruktur des nördlichen ORG jedoch schlecht wiedergibt und daher diese abweichenden Lösungen nicht berücksichtigt wurden. Insgesamt lässt sich kein ausschlaggebender Einfluss des Geschwindigkeitsmodelles auf die Erstellung der Herdflächenlösungen feststellen. Dies zeigt erneut die hohe Robustheit der Lösungen.

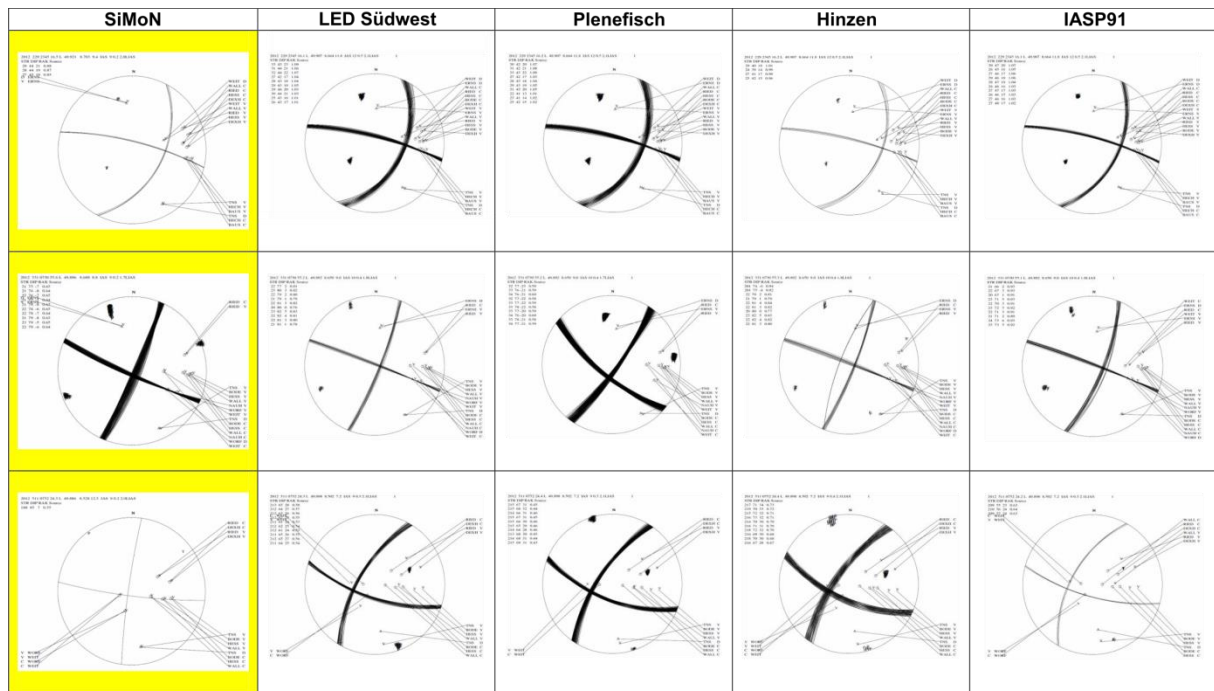


Abb. 5.8: Vergleich der unter Verwendung der in Abb. 5.7 dargestellten Geschwindigkeitsmodelle berechneten Herdflächenlösungen anhand von drei Beispielen des SiMoN Datensatzes. Die letztendlich gewählte Lösung ist gelb markiert.

Für einige Erdbeben wurde der Versuch unternommen, die bestimmten Nodalflächen mit bekannten Störungen im Untersuchungsgebiet zu vergleichen und somit die mögliche Bruchfläche zu identifizieren. Rein aus den Herdflächenlösungen ist dies nicht möglich, es bedarf zusätzlicher z.B. tektonischer Informationen. Das Ergebnis dieser Korrelation ist in Abb. 5.9 aufgezeigt. Die Karte des Untersuchungsgebietes enthält die aktiven und vermuteten inaktiven Störungen (nach Peters, 2007). Die farbigen Symbole stellen das Streichen und Einfallen der Nodalflächen dar. Im Falle einer Nodalfläche, die parallel zu einer bekannten Störung verläuft, wurde diese grün eingefärbt. In rot wurde die zweite Nodalfläche des gleichen Bebens markiert. In Fällen, in denen keine Unterscheidung möglich war, d.h. entweder beide Nodalflächen zu einer Störung passen oder keine der beiden der Ausrichtung einer bekannten Störung entsprechen, wurde ein blaues Symbol verwendet. Auf diese Art und Weise konnte für einige wenige Ereignisse eine mögliche Bruchfläche identifiziert werden. Fraglich ist jedoch, ob diese an der Oberfläche kartierten Störungen tatsächlich in einem Zusammenhang mit den in doch relativ großen Tiefen stattgefundenen Beben stehen.

In Kapitel 4.1.3 konnte eine geometrische Übereinstimmung zwischen Hypozentren im nordöstlichen Teil des Untersuchungsgebietes und dem Verlauf des Décollements (Basisüberschiebung) festgestellt werden. Neben dieser geometrischen Übereinstimmung gibt es jedoch keine Hinweise auf eine mögliche Reaktivierung dieser Struktur. Nur wenige der bestimmten Nodalflächen der Herdflächenlösungen zeigen eine übereinstimmende Orientierung auf und keines der entlang dieser Struktur lokalisierten Erdbeben ist als Aufschiebung charakterisiert (Abb. 5.10). Ob neben der offensichtlichen geometrischen Übereinstimmung auch ein mechanischer Zusammenhang existiert, kann zum jetzigen Zeitpunkt nicht beurteilt werden. Für eine aussagekräftigere Analyse wird ein umfangreicherer Datensatz benötigt, es erscheint jedoch unwahrscheinlich, dass ein NW-SE

verlaufendes, von Blattverschiebungen dominiertes, Spannungsfeld diese nach SE abtauchende Aufschiebung aktivieren kann.

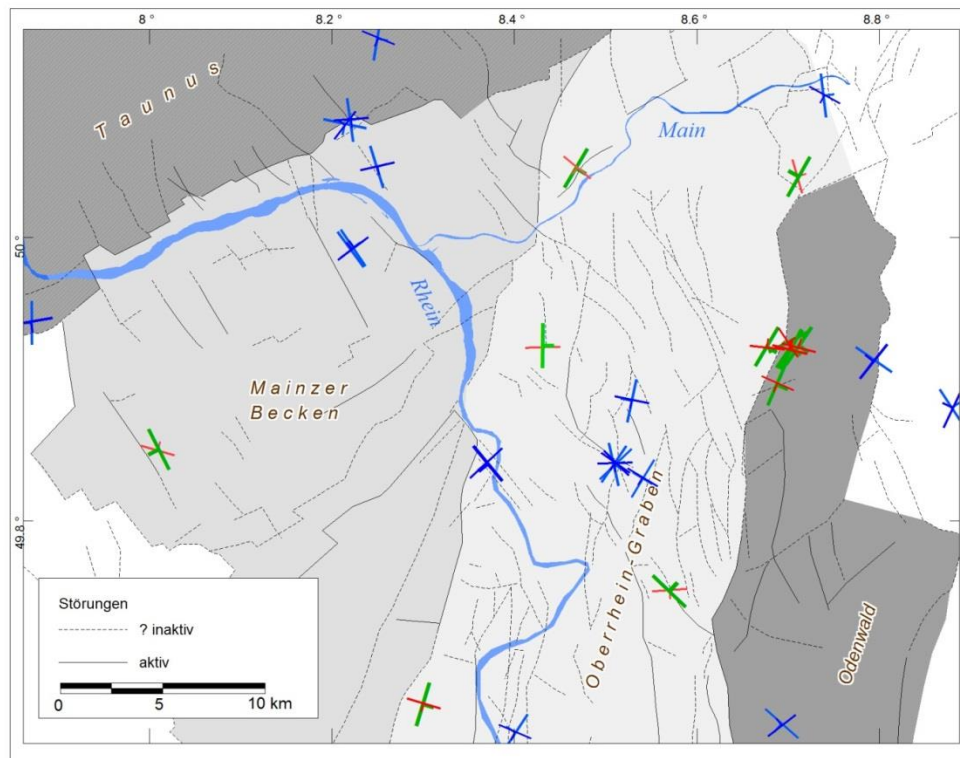


Abb. 5.9: Verlauf aktiver und inaktiver Störungen im Untersuchungsgebiet (nach Peters, 2007). Farbige Symbole geben das Streichen und Einfallen der Nodalflächen ausgewählter registrierter Erdbeben wieder. Grün = Nodalfläche parallel zu einer bekannten Störung, rot = zweite Nodalfläche des gleichen Ereignisses, blau = keine eindeutige Zuweisung der Nodalflächen möglich (d.h. entweder entsprechen beide Nodalflächen dem Verlauf einer kartierten angrenzenden Störung oder keine der beiden Nodalflächen passt zu einer der naheliegenden Störungen).

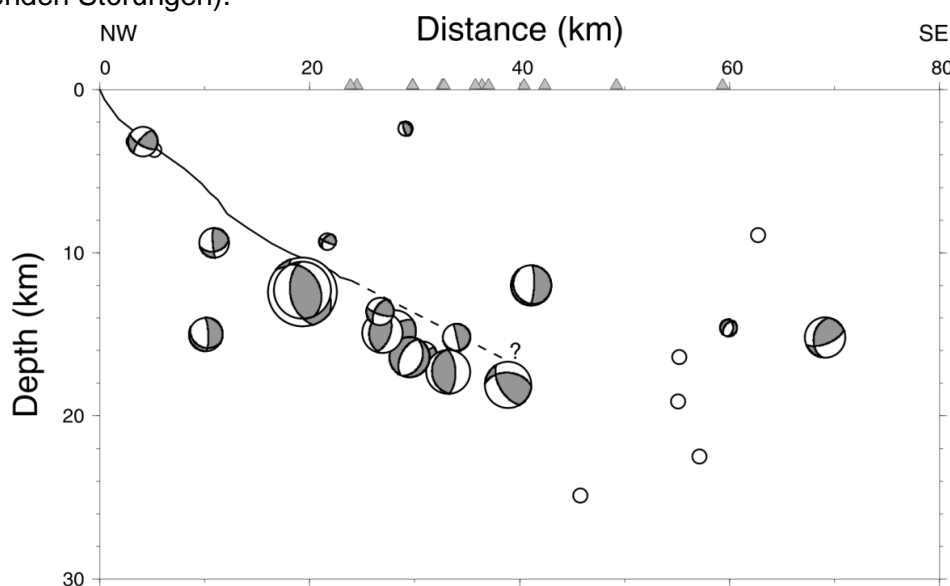


Abb. 5.10: In Vertikalschnitt (vgl. Abb. 4.11) projizierte Herdflächenlösungen aller Ereignisse, die in einer Entfernung von maximal 10 km vom Profil lokalisiert wurden. Erdbeben für die keine Herdflächenlösungen erstellt werden konnten sind durch weiße Kreise markiert.

5.2 Spannungsfeldinversion

Zusätzlich zur recht simplen Projektion der P- und T-Achsen in Abbildung 5.6 wurde die Right Dihedra Methode (RDM) nach Angelier und Mechler (1977) angewendet. Basierend auf der Idee, dass Störungen, die im gleichen Spannungsfeld aktiv sind, einen gemeinsamen Schnittpunkt der P- und T-Quadranten haben, kann diese Visualisierungstechnik genutzt werden, um eine Abschätzung der Orientierung der Hauptspannungsachsen zu erlangen. Für jeden Herdmechanismus ist die Orientierung von σ_1 (maximale kompressive Spannungsachse) und σ_3 (minimale kompressive Spannungsachse) auf die P bzw. T-Quadranten begrenzt. Nach der Theorie von Angelier und Mechler (1977) zeigt das geometrische Zentrum dieses gemeinsamen Schnittpunktes der P- und T-Quadranten aller Herdflächenlösungen die ungefähre Richtung der Hauptspannungsachsen an. Die Ergebnisse der RDM-Methode für die bereits in Kapitel 5.1 eingeführten vier Gruppen an Herdflächenlösungen (siehe Abb. 5.4) sind in Abb. 5.11 illustriert. Die P- und T-Quadranten sind rot bzw. blau gekennzeichnet. Die gemeinsamen Schnittpunkte können an den dunkleren Farben erkannt werden. Für die Regionen bzw. Gruppen ORG, Taunus und Mainzer Becken, verläuft σ_1 ungefähr subhorizontal in NNW-SSE bis NW-SE Richtung. Im Gegensatz dazu zeigen die im westlichen Grabengebiet zusammengeführten Herdflächenlösungen eine Änderung in der Orientierung von σ_1 und σ_3 von fast 90° . Für diese Region ist σ_1 in NE-SW und σ_3 in NW-SE Richtung orientiert. Eine exakte Bestimmung der Hauptspannungsrichtungen ist mit der RDM Methode jedoch nicht möglich.

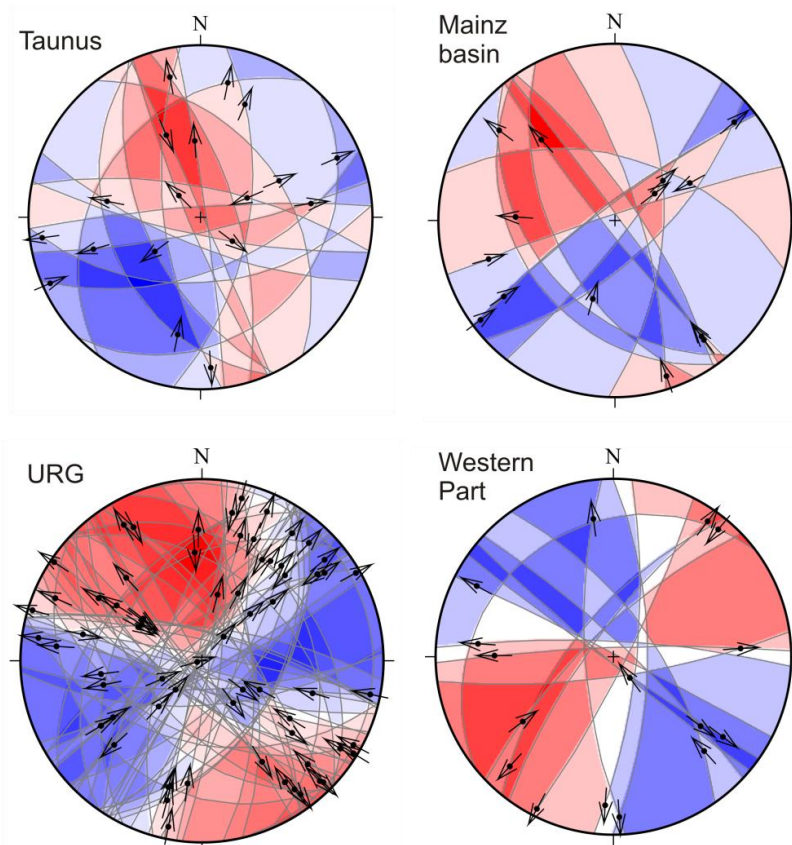


Abb. 5.11: Stereographische Projektionen der Ergebnisse der RDM-Methode für die vier Unterregionen aus Abb. 5.4 (Homuth et al., 2014a). P- und T-Quadranten sind durch rote bzw. blaue Farben markiert. Gemeinsame Schnittflächen sind durch dunklere Farben gekennzeichnet. Zusätzlich sind die Slipvektoren auf den Nodalflächen eingezeichnet.

Um das aktuelle Spannungsfeld des nördlichen ORG genauer beschreiben zu können, wurde eine Berechnung der Hauptspannungsachsen und der Form des Spannungstensors durch Anwendung der Spannungsinversionsmethode nach Hardebeck und Michael (2006) durchgeführt. Diese gedämpfte Inversionsmethode liefert ein am wenigsten komplexes Spannungsorientierungsmodell, welches den Beobachtungen (Eingangsdaten) entspricht und ein lokales Spannungsfeld wiedergibt, das nur Variationen enthält, die aufgrund der Eingangsdaten notwendig sind. Das Verfahren basiert auf der Methode von Michael (1984) zur Bestimmung eines einzelnen Spannungstensors, der am besten an einer Vielzahl von Herdmechanismen angepasst ist.

Dabei wird die Differenz zwischen Slipvektor und Spannungsfeldvektor auf jeder Herdfläche minimiert. Die Lösung des Vorwärtsproblems ist gegeben durch (Michael, 1984):

$$\mathbf{G}\mathbf{m} = \mathbf{d}. \quad (5.3)$$

Der Modelvektor der Spannungstensorkomponenten (\mathbf{m}) wird durch fünf Modellparameter aufgebaut:

$$\mathbf{m} = \begin{pmatrix} \sigma_{11} \\ \sigma_{12} \\ \sigma_{13} \\ \sigma_{22} \\ \sigma_{23} \end{pmatrix}, \quad (5.4)$$

und $\sigma_{33} = -(\sigma_{11} + \sigma_{22})$. \mathbf{d} ist der Datenvektor bestehend aus $3 \cdot K$ Einheitsslipvektor-komponenten für K Herdmechanismen:

$$\mathbf{d} = \begin{pmatrix} s_{11} \\ s_{12} \\ s_{13} \\ \dots \\ s_{K1} \\ s_{K2} \\ s_{K3} \end{pmatrix}, \quad (5.5)$$

mit s_{ki} als i -ter Komponente des Einheitsslipvektors des k -ten Erdbebens. Die Datenkernmatrix \mathbf{G} kann aus den Komponenten der Normalenvektoren (n_{ki}) der Herdflächen der einzelnen Herdmechanismen berechnet werden:

$$\mathbf{G} = \begin{bmatrix} n_{11} - n_{11}^3 + n_{11}n_{13}^2 & n_{12} - 2n_{11}^2n_{12} & n_{13} - 2n_{11}^2n_{13} & n_{11}n_{13}^2 - n_{11}n_{12}^2 & -2n_{11}n_{12}n_{13} \\ n_{12}n_{13}^2 - n_{12}n_{11}^2 & n_{11} - 2n_{12}^2n_{11} & -2n_{11}n_{12}n_{13} & n_{12} - n_{12}^3 + n_{12}n_{13}^2 & n_{13} - 2n_{12}^2n_{13} \\ n_{13}^3 - n_{13}n_{11}^2 - n_{13} & -2n_{11}n_{12}n_{13} & n_{11} - 2n_{13}^2n_{11} & n_{13}^3 - n_{13}n_{12}^2 - n_{13} & n_{12} - 2n_{13}^2n_{12} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ n_{K1} - n_{K1}^3 + n_{K1}n_{K3}^2 & n_{K2} - 2n_{K1}^2n_{K2} & n_{K3} - 2n_{K1}^2n_{K3} & n_{K1}n_{K3}^2 - n_{K1}n_{K2}^2 & -2n_{K1}n_{K2}n_{K3} \\ n_{K2}n_{K3}^2 - n_{K2}n_{K1}^2 & n_{K1} - 2n_{K2}^2n_{K1} & -2n_{K1}n_{K2}n_{K3} & n_{K2} - n_{K2}^3 + n_{K2}n_{K3}^2 & n_{K3} - 2n_{K2}^2n_{K3} \\ n_{K3}^3 - n_{K3}n_{K1}^2 - n_{K3} & -2n_{K1}n_{K2}n_{K3} & n_{K1} - 2n_{K3}^2n_{K1} & n_{K3}^3 - n_{K3}n_{K2}^2 - n_{K3} & n_{K2} - 2n_{K3}^2n_{K2} \end{bmatrix}. \quad (5.6)$$

Dabei sind die Normalenvektoren definiert als $\mathbf{n} = \begin{pmatrix} n_1 \\ n_2 \\ n_3 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sin \alpha \cdot \cos \beta \\ \cos \alpha \cdot \sin \beta \\ \cos \beta \end{pmatrix}$ mit $\alpha =$

Streichrichtung und $\beta =$ Einfallswinkel. Das Gleichungssystem kann durch Verwendung der Methode der kleinsten Quadrate (Menke, 1989) und dem Gaußschen Eliminationsverfahren gelöst werden:

$$\mathbf{G}^T \mathbf{G} \mathbf{m} = \mathbf{G}^T \mathbf{d}. \quad (5.7)$$

Im Falle der Inversion nach Hardebeck und Michael (2006) wird diese Methodik erweitert, um die Inversion für ein regionales, möglicherweise variierendes Spannungsfeld durchführen zu können. Die Spannungen werden dabei an Gitterpunkten eines zweidimensionalen (I x J) Raums berechnet. Der Spannungstensor für einen Gitterpunkt in Reihe i und Spalte j wird durch den Modelvektor \mathbf{m}_{ij} , den Datenvektor \mathbf{d}_{ij} und der Datenkernmatrix \mathbf{G}_{ij} beschrieben. Der gesamte Modellvektor lautet dann

$$\mathbf{m}_{ges} = \begin{pmatrix} \mathbf{m}_{11} \\ \mathbf{m}_{12} \\ \dots \\ \mathbf{m}_{21} \\ \mathbf{m}_{22} \\ \dots \\ \mathbf{m}_{IJ} \end{pmatrix}, \quad (5.8)$$

der Datenvektor

$$\mathbf{d}_{ges} = \begin{pmatrix} \mathbf{d}_{11} \\ \mathbf{d}_{12} \\ \dots \\ \mathbf{d}_{21} \\ \mathbf{d}_{22} \\ \dots \\ \mathbf{d}_{IJ} \end{pmatrix}. \quad (5.9)$$

und

$$\mathbf{G}_{ges} = \begin{bmatrix} \mathbf{G}_{11} & \dots & 0 \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & \dots & \mathbf{G}_{IJ} \end{bmatrix}. \quad (5.10)$$

Das Gleichungssystem

$$\mathbf{G}_{ges} \mathbf{m}_{ges} = \mathbf{d}_{ges} \quad (5.11)$$

wird wie in Gleichung 5.7 mit der Methode der kleinsten Quadrate gelöst:

$$\mathbf{G}_{ges}^T \mathbf{G}_{ges} \mathbf{m}_{ges} = \mathbf{G}_{ges}^T \mathbf{d}_{ges}. \quad (5.12)$$

Um die Differenzen der Spannungstensorcomponenten zwischen zwei benachbarten Gitterpunkten zu minimieren, wird die Dämpfungsmatrix \mathbf{D} verwendet. Für eine genaue Beschreibung der Dämpfungsmatrix siehe Hardebeck und Michael (2006). Die Lösung dieses gedämpften Gleichungssystems lautet:

$$\{\mathbf{G}_{ges}^T \mathbf{G}_{ges} + e^2 \mathbf{D}^T \mathbf{D}\} \mathbf{m}_{ges} = \mathbf{G}_{ges}^T \mathbf{d}_{ges}, \quad (5.13)$$

mit e als skalaren Dämpfungsparameter.

In der praktischen Umsetzung dieser Inversionsmethode wird das Untersuchungsgebiet in kleinere Teilgebiete unterteilt und der Spannungstensor durch eine simultane Inversion der Spannungen aller Teilgebiete berechnet, während gleichzeitig die Spannungsdifferenz

zwischen benachbarten Teilregionen minimiert wird. In dem hier dargestellten Fall wurde eine Unterteilung in $0,1^\circ \times 0,1^\circ$ große Teilregionen vorgenommen (Abb. 5.12). Jedes Erdbeben wurde dem am nächsten liegenden Gitterpunkt zugeordnet. Dabei wurde darauf geachtet, dass Erdbeben unterschiedlicher geologischer/tektonischer Regionen unterschiedlichen Gitterpunkten zugeordnet wurden.

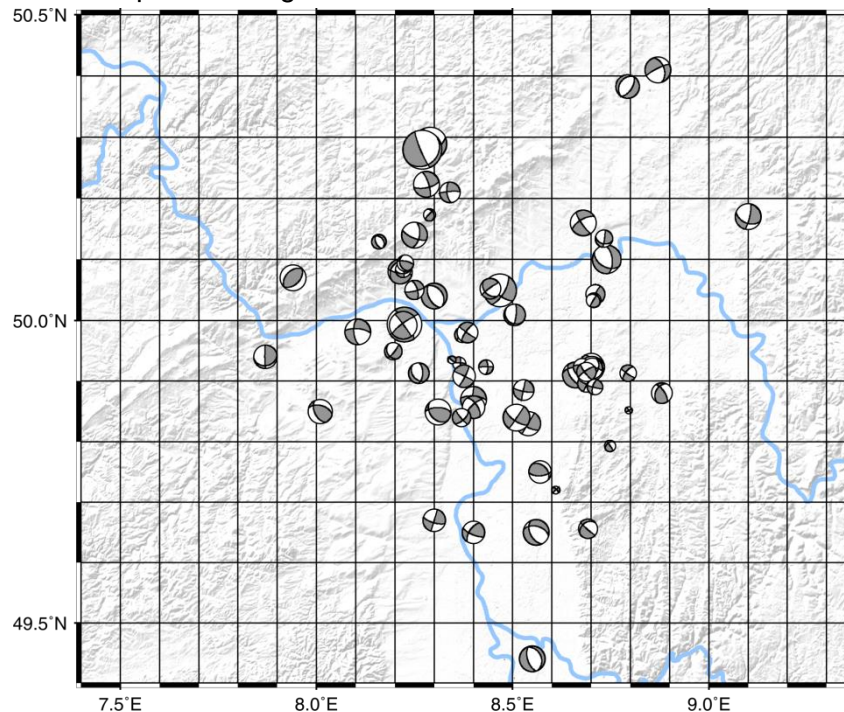


Abb. 5.12: Zur Spannungsfeldinversion verwendetes Raster von $0,1^\circ \times 0,1^\circ$.

In die Spannungsfeldanalyse wurden ebenfalls die publizierten Daten von Hinzen (2003) und Plenefisch und Bonjer (1997) einbezogen. Um den Dämpfungsparameter e zu bestimmen, wurde die Ausgleichskurve (engl. trade-off curve) zwischen Modelllänge und Datenvarianz nach Hardebeck und Michael (2006) berechnet. Da beide Werte minimiert werden sollen, sollte ein Wert für e nahe des Eckpunktes der Kurve gewählt werden (hier: $e = 0,5$, Abb. 5.13).

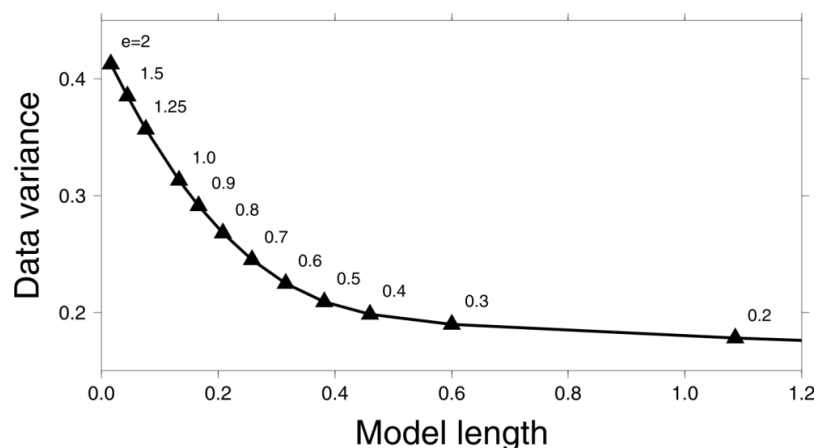


Abb. 5.13: Ausgleichskurve zwischen Modelllänge und Datenvarianz für mögliche Werte des Dämpfungsparameters e (Homuth et al., 2014a). Die Zahlen neben den Datenpunkten, welche als Dreiecke gekennzeichnet sind, geben die Werte des Dämpfungsparameters an. Der Wert von $e = 0,5$ entspricht dem Eckpunkt der Ausgleichskurve und wurde dementsprechend für die weitergehenden Berechnungen verwendet.

Die Ergebnisse der Inversion sind in Abb. 5.14a gezeigt. Für eine Mehrzahl der Gitterpunkte konnte eine NW-SE Orientierung der maximalen kompressiven Spannungsachse σ_1 (überwiegend horizontal bis subhorizontal orientiert) bestimmt werden. Die minimale kompressive Spannungsachse σ_3 ist hauptsächlich horizontal in WSW-ENE Richtung orientiert. Die mittlere Spannungsachse σ_2 ist dagegen eher vertikal orientiert (Abb. 5.15a). Der Spannungstensor wurde ebenfalls für die in Abb. 5.4 eingeführten vier Unterregionen berechnet. Ähnlich der Ergebnisse der RDM ist für die Regionen Taunus (blaue Symbole in Abb. 5.15b), ORG (orangene Symbole) und Mainzer Becken (grüne Symbole) σ_1 subhorizontal in NW-SE bis NNW-SSE Richtung und σ_3 horizontal in SW-NE bis SSW-NNE Richtung orientiert. Für das Mainzer Becken und den Taunus ist σ_2 fast horizontal orientiert, während für den ORG σ_2 eher vertikal orientiert ist. Der Grund für diesen Unterschied kann direkt in den als Eingabedaten für die Inversion dienenden Herdflächenlösungen gefunden werden. Während im ORG fast ausschließlich Blattverschiebungen registriert wurden, beinhalten die Taunus- und Mainzer Becken-Populationen eine vergleichsweise hohe Anzahl an Abschiebungen (Schrägabschiebungen) und Aufschiebungen (Schrägaufschiebungen). Für die Region im Zentrum des Untersuchungsgebietes (westliches Grabengebiet, gelbe Symbole) wurde ein abweichendes Ergebnis erzielt, mit einem Wechsel in der Orientierungsrichtung von σ_1 und σ_3 . Die roten Symbole in Abb. 5.15b geben den mittleren Spannungstensor des gesamten Datensatzes berechnet aus allen 58 Herdmechanismen an. In diesem Fall ist σ_1 subhorizontal in NNW-SSE, σ_2 subhorizontal bis vertikal und σ_3 horizontal in SW-NE Richtung orientiert. Dies deutet auf ein Blattverschiebungsregime, bzw. ein transtensionales Regime mit einer deutlich ausgeprägten Blattverschiebungskomponente hin.

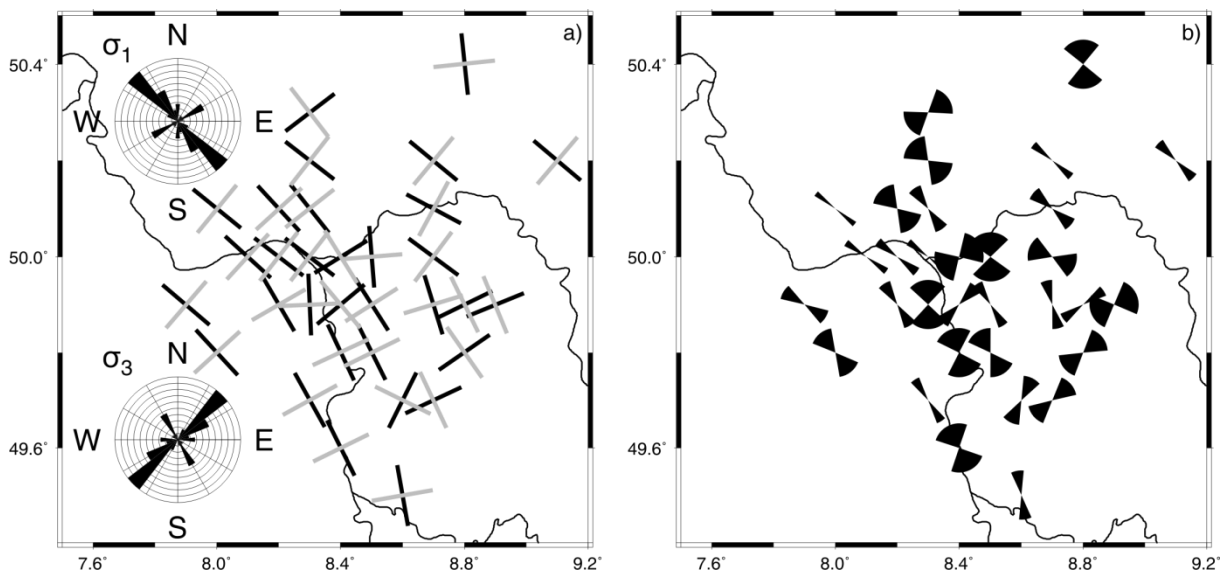


Abb. 5.14: a) Darstellung der Orientierung von σ_1 (schwarze Balken) und σ_3 (graue Balken) des „best fit model“ nach Anwendung der Inversionsmethode von Hardebeck und Michael, 2006 (Homuth et al., 2014a). Die Verteilung von σ_1 und σ_3 ist in den Rosenhistogrammen gegeben und deutet eine NW-SE bzw. SW-NE Orientierung an. **b)** 68% Vertrauensbereiche der Orientierungen von σ_1 . Die maximale kompressive Spannungsrichtung weist eine 1-sigma Unsicherheit kleiner als 20° für die meisten Gitterpunkte auf. Für einige Gitterpunkte sind die Unsicherheiten deutlich höher, wahrscheinlich aufgrund der geringen Anzahl an Ereignissen, die diesen Punkten zugeordnet wurden.

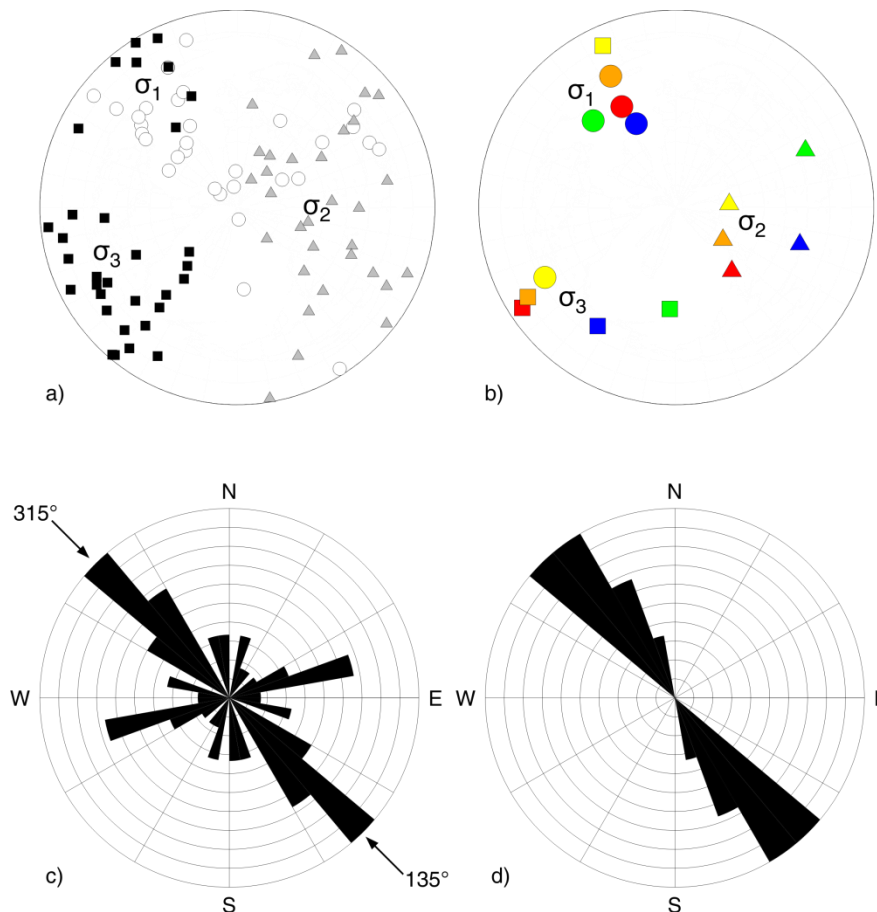


Abb. 5.15: **a)** Hauptspannungsrichtungen in flächentreuer Projektion der unteren Hemisphäre (Homuth et al., 2014a). Weiße Kreise = σ_1 -Achsen, graue Kreise = σ_2 -Achsen und schwarze Quadrate = σ_3 -Achsen. σ_1 und σ_3 sind hauptsächlich horizontal bis subhorizontal gelagert, während σ_2 eher vertikal ausgerichtet ist. **b)** Hauptspannungsrichtungen der vier Unterregionen. Blaue Symbole markieren das Ergebnis für den Taunus, orangene Symbole für den ORG, grüne Symbole für das Mainzer Becken und gelbe Symbole für den westlichen Teil des nördlichen ORG. Die roten Symbole geben den mittleren Spannungstensor der gesamten Population an Herdflächenlösungen wieder. **c)** Rosendiagramm der Richtung der maximalen horizontalen Spannung S_H , berechnet nach der Methode von Lund und Townend (2007). Ein Großteil der Berechnungen von S_H verlaufen in N135°E Richtung. **d)** Rosendiagramm der Richtung der maximalen horizontalen Spannung S_H im Untersuchungsgebiet entsprechend der in der World Stress Map (Heidbach et al., 2008) publizierten Werte.

Die Unsicherheiten in der Spannungsorientierung werden durch Verwendung von 1000 bootstrap Wiederholungsproben des gesamten Datensatzes, unter der Annahme, dass die Bruchfläche für 50% der Mechanismen korrekt identifiziert wurde, abgeschätzt. Dies beinhaltet, dass eine Wahrscheinlichkeit von 50% besteht, dass die andere Nodalfläche verwendet wird. Die 1-sigma Vertrauensbereiche des Spannungsmodells werden durch 68% aller bootstrap Lösungen, die der bevorzugten Lösung am nächsten kommen, definiert. Dies geschieht für jeden der Gitterpunkte. Die maximale kompressive Spannungsrichtung zeigt für die Mehrheit der Gitterpunkte ein 1-sigma Vertrauensbereich kleiner 20° (Abb. 5.14b). Nichtsdestotrotz gibt es einige wenige Gitterpunkte, die deutlich größere Unsicherheitsbereiche aufweisen. Dies ist meist in einer geringen Anzahl von Erdbeben begründet, die für

die Analyse verwendet werden konnten, oder aufgrund großer Unterschiede in den einzelnen Herdflächenlösungen.

Der Einfluss des Gitterabstandes auf die Inversionsergebnisse wurde durch Verwendung mehrerer unterschiedlicher Fenstergrößen getestet. Dabei wurden neben der bereits erwähnten Fenstergröße von $0,1^\circ \times 0,1^\circ$ auch die Spannungsorientierungen für Gitterabstände von $0,2^\circ \times 0,2^\circ$ und $0,3^\circ \times 0,3^\circ$ berechnet (Abb. 5.16). Im Vergleich mit dem hoch aufgelösten Fall von $0,1^\circ \times 0,1^\circ$ verlaufen die berechneten Orientierungen von σ_1 und σ_3 nur geringfügig verändert (ca. $5\text{-}10^\circ$ Abweichung). Die kleinräumigen, teils großen Änderungen, vor allem im Zentrum des Untersuchungsgebietes können jedoch nur bei einer Abtastung von $0,1^\circ \times 0,1^\circ$ erkannt werden. Dies verdeutlicht, dass der Gitterabstand auf die Berechnung einen Einfluss hat, die großräumigeren Spannungsorientierungen jedoch davon nicht wesentlich beeinflusst werden.

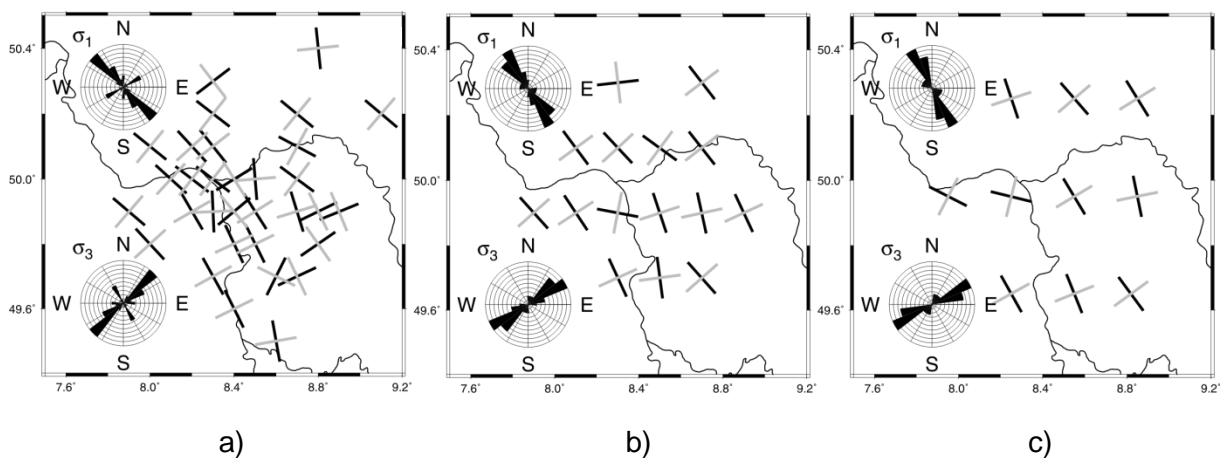


Abb. 5.16: Ergebnisse der Spannungsfeldinversion für drei verschiedene Gitterabstände: **a)** $0,1^\circ \times 0,1^\circ$, **b)** $0,2^\circ \times 0,2^\circ$ und **c)** $0,3^\circ \times 0,3^\circ$.

Um die maximale horizontale kompressive Spannungsrichtung (S_H) zu bestimmen, wurde die Methode von Lund und Townend (2007) angewendet, welche die Spannungsparameter der Inversion der Herdflächenmechanismen verwendet. Lund und Townend (2007) zeigen eindrucksvoll, dass die S_H -Achse bis zu mehrere Grad von der allgemein akzeptierten Faustregel (horizontale Projektion der größeren subhorizontalen Spannung) abweichen kann. Um S_H zu berechnen verwendet diese Methode die Orientierungen der drei Hauptspannungsachsen und einen relativen Wert der Magnitude der mittleren Spannung $R = (S_1 - S_2)/(S_1 - S_3)$.

Zur Berechnung von S_H unter Verwendung der Spannungsinversionsergebnisse wird der Spannungstensor in einen deviatorischen (\mathbf{D}) und einen isotropen ($S_3\mathbf{I}$) Teil zerlegt (Lund und Townend, 2007):

$$\mathbf{S} = \begin{bmatrix} S_1 & 0 & 0 \\ 0 & S_2 & 0 \\ 0 & 0 & S_3 \end{bmatrix} = (S_1 - S_3) \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 - R & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} + S_3\mathbf{I} = \mathbf{D} + S_3\mathbf{I}. \quad (5.14)$$

Die weiteren Betrachtungen gelten für ein Koordinatensystem, das durch die Hauptspannungen aufgebaut wird. Der isotrope Teil des Spannungstensors kann ignoriert werden, da er per Definition keine Richtung aufweist und damit nicht zur Orientierung von S_H

beiträgt. Die deviatorische Komponente einer Normalspannung, die auf eine vertikale Fläche im verwendeten Koordinatensystem wirkt, lautet:

$$\mathbf{d}_n = (\hat{\mathbf{n}}^T \mathbf{D} \hat{\mathbf{n}}) \hat{\mathbf{n}} = (S_1 - S_3)[(s_{1N}n_N + s_{1E}n_E)^2 + (1 - R)(s_{2N}n_N + s_{2E}n_E)^2] \hat{\mathbf{n}} = D_n \hat{\mathbf{n}}, \quad (5.15)$$

wobei s_{ij} die Einheitsvektoren in Richtung der Hauptspannungsrichtungen und n_j die entsprechenden Normalenvektoren sind. In diesem Fall stellt \mathbf{d}_n die deviatorische Horizontalspannung in Richtung des Winkels α dar. α ist definiert als der Winkel der Normalen gemessen von Nord nach Ost. Die Richtung von S_H kann nun durch Unterscheidung der Magnitude von \mathbf{d}_n in Bezug auf α gefunden werden:

$$\frac{dD_n}{d\alpha} = (S_1 - S_3)[(s_{1E}^2 - s_{1N}^2) + (1 - R)(s_{2E}^2 - s_{2N}^2)] \sin 2\alpha + 2(S_1 - S_3)[s_{1N}s_{1E} + (1 - R)s_{2N}s_{2E}] \cos 2\alpha. \quad (5.16)$$

Setzt man die Ableitung gleich null können die stationären Punkte, an denen \mathbf{d}_n seine maximalen und minimalen Magnituden besitzt, bestimmt werden (Lund und Townend, 2007):

$$\tan 2\alpha = \frac{2(s_{1N}s_{1E} + (1-R)s_{2N}s_{2E})}{(s_{1N}^2 - s_{1E}^2) + (1-R)(s_{2N}^2 - s_{2E}^2)}. \quad (5.17)$$

Die Orientierung von S_H (α_H) kann nun identifiziert werden:

$$\alpha_H = \begin{cases} \alpha & \text{falls } D_n(\alpha) \text{ maximal} \\ \alpha + \frac{\pi}{2} & \text{falls } D_n(\alpha) \text{ minimal.} \end{cases} \quad (5.18)$$

Während der Analyse wird die Richtung von S_H für verschiedene R-Werte berechnet. Um nun die S_H -Richtung zu bestimmen, wurde der S_H -Wert verwendet, der dem nächsten R-Wert zugeordnet werden konnte, der dem aus dem besten Modell der Herdflächeninversion erhaltenen R-Wert entspricht. Die Verteilung der Orientierung der horizontalen Hauptspannung (Abb. 5.15c) zeigt eine klare Vorzugsrichtung in N135°E. Es sind jedoch auch andere Orientierungen im Datensatz vorhanden, hauptsächlich in ENE-WSW Richtung als Konsequenz der Spannungsachsenorientierungen im Zentrum des Untersuchungsgebietes sowie im Odenwald.

Die allgemein NW-SE verlaufende Orientierung von S_H ist in guter Übereinstimmung mit den wenigen Daten im Untersuchungsgebiet, die in der World Stress Map (Heidbach et al., 2008) enthalten sind. Diese beinhaltet Daten von früheren Herdflächenlösungen, Bohrlochausbrüchen und hydraulischer Aufspaltungen (hydrofracs). Die wenigen Daten der World Stress Map im nördlichen ORG (Abb. 5.15d) zeigen Orientierungen der maximalen horizontalen Spannung in NW-SE Richtung (N145°E \pm 10°), die gut mit den in dieser Arbeit bestimmten Werten (N135°E) übereinstimmt. Die Ergebnisse sind ebenfalls mit der „Continuous maximum horizontal shortening map of Europe“ (Olaiz et al., 2009) in Einklang zu bringen. Im Vergleich mit dem numerischen Modell des ORG von Buchmann und Connolly (2007), welches eine NNW-SSE (N155°E) Orientierung von S_H innerhalb des Grabens aufweist, ist ein Unterschied von 20° festzustellen. Diese Abweichung ist bereits in einer Größenordnung, die z.B. für eine geomechanische Modellierung des nördlichen ORG, wie sie im SiMoN Projekt durchgeführt wurde, von Bedeutung ist und verdeutlicht die Notwendigkeit der Auswertung lokaler Daten für eine hinreichend gute Beschreibung des Spannungsfeldes.

Die Tatsache, dass, neben den dominierenden Blattverschiebungen in dieser Studie, Hinzen (2003) und Plenefisch und Bonjer (1997) ebenfalls einige Abschiebungen bestimmt haben, kann in relativ geringen Differenzen in den Magnituden der Hauptspannungen σ_1 und σ_2 begründet sein. Solch eine Situation kann durch eine nordwärts verlaufende Abschwächung der alpinen kompressiven Spannung im ORG erklärt werden, wobei die vertikale Spannung σ_v größer als die maximale horizontale Spannung σ_H wird (Larroque et al., 1987). Unter der Annahme geringer differentieller Spannungen zwischen σ_1 und σ_2 , kann bereits eine geringfügige Perturbation des lokalen Spannungsfeldes zu einer Drehung der Orientierungen von σ_1 und σ_2 führen, während σ_3 unverändert bleibt. Eine solche Veränderung von σ_1 von einer horizontalen zu einer vertikalen Orientierung verändert das Störungsregime von Blattverschiebungen hin zu Abschiebungen.

5.3 Vergleich mit Momententensoren

Die Annahme einer einfachen Herdflächenlösung kann durch andere Quellkomponenten, als reine Scherbruchanteile (double couple), stark beeinflusst werden. Bei einem reinen Scherbruch sind sowohl die Spur als auch die Determinante des Momententensors gleich null. Es sind jedoch auch andere mögliche Quellmechanismen zu berücksichtigen. Im Falle isotroper Quellenergie (z.B. bei Explosionen) nimmt der Momententensor folgende Form an (Shearer, 2009):

$$\mathbf{M} = \begin{bmatrix} M_{11} & 0 & 0 \\ 0 & M_{22} & 0 \\ 0 & 0 & M_{33} \end{bmatrix} \quad (5.19)$$

mit $M_{11} = M_{22} = M_{33}$.

\mathbf{M} kann durch Dekomposition in einen isotropen (\mathbf{M}^0) und einen deviatorischen (\mathbf{M}') Volumenanteil getrennt werden:

$$\mathbf{M} = \mathbf{M}^0 + \mathbf{M}'. \quad (5.20)$$

Der deviatorische Momententensor enthält keinen isotropen Anteil mehr, jedoch können zusätzlich noch andere Komponenten als nur double couple Anteile enthalten sein. Nach Bestimmung von Eigenwerten, Eigenvektoren und Rotation in ein Koordinatensystem, welches durch die Hauptachsen gegeben ist, kann \mathbf{M}' diagonalisiert werden und wird zu:

$$\mathbf{M}' = \begin{bmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{bmatrix}, \quad (5.21)$$

für $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$. Für einen reinen double couple gilt $\sigma_2 = 0$ und $\sigma_3 = -\sigma_1$. Nach Knopoff und Randall (1970) kann der deviatorische Momententensor weiter zerlegt werden in Scherdislokationen (\mathbf{M}^{DC}) und linear angeordnete, kompensierte Vektordipole (\mathbf{M}^{CLVD}):

$$\mathbf{M}' = \mathbf{M}^{DC} + \mathbf{M}^{CLVD} = \begin{bmatrix} \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3) & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -\frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3) \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} -\frac{\sigma_2}{2} & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & -\frac{\sigma_2}{2} \end{bmatrix}. \quad (5.22)$$

Damit kann der ursprüngliche Momententensor \mathbf{M} aufgeteilt werden zu:

$$\mathbf{M} = \mathbf{M}^0 + \mathbf{M}^{DC} + \mathbf{M}^{CLVD}. \quad (5.23)$$

In der hier verwendeten Momententensorberechnung nach Dreger (2003) wird nur nach dem deviatorischen Momententensor gelöst und der isotrope Anteil gleich null gesetzt. Der so bestimmte Momententensor wird dann mit einer Greenschen Funktion multipliziert, um die Verschiebung zu berechnen (ähnlich Gleichung 5.1):

$$U_n(x, t) = M_i \cdot G_{ni,j}(x, z, t), \quad (5.24)$$

mit U_n als n-ter beobachteter Komponente der Verschiebung, M_{ij} als skalärer Momententensor und $G_{ni,j}$ als n-te Komponente der Greenschen Funktion.

Gleichung 5.24 wird für eine festgesetzte Tiefe unter Verwendung der Methode der kleinsten Quadrate gelöst. Voraussetzung ist die generelle Annahme einer Punktquelle. Um dieses Verfahren anwenden zu können, muss ein ausreichend gut bestimmtes Geschwindigkeitsmodell, ein gutes Signal-Rausch-Verhältnis und relativ ausgeprägte langperiodische Signalanteile vorhanden sein. Im verwendeten Programm werden die Seismogramme mit der Übertragungsfunktion des Instruments korrigiert, gefiltert (Butterworth Bandpassfilter 0,3 bis 3 Hz) und entsprechend des Backazimuts in ein Radial-Transversales Koordinatensystem rotiert. In einem weiteren Schritt werden die Greenschen Funktionen generiert und die Inversion durchgeführt. Zur Überprüfung der Resultate wurden die beobachteten Wellenformen mit den synthetischen Greenschen Funktionen verglichen. Ein Beispiel ist in Abb. 5.17 gezeigt. Die Greenschen Funktionen können dabei in den meisten Fällen die Ersteinsätze der Radial- und Transversalkomponenten gut wiedergeben, weitere hochfrequente Signalanteile werden jedoch nicht angepasst und es kommt zu deutlichen Abweichungen zwischen den Greenschen Funktionen und den registrierten Wellenformen.

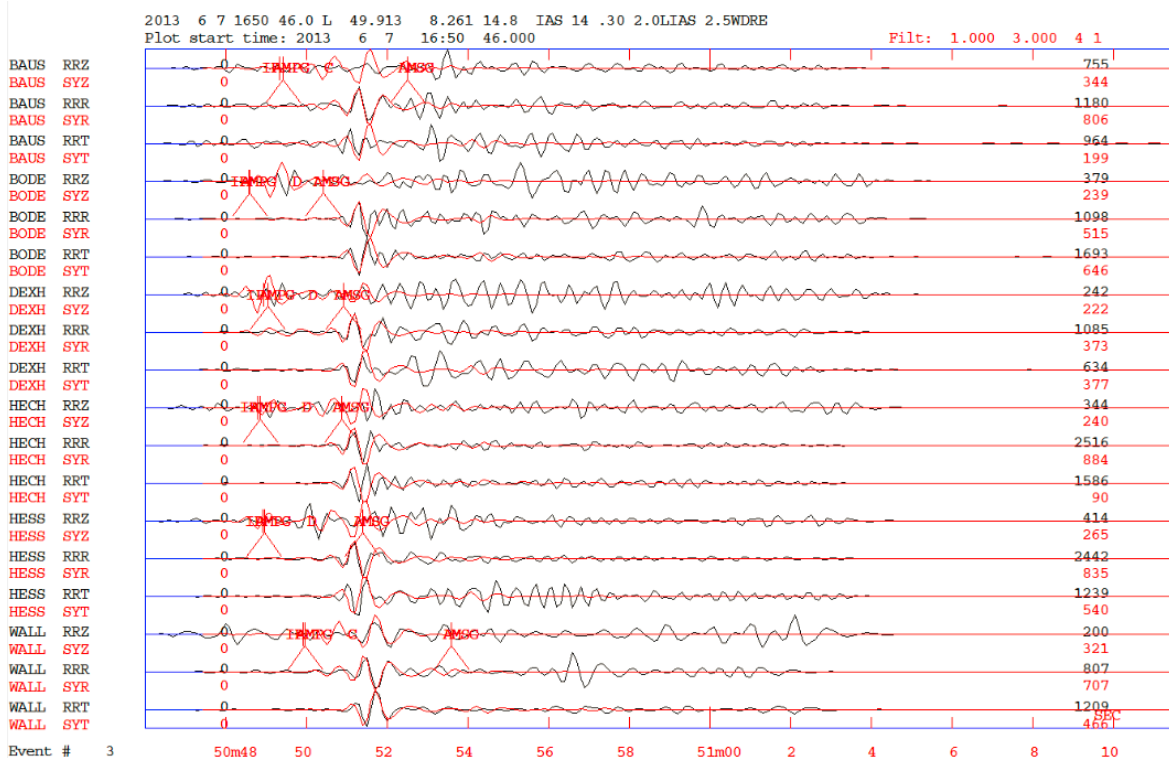


Abb. 5.17: Vergleich der registrierten Wellenformen (schwarz) mit den synthetischen Greenschen Funktionen (rot) für das Ereignis vom 07. Juni 2013 um 16:50 Uhr.

Dieses Verfahren wurde für alle Erdbeben durchgeführt, für die eine Herdflächenlösung erstellt werden konnte. Aufgrund des oft sehr hohen Frequenzgehaltes der Signale konnte jedoch nur für sechs Ereignisse eine Momententensordlösung ermittelt werden, für die zumindest die Ersteinsätze eine annehmbare Übereinstimmung zwischen Greenschen Funktionen und registrierten Wellenformen aufzeigten. Die Ergebnisse der Momententensordlösungen dieser sechs Ereignisse sind in Tab. 5.2 zusammengefasst. Dort sind auch der double couple Anteil (%DC) und der Anteil der kompensierten Vektordipole (%CLVD) angegeben. Der double couple Anteil überwiegt in allen Fällen und zeigt, dass für die meisten Erdbeben die Annahme, dass der Quellmechanismus durch die double couple Anteile ausreichend beschrieben werden kann, auch für den nördlichen ORG zutrifft. Ein Vergleich der Herdflächenlösungen mit den Momententensordlösungen ist in Abb. 5.18 gegeben. Es sind deutliche Übereinstimmungen zu erkennen.

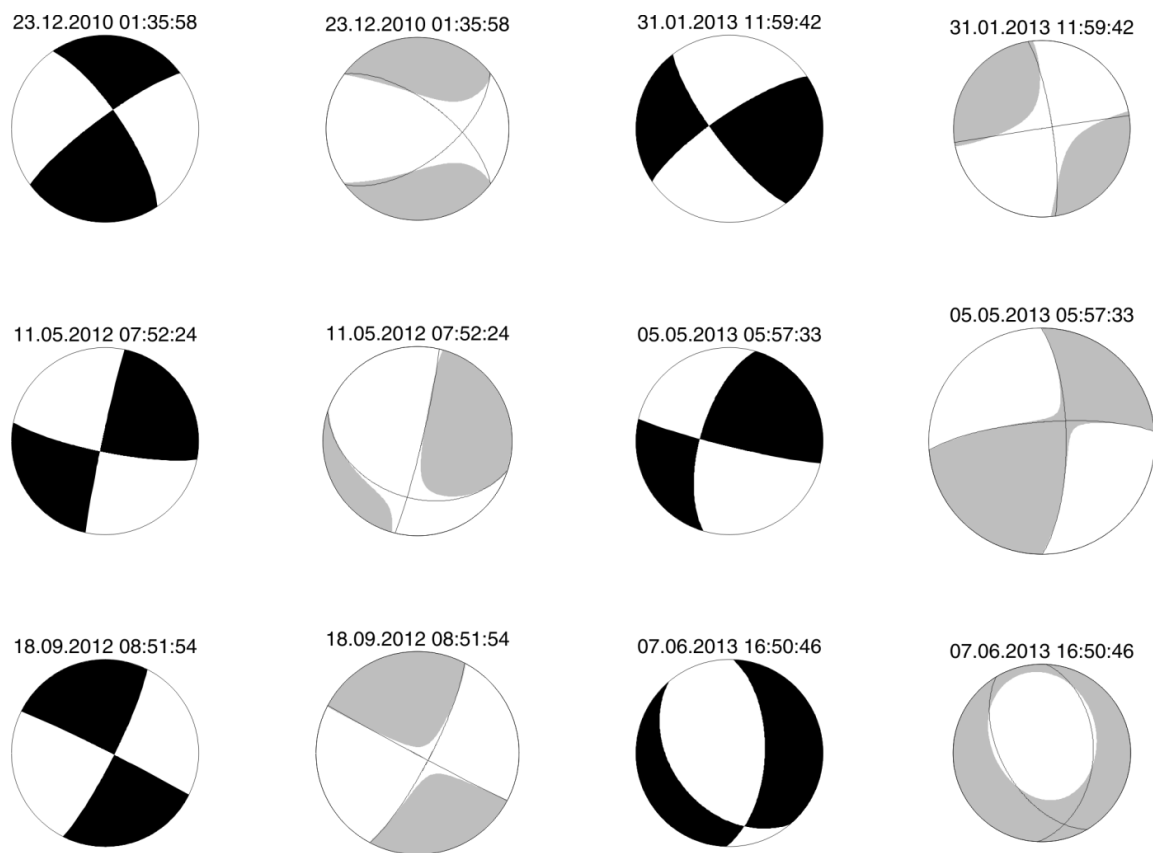


Abb. 5.18: Vergleich von Herdflächenlösungen (schwarz) und Momententensoren (grau).

Tab. 5.2: Ergebnisse der Momententensordanalyse.

Herdzeit	Lat	Lon	Tiefe	M_L	Nodalflächen							
					DC	CLVD	Strike	Dip	Rake	Strike	Dip	Rake
	(°)	(°)	(km)		(%)	(%)	(°)	(°)	(°)	(°)	(°)	(°)
2010-12-23 01:35:58	49.993	8.224	9.0	3.3	53	47	307.00	65.00	-33.00	53.00	60.00	-151.00
2012-05-11 07:52:24	49.885	8.528	12.6	1.9	84	16	13.00	86.00	-51.00	108.00	39.00	-173.00
2012-09-18 08:51:54	49.908	8.376	17.3	2.1	92	8	118.00	89.00	10.00	28.00	80.00	179.00
2013-01-31 11:59:42	49.915	8.688	15.9	1.9	63	37	81.00	90.00	10.00	351.00	80.00	180.00
2013-05-05 05:57:33	49.890	8.710	11.2	1.4	94	6	360.00	73.00	14.00	266.00	77.00	162.00
2013-06-07 16:50:46	49.913	8.261	14.8	2.0	49	51	3.00	41.00	-63.00	149.00	54.00	-112.00

Ein Vergleich von Herdflächenlösungen erstellt anhand von Ersteinsätzen und Momententensoren für Erdbeben im Südwesten Deutschlands zeigte ebenfalls eine gute Übereinstimmung (Ebel und Bonjer, 1990). Für den nördlichen ORG gab es bisher keine Untersuchungen hinsichtlich des Einflusses anderer Quellkomponenten auf die Herdflächenlösungen. Innerhalb dieser Arbeit wurde ein solcher Vergleich versucht, jedoch ist die Datenquantität für generelle Aussagen recht gering. Es konnte für eine geringe Anzahl von sechs Erdbeben eine gute Übereinstimmung zwischen Herdflächenlösungen und Momententensorlösungen erkannt werden, wobei die Anpassung der synthetischen Seismogramme an die registrierten Wellenformen von geringer Qualität ist. Bei zukünftigen Studien im Untersuchungsgebiet sollte dies genauer betrachtet werden und eine Anwendung des Programmpaketes von Ebel und Bonjer (1990) in Betracht gezogen werden, das die Amplituden der direkten Phasen nutzt, um für Erdbeben kleiner Magnitude eine Inversion zur Bestimmung des Momententensors durchzuführen.

5.4 Vergleich mit lokalem Scherwellen-Splitting

Es stellt sich die Frage, inwieweit das Spannungsfeld des nördlichen ORG einen Einfluss auf die seismische Anisotropie in der Kruste hat. Die bevorzugte Ausrichtung von fluidgefüllten Mikrorissen im regionalen Spannungsfeld ist ein grundlegender Mechanismus für die Entstehung von seismischer Anisotropie. Anisotropie ist im Allgemeinen definiert als die Richtungsabhängigkeit physikalischer Eigenschaften in einem Medium. Als seismische Anisotropie wird die Richtungsabhängigkeit der Geschwindigkeit, mit der sich eine seismische Welle in einem anisotropen Medium ausbreitet, bezeichnet. Eine seismische Anisotropie kann durch anisotrope Eigenschaften von Gesteinen (intrinsische Anisotropie) oder anisotrope Strukturen aufgebaut durch isotrope Gesteine (strukturelle Anisotropie) hervorgerufen werden. Es gibt zwei Mechanismen in der Lithosphäre, die strukturelle Anisotropie verursachen können: alternierende Schichten mit starkem Geschwindigkeitskontrast und unterschiedlichen elastischen Eigenschaften, sowie kleine einheitlich ausgerichtete (fluidgefüllte) Risse mit einer bevorzugten Orientierungsrichtung in einem isotropen Gestein (Abb. 5.19).

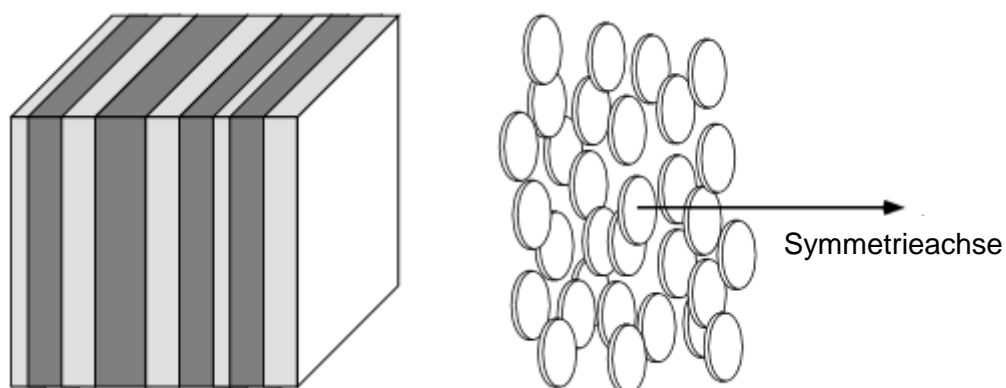


Abb. 5.19: Mechanismen die strukturelle Anisotropie verursachen können: alternierende Schichtung (links) und einheitlich ausgerichtete Risse (rechts) (nach Shearer, 2009).

Anisotropie in der Kruste wird meist mit ausgerichteten Rissen (engl. cracks) erklärt, aber auch die alternierende Schichtung unterschiedlicher Materialien mit unterschiedlichen

elastischen Eigenschaften ist von Bedeutung, vor allem im Bereich von Sedimentgesteinen (Shearer, 2009). Rezente Spannungen in der Kruste können eine dehnungsinduzierte Anisotropie hervorrufen. Dieser Mechanismus beruht auf der Vorstellung, dass die die Oberfläche prägenden Deformationen bis in größere Tiefen fortgesetzt werden. Laut Silver & Chan (1991) steht die schnelle Anisotropierichtung in aktiven tektonischen Gebieten senkrecht auf der maximalen horizontalen Spannung.

Eine seismische Anisotropie bewirkt nicht nur, dass sich seismische Wellen in Abhängigkeit von der Ausbreitungsrichtung mit unterschiedlicher Geschwindigkeit fortpflanzen, sondern führt auch zum Effekt des Scherwellensplitting, d.h. des Auftretens zweier Scherwellen mit unterschiedlicher Polarisierung und Ausbreitungsgeschwindigkeit (Savage, 1993; Abb. 5.20). Beim Eintritt einer Scherwelle in ein anisotropes Medium kommt es zu einer Aufspaltung in eine langsame und eine schnelle Welle mit zueinander senkrechten Polarisationsrichtungen. Die Orientierung der Polarisierung der schnellen Welle (ϕ) und die Verzögerungszeit zwischen schneller und langsamer Welle (δt) stellen wichtige Parameter für die Charakterisierung der anisotropen Eigenschaften des Untergrundes dar bzw. lassen Rückschlüsse auf das Spannungsfeld und auf die Orientierung und relative Häufigkeit der Mikrorisse zu (für den Fall, dass dies der dominierende Mechanismus ist). Im Hinblick auf eine geothermische Nutzung der Untersuchungsregion ist es von Vorteil, die Anisotropie mit Hilfe der Registrierung natürlicher seismischer Ereignisse im Vorfeld eines Geothermieprojektes zu untersuchen, um somit mögliche zeitabhängige Variationen, hervorgerufen z.B. durch ein mögliches menschliches Eingreifen in den Untergrund, feststellen zu können.

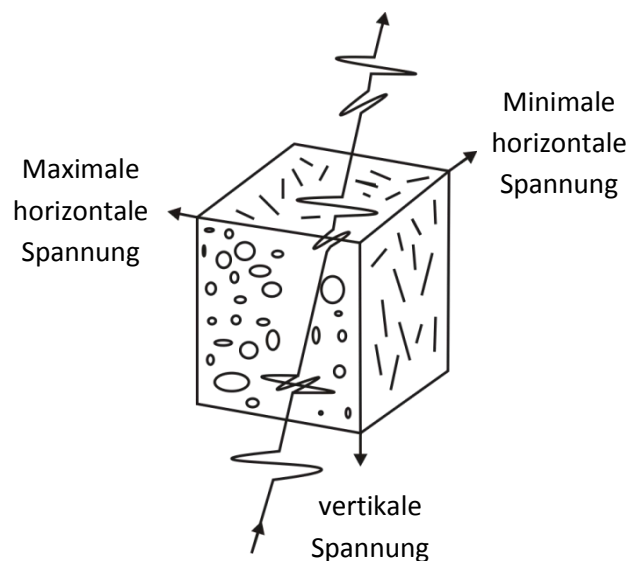


Abb. 5.20: Scherwellensplitting: Eine von unten einfallende Scherwelle wird beim Durchgang durch ein anisotropes Medium in zwei Wellen mit unterschiedlicher Polarisierung und Ausbreitungsgeschwindigkeit aufgespalten (nach Savage, 1993).

Eine Scherwelle, die sich in einem Medium ausbreitet, bewirkt eine kurzzeitige elastische Deformation des Materials. Den Zusammenhang zwischen den auftretenden Spannungen und Dehnungen beschreibt der elastische Tensor. Aus den Komponenten des Tensors werden die richtungsabhängigen Ausbreitungsgeschwindigkeiten im Medium bestimmt. Betrachtet man eine von einer Punktquelle in einem homogenen anisotropen Medium ausgehende Wellenfront, so erfolgt die Abstrahlung der seismischen Energie von der Quelle aus entlang gerader Strahlen, die Wellenfront ist jedoch nicht wie in einem homogenen

isotropen Medium kugelförmig (Shearer, 2009). Im homogenen anisotropen Fall variiert die Ausbreitungsgeschwindigkeit der abgestrahlten Welle als Funktion des Abstrahlwinkels.

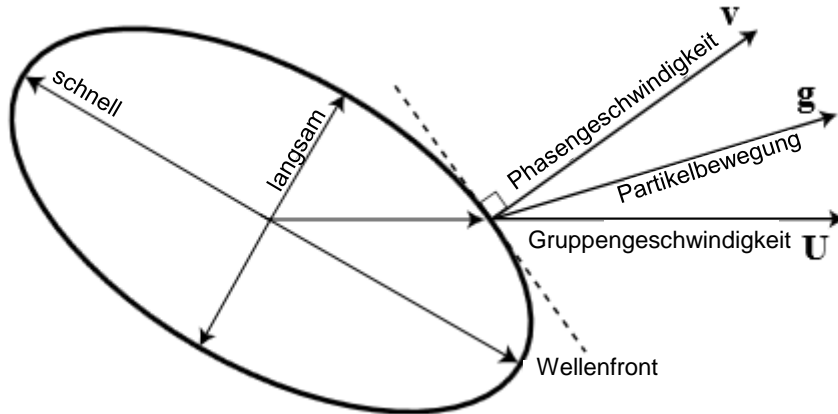


Abb. 5.21: Eine in einem homogenen anisotropen Material erzeugte Wellenfront einer Punktquelle (nach Shearer, 2009).

Nach Shearer (2009) kann die Bewegungsgleichung in folgender Form geschrieben werden:

$$\rho \ddot{u}_i = c_{ijkl} \partial_j \partial_l u_k, \quad (5.25)$$

wobei c_{ijkl} (elastischer Tensor 4. Stufe) als konstant innerhalb einer homogenen Schicht angenommen wird. u entspricht dabei der Verschiebung.

Als Ansatz zur Lösung der Wellengleichung 5.25 werden ebene Wellen in einem homogenen anisotropen Medium mit der Verschiebung

$$\vec{u} = \vec{g} \cdot e^{-i\omega(t - \vec{s} \cdot \vec{x})} \quad (5.26)$$

angenommen. \vec{s} stellt den Slownessvektor dar, \vec{x} den Positionsvektor, ω die Frequenz der Welle und \vec{g} den Polarisationsvektor. Die Slowness ist als der Kehrwert des Betrages der Geschwindigkeit definiert, wobei die Richtung des Einheitsvektors \vec{s} der des Geschwindigkeitsvektors entspricht. Innerhalb einer homogenen Schicht werden \vec{s} und \vec{g} als konstant angenommen. Darauf aufbauend kann das Scherwellen-Splitting mit Hilfe eines Splittingoperators quantifiziert werden. Eine ausführliche Darstellung der Ableitung des Splittingoperators für ein anisotropes Medium ist in den Veröffentlichungen von Rämpker und Silver (1998, 2000) und Homuth (2010) angegeben. Der Splittingoperator beschreibt für eine anisotrope Schicht entlang des Strahlweges die Drehung der Polarisationsrichtung der Welle und die Verzögerungszeit zwischen den beiden Scherwellen. Für die k -te Schicht lautet der Splittingoperator (Homuth, 2010):

$$\Gamma_k^{(p)} = \begin{pmatrix} \cos\left(\frac{\omega \delta t_k}{2}\right) - i \sin\left(\frac{\omega \delta t_k}{2}\right) \cos(2\xi_k) & -i \sin\left(\frac{\omega \delta t_k}{2}\right) \cos(2\xi_k) \\ -i \sin\left(\frac{\omega \delta t_k}{2}\right) \cos(2\xi_k) & \cos\left(\frac{\omega \delta t_k}{2}\right) - i \sin\left(\frac{\omega \delta t_k}{2}\right) \cos(2\xi_k) \end{pmatrix}. \quad (5.27)$$

Unter Verwendung der Abkürzungen $a_k = \cos\theta_k - i \sin\theta_k \cos\alpha_k$, $b_k = -i \sin\theta_k \sin\alpha_k$ und deren konjugiert komplexen Werten \bar{a}_k und \bar{b}_k , sowie $\theta_k = \frac{i\omega \delta t_k}{2}$ und $\alpha_k = 2\varphi_k$ folgt:

$$\Gamma_k^{(p)} = \begin{pmatrix} a_k & b_k \\ -\bar{b}_k & \bar{a}_k \end{pmatrix}. \quad (5.28)$$

Dies zeigt, dass das Splitting mit zwei Parametern beschrieben werden kann: der Polarisation der schnellen Scherwelle (ϕ_k) und der Laufzeitdifferenz zwischen schneller und langsamer Scherwelle (δt_k).

Die Untersuchung der Wellenformen auf Scherwellen-Splitting wurde für den Zeitraum November 2010 bis August 2013 durchgeführt. Zur Durchführung der Splittinganalyse wurde das Programm „analysis4“, eine Entwicklung der Arbeitsgruppe Seismologie, in MATLAB verwendet und für die Analyse lokaler Erdbeben angepasst. Die Berechnung der Splittingparameter erfolgt nach der Methode der Tangentialenergieminimierung von Silver & Chan (1988). Die Methode der Tangentialenergieminimierung beruht auf dem Prinzip, dass eine Scherwelle ohne Vorkommen von Anisotropie linear polarisiert ist und der Durchgang durch ein anisotropes Medium in einer elliptischen Partikelbewegung und einer deutlichen Energie auf der transversalen Komponente resultiert. Die Methode führt eine Gitterabtastung über alle möglichen Werte von φ und δt durch, rotiert und verschiebt die horizontalen Komponenten entsprechend und misst die Energie auf der korrigierten transversalen Komponente. Findet kein Scherwellen-Splitting statt, so ist keine (oder nur eine geringe) Energie auf der unkorrigierten transversalen Komponente zu erkennen und die ursprüngliche Partikelbewegung ist linear.

Um festzustellen, ob ein relevantes Scherwellen-Splitting in den Wellenformen der lokalen Erdbeben zu erkennen ist, werden die Horizontalkomponenten nach Anwendung eines Butterworth-Bandpassfilters von 1 bis 10 Hz in ein radial- transversales Koordinatensystem rotiert (Abb. 5.22a). Hier sollte, im Falle von Splitting, ein deutlicher Ausschlag auf der transversalen Komponente zu erkennen sein. Bei teleseismischen XKS-Phasen entspricht der Rotationswinkel dem theoretischen Backazimut, der wiederum der initialen Polarisation entspricht. Die Anfangspolarisation, die ausschlaggebend für die Rotation ist und im Falle lokaler Erdbeben nicht mit dem Backazimut übereinstimmen muss, hängt in diesem Fall vielmehr vom Herdmechanismus des Erdbebens ab. Nach Aki und Richards (2002) kann die Anfangspolarisation (double couple Abstrahlungsfaktor) bei bekanntem Herdmechanismus aus der Streichrichtung der Knotenebene (strike), dem Einfallswinkel (dip) und dem Winkel der Bewegungsrichtung auf der Knotenebene (rake) der Herdflächenlösung, sowie dem Azimut und dem Inzidenzwinkel des Wellenstrahls (aus der Lokalisierung) berechnet werden. Dies wurde für alle Ereignisse, für die eine Herdflächenlösung erstellt werden konnte, durchgeführt und die erhaltenen Anfangspolarisationen mit den Werten der Polarisationsanalyse der Partikelbewegung der S-Welle (wie sie bei teleseismischen Ereignissen zum Einsatz kommt) des „analysis4“-Programmes verglichen (Tab. 5.3). Unter Berücksichtigung der Streuung der möglichen Nodalflächen der Herdflächenlösungen (siehe Kap. 5.1) kommt es zu einer guten Übereinstimmung, so dass für die Ereignisse, für die keine Herdflächenlösungen erstellt werden konnten, die Rotationswinkel aus der Berechnung des theoretischen Backazimuts verwendet und mittels der Polarisationsanalyse der Partikelbewegung überprüft wurden. Es wurden nur Daten mit einem Inzidenzwinkel $\leq 35^\circ$ untersucht, da S-Wellen oberhalb des kritischen Winkels, welcher vom Poissonverhältnis des Mediums und der Krümmung der Wellenfront abhängt, stark verzerrt sein können (Booth and Crampin, 1985). Für einen homogenen Halbraum mit einem Poissonverhältnis von 0,25 nimmt der kritische Winkel einen Wert von ca. 35° an (Nuttli, 1961). Für die weitere Auswertung muss nun um den S-Welleneinsatz ein Zeitfenster ausgewählt werden, für das

die Analyse durchgeführt werden soll. Zuerst wird die Partikelbewegung für die gesamte Wellenform und das ausgewählte Zeitfenster um den S-Welleneinsatz bestimmt (Abb. 5.22b). Im Falle von Scherwellen-Splitting, sollte sich eine elliptische Partikelbewegung ergeben. Ist dies der Fall, werden alle möglichen Paare an Splittingparametern gebildet und das Paar an Splittingparametern identifiziert, für das die transversale Energie minimal ist. Die Splittingparameter werden in Form eines Balkendiagramms wiedergegeben (Abb. 5.22c). Insgesamt wurden jeweils 10 Iterationen durchgeführt. Als nächstes erfolgt ein Contourplot der transversalen Energie, deren Minimum durch den roten Punkt wiedergegeben wird (Abb. 5.22d). Dieser entspricht dem Wertepaar der berechneten Splittingparameter. Nun wird der inverse Splittingoperator aus Gleichung 5.28 angewandt, um die radialen und transversalen Komponenten zu korrigieren. Es wird demnach die Partikelbewegung berechnet, nachdem der Effekt der Anisotropie herausgerechnet wurde, was näherungsweise einem isotropen Fall entsprechen würde (Linearisierung der Partikelbewegung). Die ursprüngliche Partikelbewegung wird dann zusammen mit der korrigierten Partikelbewegung dargestellt (Abb. 5.22e). Zu guter Letzt wird eine Fehlerabschätzung durch Verwendung eines 95%-Vertrauensbereiches durchgeführt, um die Stabilität des Ergebnisses zu überprüfen (Abb. 5.22f). Die Ergebnisse der einzelnen Stationen sind in Tab. A5.2 aufgeführt.

Tab. 5.3: Vergleich der Polarisationswerte aus Herdflächenlösung und Polarisationsanalyse der Partikelbewegung für das Ereignis vom 31.01.2013.

Station	Polarisation aus Herdflächenlösung	Polarisation aus Partikelbewegung
BAUS	272	281
ERNS	232	294
WALL	313	310
WICK	236	239

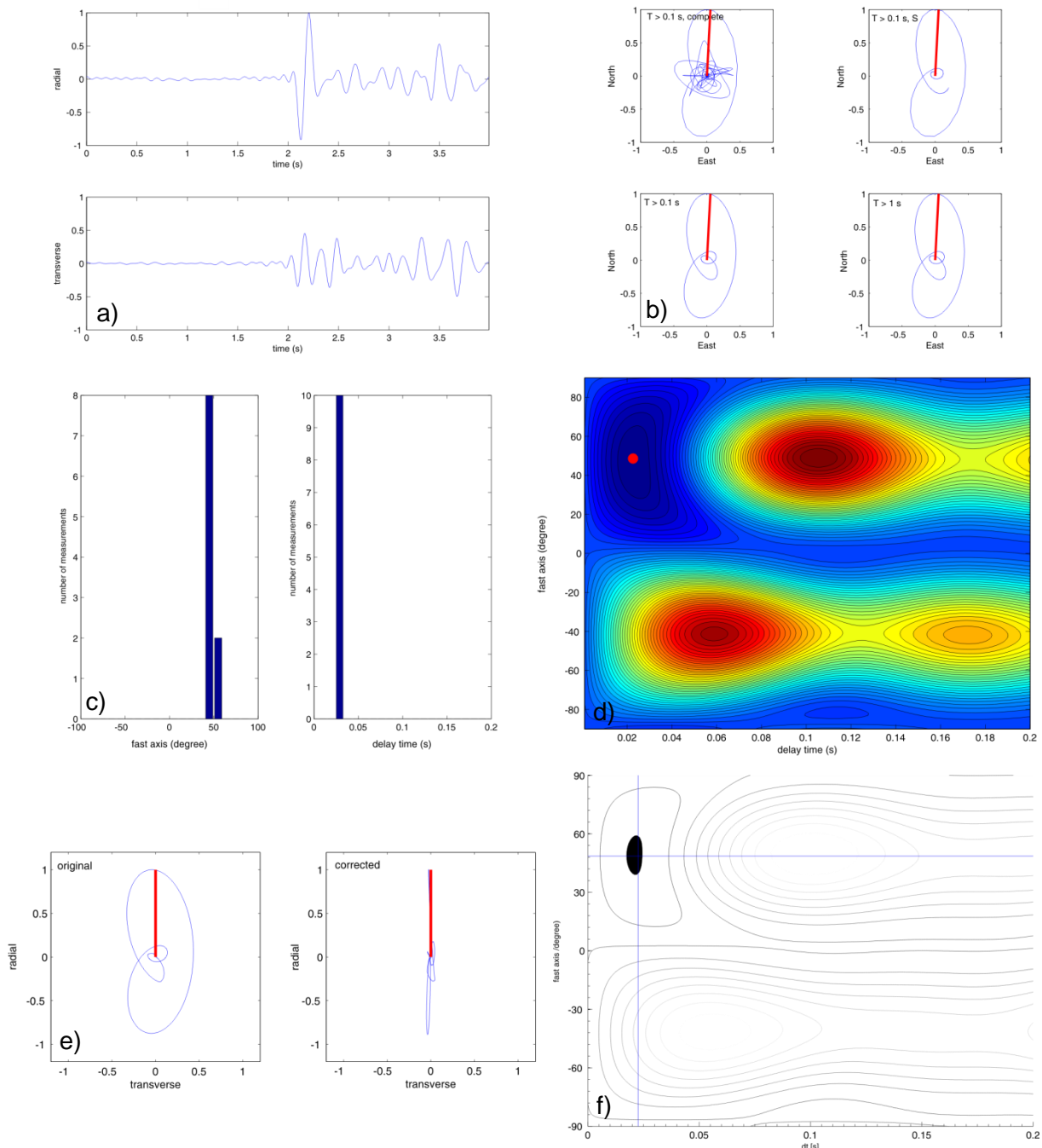
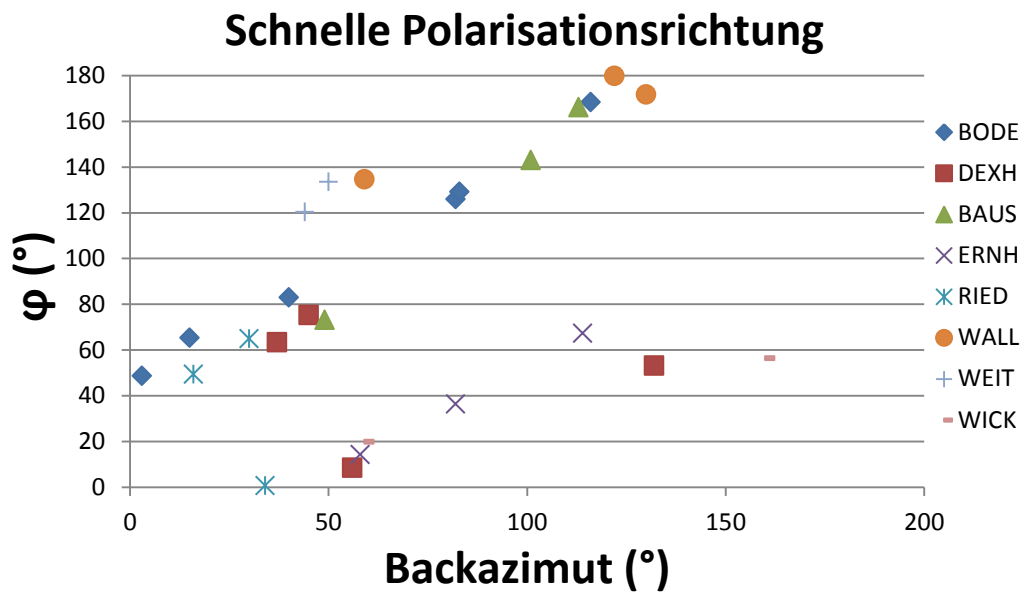
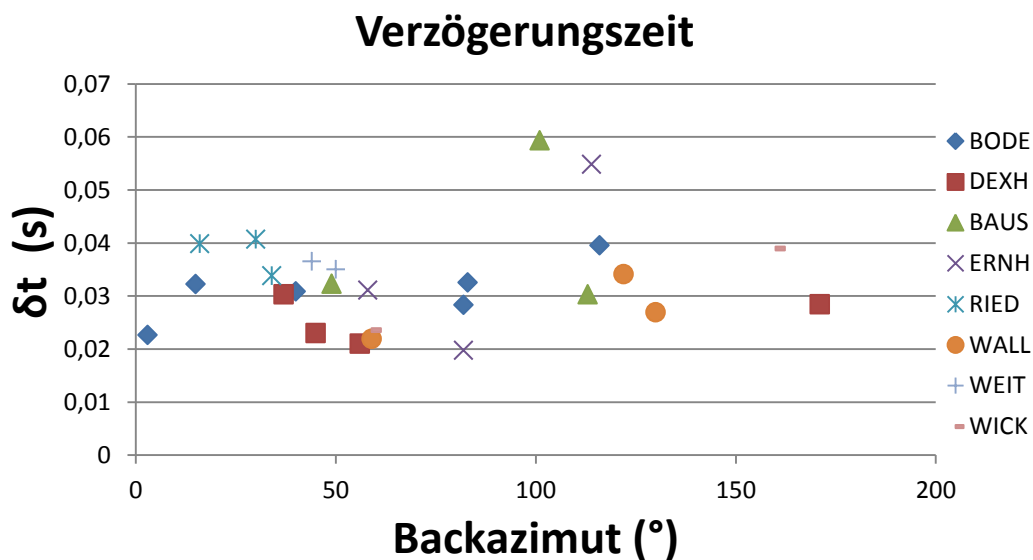


Abb. 5.22: **a)** Radial und Transversalkomponente des untersuchten Ereignisses vom 21. April 2013 an der Station BODE. **b)** Partikelbewegungen unter Berücksichtigung verschiedener Zeitfenster und Filter. **c)** Darstellung der Messwerte für die Polarisation der schnellen Scherwelle und die Verzögerungszeit zwischen schneller und langsamer Scherwelle für jedes verwendete Zeitfenster in Form eines Balkendiagramms. Auf der Y-Achse ist die Anzahl an Messungen des jeweiligen Splittingparameters aufgetragen. **d)** Contourplot der transversalen Energie in Abhängigkeit der Verzögerungszeit zwischen schneller und langsamer Scherwelle und der Polarisation der schnellen Scherwelle. Bereiche geringer Energie sind in blau, Bereiche hoher Energie in rot dargestellt. Der rote Punkt gibt das Minimum der transversalen Energie an. **e)** Vergleich der Partikelbewegungen im R-T-Koordinatensystem. Links: ursprüngliche Partikelbewegung, rechts: mit inversem Splittingoperator korrigierte Partikelbewegung. **f)** Contourplot der transversalen Energie mit 95% Vertrauensbereich (in schwarz).

Für die Station WEIT konnte eine Joint-Splittinganalyse durchgeführt werden. Ziel einer solchen Joint-Splittinganalyse ist es, die Splittingparameter zu finden, die die Summe der transversalen Energien aller Ereignisse einer Station am besten minimieren und damit die Anisotropie unterhalb dieser Station am besten beschreiben können. Voraussetzung dafür ist, dass in den Einzelergebnissen keine Abhängigkeiten der Splittingparameter vom Backazimut erkennbar sind, die auf einen möglichen 2-Schichtfall hindeuten können. Dies war nur für die Station WEIT der Fall, bei allen anderen Stationen konnte eine azimutale Abhängigkeit nicht ausgeschlossen werden (Abb. 5.23).



a)



b)

Abb. 5.23: Splittingparameter als Funktion des Backazimuts. **a)** Schnelle Polarisationsrichtung und **b)** Verzögerungszeit zwischen schneller und langsamer Welle. Dargestellt sind nur die Ergebnisse an Stationen, für die mehr als ein Ereignis ausgewertet werden konnte.

Eine genaue Beschreibung des Joint-Splittingverfahrens ist in Homuth (2010) und Homuth et al. (2014c) aufgeführt und soll hier nicht näher erläutert werden. Abb. 5.24a zeigt die erhaltenen Splittingparameter an den Stationen im Untersuchungsgebiet. Dabei entspricht die Länge der Balken den Verzögerungszeiten zwischen schneller und langsamer Scherwelle und der Winkel (gemessen von Nord nach Ost) der Polarisationsrichtung der schnellen Scherwelle. Es ist eine generelle Ausrichtung in NE-SW Richtung zu erkennen (Polardiagramm Abb. 5.24a). Die Verzögerungszeiten sind mit $0,03 \pm 0,009$ s im Mittel sehr gering und deuten eher auf eine schwache krustale Anisotropie im nördlichen ORG hin. An einigen Stationen sind starke Variationen vor allem im Hinblick auf die Polarisationsrichtung der schnellen Scherwelle zu erkennen. Bei anderen Stationen konnte nur ein oder sogar gar kein Beben für die Auswertung verwendet werden. Eine zweite Möglichkeit der Darstellung ist in Abb. 5.24b gegeben. Hier wurden die Splittingergebnisse auf der halben Distanz von Epizentrum zu Station dargestellt. Durch Wahl dieser Darstellungsform können genauere Tendenzen erkannt werden. So scheinen die Polarisationsrichtungen der schnellen Scherwelle im Mainzer Becken, Taunus und Odenwald eher einheitlich in NE-SW Richtung orientiert zu sein, währenddessen im Grabengebiet Abweichungen von diesem Trend mit Richtungen in N-S bis NW-SE auftreten. Es stellt sich die Frage, ob diese Polarisationsrichtungen aufgrund von Mikrorissen in der Kruste hervorgerufen werden, die aufgrund des anliegenden Spannungsfeldes entsprechend ausgerichtet sind. Der Theorie von Silver & Chan (1991) nach würde man in solch einem Fall schnelle Anisotropierichtungen senkrecht zur maximalen horizontalen Spannung vorfinden. Dies kann für einen Teil der Messungen (vor allem im Mainzer Becken, dem Taunus, dem Odenwald und Teilen des westlichen Grabengebietes) bestätigt werden, für die meisten Messungen im Graben ist dies jedoch nicht der Fall.

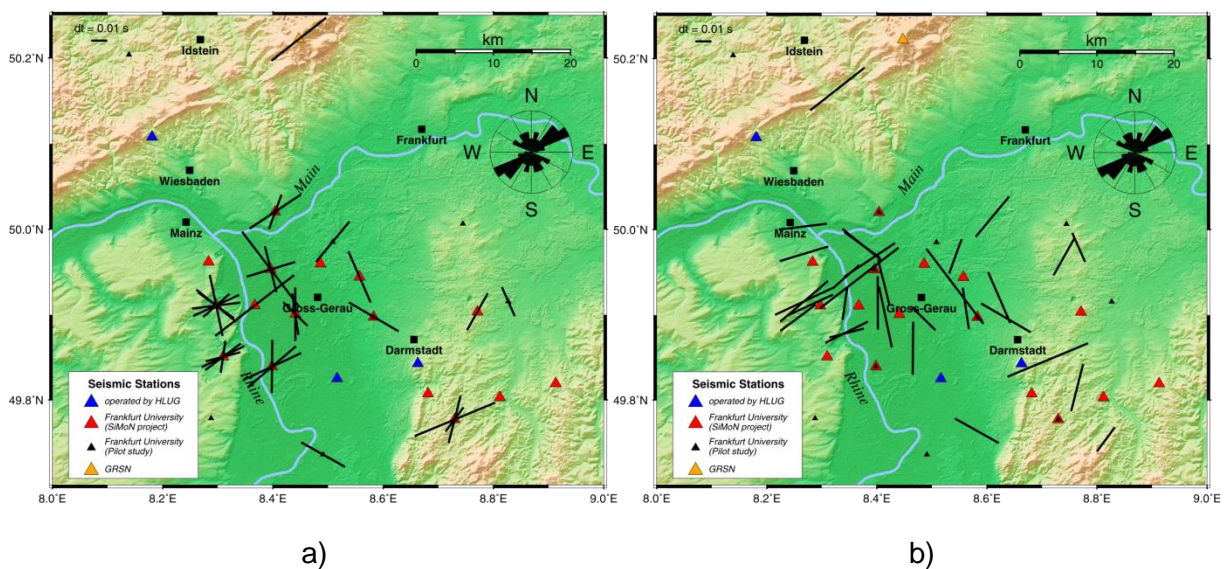


Abb. 5.24: Ergebnisse der lokalen Scherwellensplittinganalyse, der Winkel der schwarzen Balken entspricht der Richtung der schnellen Scherwelle gemessen von Nord aus, die Länge der Balken entspricht der Verzögerungszeit zwischen schneller und langsamer Scherwelle. **a)** Darstellung der Ergebnisse an den Stationsstandorten, **b)** Darstellung auf halber Distanz von Epizentrum zu Messstation.

Eine (zumindest teilweise) Übereinstimmung kann mit dem Verlauf der bekannten Störungen im nördlichen ORG erzielt werden (Abb. 5.25). Hierbei kann eine gute Korrelation der schnellen Anisotropierichtungen mit dem Streichen einiger Störungen erkannt werden.

Insgesamt sind wohl beide Mechanismen (Verlauf der Störungen und regionales Spannungsfeld) ausschlaggebend für die Vorzugsorientierung der Anisotropie im nördlichen ORG.

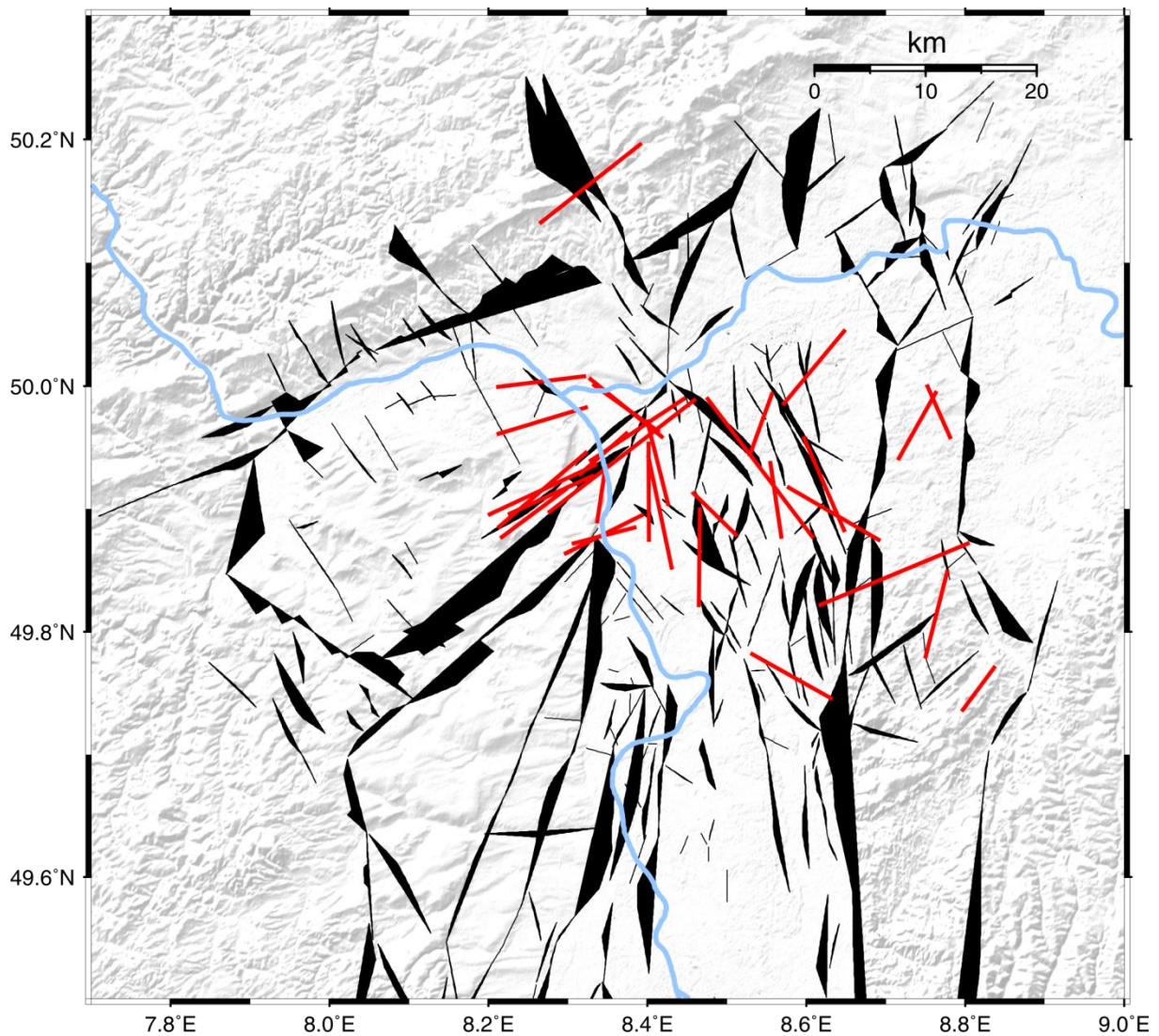


Abb. 5.25: Vergleich der Orientierung der schnellen Scherwelle (rot) mit bekannten Störungen im Untersuchungsgebiet (schwarz).

Kapitel 6

6. Seismische Gefährdungseinschätzung für den nördlichen Oberrheingraben

Aufgrund des Potentials für die geothermische Nutzung des nördlichen ORG und der damit möglicherweise verbundenen seismischen Risiken ist eine seismische Gefährdungsanalyse der natürlichen Seismizität von aktuellem Interesse, um vor allem Änderungen der seismischen Gefährdung durch einen zukünftigen Betrieb eines geothermischen Kraftwerkes quantifizieren zu können. Das Schadenspotential eines Erdbebens ist bestimmt durch die ausgelösten Bodenbewegungen und der Bausubstanz und Bauart der betroffenen Gebäude in einer Region. Die zu erwartenden Bodenbewegungen können anhand von Wahrscheinlichkeitsfunktionen berechnet werden. Dies wird allgemein als seismische Gefährdung bezeichnet und sollte nicht mit dem seismischen Risiko, welches die Auswirkungen (bzw. explizite Schadensfälle) eines Erdbebens auf Gebäude und Menschen wiedergibt, verwechselt werden. Eine seismische Gefährdungsanalyse liefert wichtige Informationen, welche zur Minderung der durch Erdbeben hervorgerufenen Risiken verwendet werden können. So können z.B. Gebäude, Brücken oder andere Infrastruktur widerstandsfähig gebaut und damit ökonomische Verluste minimiert und im drastischen Fall Menschenleben gerettet werden. Bei der Bestimmung der seismischen Gefährdung für einen bestimmten Standort gibt es zwei mögliche Vorgehensweisen: die deterministische und die probabilistische Gefährdungsabschätzung. Im Falle einer deterministischen Gefährdungsanalyse (DSHA) wird die Berechnung anhand eines Bemessungserdbebens durchgeführt. Dazu werden alle bekannten seismischen Quellen in unmittelbarer Entfernung (für Deutschland mindestens 200 km; Leydecker et al., 2006) untersucht und die historisch größte Intensität eines aufgetretenen Erdbebens bestimmt (wenn vorhanden, auch unter Verwendung paläoseismischer Befunde). Dabei wird angenommen, dass dieses Bemessungserdbeben an der nächsten Stelle der Quellregion zu dem zu untersuchenden Standort stattfindet. Die Bodenbewegungen an diesem Standort werden daraufhin unter Verwendung der Magnitude bzw. Intensität des Bemessungserdbebens, der Entfernung von Quelle zu Standort und den jeweiligen Standortbedingungen deterministisch abgeschätzt. Die deterministische Gefährdungsanalyse beruht demnach letztendlich vor allem auf der Basis des Bemessungserdbebens und liefert dabei keinerlei Angaben zu Unsicherheiten der Eingangsparameter. Eine Berechnung der seismischen Gefährdung unter Berücksichtigung von Unsicherheiten in den Eingangsparametern liefert hingegen der probabilistische Lösungsansatz. Die probabilistische Gefährdungsanalyse (PSHA) ist die mittlerweile am meisten verbreitete Methode, um die seismische Gefährdung für Gebäude zu bestimmen. Es können dabei Unsicherheiten in den Eingangsparametern, wie z.B. der Magnitude, der Quellregion, der Seismizitätsparameter bzw. Magnitudenhäufigkeitsparameter (A- und b-Wert), als auch der Bodenbewegungscharakteristiken berücksichtigt werden. Dies führt zu einem deutlichen Vorteil im Vergleich zur deterministischen Variante, da die berechnete Gefährdung durch Wahrscheinlichkeiten des Auftretens bzw. Überschreitens von Bodenerschütterungsparametern einer bestimmten Amplitude an konkreten Lokationen und innerhalb eines bestimmten Zeitintervalls beschrieben werden kann (Grünthal et al., 2013) und damit auch seltene Ereignisse eingeschätzt werden können. In dieser Arbeit wurde deshalb eine PSHA durchgeführt.

Für Standorte in Deutschland sind verschiedene Berechnungen der Erdbebengefährdung in der Vergangenheit durchgeführt worden. Die erste Berechnung der Erdbebengefährdung für instrumentelle Bodenbewegungsparameter erfolgte durch Grünthal (1997), veröffentlicht im Rahmen des Global Seismic Hazard Assessment Program (GSHAP, Grünthal et al., 1999). Eine PSHA für Deutschland unter Verwendung einer seismischen Zonierung basierend auf Intensitätswerten (Grünthal und Bosse, 1996; Grünthal et al., 1998) bildet die seismologische Grundlage für die DIN4149 bzw. DIN EN 1998-1, die die Auslegung von Bauwerken gegen Erdbeben festlegt. Als Teil dieser DIN-Normen wurden für Deutschland Erdbebenzonen definiert. Der nördliche ORG befindet sich demnach in der Erdbebenzone 1, in der Spitzenbodenbeschleunigungen (PGA) bis $0,4 \text{ m/s}^2$ mit einer Wiederkehrperiode von 475 Jahren auftreten können. Diese Gefährdungsanalyse wurde von Grünthal et al. (2009a) überarbeitet und verschiedene Neuerungen bezüglich der Eingangsdaten, der verwendeten Modelle und der Methodik der PSHA verwendet. Die Ergebnisse wurden erstmals für jeden Standort im Untersuchungsgebiet als gefährdungskonsistente Antwortspektren der Amplituden der Bodenbeschleunigung für verschiedene Gefährdungsniveaus angegeben (Grünthal et al., 2009a) und können online abgerufen werden.

Etwa zeitgleich mit der Entstehung der Gefährdungsanalyse in der hier vorgelegten Arbeit wurden die Berechnungen zur seismischen Gefährdung in Europa als Ergebnis des SHARE-Projektes (Seismic Hazard Harmonization in Europe; Giardini et al., 2013) veröffentlicht. Ziel des SHARE-Projektes war es, ein harmonisiertes Modell der seismischen Gefährdung für den europäischen Raum zu erstellen. Als Endprodukt dieses Projektes gibt es die Möglichkeit, die Ergebnisse für bestimmte Koordinaten (beruhend auf dem verwendeten Gitter zur Berechnung der seismischen Gefährdung innerhalb des SHARE-Projektes) online abzurufen. Im Vergleich zu den Werten der DIN4149 wurden deutlich höhere Bodenbeschleunigungen bestimmt. Für eine Wiederkehrperiode von 475 Jahren muss laut SHARE-Projekt im nördlichen ORG mit Spitzenbodenbeschleunigungen von bis zu $0,67 \text{ m/s}^2$ gerechnet werden.

Die hier dargestellte seismische Gefährdungsanalyse wurde mit dem Programm CRISIS (Ordaz et al., 1999) in der Version 2014 berechnet. Intensive Testberechnungen und Vergleiche mit den Ergebnissen anderer PSHA-Computerprogrammen (Thomas et al., 2010) zur Validierung von CRISIS führten zu dem Ergebnis, dass eine exzellente Übereinstimmung mit den Ergebnissen von Thomas et al. (2010) erzielt werden konnte und den mit CRISIS erhaltenen Ergebnissen somit vertraut werden kann (Villani et al., 2010). Die Berechnungsprozedur beruht auf dem Ansatz von Cornell (1968). Das ausgewählte Seismizitätsmodell, ein auf ein bestimmtes Magnitudenintervall beschränktes Gutenberg-Richter Modell, setzt dabei eine Poisson-Verteilung der zeitlichen Abfolge der Erdbeben voraus (Stationarität). Als Eingangsparameter dienen ein Quellregionenmodell, ein Erdbebenkatalog und Starkbodenbewegungsmodelle als Funktion der Quellenergie und Entfernung. Alternative Modelle wurden in Form eines logischen Baums berücksichtigt. Unsicherheiten dieser Eingangsparameter, die auf unvollständigen oder fehlenden Daten beruhen (z.B. Seismizitätsparameter abgeleitet aus dem verwendeten Erdbebenkatalog), können innerhalb einer PSHA durch verschiedene Zweige eines logischen Baums berücksichtigt werden (Grünthal et al., 2009a).

Im nachfolgenden wird die verwendete PSHA-Methode beschrieben (Ordaz et al., 2010):

Im Allgemeinen müssen die Erdbebeneintretenswahrscheinlichkeiten die Wahrscheinlichkeit von s Erdbeben ($s = 0, 1, \dots, N_s$) der Magnitude M_i in den nächsten T_j Jahren einer Quelle k beschreiben. Diese Wahrscheinlichkeiten, die die Seismizität einer Quelle k umfassend charakterisieren, werden im Folgenden als $P_k(s, M_i, T_j)$ bezeichnet. Die seismische Gefährdung hervorgerufen durch eine Anzahl s von Erdbeben der Magnitude M_i einer Punktquelle k , mit einer Wiederkehrperiode von T_j Jahren und einer Entfernung von Quelle zu Standort R_k kann berechnet werden als:

$$Pr(A \geq a | M_i, T_j, k) = 1 - \sum_{s=0}^{N_s} P_k(s, M_i, T_j) [1 - Pr(A \geq a | M_i, R_k)]^s, \quad (6.1)$$

mit $Pr(A \geq a | M_i, R_k)$ als die Wahrscheinlichkeit, dass der Bodenbewegungsparameter A das Gefährdungsniveau a im Falle eines Erdbebens der Magnitude M_i der Quelle k , welches durch die Entfernung R_k vom Untersuchungsstandort getrennt ist, überschreiten wird. $Pr(A \geq a | M_i, T_j, k)$ gibt damit die Überschreitenswahrscheinlichkeit des Bodenbewegungsparameters A (z.B. die Bodenbeschleunigung) in Bezug auf ein bestimmtes Gefährdungsniveau a , abhängig von der Magnitude M_i eines Erdbebens der Quelle k in den nächsten T_j Jahren.

Gleichung 6.1 kann für den Fall einer Nicht-Überschreitenswahrscheinlichkeit vereinfacht werden:

$$Pr(A \leq a | M_i, T_j, k) = \sum_{s=0}^{N_s} P_k(s, M_i, T_j) [Pr(A \leq a | M_i, R_k)]^s. \quad (6.2)$$

Gleichung 6.2 gilt nur für Beben einer bestimmten Magnitude M_i . Für verschiedene Magnitudenintervalle ($i = 1, \dots, Nm$) einer Quelle k in den nächsten T_j Jahren ergibt sich die Nicht-Überschreitenswahrscheinlichkeit von a zu:

$$Pr(A \leq a | T_j, k) = \prod_{i=1}^{Nm} Pr(A \leq a | M_i, T_j, k), \quad (6.3)$$

mit Nm als Anzahl der Magnitudenintervalle.

Da die seismischen Quellen in der Regel punktförmig, linienförmig oder (wie in dem hier dargestellten Fall) flächenförmig angenommen werden, muss eine räumliche Integration über alle Quellen N durchgeführt werden:

$$Pr(A > a | T_j) = 1 - \prod_{k=1}^N \prod_{i=1}^{Nm} \sum_{s=0}^{N_s} P_k(s, M_i, T_j) [Pr(A \leq a | M_i, R_k)]^s. \quad (6.4)$$

Gleichung 6.4 ist diejenige, die in CRISIS zur Berechnung der seismischen Gefährdung im Falle räumlich verteilter Quellen ($k = 1, \dots, N$) mit Erdbeben unterschiedlicher Magnitude ($M_i, i = 1, \dots, Nm$) und Anzahl ($s = 0, 1, \dots, N_s$) verwendet wird. Unter Annahme einer Poisson-

Verteilung der Erdbeben kann der allgemein bekannte Ansatz nach Cornell (1968) erhalten werden (Ordaz et al., 2010).

Die genaue Vorgehensweise bei der Berechnung der seismischen Gefährdung für den nördlichen ORG ist in den nachfolgenden Unterkapiteln dargestellt. Abschnitt 6.1 widmet sich der Erstellung des seismischen Kataloges, der Entclusterung und der Analyse auf Vollständigkeit. In Abschnitt 6.2 werden die seismischen Quellregionenmodelle vorgestellt und die Bestimmung der Seismizitätsparameter für jede Quellregion anhand des Beispiels der Quellregion „Nördlicher Oberrheingraben“ aufgezeigt. Unterkapitel 6.3 gibt einen Überblick über die verwendeten Starkbodenbewegungsmodelle und den Aufbau des logischen Baums mit einer Erklärung des verwendeten Wichtungsschemas für die verschiedenen Zweige. Die Ergebnisse der probabilistischen seismischen Gefährdungsanalyse sind in Abschnitt 6.4 in Form von Gefährdungskarten und Beschleunigungsantwortspektren für verschiedene Wiederkehrperioden aufgezeigt. Die erhaltenen Ergebnisse werden ebenfalls mit bereits publizierten Studien verglichen. Den Abschluss dieses Kapitels bildet die Beschreibung sogenannter Sensitivitätstests, zur Bestimmung des Einflusses der verschiedenen Eingangsparameter auf das Endresultat (Unterkapitel 6.5).

6.1 Seismischer Katalog

Eine der wichtigsten Eingangsparameter für die PSHA ist der seismische Katalog. Der nationale Erdbebenkatalog nach Leydecker (2011) deckt ein zu eng begrenztes Gebiet ab, um die seismische Gefährdungsanalyse für den nördlichen ORG durchführen zu können. Laut Leydecker et al. (2006) sollte für jeden Standort einer Gefährdungsanalyse mindestens die Seismizität in einem Radius von 200 km um den Standort herum von dem verwendeten Erdbebenkatalog abgedeckt sein. Um dies für den nördlichen ORG zu gewährleisten, wurde der EMEC-Katalog (European-Mediterranean Earthquake Catalogue; Grünthal und Wahlström, 2012) verwendet, der eine Zusammenstellung aller Ereignisse in Europa und dem Mittelmeerraum mit Magnituden $M_w \geq 3,5$ im Zeitraum 1000 bis 2006 darstellt. Für Erdbeben mit kleineren Magnituden ($M_w \geq 2,5$) wurde der Leydecker-Katalog (Leydecker, 2011) hinzugezogen, sowie für einen Umkreis von 50 km um den nördlichen ORG ebenso der Erdbebenkatalog des Landes Hessen (Kracht, 2013). Diese Kataloge wurden zusammengefügt, das Endresultat ist in Abb. 6.1 dargestellt. Die Epizentren sind vor allem entlang des ORG und der Niederrheinischen Bucht verteilt. Eine weitere Region hoher seismischer Aktivität ist das Gebiet der Hohenzollernalb, im Süden des Untersuchungsgebietes.

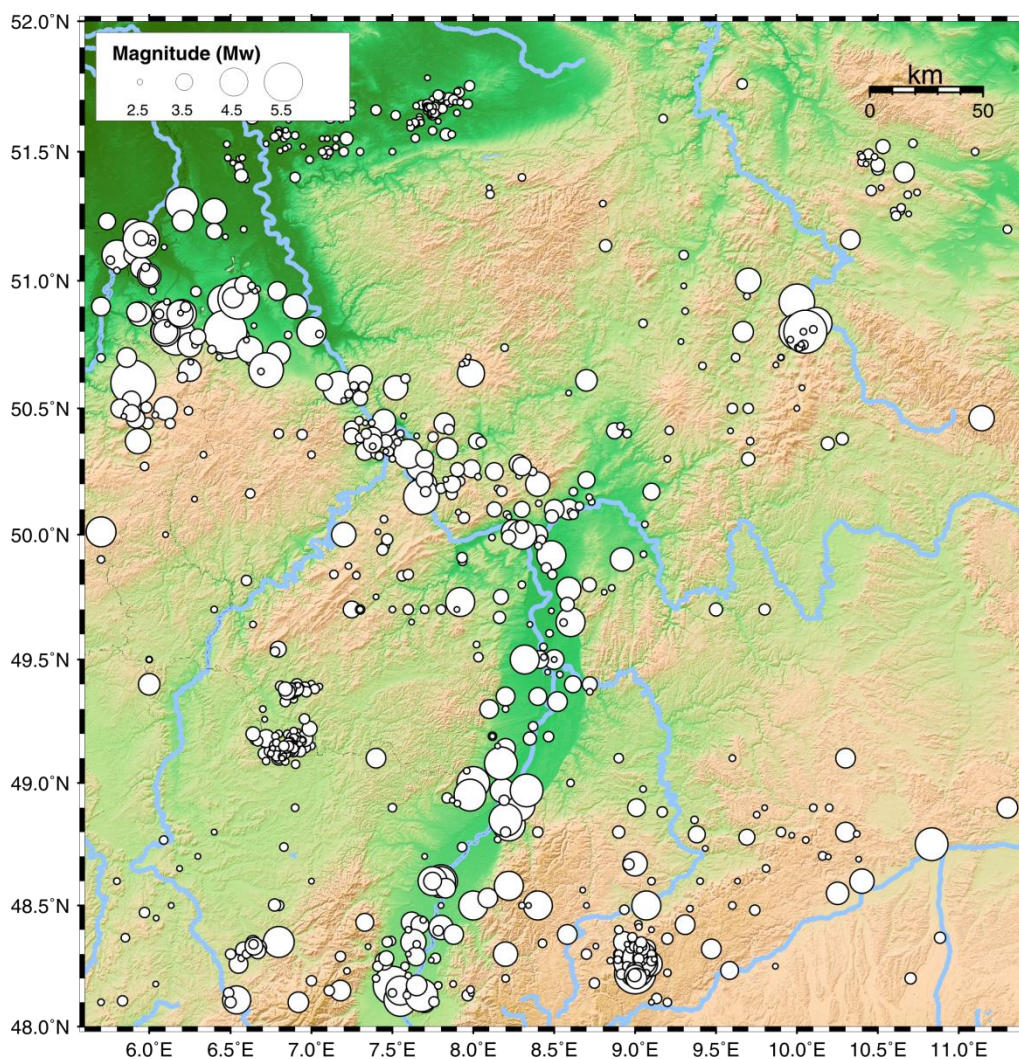


Abb. 6.1: Darstellung des zusammengestellten Erdbebenkataloges vor der Identifizierung statistisch abhängiger Erdbeben.

Da die verschiedenen verwendeten Kataloge unterschiedliche Magnitudentypen verwenden, musste eine Konversion der Datensätze auf eine gemeinsame Magnitudenklasse durchgeführt werden. Da der EMEC-Katalog bereits Magnituden als Momentenmagnituden M_w listet, wurden die zusätzlichen Daten, für die in den Katalogen für die Bundesrepublik Deutschland (Leydecker, 2011) und dem Bundesland Hessen (Kracht, 2013) keine Momentenmagnituden angegeben waren, in M_w nach dem Bearbeitungsschema von Grünthal et al. (2009a) konvertiert. Da es sich ausschließlich um Erdbeben mit geringen Magnituden handelte ($M_w \leq 2,5$), konnte kaum ein Unterschied zwischen den publizierten M_L -Werten und neu bestimmten M_w -Werten erkannt werden. Diese Übereinstimmung von M_L und M_w bei kleineren Magnituden konnte ebenfalls für die lokalen Erdbeben, aufgezeichnet mit dem SiMoN Netzwerk, festgestellt werden, für die M_w aus den Seismogrammen berechnet werden konnte. Die neuen Daten des SiMoN Netzwerkes wurden ebenfalls dem zur seismischen Gefährdungsanalyse verwendeten Katalog hinzugefügt. Für viele historische Erdbeben gibt es in einigen der erwähnten Katalogen nur Intensitätsangaben. Um diese Ereignisse ebenfalls in die magnitudenbasierte Gefährdungsanalyse einfließen lassen zu können, wurden Magnituden aus den historischen Intensitäten nach der Formel von Grünthal et al. (2009b) abgeschätzt,

$$M_w = 0.667I_{max} + 0.30\log(h) - 0.10, \quad (6.5)$$

die einen Zusammenhang zwischen der Magnitude (M_w), der Intensität (I_{max}) und der Herdtiefe (h) für eine bestimmte Region herstellt.

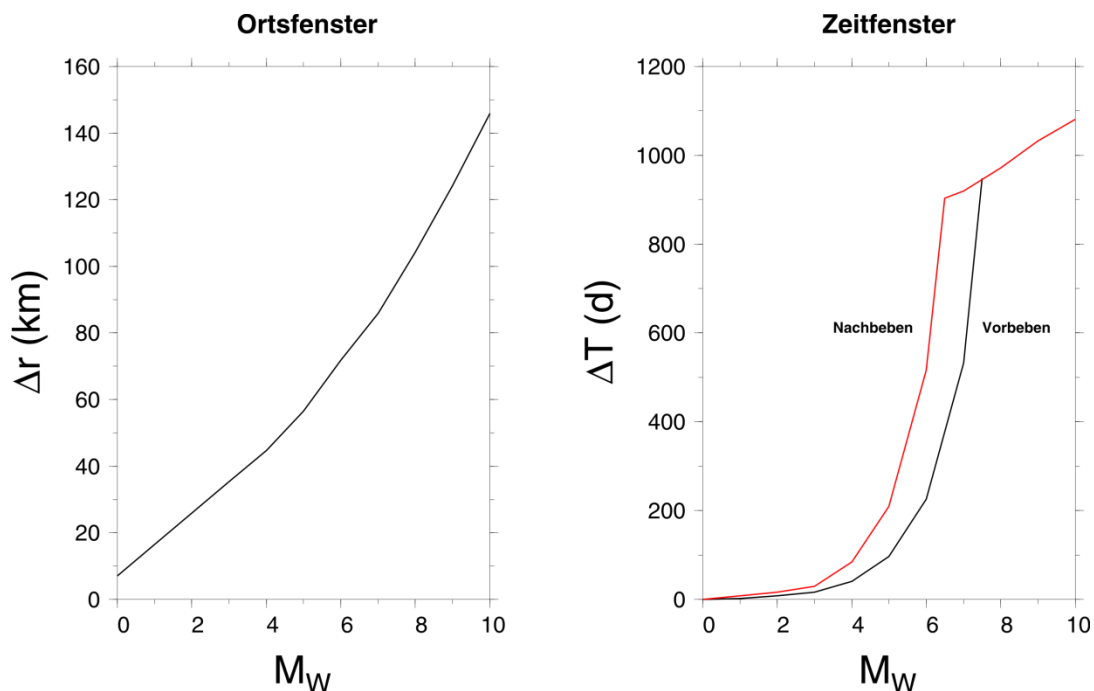


Abb. 6.2: Orts- und Zeitfenster zur Erkennung statistisch abhängiger Ereignisse nach Grünthal et al. (2009a).

Da die verwendete PSHA-Methodik von einer stationären zeitlichen Poisson-verteilten Erdbebenaktivität ausgeht und die einzelnen Erdbeben als statistisch unabhängig voneinander betrachtet werden, müssen alle abhängigen Ereignisse (Vor- und Nachbeben von Hauptbeben, Sprengungen, Schwarmereignisse) aus dem seismischen Katalog entfernt werden. Dieses sogenannte Declustering, also die Identifizierung statistisch abhängiger

Erdbeben, kann durch die Anwendung eines magnitudenabhängigen Orts- und Zeitfensters gewährleistet werden. Dafür wurden die Orts- und Zeitfenster (Abb. 6.2) nach Grünthal et al. (2009a), die sich bereits in mehreren anderen Gefährdungsanalysen als brauchbar herausstellten, im SeisAn Unterprogramm CLUSTER implementiert. Bei einer manuellen Überprüfung von Vor- und Nachbeben jüngster Bebenserien im Untersuchungsgebiet (z.B. Bebenserie von Nassau 2011) wurden sämtliche als Vor- und Nachbeben identifizierten Ereignisse aus dem Katalog herausgefiltert. Zusätzlich wurden ebenfalls alle (Bergbau) induzierten Ereignisse aus dem Katalog entfernt. Um zuverlässige statistische Aussagen über die Erdbebenhäufigkeit einer Region treffen zu können, muss der verwendete Erdbebenkatalog innerhalb bestimmter Zeitintervalle eine hinreichende Vollständigkeit aufweisen. Dabei ist die Vollständigkeit nicht nur stark von der Magnitude abhängig, sondern kann oft auch von Region zu Region deutlich variieren (Grünthal et al., 2009a). Zur Bestimmung der zeitlichen Vollständigkeit wurde die Funktion „Completeness check“ in SeisAn Explorer verwendet. Dabei wird eine Treppenkurve der Katalogdaten durch die Darstellung der kumulativen Bebenanzahl über der Zeit (Erdbeben pro Zeiteinheit) erstellt. Unter der Annahme, dass der Katalog in jüngster Zeit vollständig ist, ergibt sich der ungefähre Beginn des Vollständigkeitszeitraumes einer Magnitudenklasse als der Zeitpunkt, ab dem der mittlere Anstieg der Treppenkurve bis zum Ende des Katalogs konstant bleibt. Das Fehlen von Erdbeben stellt sich demnach als scheinbare Verringerung der seismischen Aktivität, verglichen mit einem Zeitraum, in dem nahezu alle Ereignisse erfasst wurden, dar (Grünthal et al., 2009a). Eine Illustration einer solchen Treppenkurve kann in Kapitel 6.2 (Abb. 6.5) für das Gebiet des nördlichen ORG eingesehen werden. Für den gesamten Katalog wird hier auf eine solche Abbildung verzichtet und die bestimmten Vollständigkeitszeiträume in Tab. 6.1 angegeben (ab $M_w = 2,5$).

Tab. 6.1: Vollständigkeitszeiträume für einzelne Magnitudenklassen für das gesamte Untersuchungsgebiet.

M_w	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	5,5	6,0
Jahr	1965	1900	1825	1760	1730	1675	1635	1250

6.2 Seismische Quellregionen

Die Aufteilung des Untersuchungsgebietes in seismische Quellregionen stellt einen elementaren Teil der Gefährdungsanalyse dar. Die großräumige tektonische Struktur ist bei der Bestimmung der seismischen Quellregionen von großer Bedeutung. Das Untersuchungsgebiet wird zu großen Teilen vom känozoischen Grabensystem geprägt, welches sich vom ORG im südlichen Teil nach Norden in die Hessische Senke und die NW-SE verlaufende Mittelrhein-Zone aufgabelt. Von dort setzt sich das Grabensystem weiter in die Niederrheinische Bucht fort. Diese Teile des känozoischen Grabensystems sind in Abb. 6.3a in vereinfachter Form als Polygonzüge dargestellt und repräsentieren die seismischen Quellregionen des am größten aufgelösten Quellregionenmodelles (Quellregionenmodell 1, kurz QM1).

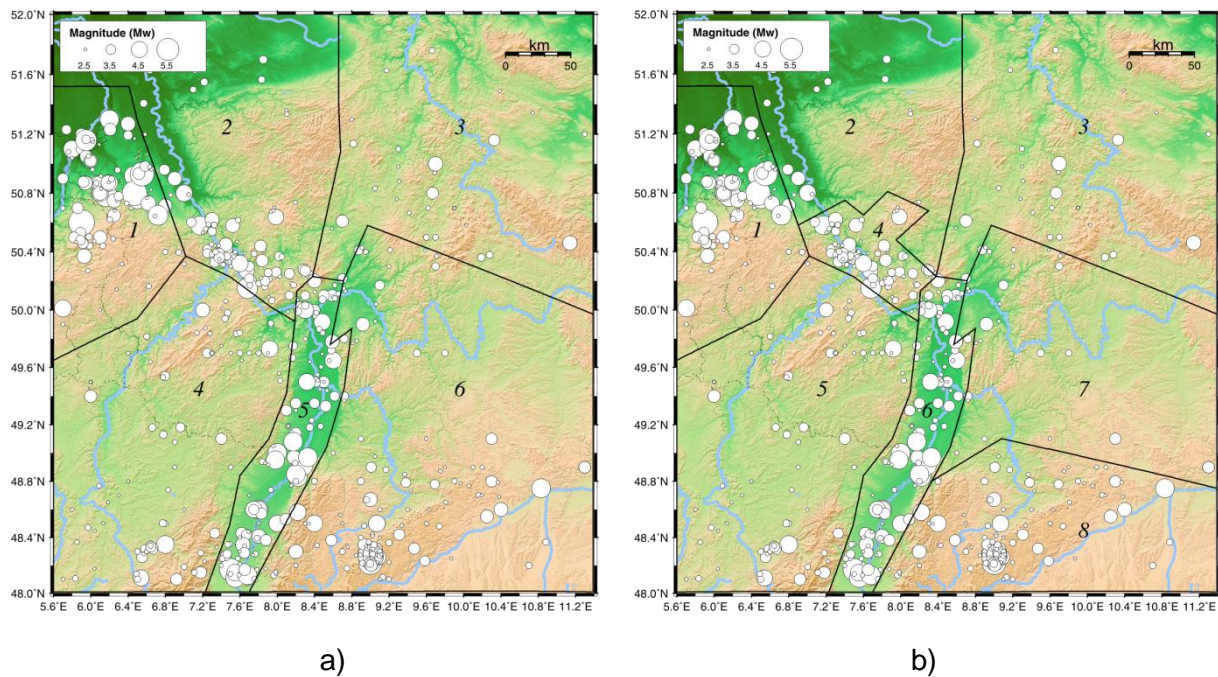
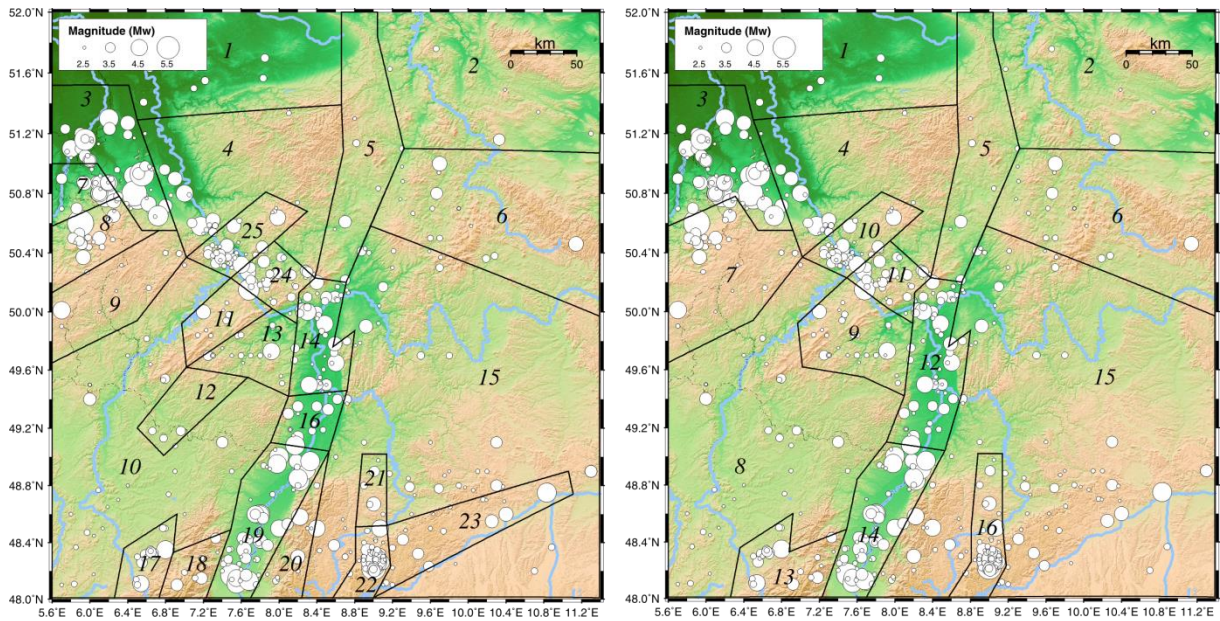


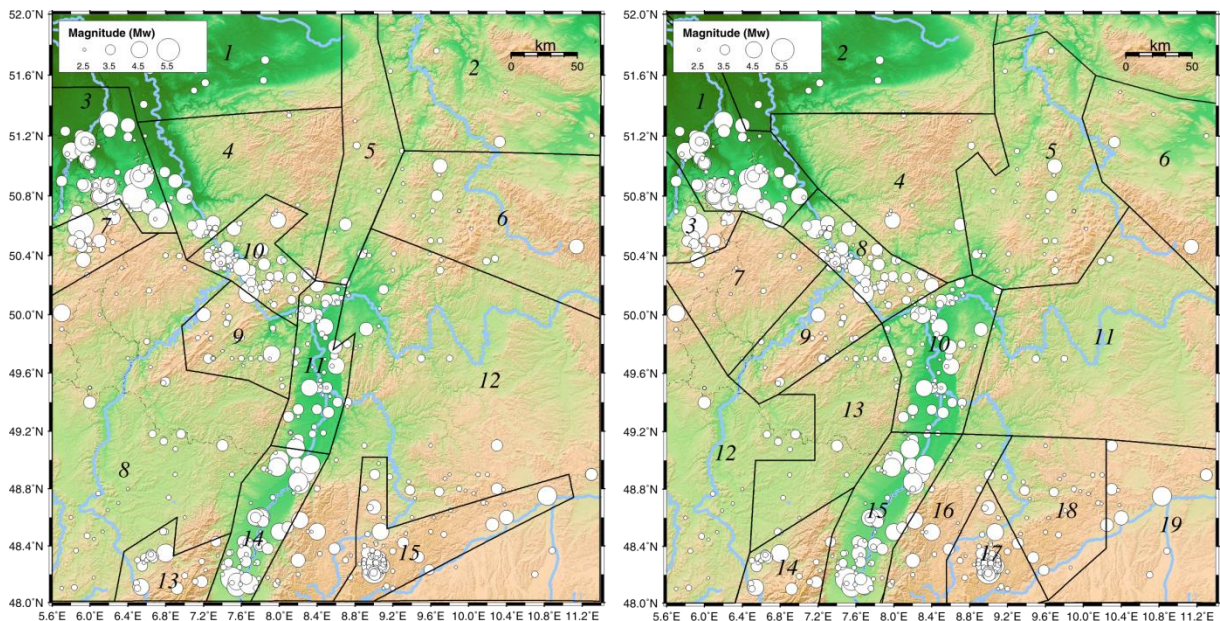
Abb. 6.3: Großräumige Quellregionenmodelle: **a)** QM1 bestehend aus 6 Quellregionen und **b)** QM2 bestehend aus 8 Quellregionen.

In diesem Fall ist die Einteilung der Quellregionen rein anhand der großtektonischen Strukturen und des tektonischen Regimes erfolgt, ohne jegliche Berücksichtigung der räumlichen Verteilung der Seismizität. Dieses großräumige Grundmodell umfasst lediglich 6 Einzelquellen. Abb. 6.3b zeigt ein zweites großräumiges Quellregionenmodell, diesmal unterteilt in 8 Einzelquellen (QM 2). Hier wurde zusätzlich zu den 6 Einzelquellen eine Unterteilung des Süddeutschen Blockes (Quelle 6 in QM1) in zwei Regionen und eine Abgrenzung für die Mittelrhein-Zone (Quelle 4 in QM2) eingeführt, um die erhöhten seismischen Raten in diesen Regionen genauer zu begrenzen. Des Weiteren wurden drei kleinräumige Quellregionenmodelle erstellt, für deren Einteilung vor allem die räumliche Verteilung der Seismizität und kleinräumige geologische und tektonische Strukturen innerhalb der großräumigen Quellregionen ausschlaggebend waren. Für die Ableitung dieser kleinräumigen Quellregionen wurden Bruch-Lineament-Strukturen aus hochauflösenden ERS-1/2 Radar-Mosaik-Daten, Landsat-TM, ASTER-DEM und X-SAR-SRTM-Daten (Wetzel und Franzke, 2001; Wetzel und Franzke, 2003; Pohl et al., 2006), sowie Daten über Störungsverläufe im Bundesland Hessen nach Zitzmann (1981) interpretiert. Zusammen mit der Verteilung der seismischen Ereignisse im Untersuchungsgebiet konnten somit die drei verwendeten kleinräumigen Quellregionenmodelle erstellt werden (Abb. 6.4). Diese bestehen aus 25 (QM3; Abb. 6.4a), 16 (QM4; Abb. 6.4b) bzw. 15 (QM5; Abb. 6.4c) seismischen Quellregionen, die in ihrem Verlauf teilweise dem Quellregionenmodell 2006 von Grünthal et al. (2009a) folgen. Zum Vergleich mit einem bereits publizierten und anerkannten Quellregionenmodell wurde ebenfalls das Modell nach Leydecker und Aichele (1998) als ein viertes kleinräumiges Quellregionenmodell verwendet (QM6, Abb. 6.4d).



a)

b)



c)

d)

Abb. 6.4: Kleinräumige Quellregionenmodelle: **a)** QM3 bestehend aus 25 Quellregionen, **b)** QM4 bestehend 16 Quellregionen, **c)** QM5 bestehend aus 15 Quellregionen und **d)** QM6 bestehend aus 19 Quellregionen.

Somit gehen in die Berechnung der PSHA insgesamt sechs Quellregionenmodelle ein, um die Unsicherheiten in der Bestimmung der Quellregionenmodelle zu berücksichtigen. Diese Berücksichtigung findet im verwendeten logischen Baum mit einer bestimmten Wichtung der verschiedenen Modelle statt (siehe Kapitel 6.3). Jeder der Quellregionen wurde ebenso ein charakteristisches tektonisches Regime zugewiesen. Dabei wurde in drei prinzipielle Bruchtypen unterschieden. Dies sind Abschiebungen, Aufschiebungen und Blattverschiebungen. Die Informationen zur Verteilung der vorherrschenden Bruchtypen wurden durch Interpretation der Spannungsdaten der World Stress Map (Heidbach et al., 2008)

erhalten, als auch für die Quellregion des nördlichen ORG aus den Spannungsdaten des SiMoN Projektes. Da im SiMoN Projekt zum Großteil Blattverschiebungen beobachtet wurden, stellt dieses eine wesentliche Neuerung dar, da in vorherigen Gefährdungsanalysen oft eher Abschiebungen für diese Region angenommen wurden. Das tektonische Regime geht, neben der Ableitung zur Bestimmung der Abgrenzungen der Quellregionen, direkt in die Gefährdungsberechnung ein, da bestimmte für die jeweiligen Bruchtypen typische Parameter in den verschiedenen Starkbodenbewegungsmodellen verwendet werden.

Neben dem tektonischen Regime wird jede Quellregion durch weitere Parameter charakterisiert. Dies sind:

- jährliche Rate aller Ereignisse ab einer definierten unteren Magnitudenschwelle M_0 (ν), abgeleitet aus dem A-Wert der Gutenberg-Richter-Relation
- negativer Anstieg des Logarithmus der jährlichen Rate in Abhängigkeit von der Magnitude (β), abgeleitet aus dem b-Wert der Gutenberg-Richter-Relation
- maximal beobachtete (gemessene) Magnitude (M_b), abgeleitet aus dem seismischen Katalog
- charakteristische Herdtiefe (h), abgeleitet aus dem seismischen Katalog
- maximal zu erwartende Magnitude (M_{max}), abgeleitet aus einer Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion
- Untergrundtyp, abgeleitet aus DIN4149
- V_{S30} , abgeleitet aus V_{S30} -Messungen

Voraussetzung für die Bestimmung der einzelnen Parameter ist wie in Kapitel 6.1 erwähnt eine Poisson-verteilte Seismizität, die für verschiedene Magnitudenklassen unterschiedliche Vollständigkeitszeiträume aufweist. Alle folgenden Begutachtungen zur Bestimmung der genannten Parameter werden am Beispiel der Quellregion „nördlicher ORG“ aufgezeigt. Abb. 6.5 zeigt die Treppenfunktion für das Gebiet „nördlicher ORG“ (Quelle 14 in QM3) im Magnitudenbereich von 2,5 bis 5,0 mit einer Intervallbreite von 0,5. Daraus ergeben sich die in Tab. 6.2 aufgeführten Vollständigkeitszeiträume.

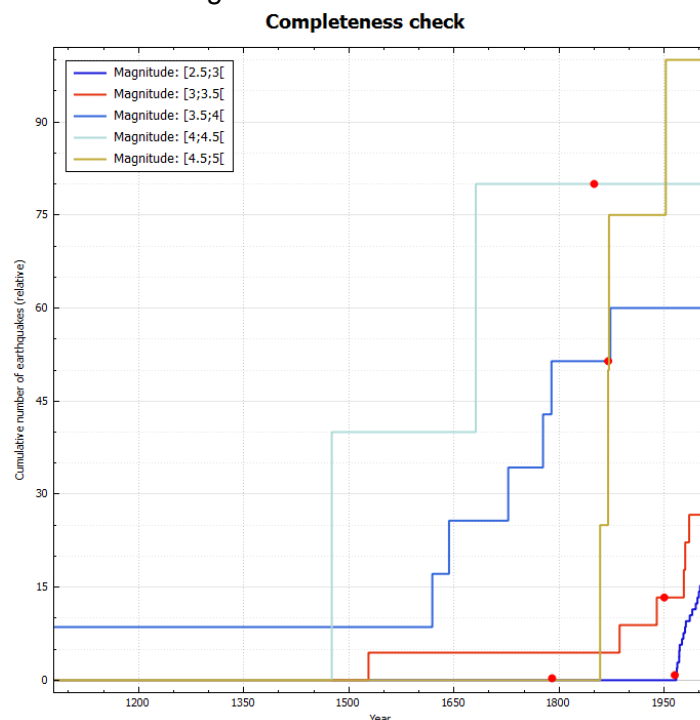


Abb. 6.5: Treppenfunktion zur Bestimmung der Vollständigkeitszeiträume der Quellregion „nördlicher ORG“. Unterschiedliche Magnitudenklassen sind farblich markiert.

Tab. 6.2: Vollständigkeitszeiträume für die Quellregion „nördlicher ORG“.

Mw	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5
Jahr	1965	1940	1870	1840	1790

Zur Bestimmung von A- und b-Wert wurde, wie bereits in Kapitel 4.1.3 eingeführt, die Maximum-Likelihood-Methode nach Weichert (1980) verwendet, die die verschiedenen Vollständigkeitszeiträume unterschiedlicher Magnitudenklassen berücksichtigt. Sind A- und b-Wert bekannt, kann β berechnet werden mit:

$$\beta = b \cdot \ln(10). \quad (6.6)$$

Die kumulative jährliche Häufigkeit (ν), definiert als die jährliche Häufigkeit aller Erdbeben mit Magnituden $\geq M$, ergibt sich unter Berücksichtigung der Maximalmagnitude M_{max} zu:

$$\nu = \frac{e^{[\beta \cdot (M_{max} - M)]} - 1}{e^{[\beta \cdot (M_{max} - M_0)]} - 1} \quad M < M_{max}. \quad (6.7)$$

Für jede Quellregion wurden auf diese Art und Weise β und ν samt Standardabweichungen abgeschätzt, so dass als Eingangsgrößen in die PSHA jeweils drei β - ν Paare pro Quellregion berücksichtigt und entsprechend in den logischen Baum (Kapitel 6.3) eingepasst wurden. Für die Quellregion „nördlicher ORG“ ergaben sich Werte von $\beta = 2,51 \pm 0,30$ und eine Aktivitätsrate $\nu = 0,0224 \pm 0,0036$ für eine Magnitude von $M_w = 4,0$. Dies bedeutet, dass theoretisch im nördlichen ORG jährlich 0,0224 Erdbeben einer Magnitude $M_w = 4,0$ auftreten, bzw. ca. alle 45 Jahre mit einem Erdbeben dieser Magnitude zu rechnen ist. Für eine zuverlässige Bestimmung von β und ν musste eine Mindestanzahl von 50 Erdbeben und eine ausreichende Anzahl von Magnitudenklassen für jede Quellregion vorhanden sein. In den Fällen, in denen diese Mindestanzahl nicht erreicht werden konnte, wurden die β -Werte der entsprechenden Region des großräumigen Quellregionenmodelles auf die kleineren Quellregionen übertragen und nur ν individuell angepasst. Die maximal beobachtete bzw. gemessene Magnitude M_b ergibt sich direkt aus dem verwendeten seismischen Katalog und beträgt im Falle der Quellregion „nördlicher ORG“ $M_w = 4,6$ (Erdbeben vom 24.02.1954 bei Worms). Eine weitere Eingangsgröße in die PSHA ist die charakteristische Herdtiefe (h) einer Quellregion. Diese kann ebenfalls direkt aus dem seismischen Katalog abgeleitet werden. Dazu wurden insbesondere die Erdbeben ausgewählt, die eine zuverlässige Tiefenbestimmung besitzen und von diesen Ereignissen wurde eine Herdtiefenverteilung erstellt. Im Falle mehrdeutiger Herdtiefenverteilungen wurden besonders die Tiefen der stärksten Erdbeben berücksichtigt, da diese auch am stärksten die Gefährdungsergebnisse bestimmen. Für die Quellregion „nördlicher ORG“ wurde außerdem die im SiMoN Projekt festgestellte Herdtiefenverteilung berücksichtigt. Um Unsicherheiten in der Bestimmung der Herdtiefe zu minimieren, wurden jeder Quellregion drei charakteristische Herdtiefen zugewiesen, die im logischen Baum gleichwertig gewichtet wurden. Als charakteristische Herdtiefen für die Quellregion „nördlicher ORG“ wurden Werte von 5 km, 10 km und 13 km ausgewählt.

Die maximal zu erwartende Magnitude M_{max} einer Quellregion bezeichnet die obere Magnitudenschwelle, deren Eintrittswahrscheinlichkeit gegen Null geht und damit die obere Integrationsgrenze einer PSHA beschreibt (Grünthal et al., 2009a). Der Einfluss dieses Parameters auf das Endergebnis der PSHA ist eher gering, kann für kleine

Eintrittswahrscheinlichkeiten jedoch an Bedeutung gewinnen (Grünthal et al., 2009a; siehe auch Abschnitt 6.5). Eine Abschätzung von M_{max} in Gebieten mit geringen bis moderaten Seismizitätsraten ist prinzipiell problematisch, da Erdbebenkataloge oft nicht den vollständigen seismischen Zyklus beinhalten. Eine genaue Schätzung von M_{max} ist deshalb nicht möglich, kann jedoch durch Verwendung einer Verteilungsfunktion approximiert werden. In dieser Arbeit wurde die Methode von Cornell (1994) zur Bestimmung der Verteilungsfunktion von M_{max} angewendet. Eine ausführliche Beschreibung der Methode findet sich in Grünthal et al. (2009a). Grundsätzlich basiert die Methodik darauf, dass Gebiete kontinentaler Kruste mit vergleichbaren Eigenschaften in die Betrachtung mit einbezogen werden können, um Aussagen über M_{max} zu treffen. Dies geschieht über den Krustentyp, der ein Indikator für M_{max} ist. Es wird dabei grundsätzlich zwischen zwei Krustentypen unterschieden (Kanter, 1994): dem Krustentyp mit Dehnungstektonik (extensiv) und dem ohne Dehnungstektonik (nicht extensiv). Für das Untersuchungsgebiet dieser PSHA sind die Gebiete mit Dehnungstektonik vor allem an das känozoische Grabensystem gebunden. Jeder Quellregion wurde ein solcher Krustentyp zugewiesen. Aufgrund von globalen Beobachtungen konnten Verteilungsfunktionen der maximal beobachteten Magnituden ($M_{b,max}$) für kontinentale Kruste mit und ohne Dehnungstektonik aufgestellt werden. Für extensive Kontinentalregionen konnte so ein Wert von $M_{b,max} = 6,4 \pm 0,8$ und für nicht-extensive Regionen von $M_{b,max} = 6,3 \pm 0,5$ bestimmt werden (Grünthal et al., 2009a). Diese müssen für die konkrete Anwendung auf das Untersuchungsgebiet bezüglich der geologisch größtmöglichen M_{max} beschnitten werden (Grünthal et al., 2009a). Dieser obere Grenzwert kann nach Wells und Coppersmith (1994), aus der maximal denkbaren Bruchlänge bzw. Herdfläche (A) bestimmt werden:

$$M_w = 4.07 + 0.98 \log(A). \quad (6.8)$$

Für den nicht-extensiven Krustentyp wurde eine maximale Bruchlänge von 24 km über einen maximalen seismogenen Tiefenbereich von 25 km angenommen. Dies führt laut Wells und Coppersmith (1994) zu einem Wert für M_{max} von 6,8. Im Falle des extensiven Krustentyps wurde für den gleichen seismogenen Tiefenbereich eine maximale Bruchlänge von 70 km angenommen. Dies führt zu einem Wert für M_{max} von 7,25. Nach der Methode von Cornell (1994) werden diese globalen Verteilungsfunktionen für jede Quellregion über den b-Wert (bzw. β) der Magnitudenhäufigkeitsrelation und der normierten Anzahl n von Erdbeben oberhalb eines spezifischen minimalen Erdbebens verknüpft. Diese regionale Likelihood-Verteilungsfunktion ist gegeben durch (Cornell, 1994):

$$L(m) = \begin{cases} [1 - e^{-\beta(M-M_{min})}]^n & \text{für } M \geq M_{b,max} \\ 0 & \text{für } M < M_{b,max} \end{cases} \quad (6.9)$$

Anschaulich bedeutet dies, dass je größer n ist, umso geringer ist die Wahrscheinlichkeit, dass ein Erdbeben der Magnitude M_{max} eintritt und je größer β , desto höher ist das Potential „starker“ Erdbeben in einer Region. Zur Bestimmung der M_{max} -Werte, die letztendlich in die Berechnung der PSHA eingehen, erfolgt eine Multiplikation der globalen Verteilungsfunktion mit der regionalen Likelihood-Verteilungsfunktion unter entsprechender Normierung:

$$f(m) = \begin{cases} A \cdot [1 - e^{-\beta(M-M_{min})}]^n \cdot e^{\left(-\frac{(M-\mu)^2}{2\sigma^2}\right)} & \text{für } M \geq M_{b,max} \\ 0 & \text{für } M < M_{b,max} \end{cases} \quad (6.10)$$

mit μ als Mittelwert und σ als Standardabweichung der globalen Verteilungsfunktion. Das Endresultat stellt nun eine Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion der maximal zu erwartenden Magnitude M_{max} dar. Die Implementierung in die PSHA erfolgt nun über eine Diskretisierung der Fläche unterhalb dieser Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion in fünf gleich große Areale, für die jeweils der Schwerpunkt ermittelt wird (Abb. 6.6). Der untere Schwellenwert der Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion wird durch die maximal beobachtete Magnitude M_b festgelegt. Die so erhaltenen fünf Werte für M_{max} gehen mit gleicher Wichtung direkt als Eingangsgrößen in die PSHA ein. Für die Quellregion „nördlicher ORG“ sind die erhaltenen maximalen Magnituden in Tab. 6.3 angegeben.

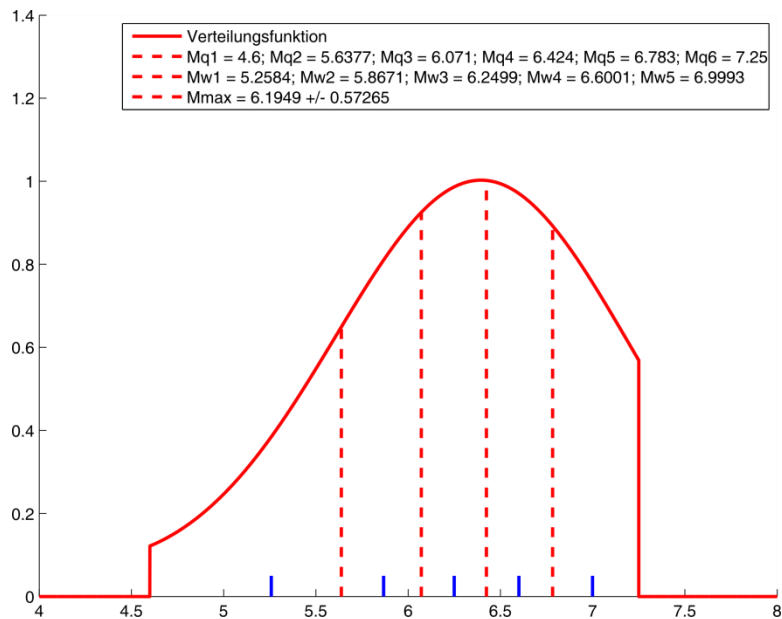


Abb. 6.6: Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion der maximal zu erwartenden Magnitude für die Quellregion „nördlicher ORG“. Die gestrichelten roten Linien geben die Abgrenzungen fünf gleich großer Areale dar, deren Schwerpunkte durch die blauen Markierungen gegeben sind.

Tab. 6.3: Für die Quellregion „nördlicher ORG“ bestimmte maximal zu erwartende Magnituden.

Mw	5,3	5,9	6,3	6,6	7,0
----	-----	-----	-----	-----	-----

Als letzter Eingangsparameter für die PSHA dient der Untergrundtyp, der einer Quellregion zugeordnet wird. Dabei wird vor allem zwischen Festgestein und Lockersedimenten unterschieden. Als Hilfsmittel für die Zuordnung der Untergrundtypen wurde die DIN4149 verwendet, die den Erdbebenzonen in Deutschland geologische Untergrundklassen (unterhalb von 20 m Tiefe) zuordnet. Es wird dabei in drei Untergrundklassen unterschieden: R für Festgesteinsgebiete, S für Gebiete tiefer Sedimentbecken und T für Gebiete flacher Sedimentbecken und Übergangszonen. Diese wurden entsprechend den Quellregionen der sechs Quellregionenmodelle zugeordnet. Im Falle des „nördlichen ORG“ ergibt sich die Untergrundklasse S nach DIN4149 (Lockersedimente). In die PSHA erhalten die Informationen über den Untergrundtyp Berücksichtigung in den Starkbodenbewegungsmodellen, die je nach Untergrundtyp unterschiedliche Parameter verwenden. Die direkten Standorteigenschaften des Untergrundes (oberste 30 m) gehen in die PSHA ebenfalls über die Starkbodenbewegungsmodelle ein, für die ein V_{S30} -Wert angegeben

werden muss. Dieser V_{S30} -Wert beschreibt die durchschnittliche Geschwindigkeit einer S-Welle in den obersten 30 m, die einen direkten Einfluss auf das Frequenzspektrum an einem Standort haben. Anhaltswerte für V_{S30} -Werte können vom „Global V_{S30} Map Server“ des USGS erhalten werden (Abb. 6.7), die auf Arbeiten von Wald und Allen (2007) und Allen und Wald (2007) beruhen. Der Quellregion „nördlicher ORG“ wurde demnach ein V_{S30} -Wert von 250 m/s zugewiesen.

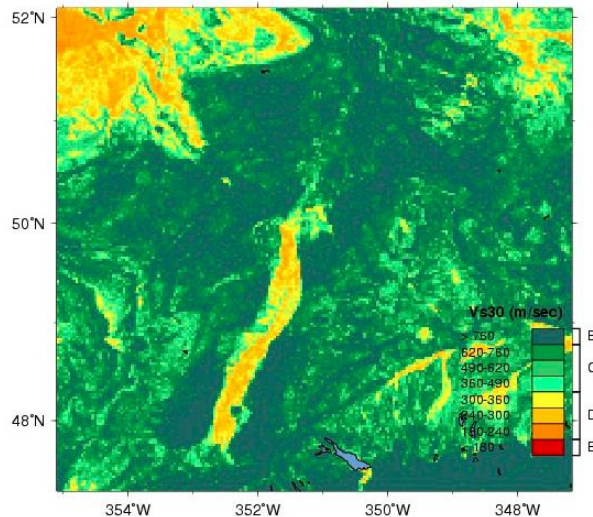


Abb. 6.7: Karte des Untersuchungsgebietes mit den vom „Global V_{S30} Map Server“ des USGS erhaltenen V_{S30} -Werten. Der Quellregion „nördlicher ORG“ kann ein V_{S30} -Wert von 250 m/s zugewiesen werden.

Die hier an der Quellregion „nördlicher ORG“ beschriebene Vorgehensweise wurde für alle Quellregionen aller sechs Quellregionenmodelle durchgeführt, um die notwendigen Eingangsparameter für die Gefährdungsberechnung zu bestimmen.

6.3 Starkbodenbewegungsmodelle und logischer Baum

6.3.1 Auswahl und Charakteristika der Starkbodenbewegungsmodelle

Ein entscheidender Teil einer PSHA ist die sinnvolle Auswahl geeigneter Beschreibungen der Amplitudenabnahme von Starkbodenbewegungsparametern mit der Entfernung. In Fachkreisen werden diese auch „Ground Motion Prediction Equations“ (GMPE) genannt. Wie in Kapitel 6.5 gezeigt wird, stellen die GMPE mit die wichtigste Eingangsgröße in die PSHA dar. Um Unsicherheiten in den GMPE zu berücksichtigen, wurden verschiedene für das Untersuchungsgebiet geeignete Starkbodenbewegungsmodelle ausgewählt und in den logischen Baum mit unterschiedlicher Wichtung integriert. Zur Vergleichbarkeit mit früheren Studien (Grünthal et al., 2009a) wurden die GMPE nach Abrahamson und Silva (1997) und Spudich et al. (1999) in die PSHA implementiert, die jedoch aufgrund des Fehlens eines expliziten Parameters für die Berücksichtigung des tektonischen Regimes, als auch der Nutzung relativ veralteter Daten, nur mit einer geringen Wichtung im Wichtungsschema versehen sind (siehe Unterkapitel 6.3.2). Des Weiteren wurden die Modelle nach Boore und Atkinson (2008), Cauzzi und Faccioli (2008), Chiou und Youngs (2008) und Akkar und Bommer (2010), die alle modernste GMPE darstellen und einen expliziten Parameter für das

tektonische Regime beinhalten, verwendet. Diese modernen GMPE sind ebenfalls im SHARE-Projekt in die Gefährdungsanalyse eingegangen (Woessner et al., 2012). Das Modell nach Abrahamson und Silva (1997) beruht vor allem auf Daten aus Kalifornien, einer tektonischen Region, die deutlich von der Untersuchungsregion abweicht. Ein weiterer Grund, die Wichtung dieses Modells eher gering zu halten. Spudich et al. (1999) verwenden einen weltweiten Datensatz aus Extensionszonen. Für einen großen Anteil des Untersuchungsgebietes in dieser Arbeit (känozoisches Grabensystem) ist dieses tektonische Regime präsent. Boore und Atkinson (2008), Cauzzi und Faccioli (2008), als auch Chiou und Youngs (2008) verwenden ebenso einen weltweiten Datensatz, zusammengestellt aus flachen krustalen Erdbeben in aktiven tektonischen Regionen. Akkar und Bommer (2010) verwenden hingegen Daten flacher Krustenbeben aus Europa und dem Mittleren Osten, die die tektonische Situation im Untersuchungsgebiet wohl am besten beschreiben und entsprechend deutlich stärker gewichtet wurden. Eine weitere Eigenschaft der GMPE ist die ursprüngliche Einheit, in der die Daten der Starkbodenbewegungsmodelle gesammelt wurden. Bei allen sechs verwendeten GMPE wurden Beschleunigungswerte aus Strong Motion Seismogrammen abgeleitet. Es gibt jedoch Unterschiede in den verwendeten Einheiten, so verwenden Chiou und Youngs (2008) zum Beispiel Beschleunigungen in g, währenddessen Akkar und Bommer (2010) cm/s^2 verwenden. Um diese GMPE zusammen in einer Berechnung verwenden zu können, muss eine entsprechende Einheitenumrechnung erfolgen. Es wurde sich dafür entschieden die Berechnungen in cm/s^2 durchzuführen. Dies bedeutet, dass für die Fälle, in denen die Beschleunigungen der GMPE in g angegeben sind, diese unter Anwendung eines Faktors von 0,001 umgerechnet wurden. Durch die Auswahl der Starkbodenbewegungsmodelle sind nun alle benötigten Eingangsgrößen einer PSHA bestimmt und der logische Baum zur Berechnung der seismischen Gefährdung kann erstellt werden.

6.3.2 Aufbau des logischen Baums und Berechnungsprozedur

Zur Berechnung der seismischen Gefährdung und zur Berücksichtigung von Unsicherheiten in den Eingangsparametern der PSHA wurde ein logischer Baum verwendet (Abb. 6.8). Im logischen Baum werden verschiedene Knotenebenen unterschieden. Die erste Knotenebene beschreibt die Unterscheidung der verwendeten Quellregionenmodelle in großräumige und kleinräumige Modelle. Da die Einteilung in kleinräumige Quellregionen eine genauere Beschreibung und Differenzierung der Seismizitätsdaten zulässt, fällt das Hauptgewicht mit 75% auf diese Methodik, während die Quellregionenmodelle, die auf der großräumigen tektonischen Struktur beruhen, nur mit 25% in die PSHA eingehen. Die zweite Knotenebene unterscheidet zwischen den einzelnen Varianten der groß- bzw. kleinräumigen Quellregionenmodelle. Insgesamt wurden zwei großräumige Varianten und vier kleinräumige Varianten verwendet. Die Wichtung dieser sechs verschiedenen Quellregionenmodelle wurde über ein Wichtungsschema (Tab. 6.4) variabel gestaltet, um Unsicherheiten in der Zuweisung der Wichtungen zu berücksichtigen. Die jeweiligen Wichtungsschemata (WS) wurden wiederum gleichwertig gewichtet. Für jede seismische Quellregion der unterschiedlichen Quellregionenmodelle werden die Unsicherheiten in den quellspezifischen Parametern durch weitere Knotenebenen im logischen Baum berücksichtigt. Die nächste Knotenebene widmet sich den Unsicherheiten in den ausgewählten Starkbodenbewegungsmodellen. Hier wurde wie bei den Quellregionenmodellen ein variierendes Wichtungsschema (Tab. 6.5) verwendet.

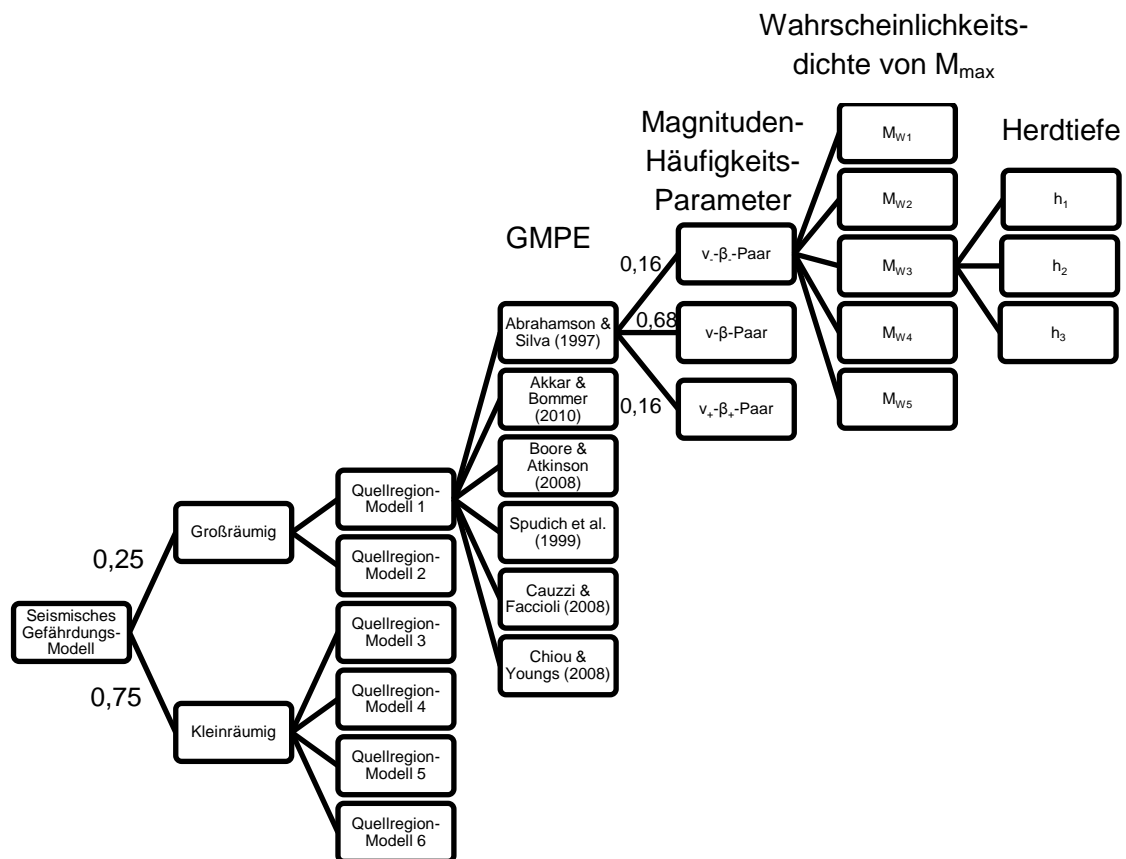


Abb. 6.8: Struktur des logischen Baums. An den Verzweigungen sind die jeweiligen Wichtungen angegeben, sofern keine Wichtungen benannt sind, sind diese entweder identisch oder im Falle der GMPE und der Quellregionenmodelle mit einem Wichtungsschema versehen.

Tab. 6.4: Wichtungsschemata (WS) der unterschiedlichen GMPE.

Wichtungsschema/ GMPE	WS1	WS2	WS3	WS4	WS5	WS6	WS7
Abrahamson & Silva (1997)	10	5	5	10	15	30	10
Akkar & Bommer (2010)	25	40	5	35	10	15	20
Boore & Atkinson (2008)	15	5	15	5	20	10	25
Spudich et al. (1999)	10	5	10	20	5	15	30
Cauzzi & Faccioli (2008)	25	40	35	10	15	15	10
Chiou & Youngs (2008)	15	5	25	20	35	15	5

Die nächste Verzweigungsebene beschreibt die Unsicherheiten in den Quellparametern β und ν . Für jedes β - ν -Paar wurde gemäß Kapitel 6.3.1 ein Mittelwert und die entsprechenden Standardabweichungen bestimmt. Die Wichtung der drei β - ν -Paare pro Quellregion folgt der statistischen Überlegung von Grünthal und Wahlström (2006), so dass dem Mittelwert eine Wichtung von 68% und den Standardabweichungen von jeweils 16% zugewiesen wird. Die

nächste Knotenebene behandelt die maximal zu erwartenden Magnituden M_{max} . Wie in Abschnitt 6.3.1 beschrieben, wurden pro Quellregion fünf Werte für M_{max} ermittelt, die jeweils eine Wichtung von 20% erfahren. Die letzte Knotenebene beinhaltet die Unsicherheiten in der Bestimmung der charakteristischen Herdtiefe h . Pro Quellregion wurden drei Werte für h ermittelt, die ähnlich der Handhabung von M_{max} gleich stark gewichtet werden.

Tab. 6.5: Wichtungsschemata der unterschiedlichen Quellregionenmodelle. Die Wichtungsschemata der großräumigen Quellregionenmodelle sind von denen der kleinräumigen Quellregionenmodelle unabhängig (in der Tabelle durch gestrichelte Linie gekennzeichnet).

Wichtungsschema/ Quellmodell	WS1	WS2	WS3	WS4	WS5
QM1	25	50	75	15	85
QM2	75	50	25	85	15
QM3	20	40	20	20	30
QM4	20	20	40	20	20
QM5	20	20	20	40	20
QM6	40	20	20	20	30

Die Berechnung der seismischen Gefährdung müsste streng genommen für alle Parameter aller Quellregionen unabhängig voneinander durchgeführt werden. Da insgesamt sechs Quellregionenmodelle verwendet werden, würde dies zu einer enormen Rechenzeit führen. Um die Berechnung technisch durchführbar zu gestalten, werden deshalb nur die Parameter zwischen den einzelnen Quellen eines Modells variiert. Dies bedeutet, dass pro Zweig des logischen Baums jeder Parameter immer nur einen Index aufweist. So wird z.B. in einer Verzweigung des logischen Baums für jede Quelle eines Quellregionenmodelles die Berechnung mit der größten maximal zu erwartenden Magnitude M_{max} durchgeführt, jedoch gibt es keinen Zweig, der innerhalb eines Modells für einige Quellen den größten Wert von M_{max} und für andere Quellen den kleinsten Wert von M_{max} verwendet. Unter Berücksichtigung dieser Bedingung ergeben sich insgesamt pro Quellregion 270 Endzweige des logischen Baums. Addiert man nun noch die Verzweigungen der verschiedenen Quellregionenmodelle, so beruht die Berechnung letztendlich auf 1620 Endzweigen. Die Berechnung dieses seismischen Gefährdungsmodelles in CRISIS 2014 dauert auf einem Intel i7 Quad-Core CPU mit 2,4 GHz und 4 GB Arbeitsspeicher etwa 10-14 Tage.

6.4 Ergebnisse der probabilistischen seismischen Gefährdungseinschätzung

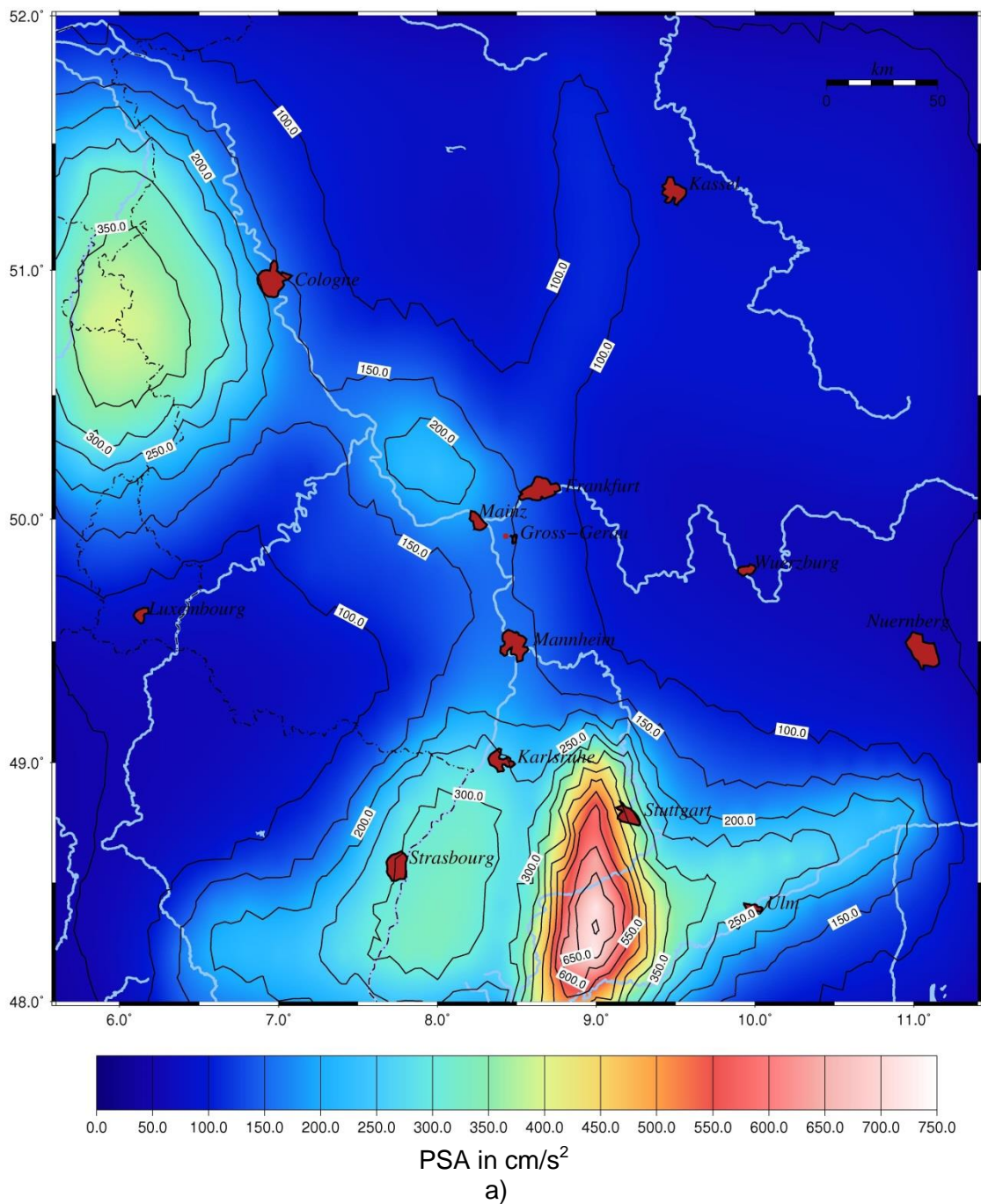
6.4.1 Gefährdungskarten und Beschleunigungsantwortspektren

Die Gefährdungsberechnung erfolgt für Gitterpunkte eines $0,2^\circ \times 0,2^\circ$ Rasters, welches zu 630 Einzelpunkten im Untersuchungsgebiet führt. Die auf diesen Berechnungen basierenden Gefährdungskarten wurden durch Interpolation zwischen den Gitterpunkten erstellt. Es wurden Berechnungen für die spektralen Antwortbeschleunigungen im Frequenzbereich von 0,5 bis 100 Hz und die Untergrundtypen Fest- und Lockergestein durchgeführt. Berechnet wurden die Antwortbeschleunigungen für die in Tab. 6.6 gelisteten Wiederkehrperioden (T) bzw. Überschreitenswahrscheinlichkeiten in 50 Jahren. Für jede vorgegebene Wiederkehrperiode wurden die Gefährdungskarten berechnet.

Tab. 6.6: Gefährdungsniveaus (Wiederkehrperioden und Überschreitenswahrscheinlichkeiten), für die Antwortbeschleunigungen berechnet wurden.

Wiederkehrperiode (in Jahren)	Überschreitenswahrscheinlichkeit
44	0,68
100	0,5
475	0,1
975	0,05
2475	0,02

Exemplarisch sollen hier zwei Karten des Untersuchungsgebietes für die Wiederkehrperioden von $T = 475a$ und $T = 2475a$ für eine Frequenz von 6,5 Hz gezeigt werden (Abb. 6.9). Dabei ist jeweils das arithmetische Mittel dargestellt.



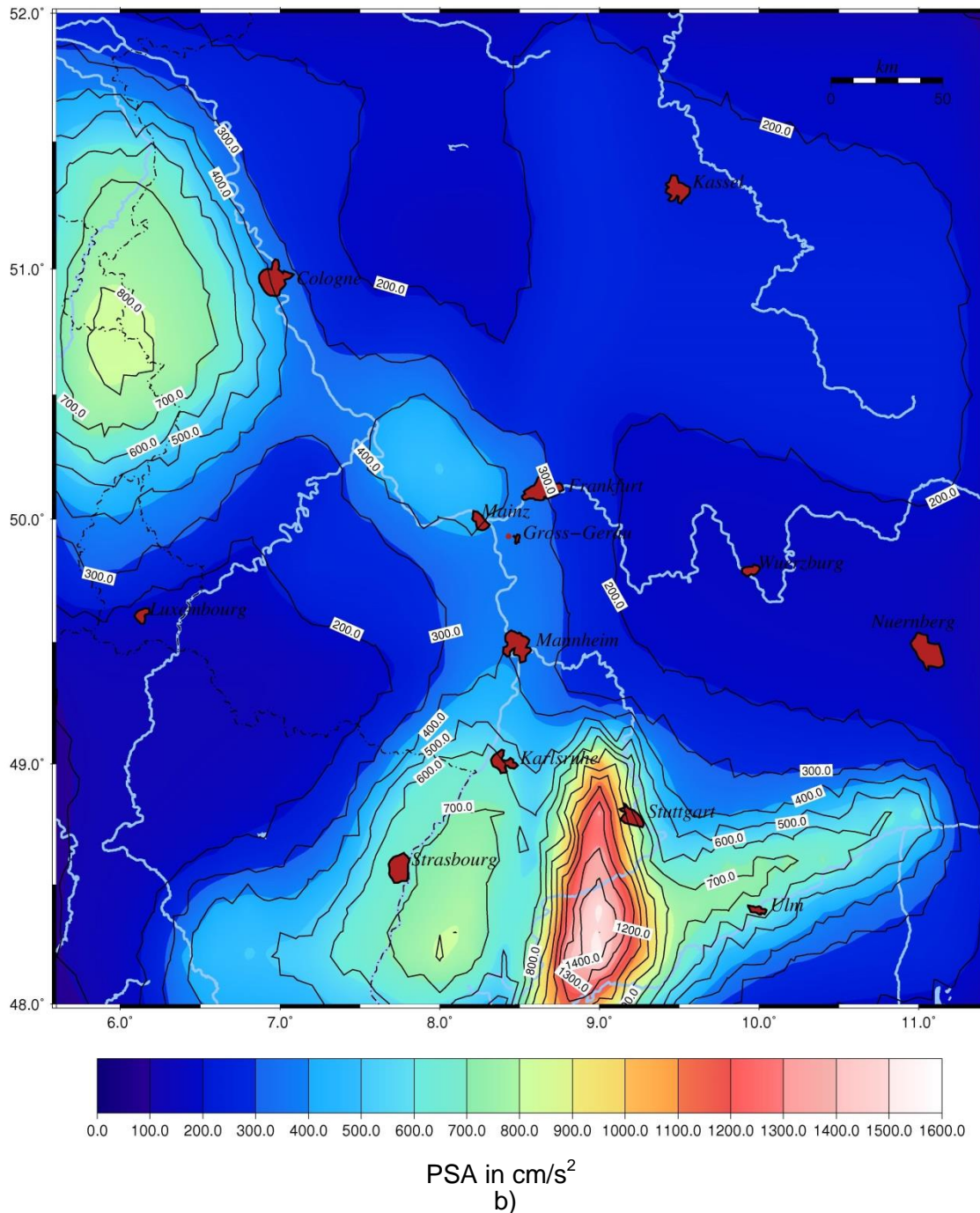


Abb. 6.9: Karte der spektralen Antwortbeschleunigungen für **a)** 10% Überschreitenswahrscheinlichkeit in 50 Jahren bei 6,5 Hz ($T = 475\text{a}$) und **b)** 2% Überschreitenswahrscheinlichkeit in 50 Jahren bei 6,5 Hz ($T = 2475\text{a}$).

In Abb. 6.10 beinhalten die Gefährdungskarten die Spitzenbodenbeschleunigungswerte (PGA) für Wiederkehrperioden von $T = 475\text{a}$ und $T = 2475\text{a}$ für das gesamte Untersuchungsgebiet. Die PGA-Werte entsprechen den Beschleunigungswerten der höchsten Frequenz von 100 Hz. Die Gebiete mit den höchsten Werten (Hohenzollernalb, ORG und Niederrheinische Bucht) sind ebenfalls die Gebiete die die größten Aktivitätsraten aufweisen. Streng genommen müssen die Werte für Standorte außerhalb des nördlichen ORG mit Vorsicht betrachtet werden, da für diese der Mindestradius der zu betrachteten Quellregionen von 200 km nicht erfüllt wird.

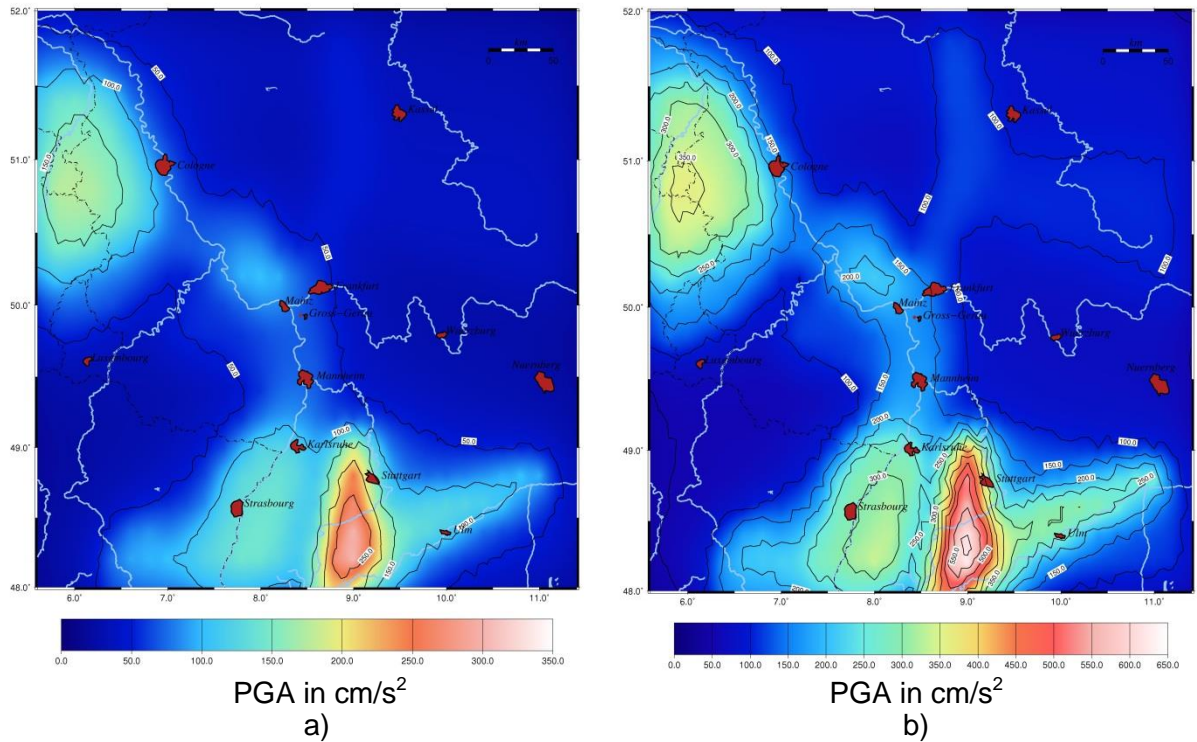
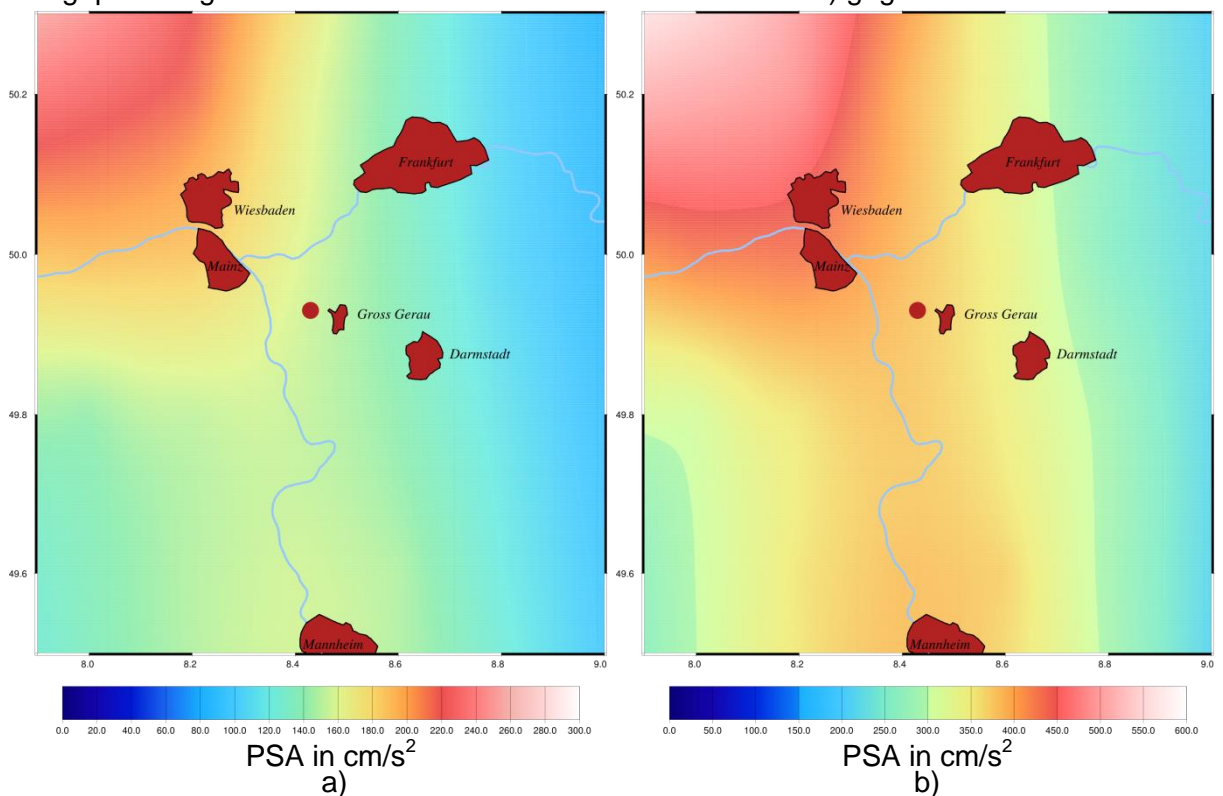


Abb. 6.10: Karte der Spitzenbodenbeschleunigungen PGA für **a)** 10% Überschreitungswahrscheinlichkeit in 50 Jahren ($T = 475\text{a}$) und **b)** 2% Überschreitungswahrscheinlichkeit in 50 Jahren ($T = 2475\text{a}$).

Da die Berechnungen für den nördlichen ORG ausgelegt sind, konzentrieren sich die weiterführenden Begutachtungen auch nur auf diese Region. Entsprechend der Kartendarstellungen in Abb. 6.9 und Abb. 6.10 ist in Abb. 6.11 nur die Region „nördlicher ORG“ dargestellt und weiterführende Ergebnisse explizit für den Standort Trebur (Standort des geplanten geothermischen Kraftwerkes im nördlichen ORG) gegeben.



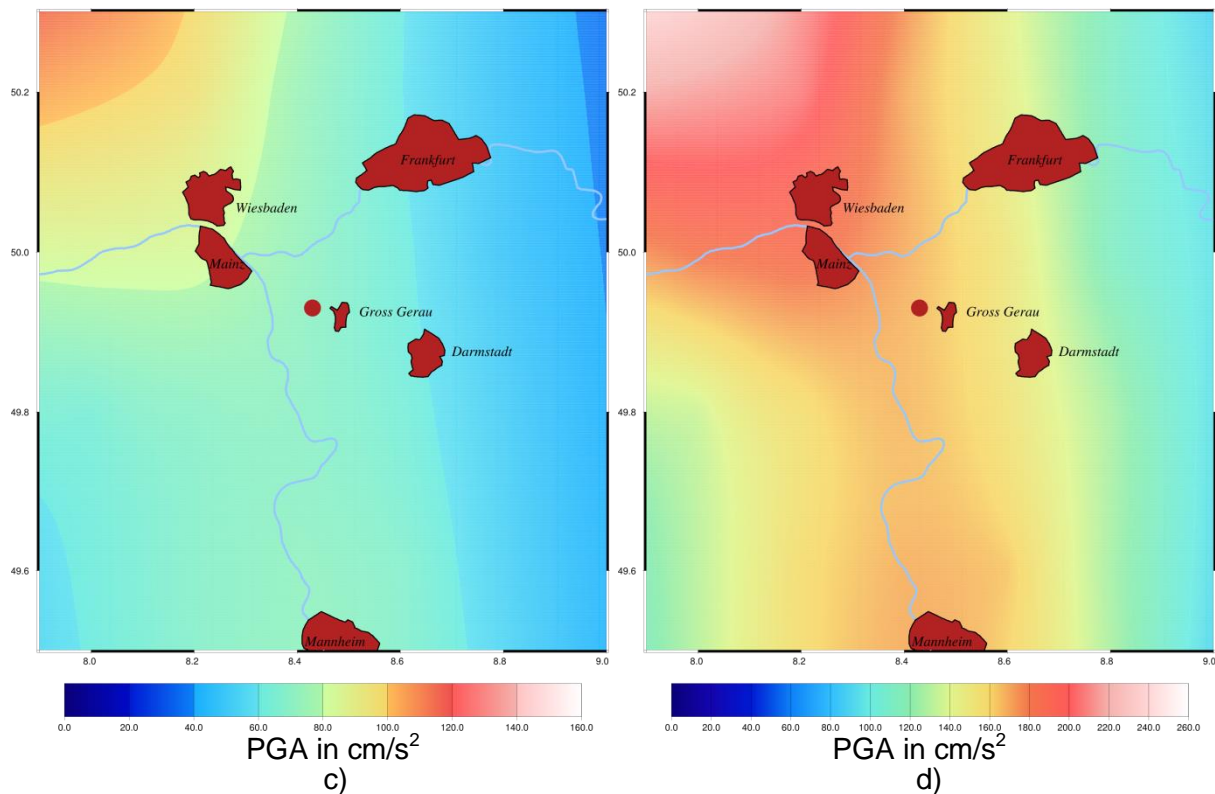


Abb. 6.11: Karten der spektralen Antwortbeschleunigungen im Bereich des nördlichen ORG für **a)** 10% Überschreitenswahrscheinlichkeit in 50 Jahren bei 6,5 Hz ($T = 475a$) und **b)** 2% Überschreitenswahrscheinlichkeit in 50 Jahren bei 6,5 Hz ($T = 2475a$). Karten der Spitzenbodenbeschleunigungen PGA im Bereich des nördlichen ORG für **c)** 10% Überschreitenswahrscheinlichkeit in 50 Jahren ($T = 475a$) und **d)** 2% Überschreitenswahrscheinlichkeit in 50 Jahren ($T = 2475a$). Der rote Punkt gibt die Lage des Standortes Trebur an.

Tab. 6.7: Überschreitenswahrscheinlichkeiten und Wiederkehrperioden der für den Standort Trebur berechneten PGA-Werte.

PGA (m/s^2)	Wiederkehrperiode (in Jahren)	Überschreitenswahrscheinlichkeit
0,13	44	0,68
0,20	100	0,5
0,71	475	0,1
1,05	975	0,05
1,66	2475	0,02

Tab. 6.7 gibt die Wahrscheinlichkeiten der berechneten PGA-Werte für den Standort Trebur wieder. Neben der Darstellung der Ergebnisse in Form von Gefährdungskarten ist ein essentielles Ergebnis einer PSHA die Darstellung in Form gefährdungskonsistenter Beschleunigungsantwortspektren (Abb. 6.12), die für die gleichen Parameter wie die Gefährdungskarten berechnet wurden. Demnach könnte z.B. für eine Frequenz von 6,5 Hz (oft auftretende Frequenz bei Scherwellen lokaler Erdbeben im nördlichen ORG) eine Bodenbeschleunigung („Peak Spectral Acceleration“, PSA) von $1,55 m/s^2$ mit einer Wahrscheinlichkeit von 10% in den nächsten 50 Jahren (Wiederkehrperiode von $T = 475a$) im Gebiet des nördlichen ORG von einem Erdbeben hervorgerufen werden.

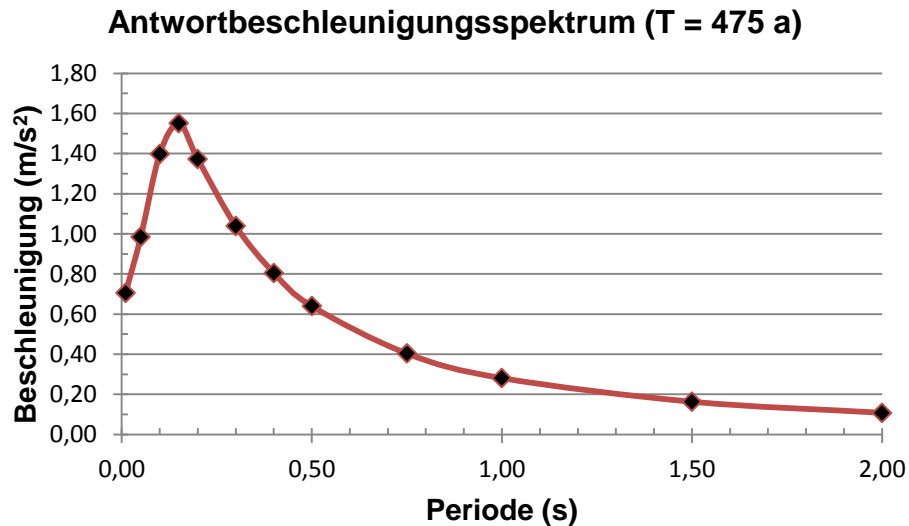
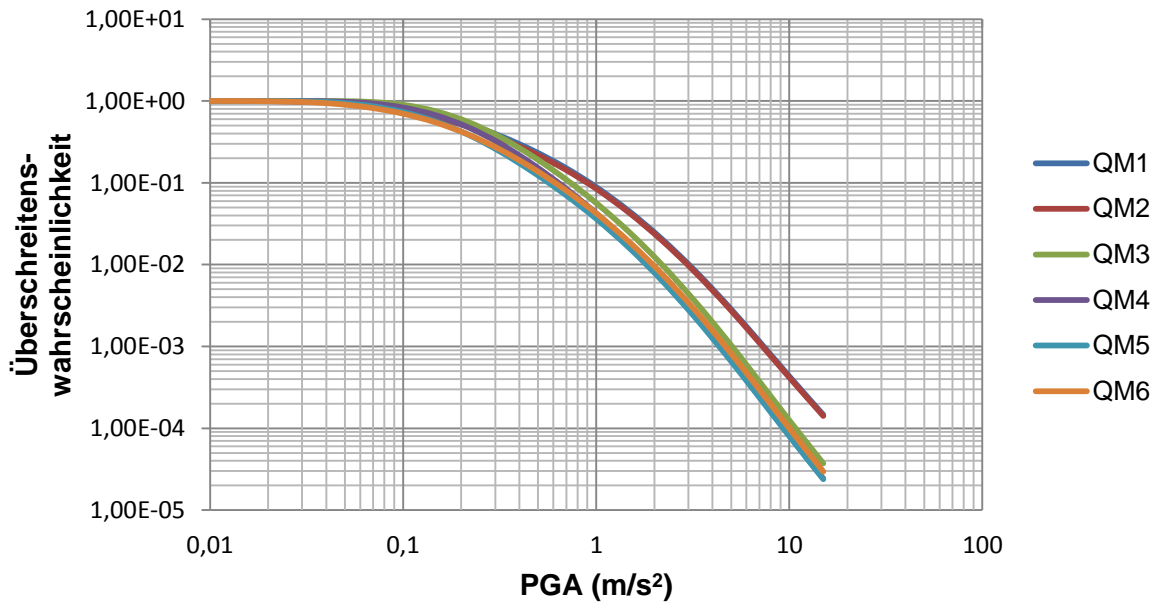


Abb. 6.12: Gefährdungskonsistentes Antwortbeschleunigungsspektrum für eine Überschreitenswahrscheinlichkeit von 10% in 50 Jahren (Wiederkehrperiode von $T = 475a$).

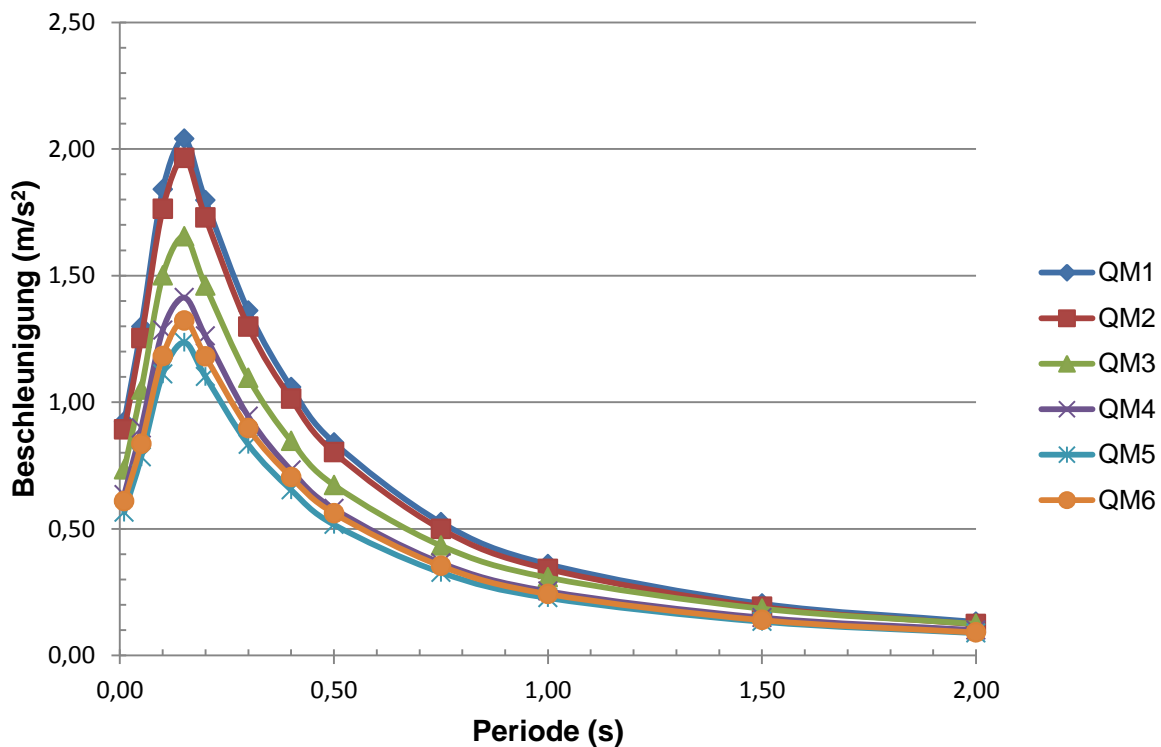
Interessant ist der Vergleich der Gefährdungsergebnisse für die verschiedenen Quellregionenmodelle (Abb. 6.13) und die unterschiedlichen Starkbodenbewegungsmodelle (Abb. 6.14) am Beispiel des Standortes Trebur. Dargestellt sind jeweils die Überschreitenswahrscheinlichkeiten der Spitzenbodenbeschleunigungen in den nächsten 50 Jahren (Abb. 6.13a und Abb. 6.14a). Beträgt diese Wahrscheinlichkeit z.B. 2%, entspricht dies einer Wiederkehrperiode von $T = 2475a$. Ebenfalls gezeigt werden die Beschleunigungsantwortspektren der verschiedenen verwendeten Modelle für eine Wiederkehrperiode von $T = 475a$ (Abb. 6.13b und Abb. 6.14b). Deutliche Unterschiede sind bei den verschiedenen Modellen zu erkennen. Im Falle der Quellregionenmodelle weisen die großräumigen Modelle (Q1 und Q2) höhere Werte als die kleinräumigen Modelle (Q3 bis Q6) auf. Bei den kleinräumigen Modellen führt das Modell Q3 zu den höchsten Werten, während das Modell Q5 die geringsten Werte aufzeigt. Entsprechend des in Abschnitt 6.3.2 beschriebenen Wichtungsschemas ergibt sich daraus das in Abb. 6.12 dargestellte Beschleunigungsantwortspektrum. Im Falle der Starkbodenbewegungsmodelle ergibt sich ein ganz ähnliches Bild. Hier stellen vor allem die Modelle nach Spudich et al. (1999) und Chiou und Youngs (2008) die Ausreißer dar, während die anderen vier Modelle eher zu vergleichbaren Ergebnissen führen.

Überschreitenswahrscheinlichkeit in 50 a für PGA



a)

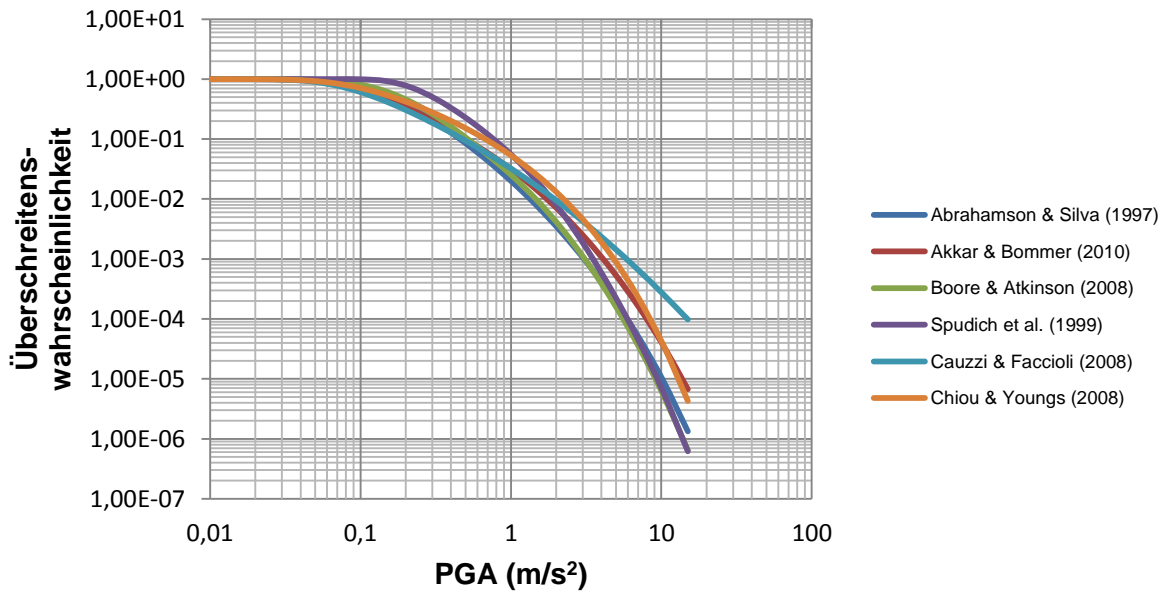
Antwortbeschleunigungsspektrum



b)

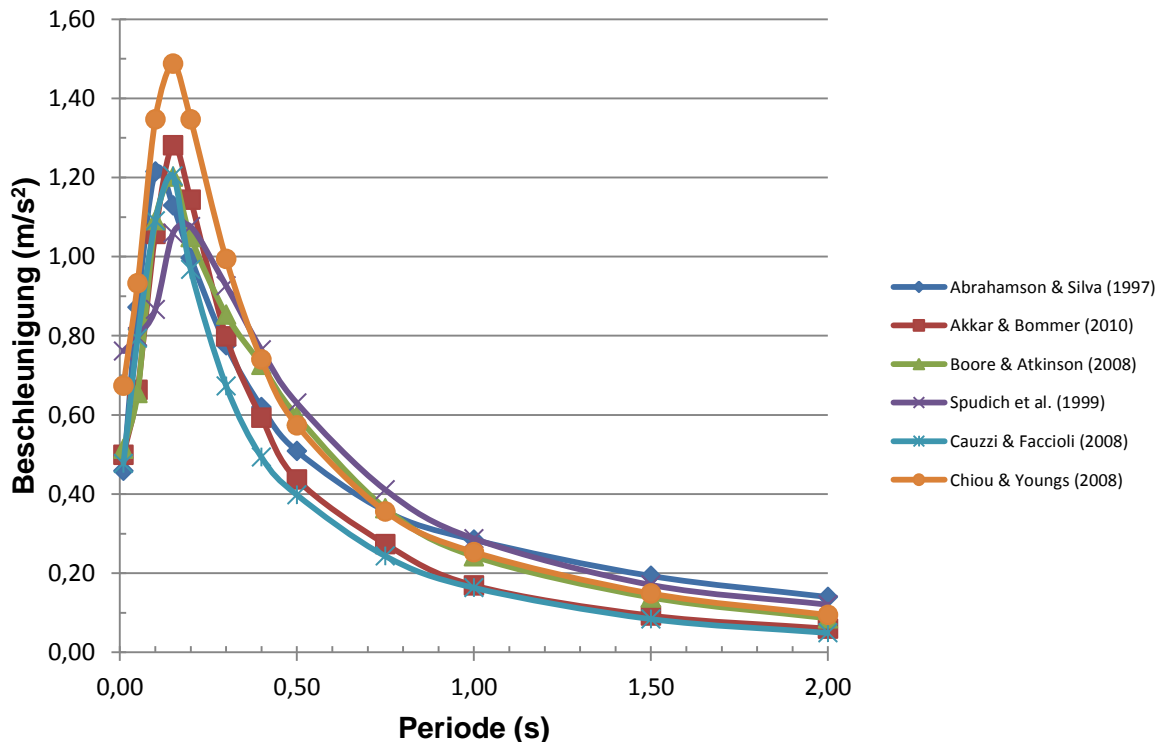
Abb. 6.13: Vergleich der verschiedenen Quellregionenmodelle und deren Einfluss auf **a)** die Überschreitenswahrscheinlichkeiten der Spitzenbodenbeschleunigungen in den nächsten 50 Jahren und **b)** die Beschleunigungsantwortspektren für eine Wiederkehrperiode von $T = 475a$.

Überschreitenswahrscheinlichkeit in 50 a für PGA



a)

Antwortbeschleunigungsspektrum



b)

Abb. 6.14: Vergleich der unterschiedlichen Starkbodenbewegungsmodelle und deren Einfluss auf **a)** die Überschreitenswahrscheinlichkeiten der Spitzenbodenbeschleunigungen in den nächsten 50 Jahren und **b)** die Beschleunigungsantwortspektrien für eine Wiederkehrperiode von $T = 475a$.

Für die Region des „nördlichen ORG“ wurde eine weiterführende Untersuchung im Hinblick auf die Quellen der seismischen Gefährdung durchgeführt. Dazu wurde eine Disaggregationsanalyse durchgeführt. Sinn dieser Disaggregationsanalyse ist es, den Einfluss der verschiedenen Quellregionen und der unterschiedlichen Magnitudenbereiche für einen bestimmten untersuchten Standort, in diesem Fall der Standort Trebur, auf die seismische Gefährdung festzustellen. Da dies nur sinnvoll ist für ein bestimmtes Quellregionenmodell, wurde diese Analyse für das Quellregionenmodell Q6 durchgeführt. Das Ergebnis dieser Disaggregationsanalyse ist in Abb. 6.15 gezeigt. Es kann erkannt werden, dass die seismische Gefährdung im Magnitudenbereich bis $M_w = 5,5$ vor allem aus dem Nahfeldbereich (Distanzen kleiner 25 km) bestimmt wird. Der Einfluss größerer Magnituden aus entfernteren Regionen (bis 50 km Entfernung) nimmt mit steigender Wiederkehrperiode zu, die seismische Gefährdung wird jedoch eindeutig durch Erdbeben im Magnitudenbereich von 4,0 bis 5,0 dominiert. Diese Disaggregationsanalyse zeigt, dass stärkere Erdbeben aus größerer Entfernung mit Magnituden oberhalb von $M_w = 5,5$ nur einen geringen Einfluss auf die seismische Gefährdung des Standortes Trebur haben. Da die seismische Gefährdung vor allem durch Erdbeben im Magnitudenbereich von 4,0 bis 5,0 bestimmt wird, ist der Einfluss der maximal zu erwartenden Magnitude M_{max} nicht ausschlaggebend (vgl. Kapitel 6.5).

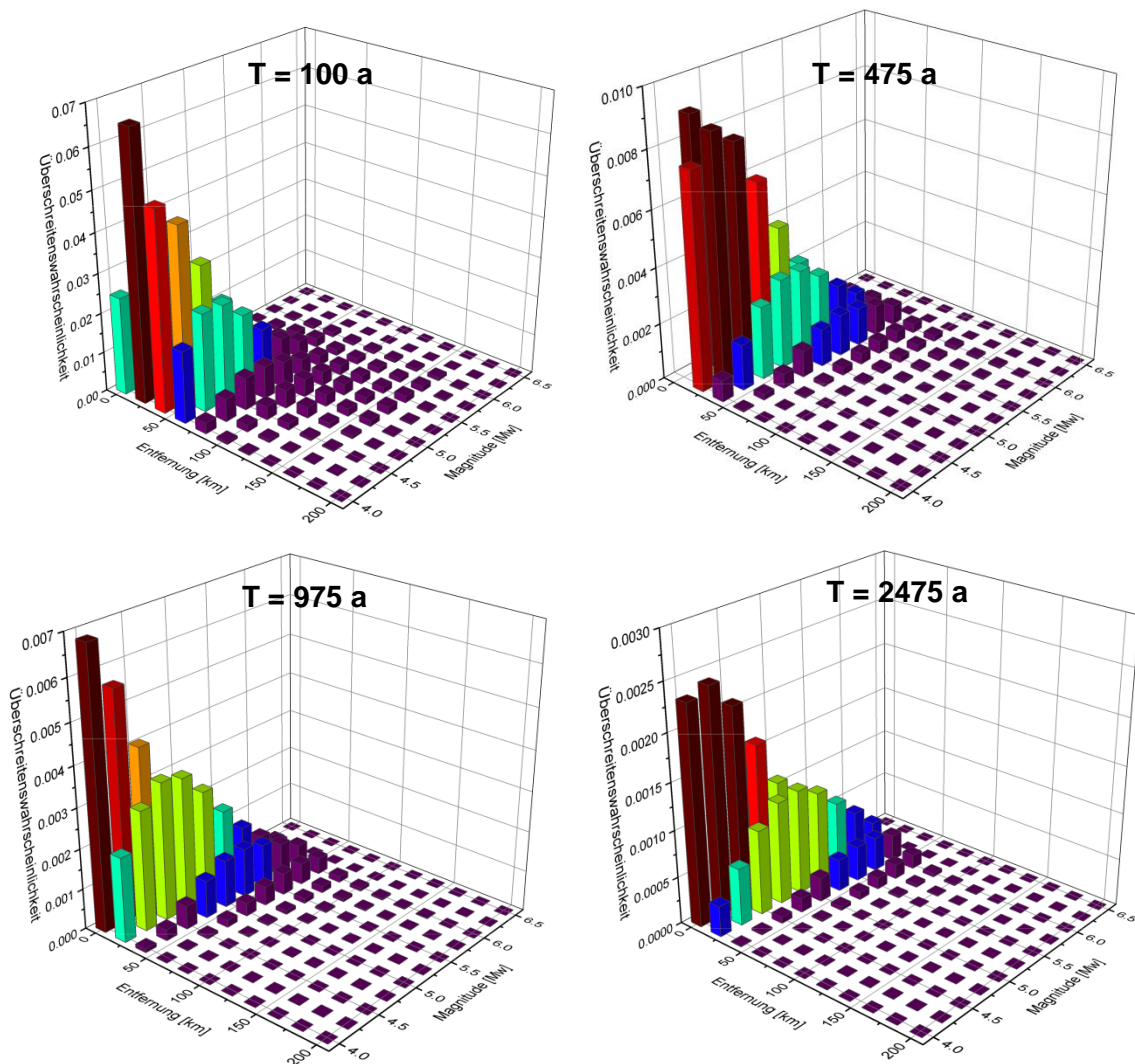


Abb. 6.15: Ergebnisse der Disaggregationsanalyse. Dargestellt sind die Überschreitenswahrscheinlichkeiten abhängig von der Entfernung zum Standort Trebur und der Magnitude für die vier berechneten Gefährdungsniveaus.

6.4.2 Vergleich mit publizierten Studien

Um einen Vergleich mit anderen PSHA (Grünthal et al., 1998; Grünthal et al., 2008; SHARE-Projekt und DIN4149), die ebenfalls das Untersuchungsgebiet beinhalten, durchzuführen, ist es sinnvoll, die PGA-Werte (und falls vorhanden ebenso die PSA-Werte) für eine Überschreitungswahrscheinlichkeit von 10% in 50 Jahren ($T = 475a$) heranzuziehen. Laut DIN4149 wird ein Großteil des nördlichen ORG (darunter auch der Standort Trebur) als Teil der Erdbebenzone 1 ausgewiesen. Für diese Zone gilt für eine rechnerisch zu erwartende (Erdbeben-)Intensität von VI-VII ein Bemessungswert der Bodenbeschleunigung von $0,4 \text{ m/s}^2$. Ein vergleichbarer Wert wurde auch in der D-A-CH-Studie (Grünthal et al., 1998), die die Grundlage der DIN4149 darstellt, ermittelt. Diese Werte gelten für einen felsigen Untergrund. Für den Standort Trebur ist jedoch mit einem Lockergesteinsuntergrund zu rechnen. In der internetbasierten Abfrage der Resultate der Gefährdungsanalyse von Grünthal et al. (2008) wird dies bei der Auswahl des Antwortbeschleunigungsspektrums berücksichtigt und führt zu einem leicht angehobenen PGA-Wert von $0,45 \text{ m/s}^2$. Die erst vor kurzem veröffentlichte SHARE-Studie verfügt ebenfalls über eine solche internetbasierte Abfrage. Dabei liefert das Antwortbeschleunigungsspektrum einen PGA-Wert von $0,67 \text{ m/s}^2$, der sehr gut mit dem PGA-Wert dieser Gefährdungsanalyse ($0,71 \text{ m/s}^2$) übereinstimmt. Die Werte beider Studien liegen deutlich oberhalb des DIN4149-Wertes und würden sogar dazu führen, dass der nördliche ORG nach zur Zeit gültiger Einteilung der DIN4149 zur Erdbebenzone 2 ($\text{PGA} \geq 0,6 \text{ m/s}^2$) zugewiesen würde. Ein deutlicher Unterschied ist auch im gesamten Antwortbeschleunigungsspektrum zu erkennen. Dazu wurden die Daten dieser Analyse, des SHARE-Projektes und der Studie von Grünthal et al. (2008) verglichen (Abb. 6.16).

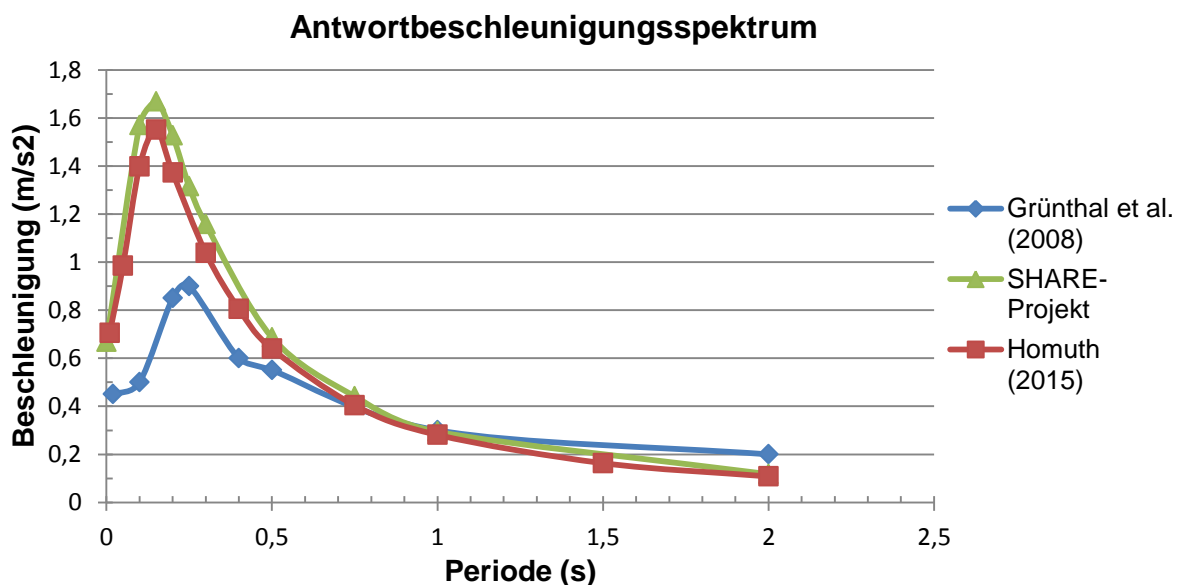


Abb. 6.16: Vergleich der Antwortbeschleunigungsspektren dieser Studie, des SHARE-Projektes und der Studie von Grünthal et al. (2008) für eine Überschreitungswahrscheinlichkeit von 10% in 50 Jahren ($T = 475a$).

Während das SHARE-Projekt und die hier dargestellte Gefährdungsanalyse zu vergleichbaren Werten gelangen, sind die Werte von Grünthal et al. (2008) deutlich geringer. Dieser doch sehr große Unterschied ist eindeutig mit den verwendeten Starkbodenbewegungsmodellen der unterschiedlichen Studien zu erklären. In dieser Studie, als auch im

SHARE-Projekt, wurden modernste Starkbodenbewegungsmodelle verwendet, die Grünthal et al. (2008) zu diesem Zeitpunkt noch nicht zur Verfügung standen, jedoch offensichtlich einen großen Effekt auf die Ergebnisse der PSHA haben (siehe auch Abschnitt 6.5). Der (deutlich geringere) Unterschied zwischen dem Ergebnis des SHARE-Projektes und der hier durchgeführten Analyse könnte in der Berücksichtigung der beiden älteren GMPE nach Abrahamson und Silva (1997) und Spudich et al. (1999) in dieser Studie liegen, wobei wohl vor allem das Starkbodenbewegungsmodell nach Spudich et al. (1999) zu geringeren Beschleunigungswerten tendiert (siehe Kapitel 6.4.1 und 6.5). Die gute Übereinstimmung von SHARE-Projekt und der hier vorgestellten Gefährdungsanalyse ist ebenfalls in der Gefährdungskurve (Abb. 6.17) zu erkennen, die nur geringe Unterschiede aufweist.

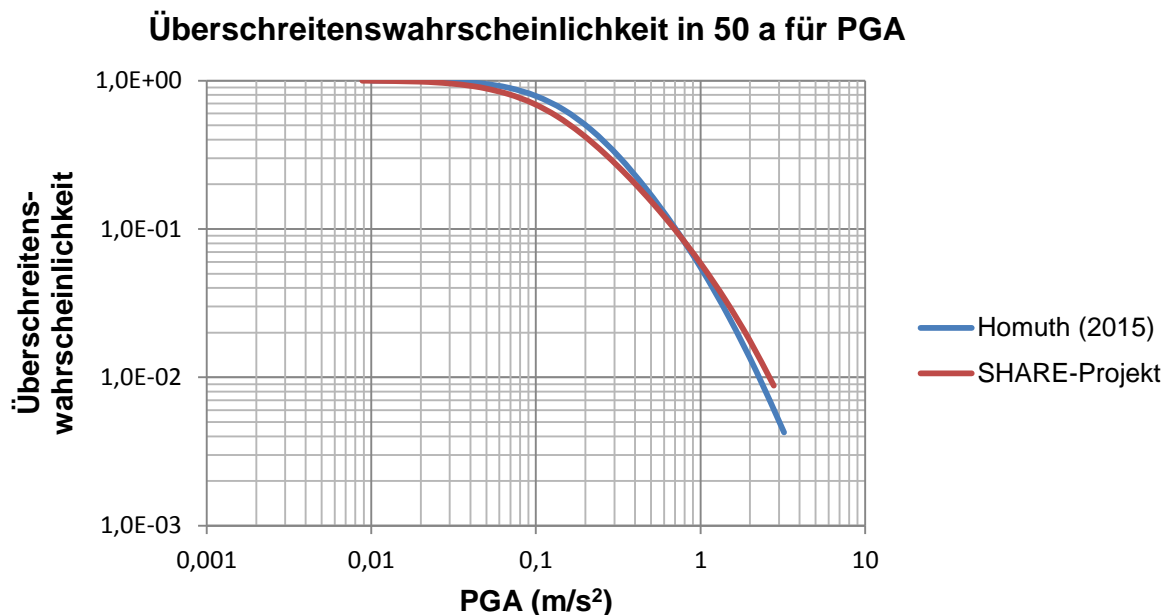


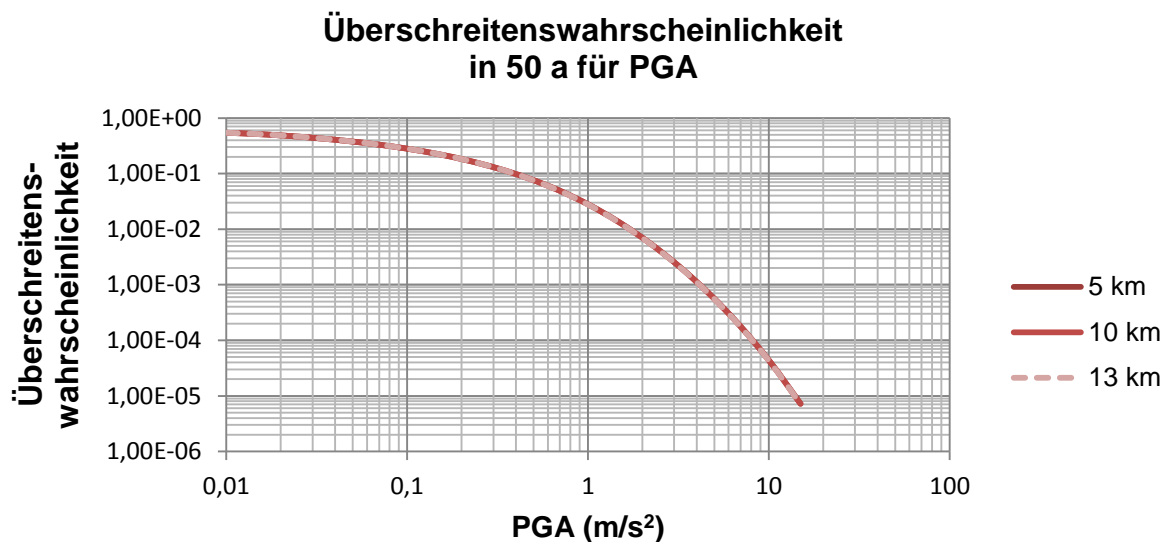
Abb. 6.17: Vergleich der Gefährdungskurve der Spitzenbodenbeschleunigung dieser Studie mit dem Ergebnis des SHARE-Projektes.

6.5 Sensitivitätstests

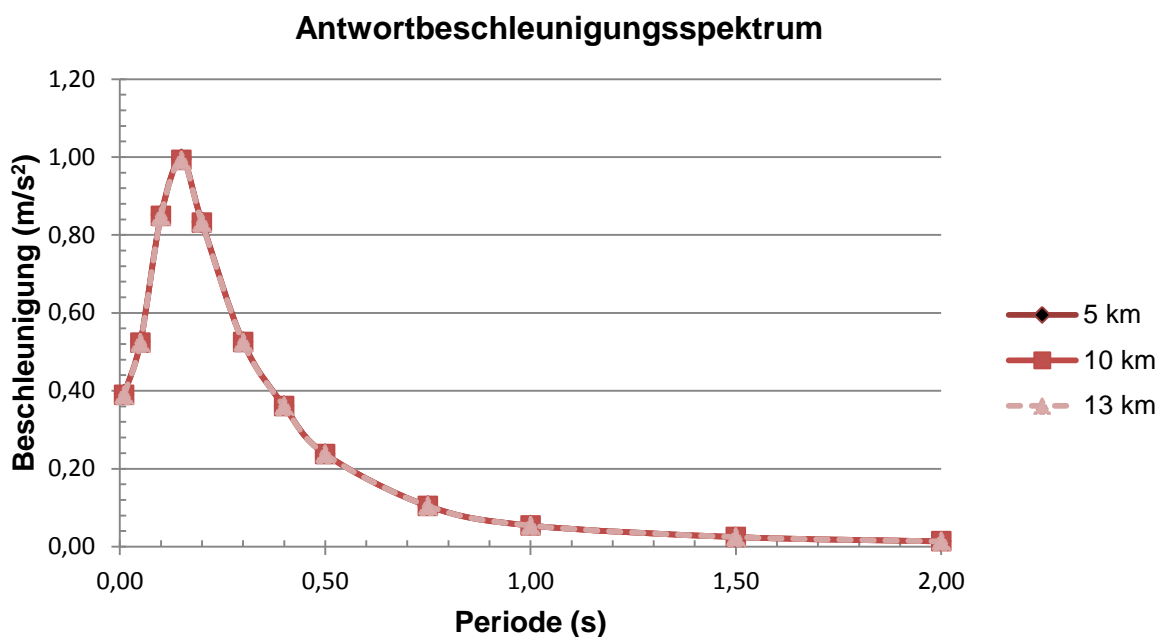
Es wurden sogenannte Sensitivitätstests durchgeführt, um den Einfluss der einzelnen Eingangsparameter auf das Endresultat der PSHA zu untersuchen. Getestet wurden dabei die Parameter charakteristische Herdtiefe, maximal zu erwartende Magnitude, b-Wert, GMPE und Quellregionenmodell. Alle Testberechnungen wurden anhand der Quellregion „nördlicher ORG“ für den Standort Trebur durchgeführt. D.h., dass die Gefährdung nur anhand von Daten innerhalb dieser Quellregion berechnet wurde und der Einfluss anderer Quellregionen absichtlich nicht berücksichtigt wurde. Daher sind die erhaltenen Absolutwerte nicht mit den Ergebnissen der Gefährdungsanalyse in Kapitel 6.4 zu vergleichen, es sollen lediglich die Größenordnungen der verschiedenen Testberechnungen verglichen werden. Es werden jeweils die Überschreitenswahrscheinlichkeiten in Abhängigkeit des PGA-Wertes dargestellt, als auch die Antwortbeschleunigungsspektren für eine Überschreitenswahrscheinlichkeit von 10% in den nächsten 50 Jahren ($T = 475a$).

Die seismische Gefährdung wurde für drei unterschiedliche charakteristische Herdtiefen (5 km, 10 km und 13 km) durchgeführt, alle anderen Parameter wurden festgesetzt und sind bei

allen drei Berechnungen identisch, so dass mögliche auftretende Unterschiede nur aufgrund von Variationen des Parameters der charakteristischen Herdtiefe entstehen können. Diese Vorgehensweise wurde auf alle übrigen getesteten Eingangsparameter übertragen. Abb. 6.18 zeigt, dass die Ergebnisse für alle drei Berechnungen für die Variation der charakteristischen Herdtiefe fast identisch sind.



a)



b)

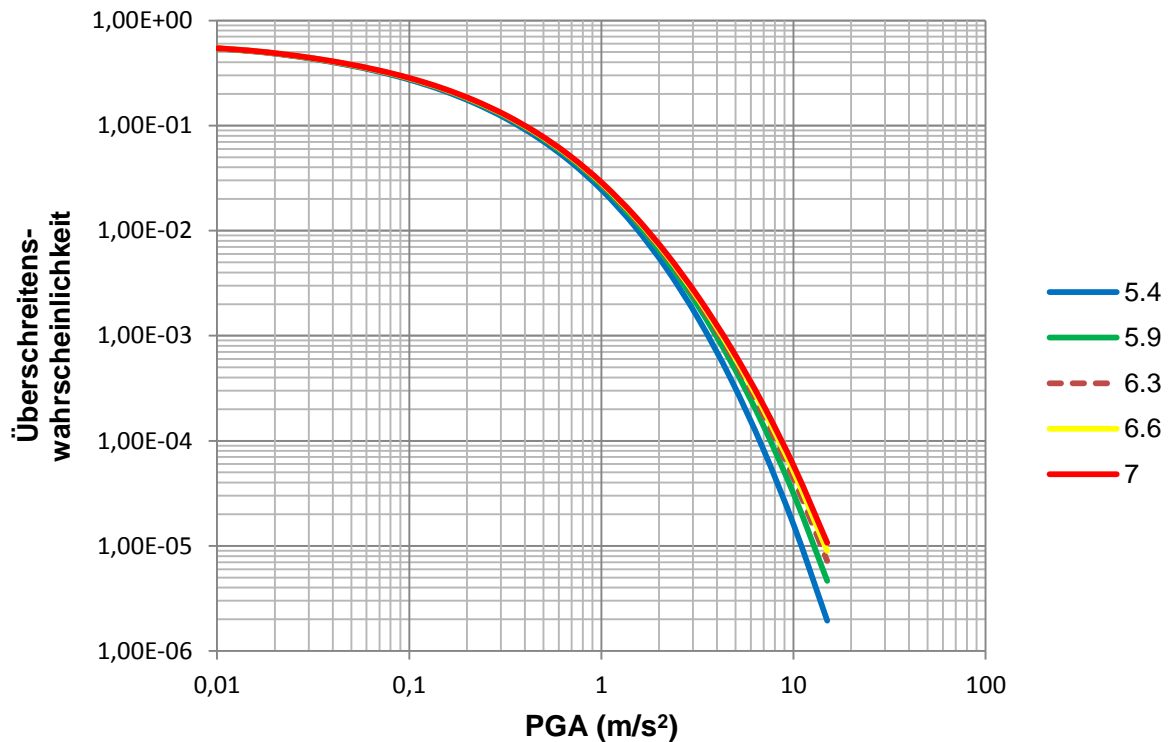
Abb. 6.18: a) Gefährdungskurve der Spitzenbodenbeschleunigung und b) Antwortbeschleunigungsspektrum für eine Überschreitenswahrscheinlichkeit von 10% in den nächsten 50 Jahren ($T = 475a$) für die drei getesteten charakteristischen Herdtiefen.

Tab. 6.8: PGA-Werte für eine Überschreitenswahrscheinlichkeit von 10% in den nächsten 50 Jahren ($T = 475a$) abhängig von der charakteristischen Herdtiefe.

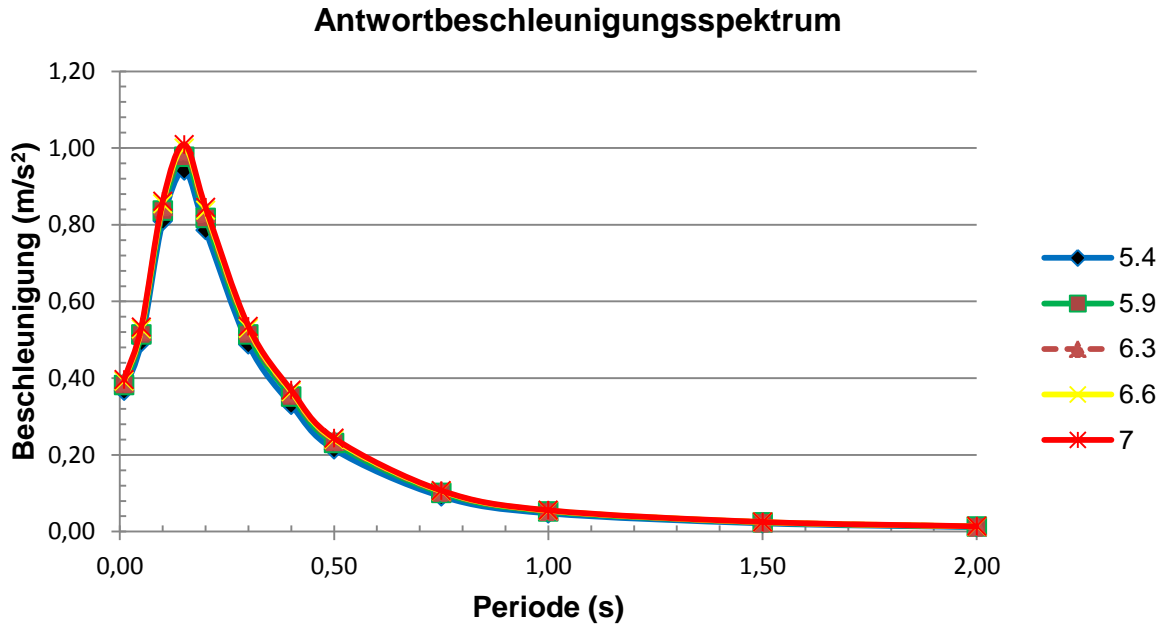
Herdtiefe (km)	PGA (m/s^2)
5	0,39039
10	0,38908
13	0,38858

Tab. 6.8 zeigt, dass die berechneten PGA-Werte eine Varianz von nur $0,0018 m/s^2$ aufweisen. Prozentual beträgt die Änderung damit gerade einmal $0,46\%$. Dies zeigt eindeutig den relativ geringen Einfluss der charakteristischen Herdtiefe auf das Endresultat. Im Falle der maximal zu erwartenden Magnitude wurden die Werte für M_{max} im Bereich von 5,4 bis 7,0 variiert. Die exakten Werte können Tab. 6.9 entnommen werden. Die berechneten Gefährdungskurven und Antwortbeschleunigungsspektren (Abb. 6.19) unterscheiden sich nur marginal. Bei genauerer Betrachtung der Gefährdungskurve fällt jedoch auf, dass für geringe Eintrittswahrscheinlichkeiten (ab 10^{-3} p.a.) Unterschiede zu erkennen sind und die Gefährdungskurven mit abnehmender Eintrittswahrscheinlichkeit und steigenden PGA-Werten stärker auseinanderlaufen, während sie für jährliche Eintrittswahrscheinlichkeiten oberhalb von 10^{-3} p.a. identisch verlaufen. Die berechneten PGA-Werte für eine Überschreitenswahrscheinlichkeit von 10% in den nächsten 50 Jahren variieren um $0,0291 m/s^2$ bzw. $7,34\%$. Der Einfluss von M_{max} auf das Endresultat ist demnach größer als der der charakteristischen Herdtiefe, mit unter 10% jedoch immer noch relativ gering.

Überschreitenswahrscheinlichkeit in 50 a für PGA



a)



b)

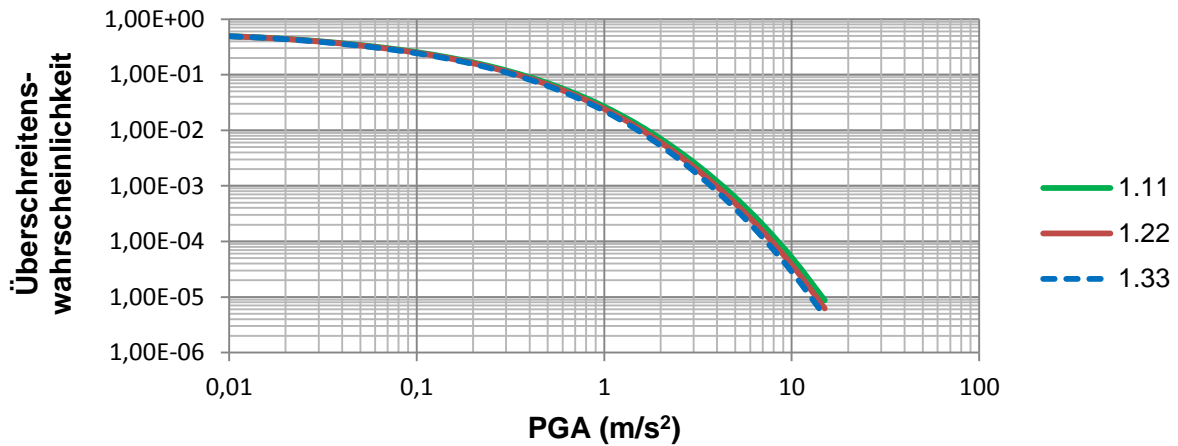
Abb. 6.19: a) Gefährdungskurve der Spitzenbodenbeschleunigung und b) Antwortbeschleunigungsspektrum für eine Überschreitenswahrscheinlichkeit von 10% in den nächsten 50 Jahren ($T = 475a$) für variierende maximal zu erwartende Magnituden.

Tab. 6.9: PGA-Werte für eine Überschreitenswahrscheinlichkeit von 10% in den nächsten 50 Jahren ($T = 475a$) abhängig von der maximal zu erwartenden Magnitude.

M_{max}	PGA (m/s^2)
5,4	0,36710
5,9	0,38251
6,3	0,38908
6,6	0,39246
7,0	0,39621

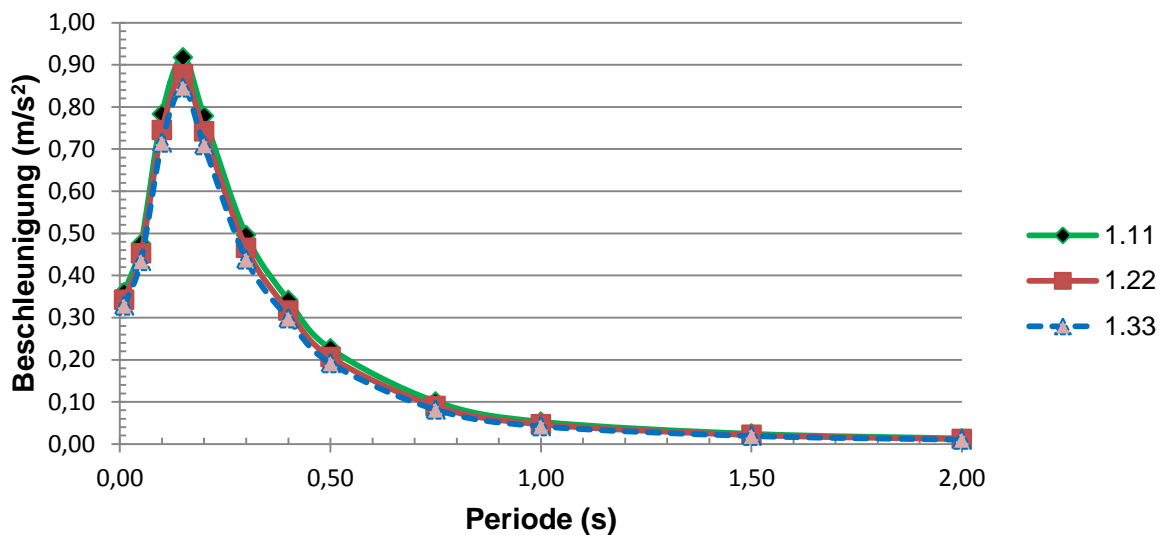
Ein ähnliches Bild kann bei der Variierung des b -Wertes erkannt werden. Die Berechnung wurde für drei verschiedene b -Werte durchgeführt, die Ergebnisse sind in Abb. 6.20 und Tab. 6.10 dargestellt. Die Variation in den PGA-Werten für eine Überschreitenswahrscheinlichkeit von 10% in den nächsten 50 Jahren liegt bei $0,0306 m/s^2$ bzw. 8,52% und damit wieder unterhalb von 10%. Die Gefährdung nimmt dabei mit ansteigendem b -Wert systematisch ab.

Überschreitenswahrscheinlichkeit in 50 a für PGA



a)

Antwortbeschleunigungsspektrum



b)

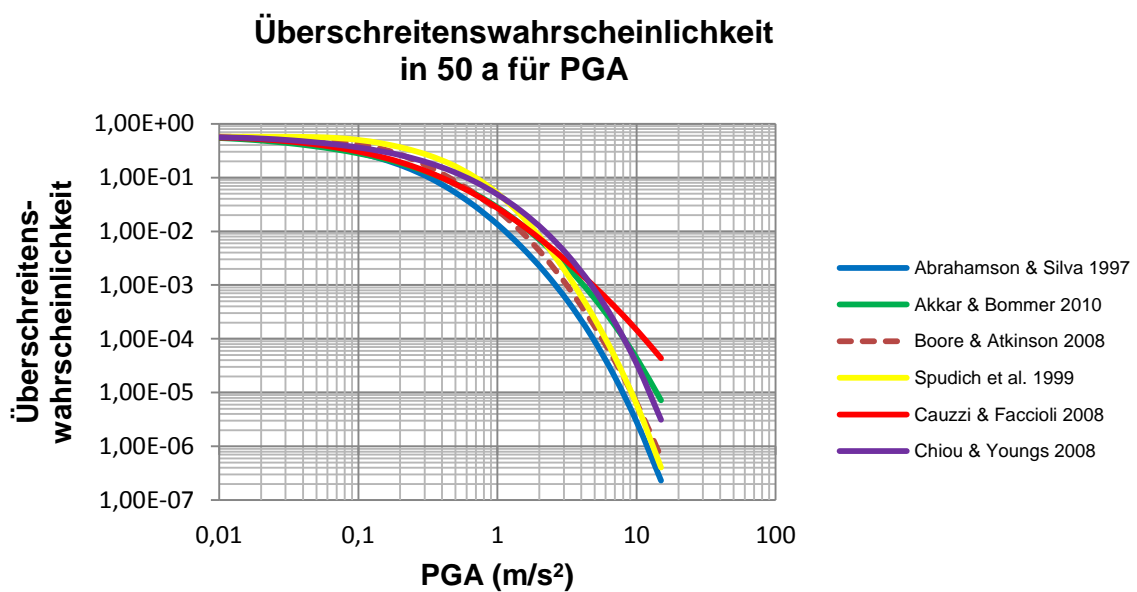
Abb. 6.20: a) Gefährdungskurve der Spitzenbodenbeschleunigung und b) Antwortbeschleunigungsspektrum für eine Überschreitenswahrscheinlichkeit von 10% in den nächsten 50 Jahren ($T = 475a$) für unterschiedliche b-Werte.

Tab. 6.10: PGA-Werte für eine Überschreitenswahrscheinlichkeit von 10% in den nächsten 50 Jahren ($T = 475a$) abhängig vom b-Wert.

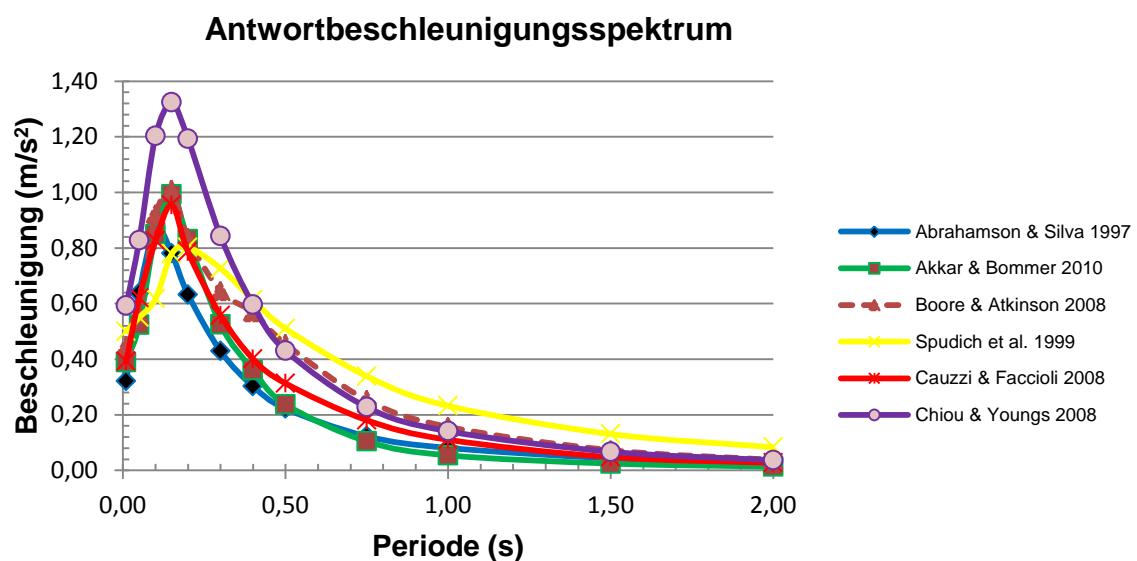
b-Wert	PGA (m/s ²)
1,11	0,35933
1,22	0,34197
1,33	0,32866

Variationen innerhalb der verwendeten Starkbodenbewegungsmodelle (Abb. 6.21) und Quellregionenmodelle (Abb. 6.22) wurden bereits in Abschnitt 6.4.1 angesprochen. Die Starkbodenbewegungsmodelle verhalten sich dabei ähnlich M_{max} und weisen bei

abnehmender Eintrittswahrscheinlichkeit bzw. zunehmender Beschleunigung immer größere Variationen auf (Abb. 6.21a). Es fällt auf, dass die älteren GMPE (Abrahamson und Silva, 1997; Spudich et al., 1999) bei größeren PGA-Werten eher zu geringeren Eintrittswahrscheinlichkeiten neigen, als die moderneren GMPE. Im Antwortbeschleunigungsspektrum (Abb. 6.21b) ist zu erkennen, dass das Starkbodenbewegungsmodell nach Chiou und Youngs (2008) im Vergleich mit den anderen modernen GMPE (Akkar und Bommer, 2010; Boore und Atkinson, 2008; Cauzzi und Faccioli, 2008) signifikant höhere PGA-Werte im Frequenzbereich von 20 Hz bis 100 Hz aufweist. Tab. 6.11 beinhaltet die berechneten PGA-Werte für eine Überschreitenswahrscheinlichkeit von 10% in den nächsten 50 Jahren für die unterschiedlichen GMPE. Diese weisen eine Varianz von $0,2711 \text{ m/s}^2$ bzw. 84,35% auf.



a)



b)

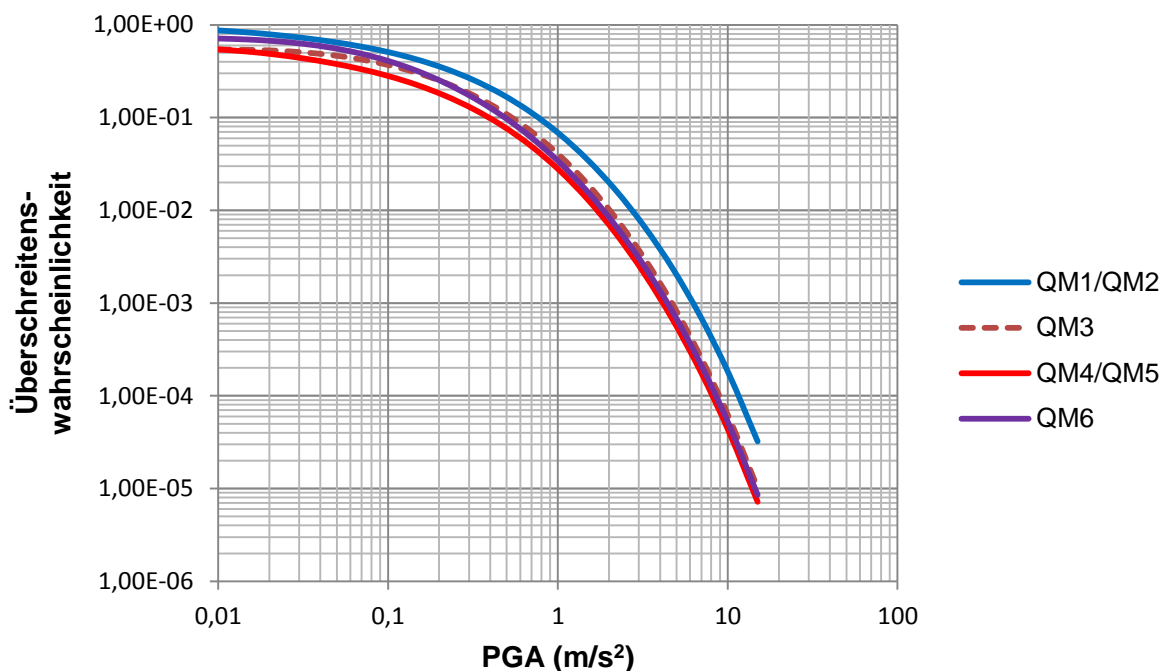
Abb. 6.21: a) Gefährdungskurve der Spitzenbodenbeschleunigung und b) Antwortbeschleunigungsspektrum für eine Überschreitenswahrscheinlichkeit von 10% in den nächsten 50 Jahren ($T = 475\text{a}$) für die getesteten Starkbodenbewegungsmodelle.

Tab. 6.11: PGA-Werte für eine Überschreitenswahrscheinlichkeit von 10% in den nächsten 50 Jahren ($T = 475a$) abhängig vom Starkbodenbewegungsmodell (GMPE).

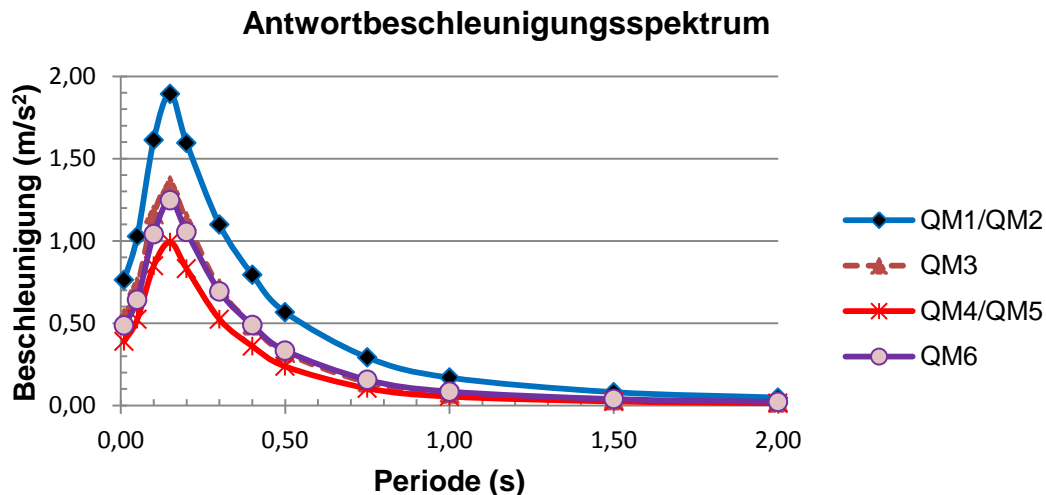
GMPE	PGA (m/s^2)
Abrahamson & Silva (1997)	0,32139
Akkar & Bommer (2010)	0,38908
Boore & Atkinson (2008)	0,44640
Spudich et al. (1999)	0,49495
Cauzzi & Faccioli (2008)	0,39198
Chiou & Youngs (2008)	0,59252

Um den Einfluss der Geometrie einer Quellregion auf das Gesamtergebnis zu simulieren wurde die Quellregion „nördlicher ORG“ entsprechend der Begrenzungen der sechs verwendeten Quellregionenmodelle verwendet. D.h., dass die Quellregion 5 aus QM1 (identisch mit Region 6 aus QM2), Region 14 aus QM3, Region 12 aus QM4 (identisch mit Region 11 aus QM5) und Region 10 aus QM6 miteinander verglichen wurden. Bei den unterschiedlichen Geometrien der Quellregionen sind keine größeren Veränderungen im Verlauf der Gefährdungskurve (Abb. 6.22a) zu erkennen, die großräumigeren Quellregionen (Q1 und Q2), die Daten des mittleren und südlichen ORG beinhalten, weisen deutlich höhere Werte auf als die kleinräumigen Modelle (Q3-Q6). Die berechneten PGA-Werte für eine Überschreitenswahrscheinlichkeit von 10% in den nächsten 50 Jahren weisen deshalb auch starke Variationen von bis zu $0,373 m/s^2$ bzw. 95,86% auf (Tab. 6.12). Dies verdeutlicht eindrucksvoll, dass die Geometrie und Abgrenzung der Quellregionen von elementarer Bedeutung für die PSHA ist und bestätigt die in der hier vorgelegten Studie angewendete geringere Wichtung der großräumigen Quellregionenmodelle.

Überschreitenswahrscheinlichkeit in 50 a für PGA



a)



b)

Abb. 6.22: a) Gefährdungskurve der Spitzenbodenbeschleunigung und b) Antwortbeschleunigungsspektrum für eine Überschreitenswahrscheinlichkeit von 10% in den nächsten 50 Jahren ($T = 475a$) für die unterschiedlichen Definitionen der Quellregion „nördlicher ORG“ der sechs Quellregionenmodelle.

Tab. 6.12: PGA-Werte für eine Überschreitenswahrscheinlichkeit von 10% in den nächsten 50 Jahren ($T = 475a$) abhängig vom Quellregionenmodell.

Quellregionenmodell	PGA (m/s ²)
QM1/QM2	0,76214
QM3	0,53175
QM4/QM5	0,38908
QM6	0,48601

Mit Hilfe der durchgeführten Sensitivitätstests konnte eindrucksvoll der unterschiedliche Einfluss der verschiedenen Eingangsparameter der PSHA auf das Endresultat der seismischen Gefährdung gezeigt werden. Die aus dem seismischen Katalog abgeleiteten Eingangsparameter h , β und M_{max} wurden für sinnvoll variierende Werte anhand der Quellregion „nördlicher ORG“ auf ihren Einfluss auf das Endresultat der PSHA getestet und für alle drei Parameter konnten Variationen von weniger als 10% bestimmt werden (für eine Wiederkehrperiode von $T = 475a$). Im Vergleich mit den Variationen, die aufgrund unterschiedlicher GMPE (84%) und Quellregionenmodellen (96%) festgestellt werden konnten, ist der Einfluss dieser drei Größen auf das Endresultat nicht stark ausschlaggebend. Vielmehr sind genaue Überlegungen im Hinblick auf die Auswahl der GMPE und der Einteilung der Quellregionen von größerer Bedeutung. Mit der hier durchgeführten PSHA konnte im Vergleich zu älteren Studien eine wesentlich höhere seismische Gefährdung für den nördlichen ORG bestimmt werden, die durch die publizierten Werte des SHARE-Projektes bestätigt werden konnten. Durch die Registrierung des Magnitude 4,2 Erdbebens vom 17. Mai 2014 bei Ober-Ramstadt mit dem SiMoN Netzwerk konnten in direkter Umgebung des Epizentrums die aufgetretenen Beschleunigungen gemessen werden. So konnte an der nächsten Station (ERNS) eine Beschleunigung von $1,53 \text{ m/s}^2$ für eine Frequenz von 5 Hz gemessen werden. Laut Gefährdungskurve beträgt die Wahrscheinlichkeit, dass ein Erdbeben im nördlichen ORG solche Beschleunigungen in den nächsten 50 Jahren hervorruft 0,07. Dies verdeutlicht noch einmal die Seltenheit des Auftretens eines solchen Erdbebens im nördlichen ORG.

Kapitel 7

7. Schlussfolgerungen und Ausblick

Die Charakterisierung der lokalen Seismizität und der Spannungsverhältnisse in urbanen Regionen gewinnt im Zuge der Energiewende stetig an Bedeutung. Regionen wie der nördliche ORG, die sich u.a. für eine geothermische Nutzung eignen, stehen dabei in den letzten Jahren in Deutschland besonders im Fokus, da durch das Eingreifen des Menschen in den Untergrund Spannungsverhältnisse verändert werden können und eine Überwachung dieser Maßnahmen sowie eine Zuordnung möglicher induzierter Ereignisse durch eine im Vorfeld durchgeführte Analyse der natürlichen Seismizität verbessert wird.

Diese Arbeit wurde mit der Motivation begonnen, die spärliche Datengrundlage zur natürlichen Seismizität und den daraus resultierenden Spannungsverhältnissen im nördlichen ORG zu erweitern. Mit den hier dargestellten Ergebnissen wurde erstmalig die natürliche Seismizität der Region im Detail untersucht und ein Datensatz von bisher nicht erreichter Qualität und Quantität erzeugt. Dieser neue Datensatz ermöglicht eine genaue Analyse der natürlichen Seismizität, der Spannungsverhältnisse und der seismischen Gefährdung des nördlichen ORG. Erst durch den in dieser Arbeit beschriebenen Einsatz von lokalen seismischen Messstationen und der Verwendung unterschiedlichster Methoden zur Charakterisierung der Seismizität wurde es möglich, die dargestellten Ergebnisse zu erhalten und zu analysieren. Hohe Rauschbedingungen, unterschiedliche seismische Aktivitätsraten, starke Variationen im Spannungsfeld und eine bisher eher unterschätzte seismische Gefährdung charakterisieren das Untersuchungsgebiet.

Die ausführliche Untersuchung hinsichtlich der Rauschbedingungen im nördlichen ORG liefert einen einmaligen Einblick in die Variationen seismischer Rauschbedingungen in einer urbanen, dicht besiedelten Region. Es konnte eindrucksvoll der Einfluss unterschiedlicher Untergrundverhältnisse auf das seismische Rauschen und das Auflösungsvermögen eines lokalen seismischen Netzwerkes dargestellt werden. Mittels dieser Messungen und bestimmten Rauschbedingungen kann in Zukunft eine Planung von neuen Netzwerken im nördlichen ORG mit einer bis dahin nicht vorhandenen qualitativ hochwertigen Datengrundlage erfolgen. So können z.B. Überwachungsnetzwerke geothermischer Anlagen in Zukunft bereits ohne großangelegte Testrauschmessungen im Vorhinein geplant werden und die Notwendigkeit für Bohrlochmessungen in bestimmten Regionen abgesehen werden.

Das innerhalb dieser Arbeit installierte lokale Seismometernetzwerk führte zu einer deutlichen Verbesserung der Lokalisierungsgenauigkeit und zu einer Absenkung der Detektionsschwelle. Die Seismizität im nördlichen ORG ist räumlich nicht gleichmäßig verteilt. Entlang der östlichen Grabenschulter konnte im Vergleich zur westlichen Grabenschulter eine deutlich erhöhte seismische Aktivität festgestellt werden. Der Grabenbereich an sich ist seismisch aktiv, jedoch konnten nur Ereignisse in Tiefen ab 9 km lokalisiert werden. Die ermittelte fehlende Seismizität in der oberen Kruste im Grabengebiet könnte das Resultat einer vorherrschenden aseismischen Deformation in diesem Tiefenbereich sein. Dieses Ergebnis ist für zukünftige tiefengeothermische Projekte in der Region von großer Bedeutung, da eine mögliche induzierte Seismizität in seismisch aktiven Zonen eher auftritt, als in Regionen mit geringeren Seismizitätsraten (Evans et al., 2012). Ebenso sind die registrierten Ereignisse im eher geringen Magnitudenbereich wichtig, um

eine spätere mögliche Unterscheidung zwischen natürlichen und induzierten Ereignissen zu ermöglichen. Ohne die Auswertungen in dieser Arbeit wären ebenso die Ausmaße und die Genauigkeit der Erdbebenserie bei Ober-Ramstadt nicht bestimmbar gewesen. So war es möglich, eine mögliche vertikale Migration der Ereignisse festzustellen, als auch eine räumliche Unterteilung in zwei unterschiedliche Cluster, die leicht abweichende Herdflächenlösungen aufweisen. Durch die Charakterisierung der natürlichen Seismizität im nördlichen ORG können nun seismisch aktive und inaktive Bereiche voneinander unterschieden werden und die Daten für eine genauere seismische Gefährdungsanalyse verwendet werden.

Aufbauend auf dem neu erstellten Datensatz der natürlichen Seismizität konnte erstmalig eine aussagekräftige Analyse der Spannungsverhältnisse im nördlichen ORG durchgeführt werden. Aufgrund der hohen Datenqualität, aber auch der deutlich gestiegenen Quantität, konnte neben der großräumig vorherrschenden in NW-SE Richtung verlaufenden maximalen kompressiven Spannung eine Region im westlichen Teil des nördlichen ORG bestimmt werden, die von diesem großräumigen Trend stark abweichende Spannungsrichtungen aufweist. Ebenso konnte eine genauere Bestimmung des vorherrschenden Herdmechanismus in der Region durchgeführt werden. Bis dato wurde eher von einem abschiebenden tektonischen Regime ausgegangen, vergleichbar mit dem des zentralen ORG. Die Ergebnisse dieser Arbeit zeigen, dass dies eindeutig für den nördlichen ORG nicht zutrifft und dass die Region eher von Blattverschiebungen dominiert wird. Diese Informationen sind für vielerlei Anwendungen von Bedeutung, direkten Einfluss werden und haben sie vor allem auf geomechanische Modellierungen, die z.B. für die Geothermievorhaben bei Trebur und Wiesbaden erstellt wurden.

Eine Abweichung von bisherigen Ergebnissen konnte auch bei der durchgeführten seismischen Gefährdungsanalyse festgestellt werden. So wurde eine höhere Gefährdung des nördlichen ORG aufgrund der natürlichen Seismizität berechnet, die durch eine zeitgleich veröffentlichte Studie (SHARE-Projekt, z.B. Hiemer et al., 2014) bestätigt wurde. Diese seismische Gefährdungsanalyse ist im Hinblick auf mögliche induzierte Erdbeben im nördlichen ORG von Bedeutung, um einen Vergleich der Gefährdung aufgrund von induzierter und natürlicher Seismizität durchzuführen und feststellen zu können, ob es durch eine mögliche induzierte Seismizität zu einer erhöhten seismischen Gefährdung der Region kommt.

In zukünftigen Untersuchungen sollte eine wesentliche Aufgabe darin bestehen, die Geschwindigkeitsstruktur unterhalb des nördlichen ORG noch besser zu verstehen, um eine noch genauere Lokalisierung seismischer Ereignisse zu ermöglichen. Dabei wäre eine Lokalisierung mit einem 2D- oder bestenfalls sogar 3D-Geschwindigkeitsmodell wünschenswert. Genauso interessant wäre eine Bestimmung der Moho-Tiefen im Untersuchungsgebiet, z.B. durch Auswertung von Receiver-Funktionen teleseismischer Erdbeben. Eine Erklärung für die vom großräumigen Spannungsfeld abweichenden Herdflächenlösungen der Ereignisse im westlichen Teil des nördlichen ORG konnte bisher trotz großem Aufwand während der geomechanischen Modellierung innerhalb des SiMoN Projektes nicht gefunden werden. Dieses Phänomen sollte in Zukunft noch genauer betrachtet werden. Ebenso könnten neu bestimmte Momententensoranalysen unter Verwendung der Amplituden der direkten Phasen für Ereignisse mit geringeren Magnituden angewendet werden, um den tatsächlichen double couple Anteil zu ermitteln und einen Vergleich mit den erstellten Herdflächenlösungen ziehen zu können. Dies war innerhalb

dieser Arbeit nur begrenzt möglich. Eine Auswertung teleseismischer Erdbeben im Hinblick auf ein mögliches SKS-Splitting wäre ebenfalls von Interesse und es könnte ein Vergleich mit den in dieser Arbeit aus den lokalen Erdbeben abgeleiteten Splittingparametern erfolgen. Ein wesentlicher Punkt, der in dieser Arbeit noch nicht endgültig abgeschlossen werden konnte, stellt die Erdbebenserie bei Ober-Ramstadt dar. Hier sollten in Zukunft weiterführende Untersuchungen durchgeführt werden, um den Auslösemechanismus dieser Erdbebenserie genauer zu bestimmen.

Die durchgeführte seismische Gefährdungsanalyse geht von einem Poisson-verteilten Erdbebenkatalog aus. In diesem Falle werden statistisch abhängige Ereignisse (Vor- und Nachbeben, Schwarmereignisse, etc.) aussortiert und nur die Hauptstöße gehen in die Berechnungen ein. Von Interesse wäre eine Weiterentwicklung dieser Gefährdungsanalyse hin zu nicht Poisson-verteilten Katalogen, die dann auch die Gefährdung aufgrund der aufgetretenen Schwarmbeben im nördlichen ORG berücksichtigen könnte. Des Weiteren gingen bisher keine lokalen Verstärkungsfaktoren in die Berechnung der seismischen Gefährdung ein. Im Falle der Bestimmung der Gefährdung für einen konkreten Standort sollten demnach diese Verstärkungsfaktoren berücksichtigt werden. So könnten z.B. bestimmten Regionen durch eine Mikrozonierung ein bestimmter Verstärkungsfaktor zugewiesen und somit die seismische Gefährdung für einen Standort noch genauer bestimmt werden. In Hinsicht auf tiefengeothermische Projekte in der Region und mögliche Auswirkungen aufgrund einer induzierten Seismizität wäre dies wünschenswert. Im Hinblick auf weitere seismische Überwachungsnetzwerke im nördlichen ORG könnte eine Untersuchung vertikaler Variationen der Rauschbedingungen in Bohrlöchern wichtige Informationen liefern, in welchen Regionen bestimmte Tiefen von Bohrlöchern ausreichend sind, um eine genaue Überwachung tiefengeothermischer Projekte zu ermöglichen. Für die Industrie und die Wissenschaft könnten diese Untersuchungen zu einer enormen Kosteneinsparung führen, sollte sich herausstellen, dass die in dieser Arbeit sich abzeichnende, bereits in relativ geringen Tiefen deutliche Verbesserung der Rauschbedingungen, auch bei systematischen Untersuchungen der vertikalen Variationen der Rauschbedingungen in Bohrlöchern, bestätigt werden könnte. Diese Untersuchungen sind noch Teil des SiMoN Projektes, die jedoch zum Zeitpunkt der Erstellung dieser Arbeit noch nicht abgeschlossen waren.

Literaturverzeichnis

Abrahamson, N.A., Silva, W.J., 1997. Empirical Response Spectral Attenuation Relations for Shallow Crustal Earthquakes. *Seismol. Res. Lett.*, vol. 68, no. 1, 94-127.

Ahorner, L., 1975. Present-day stress field and seismotectonic block movements along major fault zones in Central Europe. *Tectonophysics*, vol. 29, no. 6, 233-249.

Ahorner, L., Baier, B., Bonjer, K.-P., 1983. General pattern of seismotectonic dislocation and the earthquake-generating field in central Europe between the Alps and the North Sea. In: H.J. Illies, K. Fuchs, K. von Gehlen, H. Mälzer, H. Murawski, A. Semmel (Hrsg.), *Plateau Uplift: The Rhenish Massif – A Case History*. Springer Verlag, Heidelberg, S. 187-197.

Aki, K., 1965. Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log(N) = a - bM$ and its confidence limits, *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.*, 43, 237-239.

Aki, K., Richards, P.G., 2002. *Quantitative Seismology, Second Edition*. University Science Books, Sausalito, 700 S.

Akkar, S., Bommer, J.J., 2010. Empirical Equations for the Prediction of PGA, PGV, and Spectral Accelerations in Europe, the Mediterranean Region, and the Middle East. *Seismol. Res. Lett.*, vol. 81, no. 2, 195-206, DOI 10.1785/gssrl.81.2.195.

Allen, T.I., Wald, D.J., 2007. Topographic Slope as a Proxy for Seismic Site Conditions (V_{s30}) and Amplification around the Globe, U.S. Geological Survey, Open File Report 2007-1357, 69 S.

Anderle, H.-J., 1974. Block tectonic interrelations between northern Upper Rhine graben and southern Taunus mountains. In: J.H. Illies und K. Fuchs (Hrsg.), *Approaches to Taphrogenesis*. Schweizerbart, Stuttgart, 243-253.

Anderson, J.A., Wood, H.O., 1925. Description and theory of the torsion seismometer. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 15(1), 72p.

Angelier, J., Mechler, P., 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XIX, 6, 1309-1318.

Baisch, S., Fritschen, R., Groos, J., Kraft, T., Plenefisch, T., Plenkens, K., Ritter, J., Wassermann, J., 2012. Empfehlungen zur Überwachung induzierter Seismizität – Positionspapier des FKPE, *Mitteilungen der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft*, Nr. 3/2012: 17-31.

Barth, A., Ritter, J.R.R., Wenzel, F., 2015. Spatial variations of earthquake occurrence and coseismic deformation in the Upper Rhine Graben, Central Europe. *Tectonophysics*, eingereicht.

Bartz, J., 1974. Die Mächtigkeit des Quartärs im Oberrheingraben. In: J.H. Illies und K. Fuchs (Hrsg.). *Approaches to Taphrogenesis*. Schweizerbart, Stuttgart, 78-84.

- Behr, H.J., Heinrichs, T., 1987. Geological interpretation of DEKORP 2-S: A deep seismic reflection profile across the Saxothuringian and possible implications for the late Variscan structural evolution of Central Europe. *Tectonophysics*, 142, 173-202.
- Blascheck, P., Joswig, M., 2013. Nanoseismische Messungen im SiMoN-Projekt. Posterbeitrag, Geothermiekongress 2013, Essen.
- Bokelmann, G.H., Baisch, S., 1999. Nature of narrow-band signals at 2.083 Hz. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 156-164.
- Bonjer, K.-P., Gelbke, C., Gilg, R., Rouland, D., Mayer-Rosa, D., Massinon, B., 1984. Seismicity and dynamics of the upper Rhinegraben. *J. Geophys.*, 55, 1-12.
- Bonjer, K.-P., 1997. Seismicity pattern and style of seismic faulting at the eastern borderfault of the southern Rhine Graben. *Tectonophysics*, 275, 41-69.
- Bonnefoy-Claudet, S., Cotton, F., Bard, P.-Y., 2006. The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies: A literature review. *Earth-Sci. Rev.*, 79, 205–227.
- Boore, D.M., Atkinson, G.M., 2008. Ground-Motion Prediction Equations for the Average Horizontal Component of PGA, PGV, and 5%-Damped PSA at Spectral Periods between 0.01 s and 10.0 s. *Earthq. Spectra*, vol. 24, no. 1, 99-138.
- Booth, D.C., Crampin, S., 1985. Shear-wave polarizations on a curved wavefront at an isotropic free-surface. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 83, 31-45.
- Bormann, P., Klinge, K., Wylegalla, K., 1997. Analysis of broadband seismic noise at the German Regional Seismograph Network and search for improved alternative station sites. *Journal of Seismology*, 1, p. 357-381.
- Bräuer, K., Kämpf, H., Strauch, G., Weise, S.M., 2003. Isotopic evidence ($^3\text{He}/^4\text{He}$, $^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$) of fluid-triggered intraplate seismicity. *Journal of Geophysical Research*, 108 (B2), 2070. DOI <http://dx.doi.org/10.1029/2002JB002077>.
- Bridges, D.L., Gao, S., 2006. Spatial variation of seismic b-values beneath Makushin Volcano, Unalaska Island, Alaska. *Earth and Planetary Science Letters*, 245, 408-415. DOI <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2006.03.010>.
- Brun, J.P., Gutscher, M.-A., DEKORP-ECORS Team, 1992. Deep crustal structure of the Rhine Graben from DEKORP-ECORS seismic reflection data: a summary. *Tectonophysics*, 208, 139-147.
- Buchmann, T.J., Connolly, P.T., 2007. Contemporary kinematics of the Upper Rhine Graben: A 3D finite element approach. *Global and Planetary Change*, 58, 287-309.
- Cauzzi, C., Faccioli, E., 2008. Broadband (0.05 to 20 s) prediction of displacement response spectra based on worldwide digital records. *J. Seismol.*, 12:453-475, DOI 10.1007/s10950-008-9098-y.
- Chen, K.-C., CHIU, J.M., YANG, Y.T., 1994. Q_p - Q_s relations in the sedimentary basin of the upper Mississippi embayment using converted phases. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84(6), 1861-1868.

- Chiou, B.S.-J., Youngs, R.R., 2008. An NGA model for the average horizontal component of peak ground motion and response spectra. *Earthq. Spectra*, 24(1), 173-215.
- Cooley, J.W., Tukey, J.W., 1965. An algorithm for the machine calculation of complex Fourier series. *Math. Comp.*, 19, 297-301, DOI dx.doi.org/10.1090/S0025-5718-1965-0178586-1.
- Cornell, C.A., 1968. Engineering Seismic Risk Analysis. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 58 (5), 1583-1606.
- Cornell, C.A., 1994. Statistical analysis of maximum magnitudes. In: *The Earthquakes of Stable Continental Regions, Vol. 1: Assessment of Large Earthquake Potential*. Electric Power Research Institute (EPRI) TR-102261-V1, 5-1-5-27.
- Coward, D., Turner, J., Blair, D., Galybin, K., 2005. Characterizing seismic noise in the 2-20 Hz band at a gravitational wave observatory. *Review of Scientific Instruments*, 76, 44501-1-44501-5.
- Dahm, T., Fischer, T., Hainzl, S., 2008. Mechanical intrusion models and their implications for the possibility of magma-driven swarms in NW Bohemia region. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 52, 529-548.
- Deichmann, N., Garcia-Fernandez, M., 2007. Rupture geometry from high-precision relative hypocentre locations of microearthquake clusters. *Geophys. J. Int.*, vol. 110, no. 3, 501-517, DOI 10.1111/j.1365-246X.1992.tb02088.x.
- Derer, C.E., Schumacher, M.E., Schäfer, A., 2005. The northern Upper Rhine Graben: basin geometry and early syn-rift tectono-sedimentary evolution. *Int. J. Earth Sci.*, 94:640-656, DOI 10.1007/s00531-005-0515-y.
- Dèzes, P., Schmid, S.M., Ziegler, P.A., 2004. Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics*, 389, 1-33.
- DIN4150-3:1999-03. Erschütterungen im Bauwesen – Teil 3: Einwirkungen auf bauliche Anlagen. Deutsches Institut für Normung e.V., Berlin (1999).
- DIN4149. Bauten in deutschen Erdbebengebieten – Lastannahmen, Bemessung und Ausführung üblicher Hochbauten. Deutsches Institut für Normung e.V., Berlin (2005).
- DIN EN 1998-1. Eurocode 8: Auslegung von Bauwerken gegen Erdbeben – Teil 1: Grundlagen, Erdbebeneinwirkungen und Regeln für Hochbauten; Deutsche Fassung EN 1998-1:2004 + AC:2009. Deutsches Institut für Normung e.V., Berlin (2010).
- Dodge, D., Beroza, G.C., Ellsworth, W.L., 1995. Evolution of the 1992 Landers, California, foreshock sequence and its implications for earthquake nucleation, *J. Geophys. Res.*, 100, 9865-9880.
- Doehl, F., Olbrecht, W., 1974. An Isobath Map of the Tertiary Base in the Rhinegraben. In: Illies, J.H. und Fuchs, K. (Hrsg.): *Approaches to Taphrogenesis*. Schweizerbart, Stuttgart, 71-72.
- Dreger, D.S., 2003. TDMT_INV: Time Domain Seismic Moment Tensor INVersion. *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, 81B:1627.

- Ebel, J.E., Bonjer, K.-P., 1990. Moment tensor inversion of small earthquakes in southwestern Germany for the fault plane solution. *Geophys. J. Int.*, 101, 133-146.
- Ebinger, C.J., Keir, D., Ayele, A., Calais, E., Wright, T.J., Belachew, M., Hammond, J.O.S., Campbell, E., Buck, W.R., 2008. Capturing magma intrusion and faulting processes during continental rupture: seismicity of the Dabbahu (Afar) rift. *Geophysical Journal International*, 174, 1138-1152. DOI <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03877.x>.
- Edel, J.-B., Whitechurch, H., Diraison, M., 2006. Seismicity wedge beneath the Upper Rhine Graben due to backwards Alpine push?. *Tectonophysics*, 428, 49-64.
- Edel, J.-B., Schulmann, K., Rotstein, Y., 2007. The Variscan tectonic inheritance of the Upper Rhine Graben: evidence of reactivations in the Lias, Late Eocene-Oligocene up to recent. *Int. J. Earth Sci.*, 96:305-325, DOI 10.1007/s00531-006-0092-8.
- Evans, K.F., Zappone, A., Kraft, T., Deichmann, N., Moia, F., 2012. A survey of the induced seismic responses to fluid injection in geothermal and CO₂ reservoirs in Europe. *Geothermics*, 41, 30-54.
- Fäh, D., Stamm, G., Havenith, H.B., 2008. Analysis of three-component ambient vibration measurements. *Geophys. J. Int.*, 172, 199–213.
- Fracassi, U., Nivière, B., Winter, T., 2005. First appraisal to define prospective seismogenic sources from historical earthquake damages in southern Upper Rhine Graben. *Quat. Sci. Rev.*, 24, 403-425.
- Fréchet, J., 1985. Sismogenèse et doublets sismiques, Thèse d'Etat, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 206 S.
- Fritsche, J.-G., Kracht, M., Knevels, J., Pursche, T., 2010. Nutzung tiefer Geothermie in Hessen. Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Wiesbaden, 12 S.
- Gardine, M., West, M., Werner, C., Doukas, M., 2011. Evidence of magma intrusion at Fourpeaked Volcano, Alaska in 2006 - 2007 from a rapid-response seismic network and volcanic gases. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 200, 192–200. DOI <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.11.018>.
- Geiger, L., 1910. Herdbestimmung bei Erdbeben aus den Ankunftszeiten, *K. Ges. Wiss. Göttingen*, 4, 331–349.
- Geissler, W.H., Kämpf, H., Kind, R., Bräuer, K., Klinge, K., Plenefisch, T., Horálek, J., Zedník, J., Nehybka, V., 2005. Seismic structure and location of a CO₂ source in the upper mantle of the western Eger (Ohře) rift, central Europe. *Tectonics*, 24, TC5001. DOI <http://dx.doi.org/10.1029/2004TC001672>.
- Giardini, D., 2009. Geothermal quake risks must be faced. *Nature*, 462, 848-849.
- Giardini, D., Woessner, J., Danciu, L., et al., 2013. SHARE European Seismic Hazard Map for Peak Ground Acceleration, 10% Exceedance Probability in 50 years. DOI 10.2777/30345.
- Gomberg, J.S., Shedlock, K.M., Roecker, S.W., 1990. The effect of S-wave arrival times on the accuracy of hypocenter estimation. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 1605-1628.

- Got, J.-L., Fréchet, J., Klein, F.W., 1994. Deep fault plane geometry inferred from multiplet relative relocation beneath the south flank of Kilauea. *J. Geophys. Res.* 99, 15,375-15,386.
- Groos, J.C., Ritter, J.R.R., 2009. Time domain classification and quantification of seismic noise in an urban environment. *Geophys. J. Int.*, 179, 1213-1231, DOI 10.1111/j.1365-246X.2009.04343.x.
- Groos, J., Ritter, J.R.R., 2010. Seismic noise: A challenge and opportunity for seismological monitoring in densely populated areas. In: Ritter, J. und Oth, A. (Hrsg.), *Induced Seismicity, Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, 30, 87-97.
- Groos, J.C., 2010. *Broadband Seismic Noise: Classification and Green's Function Estimation*, Dissertation, Karlsruher Institut für Technologie, Karlsruhe, 165 S.
- Groos, J.C., Fritschen, R., Ritter, J.R.R., 2013. Untersuchung induzierter Erdbeben hinsichtlich ihrer Spürbarkeit und eventueller Schadenswirkung anhand der DIN 4150. *Bauingenieur*, 88, 374-384.
- Grünthal, G., 1989. About the history of earthquake activity in the focal region Vogtland/Western Bohemia. In: Bormann, P. (Hrsg.), *Monitoring and Analysis of the Earthquake Swarm 1985/86 in the Region Vogtland/Western Bohemia*. Akad. der Wissensch. der DDR, Potsdam, S. 30-34.
- Grünthal, G., 1997. Seismic hazard assessments in central and northern Europe - Review of activities of the GSHAP-Regional Center 3. 29th IASPEI General Assembly Workshop 17 (Thessaloniki/Greece). *Proceedings*, 384.
- Grünthal, G. (Hrsg.), 1998. *European Macroseismic Scale 1998 (EMS-98)*. Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie 15, Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, Luxembourg, 99 S.
- Grünthal, G., 2008. Erdbebengefährdungskarten für die Bemessung von Stauanlagen nach DIN 19700. In: *Erfahrungsaustausch Betrieb von Hochwasserrückhaltebecken in Baden-Württemberg. Berichtsband 14. Jahrestagung "Sicherheitsrelevante Einwirkungen auf Hochwasserrückhaltebecken - Extreme Betriebszustände"*, Stuttgart, 20. November 2007, WBW Fortbildungsgesellschaft für Gewässerentwicklung mbH, Karlsruhe, 25-29.
- Grünthal, G., Bosse, C., 1996. Probabilistische Karte der Erdbebengefährdung der Bundesrepublik Deutschland - Erdbebenzonierungskarte für das Nationale Anwendungsdokument zum Eurocode 8: Forschungsbericht. *Scientific Technical Report 96/10*, GeoForschungsZentrum Potsdam, 24 S., Potsdam.
- Grünthal, G., Mayer-Rosa, D., Lenhardt, W., 1998. Abschätzung der Erdbebengefährdung für die D-A-CH-Staaten - Deutschland, Österreich, Schweiz. *Bautechnik* 75 (10), 753-767.
- Grünthal, G., GSHAP Region 3 Working Group, 1999. Seismic hazard assessment for central, north and northwest Europe: GSHAP Region 3. *Annali di Geofisica*, 42 (6), 999-1011.
- Grünthal, G., Wahlström, R., 2006. New generation of probabilistic seismic hazard assessment for the area Cologne/Aachen considering the uncertainties of the input data. *Natural Hazards*, 38 (1-2), 159-176

- Grünthal, G., Bosse, C., Stromeyer, D., 2009a. Die neue Generation der probabilistischen seismischen Gefährdungseinschätzung der Bundesrepublik Deutschland. Version 2007 mit Anwendung für die Erdbeben-Lastfälle der DIN 19700:2004-07 „Stauanlagen“. Scientific Technical Report STR09/07, GeoForschungsZentrum Potsdam, 84 S.
- Grünthal, G., Wahlström, R., Stromeyer, D., 2009b. The unified catalogue of earthquakes in central, northern, and northwestern Europe (CENEC) - updated and expanded to the last millennium. *Journal of Seismology*, 13 (4), 517-541, DOI 10.1007/s10950-008-9144-9.
- Grünthal, G., Wahlström, R., 2012. The European-Mediterranean Earthquake Catalogue (EMEC) for the last millennium. *Journal of Seismology*, 16, 3, 535-570, DOI 10.1007/s10950-012-9302-y.
- Grünthal, G., Stromeyer, D., Heidbach, O., 2013. Probabilistische seismische Gefährdungsabschätzungen. *System Erde* 3, 1, 54-61, DOI 10.2312/GFZ.syserde.03.01.8.
- Gummert, M., Lindenfeld, M., Wölbern, I., Rümpker, G., Celestin, K., Batte, A., 2014. Crustal structure and high-resolution Moho topography across the Rwenzori region (Albertine rift) from P-receiver functions. Geological Society of London, Special Publications.
- Haak, H.W., Van Bodegraven, J.A., Sleeman, R., Verbeiren, R., Ahorner, L., Meodow, H., Grünthal, G., Hoang-Trong, P., Musson, R.M.W., Henni, P., Schenková, Z., Zimová, R., 1994. The macroseismic map of the Roermond earthquake, the Netherlands. *Geologie en Mijnbouw*, 73:265-270.
- Haimberger, R., Hoppe, A., Schäfer, A., 2005. High-resolution seismic survey on the Rhine River in the northern Upper Rhine Graben. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 94(4): 657-668.
- Hainzl, S., Fischer, T., 2002. Indications for a successively triggered rupture growth underlying the 2000 earthquake swarm in Vogtland/NW-Bohemia. *J. Geophys. Res.*, 107, 2338, DOI 10.1029/2002JB001865.
- Hardebeck, J.L., Shearer, P.M., 2003. Using S/P Amplitude Ratios to Constrain the Focal Mechanisms of Small Earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93, 2434-2444.
- Hardebeck, J.L., Michael, A.J., 2006. Damped regional-scale stress inversions: Methodology and examples for southern California and the Coalinga aftershock sequence. *J. Geophys. Res.*, 111, B11310, DOI 10.1029/2005JB004144.
- Hasselmann, K., 1963. A statistical analysis of the generation of microseisms, *Rev. Geophys.*, 1 (2), 177-210.
- Havskov, J. & Ottemöller, L., 1999. SeisAn earthquake analysis software. *Seism. Res. Lett.*, 70, 532-534.
- Hayashi, Y., Morita, Y., 2003. An image of a magma intrusion process inferred from precise hypocentral migrations of the earthquake swarm east of the Izu Peninsula. *Geophys. J. Int.*, 153, 159-174.
- Heidbach, O., Tingay, M., Barth, A., Reinecker, J., Kurfeß, D., Müller, B., 2008. The World Stress Map database release 2008, DOI 10.1594/GFZ.WSM.Rel2008.

- Helm, J.A., 1996. The natural seismic hazard and induced seismicity of the European Hot Dry Rock geothermal energy project at Soultz-sous-Forêts (Bas-Rhin, France). Thèse de Doctorat, Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre, Université Louis Pasteur (Strasbourg I), 197 S.
- Hiemer, S., Woessner, J., Basili, R., Danciu, L., Giardini, D., Wiemer, S., 2014. A smoothed stochastic earthquake rate model considering seismicity and fault moment release for Europe, *Geophys. J. Int.*, 198, 1159-1172.
- Hinzen, K.-G., 2003. Stress field in the Northern Rhine area, Central Europe, from earthquake fault plane solutions. *Tectonophysics*, 377, 325-356.
- HLUG, 2013. Hydrologisches Kartenwerk, Hessische Rhein- und Mainebene, Grundwassermessstellen. Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Wiesbaden.
- HLUG, 2014. Makroseismische Karte des Bebens bei Mühlthal vom 17.05.2014. Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Wiesbaden.
- Homuth, B., 2010. SKS-Splitting und seismische Anisotropie in der Rwenzori-Region, Ostafrikanisches Rift. Masterarbeit, Institut für Geowissenschaften, Goethe Universität Frankfurt, 100 S.
- Homuth, B., Rumpker, G., Deckert, H., Kracht, M. 2014a. Seismicity of the northern Upper Rhine Graben – Constraints on the present-day stress field from focal mechanisms, *Tectonophysics*, 632:8-20, DOI dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2014.05.037
- Homuth, B., Rumpker, G., Kracht, M., 2014b. Mikroseismisches Monitoring im nördlichen Oberrheingraben, die Pilotstudie Monaseis, *Geol. Jb. Hessen* 138:15-35, 26 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden 2014
- Homuth, B., Löbl, U., Batte, A.G., Link, K., Kasereka, C.M., Rumpker, G., 2014c. Seismic anisotropy of the lithosphere/asthenosphere system beneath the Rwenzori region of the Albertine Rift. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, DOI 10.1007/s00531-014-1047-0.
- Hutton, L.K., Boore, D.M., 1987. The ML scale in southern California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 77, 2074-2094.
- Ibs-von Seht, M., Blumenstein, S., Wagner, R., Hollnack, D., Wohlenberg, J., 2001. Seismicity, seismotectonics and crustal structure of the southern Kenya rift – new data from the Lake Magadi Area. *Geophysical Journal International*, 146, 439-453.
- Ibs-von Seht, M., Plenefisch, T., Klinge, K., 2008. Earthquake swarms in continental rifts - a comparison of selected cases in America, Africa and Europe. *Tectonophysics*, 452, 66-77.
- Illies, J.H., 1974. Taphrogenesis and Plate Tectonics. In: J.H. Illies und K. Fuchs (Hrsg.), *Approaches to Taphrogenesis*. Schweizerbart, Stuttgart, pp. 433-460.
- Illies, J.H., 1978. Two stages Rhinegraben rifting. In: I.B. Ramberg, E.-R. Neumann (Hrsg.), *Tectonics and Geophysics of Continental Rifts*, 63-71, D. Reidel, Norwell, Mass.
- Ito, A., 1985. High resolution relative hypocenters of similar earthquakes by cross-spectral analysis method, *J. Phys. Earth*, 33, 279-294.

- Jost, M.L., Hermann, R. B., 1989. A Student's Guide to and Review of Moment Tensors, *Seism. Res. Lett.*, 60, 37-57.
- Joswig, M., 2008. Nanoseismic monitoring fills the gap between microseismic networks and passiv seismic. *First Break*, 26, 121-128.
- Kanter, L.R., 1994. Tectonic interpretation of stable continental crust. In: *The Earthquakes of Stable Continental Regions, Vol. 1: Assessment of Large Earthquake Potential*. Electric Power Research Institute (EPRI) TR-102261-V1, 2-1-2-98.
- Kennett B.L.N. und Engdahl E.R. (1991): Travel times for global earthquake location and phase association, *Geophysical Journal International*, 105:429-465.
- Kissling, E., 1988. Geotomography with local earthquake data. *Reviews of Geophysics*, vol. 26, no. 4, 659-698.
- Kissling, E., Ellsworth, W.L., Eberhart-Phillips, D., Kradošfer, U., 1994. Initial reference models in local earthquake tomography. *J. Geophys. Res.*, 99, 19'635-19'646.
- Kisslinger, C., Bowman, J.R., Koch, K., 1981. Procedures for computing focal mechanisms from local (SV/P)₂ data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71, 1719-1729.
- Klügel, T., 1997. Geometrie und Kinematik einer variszischen Plattengrenze. *Geologische Abhandlungen Hessen*, Band 101, 215 S., Wiesbaden.
- Knopoff, L., Randall, M.J., 1970. The compensated linear-vector dipole: A possible mechanism for deep earthquakes. *J. Geophys. Res.*, vol. 75, no. 26, 4957-4963.
- Kracht, M., 2013. Ein Erdbebenkatalog für Hessen. *Jahresbericht 2013 des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie*, Wiesbaden, S. 93-101.
- Kracht, M., Homuth, B., 2013. Das „Verbundprojekt SiMoN“ – Seismisches Monitoring im Zusammenhang mit der geothermischen Nutzung des nördlichen Oberrheingrabens. *Jahresbericht 2013 des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie*, Wiesbaden, S. 109-115.
- Landsberg, H., 1931. Der Erdbebenschwarm von Groß-Gerau 1869-1871. *Gerl. Beitr. Geophysik*. 34, 367-392.
- Larroque, J.M., Etchecopar, A., Philip, H., 1987. Evidence for the permutation of stresses σ_1 and σ_2 in the Alpine foreland: the example of the Rhine Graben. *Tectonophysics*, 144:315-322.
- Lees, J.M., 1998. Multiplet analysis at Coso geothermal, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88, 1127-1143.
- Lehmann, K. 2013. *Historischer Erdbebenkatalog von Nordrhein-Westfalen und Umgebung*. Geologischer Dienst NRW, Krefeld.
- Lexikon der Geowissenschaften, 2000. Herdflächenlösung. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg.

Leydecker, G., 2011. Erdbebenkatalog für Deutschland mit Randgebieten für die Jahre 800 bis 2008. Geologisches Jahrbuch, E 59, 1-198; Hannover.

Leydecker, G., Aichele, H., 1998. The Seismogeographical Regionalisation of Germany. The Prime Example for Third-Level Regionalisation. Geologisches Jahrbuch, E55, 85-98, Hannover.

Leydecker, G., Schmitt, T., Busche, H., 2006. Erstellung ingenieurseismologischer Gutachten für Standorte mit erhöhtem Sekundärrisiko auf der Basis des Regelwerkes KTA 2201.1. Leitfaden, (Monographien der BGR), ISBN 3-510-95952-3.

Lienert, B.R.E., Havskov, J., 1995. A computer program for locating earthquakes both locally and globally. Seism. Res. Lett., 66, 26-36.

Lindenfeld, M., Rümpler, G., Link, K., Koehn, D., Batte, A., 2012. Fluid-triggered earthquake swarms in the Rwenzori region, East African Rift – Evidence for rift initiation. Tectonophysics, 566-567, 95-104.

Lindenfeld, M., Rümpler, G., Batte, A., Schumann, A., 2012. Seismicity from February 2006 to September 2007 at the Rwenzori Mountains, East African Rift: earthquake distribution, magnitudes and source mechanisms. Solid Earth, 3, 251-264, DOI 10.5194/se-3-251-2012.

Longuet-Higgins, M.S., 1950. A theory of the origin of microseisms, Philos. Trans. R. Soc. A, 243, 1-35.

Lund, B., Townend, J., 2007. Calculating horizontal stress orientations with full or partial knowledge of the tectonic stress tensor. Geophys. J. Int., 170, 1328 - 1335, DOI 10.1111/j.1365-246X.2007.03468.x.

Mandall, P., 2007. Sediment Thicknesses and Q_s vs. Q_p Relations in the Kachchh Rift Basin, Gujarat, India Using Sp Converted Phases. Pure appl. geophys., 164, 135-160.

McNamara, D.E., Buland, R.P., 2004. Ambient Noise Levels in the Continental United States, Bull. Seism. Soc. Am., 94, 4, 1517-1527.

Menke, W., 1989. Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory, revised ed., Int. Geophys. Ser., vol. 45, 289 S., Elsevier, New York.

Michael, A.J., 1984. Determination of stress from slip data: Faults and folds. J. Geophys. Res., 89, 11,517-11,526.

Milana, G., Barba, S., Del Pezzo, E., Zambonelli, E., 1996. Site Response from Ambient Noise Measurements: New Perspectives from an Array Study in Central Italy. Bull. Seism. Soc. Am., 86, 320-328.

Mogi, K., 1963. Some discussions on aftershocks, foreshocks and earthquake swarms - the fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena. Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo 41, 615-658.

Nuttli, O.W., 1961. The effect of the Earth's surface on the S wave particle motion. Bull. Seism. Soc. Am., 51:237-246.

- Ogata, Y., 1983. Estimation of the parameters in the modified Omori formula for aftershock sequences by the maximum likelihood procedure, *J. Phys. Earth*, 31, 115-124.
- Olaiz, A.J., Muñoz-Martín, A., De Vicente, G., Vegas, R., Cloetingh, S., 2009. European continuous active tectonic strain-stress map. *Tectonophysics*, 474, 33-40.
- Ordaz, M., Aguilar, A., Arboleda J., 1999. CRISIS99: Program for computing seismic hazard. Version 1.07, Mexico.
- Ordaz, M., Faccioli, E., Martinelli, F., Aguilar, A., Arboleda, J., Meletti, C., D'Amico, V., 2010. CRISIS 2008 User's Manual.
- Peters, G., 2007. Active tectonics in the Upper Rhine Graben. Dissertation, Vrije Universiteit Amsterdam, 298 S.
- Peterson, J. (1993). Observations and modeling of seismic background noise, U.S. Geol. Survey Open-File Report 93-322, 95 S.
- Plenefisch, T., Bonjer, K.-P., 1997. The stress field in the Rhine Graben area inferred from earthquake focal mechanisms and estimation of frictional parameters. *Tectonophysics* 275, 71-97.
- Pohl, D., Wetzel, H.-U., Grünthal, G., 2006. Tektonische Untersuchungen im Raum Vogtland-Leipzig mit Hilfe von Fernerkundung. In: Seyfert, E. (Hrsg.): Geoinformatik und Erdbeobachtung, Tagungsband der 26. Wissenschaftlich-Technischen Jahrestagung der DGPF, Band 15: Vorträge, Berlin, 277-286.
- Prodehl, C., Mueller, St., Haak, V., 1995. The European Cenozoic Rift System. In: K.H. Olsen (Hrsg.), *Continental Rifts: Evolution, Structure, Tectonics. Developments in Geotectonics* 25:133-212, Elsevier.
- Ritter, J.R.R., Groos, J., 2007. Kyrills seismischer Fingerabdruck - Der Orkan Kyrill ließ auch den Boden erzittern. *Spektrum der Wissenschaft*, March, 19.
- Ritter, J.R.R., Wagner, M., Bonjer, K.-P., Schmidt, B., 2009. The 2005 Heidelberg and Speyer earthquakes and their relationship to active tectonics in the central Upper Rhine Graben. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 98, 697-705, DOI 10.1007/s00531-007-0284-x.
- Rotstein, Y., Behrmann, J.H., Lutz, M., Wirsing, G., Luz, A., 2005. Tectonic implications of transpression and transtension: Upper Rhine Graben. *Tectonics*, 24, TC6001, DOI 10.1029/2005TC001797.
- Rotstein, Y., Schaming, M., 2011. The Upper Rhine Graben (URG) revisited: Miocene transtension and transpression account for the observed first-order structures. *Tectonics*, vol. 30, TC3007, DOI 10.1029/2010TC002767.
- Rümpker, G., Silver, P.G., 1998. Apparent shear-wave splitting parameters in the presence of vertically varying anisotropy. *Geophys. J. Int.*, 135:790-800.
- Rümpker, G., Silver, P.G., 2000. Calculating splitting parameters for plume-type anisotropic structures of the upper mantle. *Geophys. J. Int.*, 143, 507-520, DOI 10.1046/j.1365-246X.2000.00056.x.

- Savage, M.K., 1993. Seismic anisotropy and mantle deformation: What have we learned from shear wave splitting? *Reviews of Geophysics*, 37, 1, 65-106.
- Scherbaum, F., Hinzen, K.G., Ohrnberger, M., 2003. Determination of shallow shear wave velocity profiles in the Cologne, Germany area using ambient vibrations. *Geophys. J. Int.*, 152, 597-612.
- Schumacher, M.E., 2002. Upper Rhine Graben: Role of preexisting structures during rift evolution. *Tectonics*, 21, DOI 10.1029/2001TC900022.
- Shearer, P.M., 2009. *Introduction to Seismology*. Second Edition. University Printing House, Cambridge, United Kingdom, 396 S.
- Silver, P.G., Chan, W.W., 1988. Implications for continental structure and evolution from seismic anisotropy, *Nature*, 335, 34-39, DOI 10.1038/335034a0.
- Silver, P.G., Chan, W.W., 1991. Shear-wave splitting and subcontinental mantle deformation. *J. Geophys. Res.*, 96:16429-16454.
- Snoke, J.A., 2003. FOCMEC: FOCal MEChanism determinations, *Handbook*, 21 S.
- Snoke, J.A., Munsey, J.W., Teague, A.G. & Bollinger, G.A. (1984): A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and SV-P amplitude data. *Earthquake Notes*, 55, 3, 15 S.
- Špičák, A., 2000. Earthquake swarms and accompanying phenomena in intraplate regions: a review. *Studia Geophysica et Geodaetica* 44, 89–106.
- Sponheuer, W., 1958. Die Tiefen der Erdbebenherde in Deutschland aufgrund makroseismischer Berechnungen. *Annali di Geofisica* XI (3-4): 157-167, Rom.
- Sponheuer, W., 1960. Methoden zur Herdtiefenbestimmung in der Makroseismik. *Freib. Forsch.-H. C* 88:117, Akademie Verlag Berlin.
- Spudich, P., Joyner, W.B., Lindh, A.G., Boore, D.M., Margaris, B.M., Fletcher, J.B., 1999. SEA99: A Revised Ground Motion Prediction Relation for Use in Extension Tectonic Regimes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89 (5), 1156-1170.
- Stange, S., 2006. ML Determination for Local and Regional Events Using a Sparse Network in Southwestern Germany, *J. Seismol.*, 10, 247-257.
- Stange, S., 2011. Mainz oder Wiesbaden? Die Beben vom 23.12.2010, *Persönliche Mitteilung, Erdbebendienst Südwest*.
- Stapf, K.R.G., 1988. Zur Tektonik des westlichen Rheingrabens zwischen Nierstein am Rhein und Wissembourg (Elsaß). *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.*, 70:399-410.
- Stein, E., 1996. Untersuchungen zur Genese der Flasergranitoid-Zone des zentralen Odenwaldes – Magmatische und/oder tektonische Gefüge. *Z. geol. Wiss.*, 24 (5/6), 573-583.
- Stein, E., 2001. Die magmatischen Gesteine des Bergsträßer Odenwaldes und ihre Platznahme-Geschichte. *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.*, 83, 267-283.

Thomas, P., Wong, I., Abrahamson, N., 2010. Verification of Probabilistic Seismic Hazard Analysis Computer Programs. PEER Report 2010/106, Pacific Earthquake Engineering Research Center, College of Engineering, University of California, Berkeley, 176 S.

Utsu, T., 1957. Magnitudes of earthquakes and occurrence of their aftershocks, Zisin, Ser. 2, 10, 35-45, 1957.

Utsu, T., 1966. A statistical significance test of the difference in b-value between two earthquake groups. J. Phys. Earth, 14, 37-40.

Vamvakaris, D.A., Papazachos, C.B., Karagianni, E.E., Scordilis, E.M., Hatzidimitriou, P.M., 2004. Determination of fault plane solutions using waveform amplitudes and radiation pattern in the Mydgonia basin (N. Greece). Bull. Geol. Soc. Greece, XXXVI.

Villani, M., Faccioli, E., Ordaz, M., 2010. Verification of CRISIS 2008 code. In: Ordaz, M., Faccioli, E., Martinelli, F., Aguilar, A., Arboleda, J., Meletti, C., D'Amico, V., CRISIS 2008 User's Manual.

Wald, D.J., Allen, T.I., 2007. Topographic slope as a proxy for seismic site conditions and amplification. Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 97, No. 5, 1379-1395.

Waldhauser, F., Ellsworth, W.L., 2000. A double-difference earthquake location algorithm: method and application to the northern Hayward fault, California. Bull. Seism. Soc. Am., 90, 1353-1368.

Ward, H., Crawford, R., 1966. Wind-induced vibrations and building modes. Bull. Seism. Soc. Am., 56, 793-813.

Weichert, D.H., 1980. Estimation of the earthquake recurrence parameters for unequal observations periods for different magnitudes. Bull. Seism. Soc. Am., 70 (4), 1337-1346.

Wells, D.L., Coppersmith, K.J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. Bull. Seism. Soc. Am., 84(4), 974-1002.

Wenzel, F., Brun, J.-P., ECORS-DEKORP working group, 1991. A deep reflection seismic line across the Northern Rhine Graben. Earth Planet. Sci. Lett., 104, 140-150.

Wetzel, H.-U., Franzke, H.J., 2001. Geologische Interpretation eines ESR-1 Radarmosaiks von Deutschland. Deutsche Gesellschaft für Photogrammetrie und Fernerkundung 10, 503-510.

Wetzel, H.-U., Franzke, H.J., 2003. Lassen sich über die Fernerkundung weitere Kenntnisse zur seismogenen Zone Bodensee-Stuttgart (9°-Ost) gewinnen? Publikationen der Deutschen Gesellschaft für Photogrammetrie, Fernerkundung und Geoinformation, Band 12, 23. Wissenschaftlich-Technische Jahrestagung vom 9.-11.09.2003 in Bochum, 339-348.

Withers, M.M., Aster, R.C., Young, C.J., Chael, E.P., 1996. High-frequency analysis of seismic background noise as a function of wind speed and shallow depth. Bull. Seism. Soc. Am., 86, 1507-1515.

Woessner, J., Giardini, D. and the SHARE consortium, 2012. Seismic Hazard Estimates for the Euro-Mediterranean Region: A community-based probabilistic seismic hazard

assessment, Proceedings of the 15th World Conference of Earthquake Engineering, Lissabon, Portugal, Paper Nr. 4337.

Ziegler, P.A., 1994. Cenozoic rift system of western and central Europe: an overview. Geol. Mijnb., 73:99-127, Dordrecht.

Zitzmann, A., 1981. Tektonische Karte der Bundesrepublik Deutschland 1:1000000. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.

Anhang

A1 Seismische Stationen

Tab. A1.1: Stationslokationen.

Stationsname	Breitengrad (°)	Längengrad (°)	Höhe (m)
BAUS	49.953116	8.395933	85
BODE	49.910800	8.297200	122
DEXH	49.850900	8.309700	166
DIEB	49.915520	8.826790	148
ERNS	49.777200	8.729766	318
GERN	49.735868	8.490921	96
GODD	49.825131	8.516439	89
GOET	50.006430	8.744350	173
HECH	49.961900	8.283300	164
HESS	49.910700	8.367100	85
HOHE	50.203940	8.138780	319
MESS	49.903453	8.770725	226
MOEN	49.985433	8.508500	107
NAUH	49.959700	8.486000	166
OCKE	49.937180	7.987880	286
RIED	49.839240	8.398640	84
WALL	49.900800	8.440700	86
WEIT	49.897366	8.582750	105
WICK	50.020480	8.404016	131
WINT	49.778430	8.287630	195
WORF	49.944175	8.557256	97

Tab. A1.2: Aufzeichnungszeiträume und verwendete Geräte.

Stationsname	Sensor	Datenlogger	Abtastrate	Betriebszeit
BAUS	Mark L-4C-3D	EDL	200	11/2010 – 09/2011
	Trillium Compact	Taurus	100	12/2011 – 06/2015
BODE	Trillium Compact	Taurus	100	12/2011 – 06/2015
DEXH	Trillium Compact	Taurus	100	01/2012 – 06/2015
DIEB	Mark L-4C-3D	EDL	200	12/2010 – 09/2011
ERNS	Mark L-4C-3D	EDL	200	12/2010 – 09/2011
	Trillium Compact	Taurus	100	12/2011 – 06/2015
GERN	Mark L-4C-3D	EDL	200	11/2010 – 09/2011
GODD	Trillium Compact	Taurus	100	02/2012 – 09/2012
GOET	Mark L-4C-3D	EDL	200	11/2010 – 09/2011
HECH	Trillium Compact	Taurus	100	01/2012 – 06/2015
HESS	Trillium Compact	Taurus	100	01/2012 – 06/2015
HOHE	Mark L-4C-3D	EDL	200	01/2011 – 09/2011
MESS	Trillium Compact	Taurus	100	10/2012 – 06/2015
MOEN	Mark L-4C-3D	EDL	200	11/2010 – 09/2011
NAUH	Trillium Compact	Taurus	100	03/2012 – 03/2015
OCKE	Mark L-4C-3D	EDL	200	01/2011 – 09/2011
	Mark L-4C-3D	EDL	200	12/2010 – 09/2011
RIED	Trillium Compact	Taurus	100	01/2012 – 06/2015
WALL	Trillium Compact	Taurus	100	01/2012 – 06/2015
	Mark L-4C-3D	EDL	200	11/2010 – 09/2011
WEIT	Trillium Compact	Taurus	100	01/2012 – 06/2015
	Mark L-4C-3D	EDL	200	11/2010 – 09/2011
WICK	Trillium Compact	Taurus	100	12/2011 – 06/2015
WINT	Mark L-4C-3D	EDL	200	01/2011 – 09/2011
WORF	Trillium Compact	Taurus	100	03/2012 – 06/2015

A2 Magnituden-Amplitudenvergleiche

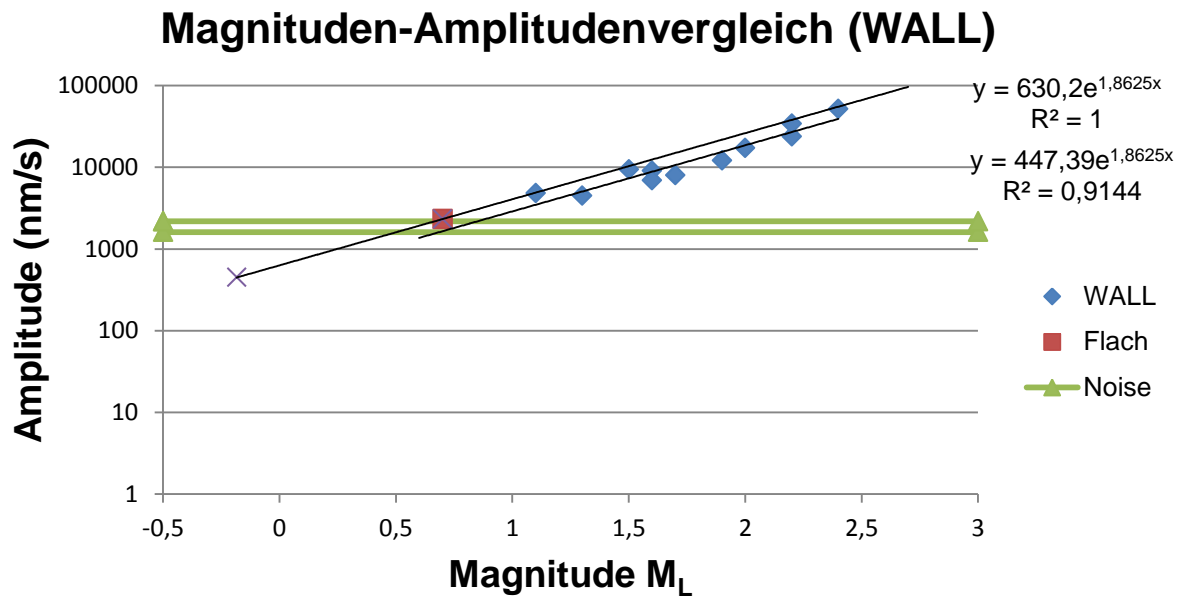


Abb. A2.1: Vergleich der gemessenen Amplituden und der bestimmten Magnituden der Station WALL.

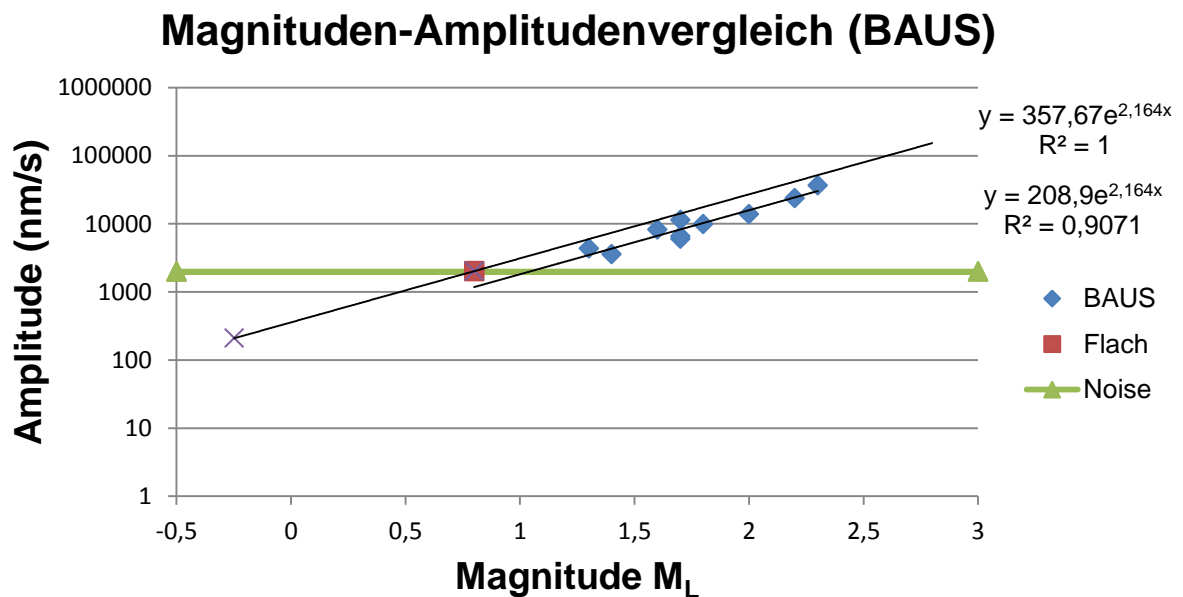


Abb. A2.2: Vergleich der gemessenen Amplituden und der bestimmten Magnituden der Station BAUS.

Magnituden-Amplitudenvergleich (DEXH)

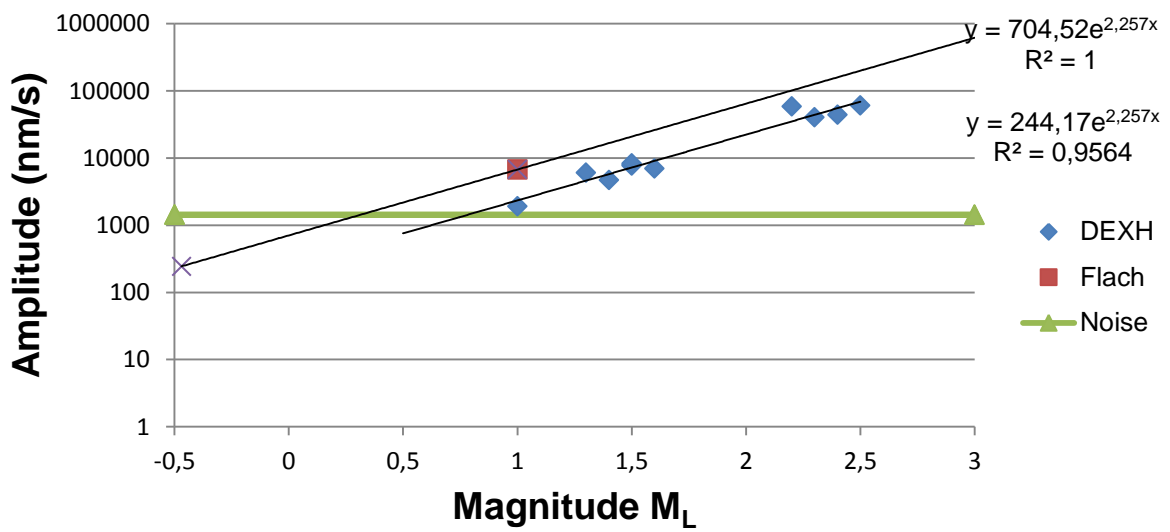


Abb. A2.3: Vergleich der gemessenen Amplituden und der bestimmten Magnituden der Station DEXH.

Magnituden-Amplitudenvergleich (HECH)

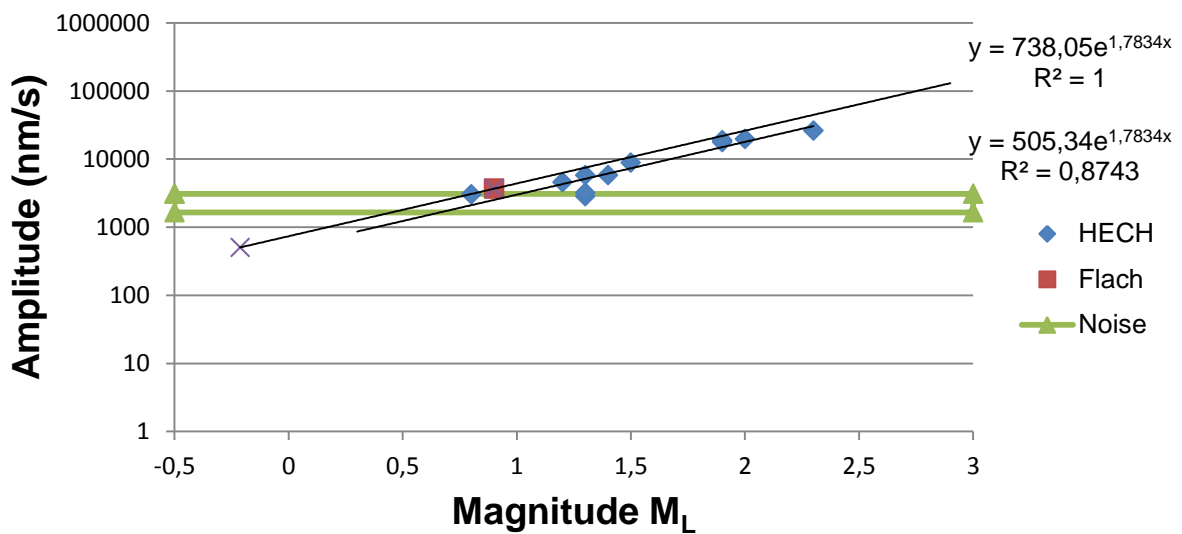


Abb. A2.4: Vergleich der gemessenen Amplituden und der bestimmten Magnituden der Station HECH.

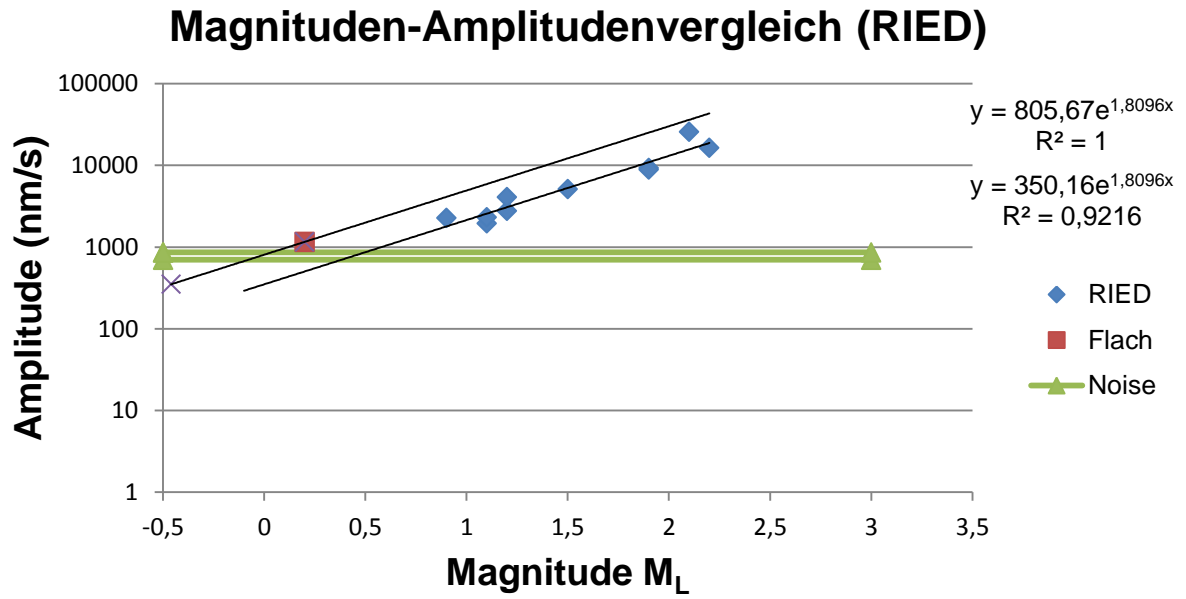


Abb. A2.5: Vergleich der gemessenen Amplituden und der bestimmten Magnituden der Station RIED.

A3 Rauschuntersuchungen

Tab. A3.1: I95-Amplitudenwerte.

Station	I95 ($\mu\text{m/s}$)
BAUS	1,59
BODE	0,36
DEXH	0,88
ERNS	0,06
HECH	1,14
HESS	1,19
RIED	1,17
WALL	1,24
WEIT	1,20
WICK	0,84
NAUH	1,35
WORF	0,56
MESS	0,32
DIEB	0,26
GERN	0,71
GOET	0,32
HOHE	0,05
OCKE	0,19
WINT	0,29
MOEN	4,50
TNS	0,007

Tab. A3.2: Bohrlochangaben (Standort, Bohrlochdurchmesser, Tiefe) und Messergebnisse (I95 im Bohrloch, Rauschamplitudenverhältnis Oberfläche/Bohrloch).

Standort	Ø (mm)	Tiefe (m)	I95 (µm/s)	A ₂ /A ₁ (5-40 Hz)
Wiesbaden, HLUG	125	24	1,88	4,26
Groß-Gerau, ÜWG	300	30	1,97	3,86
Geinsheim 527214	150	52	0,4	2,38
Pfungstadt 527146	100	13,6	0,64	3,09
Pfungstadt 527145	100	11,6	0,32	2,78
Erfelden 527025	125	10	0,24	1,88
Hahn 527328	125	59	0,31	4,42
Worfelden 527307	125	70	0,32	5,28
Dornheim 527159	125	10	4,5	2,17
Wallerstätten 527165	125	8	0,32	1,94
Groß-Gerau 527181	125	9	2,38	2,68
Trebur 527179	125	11	1,28	2,59
Trebur 527279	100	9,5	2,92	1,60
Astheim 527281	100	5,5	0,21	3,29
Bauschheim 527305	125	7	1,02	2,55
Bickenbach 527316	125	10	2,02	2,43
Gernsheim 544135	125	10	0,65	3,77
Biebesheim 527142	125	8	1,36	2,25
Biebesheim 527043	125	13	0,4	1,73
Wolfskehlen 527331	125	10	3,57	3,00
Leeheim 527215	125	8	1,45	1,76
Worfelden 527306	125	10	2,69	3,61
Wallerstätten 527157	125	8	1,25	2,37
Büttelborn 527052	125	10	1,59	1,54
Büttelborn 527161	100	12	2,24	1,36
Weiterstadt 527289	125	32	2,18	3,06
Nauheim 527169	125	11	3,69	1,22
Rüsselsheim 527330	125	8,15	10,09	1,15
Rüsselsheim 527318	125	10,2	4,74	1,45
Egelsbach 527013	125	10	0,53	1,74
Mörfelden 527333	125	13,3	2,86	2,14
Mörfelden 527334	125	10,45	1,26	1,71
Mörfelden 527285	100	8,5	0,67	1,60
Mörfelden 527302	125	12	0,64	1,95
Walldorf 527206	100	12,3	0,69	1,80
Schwanheim 507193	125	12	0,46	3,02
Erfelden 527026	100	8,8	1,11	1,62
Erfelden 527192	100	9,4	0,23	2,13
Erfelden 527197	100	10	0,37	1,65
Büttelborn 527299	125	39,5	0,51	5,14
Büttelborn 527160	125	9,27	0,38	5,11
Goddelau 527120	100	20	0,31	2,29
Darmstadt 527019	100	19,55	1,05	2,17
Arheiligen 527006	125	10	0,99	1,55
Darmstadt 527273	100	33,5	1,39	3,35
Eberstadt 527218	125	35	4,62	3,43
Worfelden 527182	125	13,6	9,91	3,94

A4 Lokale Seismizität

A4.1 Lokalisierungen

Tab. A4.1: Lokalisierungen im nördlichen ORG für den Zeitraum November 2010 bis Dezember 2014.

Herdzeit	Lat (°)	Lon (°)	Tiefe (km)	M_L
18.12.2010 22:26:38	49.733	8.569	22.6	1.0
23.12.2010 01:35:58	49.985	8.197	12.4	3.3
23.12.2010 05:52:46	49.992	8.221	12.3	2.7
30.12.2010 06:36:06	49.796	8.668	19.1	1.2
19.02.2011 16:53:36	50.169	8.313	9.5	1.4
08.03.2011 18:19:25	49.923	8.432	15.2	1.3
02.04.2011 20:04:09	50.083	8.221	9.4	1.4
28.04.2011 12:32:24	49.913	8.794	9.9	1.5
14.05.2011 01:33:25	50.101	7.997	5.0	1.0
04.06.2011 05:41:42	50.043	8.711	16.5	1.9
16.06.2011 01:05:00	50.172	8.235	3.0	1.6
18.06.2011 22:46:35	50.162	7.894	3.1	1.7
07.07.2011 21:52:24	49.710	8.285	20.9	1.0
14.07.2011 10:27:01	49.735	8.716	8.9	1.4
07.08.2011 20:08:15	49.715	8.480	16.4	1.1
10.08.2011 12:02:28	49.769	8.671	5.0	1.3
11.09.2011 11:04:31	49.900	8.429	10.0	1.0
29.10.2011 18:30:09	49.992	8.385	10.0	0.3
21.12.2011 04:01:55	49.937	8.287	15.5	0.9
17.01.2012 15:12:52	49.422	8.747	15.9	2.0
18.01.2012 04:36:25	49.656	8.692	15.3	1.9
24.02.2012 05:40:41	49.926	8.702	8.9	2.3
25.02.2012 12:10:01	49.922	8.703	9.8	2.4
25.02.2012 12:13:11	49.923	8.712	8.6	1.6
25.02.2012 12:29:50	49.923	8.675	9.5	1.7
26.02.2012 20:36:33	49.785	8.408	24.9	1.1
29.02.2012 23:45:16	49.920	8.699	9.7	2.0
31.03.2012 07:30:55	49.896	8.688	8.8	1.6
09.05.2012 14:23:03	49.577	8.787	10.0	1.5
11.05.2012 07:52:24	49.888	8.528	12.0	1.9
03.06.2012 17:17:12	49.930	8.365	16.3	1.3
28.06.2012 21:59:10	50.129	8.159	3.2	1.4
18.07.2012 10:37:19	49.858	8.401	18.2	2.2
24.07.2012 05:43:15	49.586	8.480	5.0	1.2
28.07.2012 19:33:19	50.095	8.199	10.0	0.4
13.09.2012 21:19:50	49.906	8.375	17.0	1.3
18.09.2012 08:51:54	49.908	8.376	17.3	2.1
14.11.2012 01:00:00	50.094	8.227	15.2	1.6
29.11.2012 19:47:16	49.977	8.372	13.6	1.4
04.01.2013 16:51:54	50.032	8.707	18.2	1.4
21.01.2013 01:12:19	49.935	8.345	16.4	0.8
31.01.2013 11:59:42	49.915	8.688	15.9	1.9
12.02.2013 09:27:56	50.203	8.305	3.0	0.6
12.02.2013 19:42:30	50.212	8.330	2.2	0.5
17.03.2013 00:35:22	50.010	8.505	15.6	2.0

21.04.2013 22:09:31	49.980	8.386	14.9	2.1
27.04.2013 23:07:35	49.852	8.794	14.0	0.6
05.05.2013 01:16:10	49.908	8.271	2.4	0.7
05.05.2013 05:57:33	49.890	8.710	11.2	1.4
06.05.2013 02:00:14	49.878	8.727	7.1	-0.5
12.05.2013 06:38:21	50.052	8.448	12.2	1.0
12.05.2013 06:38:31	50.052	8.446	13.3	2.0
12.05.2013 06:38:51	50.055	8.429	9.3	0.7
31.05.2013 09:18:51	50.173	8.288	3.1	1.2
03.06.2013 23:34:46	50.134	8.733	12.7	1.7
07.06.2013 16:50:46	49.913	8.261	14.8	2.2
08.06.2013 20:36:04	49.720	8.610	14.6	0.8
16.06.2013 21:54:56	50.140	8.050	13.1	1.5
11.07.2013 08:09:50	49.728	8.902	17.5	1.3
19.08.2013 00:12:29	49.949	8.196	14.0	1.7
22.08.2013 02:28:02	50.383	8.793	5.8	2.3
21.09.2013 23:34:26	49.825	8.774	16.6	1.1
01.11.2013 12:54:09	49.950	8.322	15.9	1.6
17.11.2013 17:22:34	50.045	8.260	14.0	0.9
11.12.2013 05:11:21	49.916	8.397	13.6	1.0
11.01.2014 21:02:38	49.941	8.263	16.1	1.4
13.01.2014 09:34:00	50.123	8.277	15.9	1.1
02.03.2014 18:33:32	49.799	8.734	14.5	0.7
12.03.2014 12:11:14	49.675	8.391	21.8	1.4
13.03.2014 00:59:52	49.827	8.813	6.3	1.9
18.03.2014 08:15:07	49.669	8.385	22.1	1.8
30.03.2014 11:03:00	49.621	8.447	19.8	1.1
30.03.2014 15:57:59	49.824	8.797	8.3	3.2
04.04.2014 02:58:33	49.832	8.772	6.0	0.6
20.04.2014 00:43:37	50.049	8.566	16.7	1.8
08.05.2014 15:23:04	49.977	7.852	10.0	2.2
08.05.2014 15:26:19	49.955	7.816	10.0	2.5
09.05.2014 20:28:21	49.835	8.767	4.5	0.4
16.05.2014 18:13:39	49.936	8.177	10.0	1.2
17.05.2014 16:46:26	49.822	8.722	5.8	4.2
17.05.2014 17:05:05	49.841	8.733	4.0	0.0
17.05.2014 17:06:11	49.827	8.705	5.0	0.6
17.05.2014 17:22:40	49.845	8.739	4.0	0.4
17.05.2014 17:54:52	49.837	8.721	4.0	0.1
18.05.2014 04:43:37	49.848	8.747	4.0	-0.1
18.05.2014 12:00:48	49.822	8.714	4.0	1.1
18.05.2014 18:47:53	49.828	8.723	4.0	0.8
18.05.2014 21:14:46	49.827	8.709	4.0	0.1
19.05.2014 07:45:19	49.826	8.707	4.0	0.6
20.05.2014 01:04:07	49.829	8.710	4.0	0.8
20.05.2014 01:33:33	49.829	8.725	2.0	0.6
20.05.2014 01:33:48	49.830	8.711	4.0	0.5
22.05.2014 03:48:50	49.828	8.709	4.0	0.8
24.05.2014 01:38:48	49.826	8.715	4.0	0.3
27.05.2014 01:58:27	50.143	8.740	16.7	1.2
27.05.2014 06:05:51	49.848	8.746	4.0	0.2
27.05.2014 06:14:30	49.829	8.727	2.0	1.6
27.05.2014 20:12:33	49.823	8.712	4.0	0.7
28.05.2014 18:15:50	49.826	8.715	4.0	0.5
29.05.2014 01:03:26	49.827	8.715	4.0	0.5
29.05.2014 18:40:48	49.821	8.744	6.2	1.4

30.05.2014 04:40:38	49.818	8.726	3.0	0.9
30.05.2014 11:05:57	49.826	8.710	3.6	0.5
31.05.2014 06:31:53	49.825	8.736	2.4	1.1
01.06.2014 04:58:14	49.820	8.732	7.0	1.7
01.06.2014 05:01:23	49.826	8.715	4.0	-0.2
01.06.2014 05:03:36	49.821	8.729	2.9	1.0
04.06.2014 23:06:08	49.826	8.710	4.1	0.1
06.06.2014 14:24:39	49.819	8.719	3.4	0.9
07.06.2014 19:35:53	49.824	8.800	5.6	1.4
07.06.2014 20:31:03	49.826	8.797	6.3	1.9
07.06.2014 20:34:16	49.827	8.788	5.7	0.8
07.06.2014 20:41:01	49.827	8.789	5.7	0.5
08.06.2014 11:11:17	49.842	8.726	4.0	-0.3
08.06.2014 14:15:56	49.826	8.801	7.4	3.2
08.06.2014 14:19:37	49.826	8.788	5.8	0.7
08.06.2014 14:24:41	49.823	8.794	5.5	1.5
08.06.2014 16:14:14	49.832	8.785	4.0	0.8
08.06.2014 17:18:52	49.824	8.795	5.9	1.7
08.06.2014 20:00:29	49.823	8.789	5.2	0.8
08.06.2014 22:12:59	49.832	8.785	4.0	0.2
08.06.2014 23:04:58	49.826	8.787	5.8	0.5
09.06.2014 02:00:52	49.825	8.788	5.6	-0.1
09.06.2014 02:20:57	49.824	8.716	4.0	0.1
09.06.2014 10:13:34	49.818	8.723	4.0	0.8
09.06.2014 22:03:22	49.825	8.674	7.8	-0.4
11.06.2014 03:26:12	49.828	8.711	4.0	0.2
11.06.2014 17:56:53	49.828	8.729	2.4	1.6
12.06.2014 05:03:45	49.826	8.723	4.0	1.0
13.06.2014 10:16:09	49.815	8.724	3.0	1.3
13.06.2014 10:16:37	49.822	8.716	4.0	0.2
13.06.2014 10:22:13	49.825	8.747	5.0	0.4
13.06.2014 16:26:20	49.822	8.730	2.1	1.3
14.06.2014 02:15:13	49.849	8.730	4.0	-0.1
14.06.2014 09:50:38	49.819	8.726	2.7	1.5
14.06.2014 13:35:11	49.822	8.716	4.0	0.1
14.06.2014 15:09:42	49.822	8.716	4.0	0.0
15.06.2014 22:31:00	49.847	8.733	4.0	-0.3
16.06.2014 23:43:54	49.831	8.784	6.3	1.0
19.06.2014 02:47:43	49.825	8.713	4.0	0.2
20.06.2014 03:50:28	49.819	8.715	4.9	-0.3
23.06.2014 11:56:52	50.112	8.610	11.5	0.9
23.06.2014 17:03:41	49.820	8.723	4.2	0.6
25.06.2014 21:21:57	49.830	8.792	6.3	0.9
25.06.2014 22:17:54	49.826	8.793	6.1	0.8
29.06.2014 01:48:09	49.827	8.788	5.9	0.2
29.06.2014 21:15:42	49.816	8.727	4.0	0.9
02.07.2014 05:03:39	49.826	8.787	5.8	0.7
05.07.2014 11:10:29	49.280	8.492	22.5	1.0
05.07.2014 22:48:11	49.972	8.544	7.6	0.6
07.07.2014 06:44:04	49.825	8.721	4.0	0.9
08.07.2014 10:39:49	49.827	8.789	5.8	0.7
15.07.2014 14:36:43	49.832	8.721	4.0	0.5
16.07.2014 04:33:01	49.749	8.524	20.8	1.3
16.07.2014 04:50:40	49.718	8.513	14.7	1.1
18.07.2014 08:55:10	49.824	8.717	4.0	0.7
24.07.2014 10:51:15	49.826	8.719	4.0	0.4

25.07.2014 15:37:38	49.822	8.727	4.0	0.9
29.07.2014 03:38:34	49.819	8.724	4.0	0.6
02.08.2014 02:03:53	49.831	8.710	4.0	0.6
02.08.2014 03:53:26	49.831	8.710	4.0	0.8
02.08.2014 03:53:33	49.832	8.700	4.0	0.2
06.08.2014 01:32:18	49.830	8.721	4.0	1.1
08.08.2014 11:05:14	49.832	8.709	3.2	0.9
10.08.2014 12:27:44	49.832	8.779	4.0	0.6
10.08.2014 14:48:49	49.828	8.712	4.0	0.6
10.08.2014 16:41:55	49.868	8.274	3.0	0.7
12.08.2014 17:20:00	49.829	8.715	3.5	0.6
12.08.2014 23:14:35	49.826	8.735	2.3	1.1
15.08.2014 14:21:40	49.834	8.741	1.3	0.9
16.08.2014 07:56:24	49.831	8.721	3.1	0.5
16.08.2014 13:37:36	49.831	8.722	4.0	0.8
16.08.2014 13:37:43	49.832	8.709	4.0	0.6
18.08.2014 08:47:32	49.832	8.723	4.0	0.8
18.08.2014 08:52:48	49.831	8.722	4.0	0.7
18.08.2014 12:07:59	49.830	8.722	3.0	0.4
18.08.2014 19:43:50	49.826	8.728	7.5	2.1
18.08.2014 19:58:25	49.830	8.722	4.0	0.7
18.08.2014 20:15:42	49.830	8.722	4.0	0.9
18.08.2014 20:29:34	49.830	8.721	4.0	0.0
19.08.2014 11:08:36	49.832	8.723	3.5	0.8
19.08.2014 22:15:42	50.230	8.683	7.0	1.0
20.08.2014 00:00:38	49.831	8.736	2.1	0.8
21.08.2014 22:23:55	49.820	8.729	6.8	1.6
22.08.2014 07:48:00	49.834	8.711	4.0	0.5
23.08.2014 01:59:43	49.828	8.724	4.0	0.8
23.08.2013 03:50:06	49.714	8.546	19.6	1.1
23.08.2014 17:09:11	49.830	8.721	3.2	0.8
24.08.2014 03:39:00	49.830	8.720	3.0	0.4
25.08.2014 08:35:56	49.823	8.723	6.0	2.1
25.08.2014 08:47:49	49.829	8.722	4.0	0.5
25.08.2014 09:33:38	49.830	8.722	4.0	1.0
26.08.2014 04:32:03	49.830	8.721	3.2	0.6
26.08.2014 17:56:32	49.829	8.721	3.2	0.4
28.08.2014 04:12:09	49.830	8.790	4.6	0.7
30.08.2014 12:35:16	49.853	8.734	4.0	0.3
30.08.2014 21:24:50	49.832	8.720	4.0	0.6
31.08.2014 21:05:58	49.832	8.725	3.0	0.4
01.09.2014 20:03:20	49.831	8.722	4.0	0.9
08.09.2014 00:04:53	49.823	8.716	3.5	0.0
09.09.2014 04:11:29	49.830	8.721	3.5	0.1
09.09.2014 04:11:35	49.832	8.713	4.0	-0.4
10.09.2014 17:12:37	49.831	8.719	3.1	1.2
14.09.2014 00:00:33	49.828	8.707	4.0	-0.1
19.09.2014 11:11:46	49.921	8.674	10.4	2.6
20.09.2014 09:47:42	49.916	8.683	8.7	1.2
21.09.2014 00:25:34	49.827	8.713	4.0	-0.1
24.09.2014 02:15:13	49.831	8.721	2.3	1.3
24.09.2014 23:02:22	49.831	8.710	4.0	0.9
25.09.2014 03:04:43	49.833	8.701	4.0	0.1
25.09.2014 22:02:16	49.831	8.704	4.0	0.7
27.09.2014 03:55:30	49.833	8.707	4.0	-0.2
01.10.2014 16:45:00	49.708	8.675	9.4	0.8

02.10.2014 09:18:33	49.830	8.717	4.0	0.4
02.10.2014 23:06:42	49.855	8.316	13.1	1.3
13.10.2014 00:06:17	49.819	8.589	19.1	0.8
15.10.2014 03:23:50	49.916	8.685	8.3	1.0
25.10.2014 21:13:20	49.915	8.681	8.7	0.8
29.10.2014 10:29:00	49.831	8.719	2.3	0.7
29.10.2014 16:50:45	49.832	8.711	4.0	0.8
29.10.2014 17:23:54	49.831	8.727	5.0	3.5
29.10.2014 17:40:57	49.823	8.712	4.0	0.6
30.10.2014 04:34:18	49.833	8.710	4.0	0.2
30.10.2014 13:24:18	49.829	8.708	3.0	0.4
31.10.2014 09:43:41	49.832	8.710	4.0	0.8
31.10.2014 09:44:18	49.833	8.712	3.0	0.0
01.11.2014 16:40:32	49.828	8.707	4.0	0.5
02.11.2014 18:27:37	49.834	8.726	1.1	1.0
04.11.2014 16:54:23	49.833	8.716	2.6	0.9
05.11.2014 06:16:42	49.834	8.726	2.1	1.5
06.11.2014 17:39:19	49.833	8.708	4.0	0.6
08.11.2014 08:43:42	49.834	8.714	2.7	0.9
12.11.2014 22:53:24	49.831	8.724	1.9	1.2
14.11.2014 23:56:20	49.830	8.722	2.3	0.9
18.11.2014 13:37:36	49.833	8.707	4.0	0.7
18.11.2014 13:38:13	49.833	8.707	4.0	0.1
19.11.2014 17:01:39	49.832	8.708	4.0	0.3
23.11.2014 01:10:17	49.831	8.720	2.5	0.9
23.11.2014 21:58:05	49.779	8.531	16.7	1.1
29.11.2014 00:18:48	49.980	8.250	11.1	1.2
29.11.2014 00:30:14	49.824	8.722	2.3	1.7
29.11.2014 00:33:07	49.827	8.714	4.0	0.5
29.11.2014 01:47:47	49.828	8.714	4.0	0.8

Tab. A4.2: Lokalisierungen der nanoseismischen Messkampagnen.

Herdzeit	Lat (°)	Lon (°)	Tiefe (km)	M_L
17.07.2012 08:18:30	49.6850	8.7020	0	-1.7
17.07.2012 08:18:41	49.6880	8.6960	0	-1.4
17.07.2012 12:47:45	49.6430	8.7160	9	-0.7
17.07.2012 12:47:59	49.6080	8.7460	8.7	-0.5
17.07.2012 13:14:13	49.7130	8.6770	0.6	-0.5
17.07.2012 14:20:22	49.6190	8.7690	7.5	0.9
18.07.2012 10:37:24	49.8630	8.4680	13	2
19.07.2012 18:14:30	49.7260	8.6010	18	0.5
20.07.2012 07:10:43	49.7100	8.6880	0.8	-1.6
20.07.2012 07:10:59	49.6100	8.7440	8.7	0.2
20.07.2012 09:01:10	49.6470	8.7810	11	0.3
20.07.2012 09:55:49	49.7320	8.7110	1.4	-0.6
20.07.2012 10:01:11	49.7530	8.6860	1.6	0.5
23.07.2012 14:17:09	49.7540	8.6680	8.1	0.7
24.07.2012 05:43:18	49.6320	8.5210	10	0.8
03.04.2013 18:40:26	50.1100	8.9051	10	0.3
06.04.2013 09:26:49	49.9248	8.6235	10	0.6
06.04.2013 13:24:11	49.9735	8.7012	0.7	-1.1
07.04.2013 10:21:50	50.0468	8.9225	15	0.9
07.04.2013 22:25:52	49.9260	8.6000	0	-0.5
11.04.2013 09:58:49	49.7914	8.7225	3.5	1.5
05.07.2014 22:48:11	49.9720	8.5440	7.6	0.6
16.07.2014 04:50:40	49.7180	8.5130	14.7	1.1
16.07.2014 04:33:01	49.7490	8.5240	20.8	1.3

A4.2 Schwinggeschwindigkeiten

Tab. A4.3: Maximal registrierte PGV-Werte der Ereignisse im Zeitraum Dezember 2010 bis Mai 2013.

Herdzeit	M_L	Tiefe (km)	Δ (km)	PGV (mm/s)
18.12.2010 22:26:38	1.1	22.6	27.49	0.003
23.12.2010 01:35:58	3.3	12.4	25.12	1.084
23.12.2010 05:52:46	2.7	12.3	25.81	0.247
30.12.2010 06:36:06	1.2	19.1	13.56	0.003
14.02.2011 12:43:13	4.4	12.2	28.06	3.750
08.03.2011 18:19:25	1.3	15.2	11.02	0.010
02.04.2011 20:04:09	1.4	9.4	14.82	0.011
28.04.2011 12:32:24	1.6	9.9	3.15	0.148
04.06.2011 05:41:42	1.9	16.5	4.72	0.045
16.06.2011 01:05:00	1.6	3.0	30.68	0.002
18.06.2011 22:46:35	1.7	3.1	4.78	0.024
14.07.2011 10:27:01	1.4	8.9	19.26	0.003
07.08.2011 20:08:15	1.1	16.4	4.99	0.036
10.08.2011 12:02:28	2.0	5.0	40.22	0.034
17.01.2012 15:12:52	1.0	15.9	12.25	0.008
18.01.2012 04:36:25	1.9	15.3	13.74	0.040
24.02.2012 05:40:41	2.3	8.9	9.05	0.301
25.02.2012 12:10:01	2.4	9.8	8.97	0.284
25.02.2012 12:13:11	1.7	8.6	9.69	0.061
25.02.2012 12:29:50	1.7	9.5	7.33	0.055
26.02.2012 20:36:33	1.1	24.9	2.95	0.004
29.02.2012 23:45:16	2.0	9.7	9.01	0.143
31.03.2012 07:30:55	1.6	8.8	7.55	0.091
09.05.2012 14:23:03	1.5	10.0	44.90	0.009
11.05.2012 07:52:24	1.9	12.0	6.46	0.112
03.06.2012 17:17:12	1.3	16.3	17.10	0.011
28.06.2012 21:59:10	1.4	3.2	20.80	0.007
18.07.2012 10:37:19	2.2	18.2	19.30	0.060
13.09.2012 21:19:50	1.3	17.0	17.60	0.009
18.09.2012 08:51:54	2.1	17.3	19.00	0.063
14.11.2012 01:00:00	1.6	15.2	27.20	0.009
29.11.2012 19:47:16	1.4	13.6	14.00	0.012
04.01.2013 16:51:54	1.3	18.2	14.60	0.008
21.01.2013 01:12:19	0.7	16.4	7.84	0.003
31.01.2013 11:59:42	1.9	15.9	15.70	0.030
12.02.2013 09:27:56	0.6	3.0	10.30	0.001
12.02.2013 19:42:30	0.5	2.2	8.40	0.001
17.03.2013 00:35:22	2.1	15.6	10.00	0.087
21.04.2013 22:09:31	1.9	14.9	9.99	0.096
27.04.2013 23:07:35	0.6	14.0	9.48	0.004
05.05.2013 01:16:10	0.7	2.4	1.91	0.015
05.05.2013 05:57:33	1.4	11.2	4.58	0.031

A4.3 Sedimentmächtigkeiten

Tab. A4.4: Berechnete Sedimentmächtigkeiten unter Verwendung von $V_p = 3,0$ km/s und $V_s = 1,6$ km/s in den Sedimenten.

Station	Sedimentmächtigkeit (km)	Standardabweichung (km)
BAUS	4,29	0,95
BODE	1,20	0,37
DEXH	2,74	0,86
DIEB	0,40	0,08
GERN	4,80	0,05
GOET	1,20	0,17
HECH	2,40	0,05
HESS	3,77	0,05
MOEN	3,98	0,48
NAUH	2,74	0,05
OCKE	1,43	0,21
RIED	4,09	1,43
WALL	4,11	0,34
WEIT	4,80	0,05
WICK	3,00	0,09
WINT	2,49	0,94
WORF	4,45	0,05

Tab. A4.5: Berechnete Sedimentmächtigkeiten unter Verwendung von $V_p = 2,9$ km/s und $V_s = 0,9$ km/s in den Sedimenten.

Station	Sedimentmächtigkeit (km)	Standardabweichung (km)
BAUS	1,61	0,36
BODE	0,46	0,14
DEXH	1,04	0,33
DIEB	0,15	0,03
GERN	1,83	0,05
GOET	0,46	0,07
HECH	0,91	0,05
HESS	1,44	0,05
MOEN	1,51	0,18
NAUH	1,04	0,05
OCKE	0,54	0,08
RIED	1,56	0,55
WALL	1,57	0,13
WEIT	1,83	0,05
WICK	1,15	0,03
WINT	0,95	0,36
WORF	1,70	0,05

Tab. A4.6: Berechnete Sedimentmächtigkeiten unter Verwendung von $V_p = 3,98$ km/s und $V_s = 1,99$ km/s in den Sedimenten.

Station	Sedimentmächtigkeit (km)	Standardabweichung (km)
BAUS	4,98	1,10
BODE	1,39	0,43
DEXH	3,19	1,00
DIEB	0,46	0,09
GERN	5,57	0,05
GOET	1,39	0,20
HECH	2,79	0,05
HESS	4,38	0,05
MOEN	4,62	0,56
NAUH	3,18	0,05
OCKE	1,66	0,25
RIED	4,74	1,67
WALL	4,78	0,40
WEIT	5,57	0,05
WICK	3,48	0,10
WINT	2,89	1,09
WORF	5,17	0,05

Tab. A4.7: Berechnete Sedimentmächtigkeiten unter Verwendung von $V_p = 3,0$ km/s und $V_s = 1,4$ km/s in den Sedimenten.

Station	Sedimentmächtigkeit (km)	Standardabweichung (km)
BAUS	3,28	0,73
BODE	0,92	0,28
DEXH	2,10	0,66
DIEB	0,31	0,06
GERN	3,68	0,05
GOET	0,92	0,13
HECH	1,84	0,05
HESS	2,89	0,05
MOEN	3,05	0,37
NAUH	2,10	0,05
OCKE	1,09	0,16
RIED	3,13	1,10
WALL	3,15	0,26
WEIT	3,68	0,05
WICK	2,30	0,07
WINT	1,90	0,72
WORF	3,41	0,05

A4.4 Makroseismische Karten

30.10.1869 20:00 Uhr

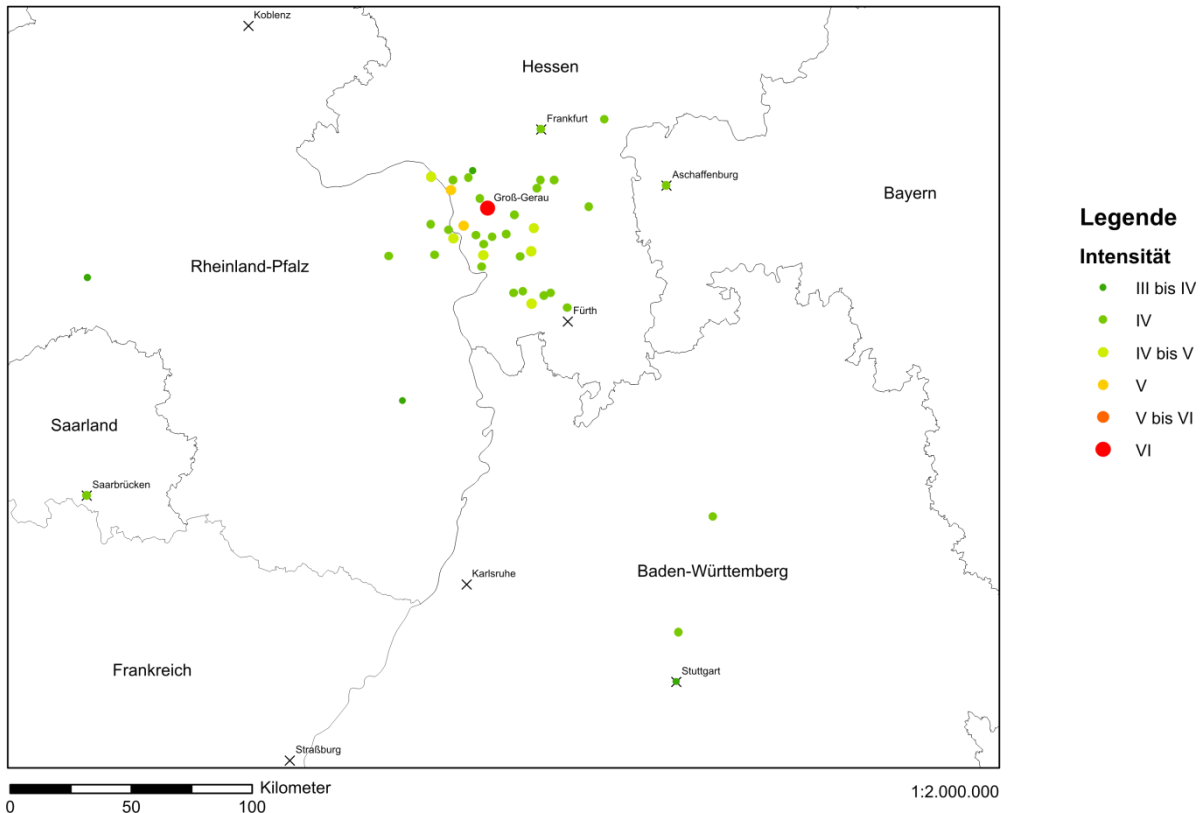


Abb. A4.1: Makroseismische Karte des Ereignisses vom 30. Oktober 1869 um 20:00 Uhr.

31.10.1869 12:10 Uhr

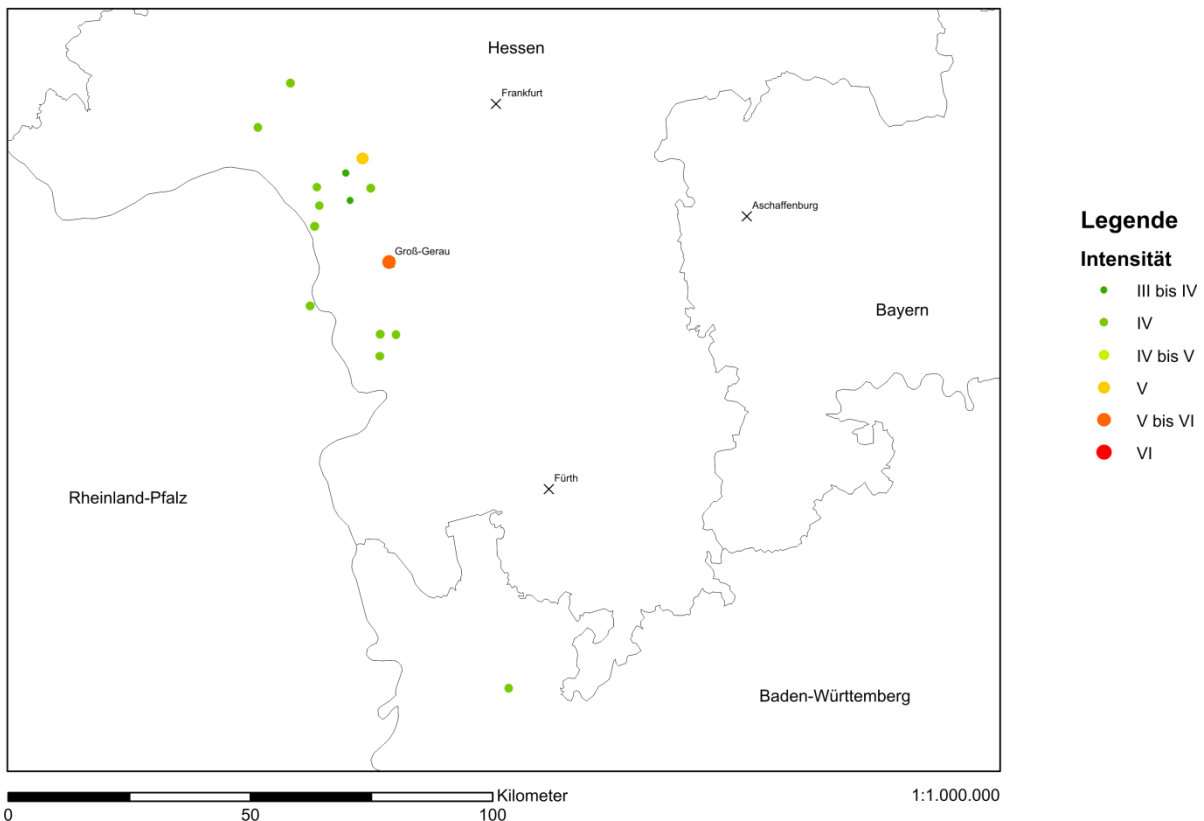


Abb. A4.2: Makroseismische Karte des Ereignisses vom 31. Oktober 1869 um 12:10 Uhr.

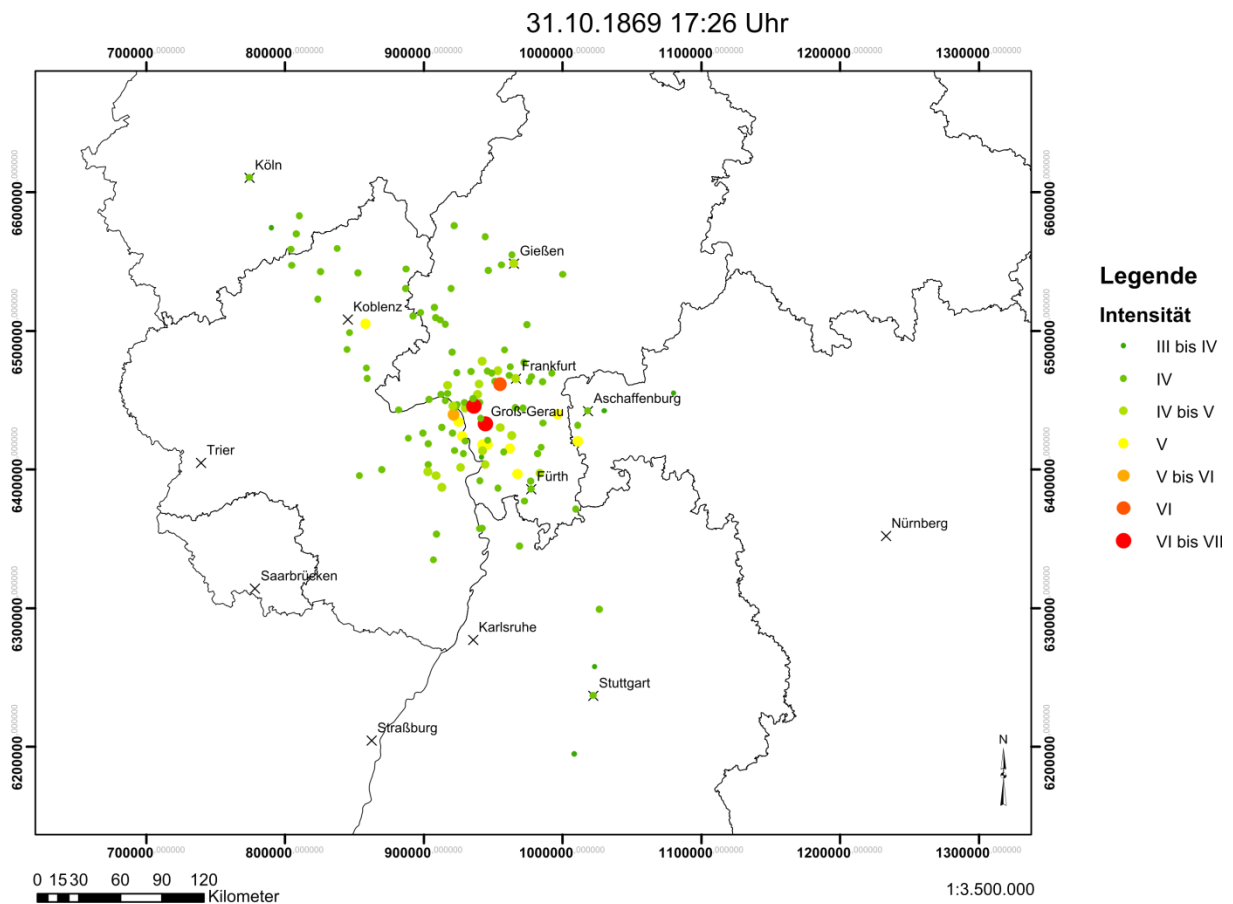


Abb. A4.3: Makroseismische Karte des Ereignisses vom 31. Oktober 1869 um 17:26 Uhr.

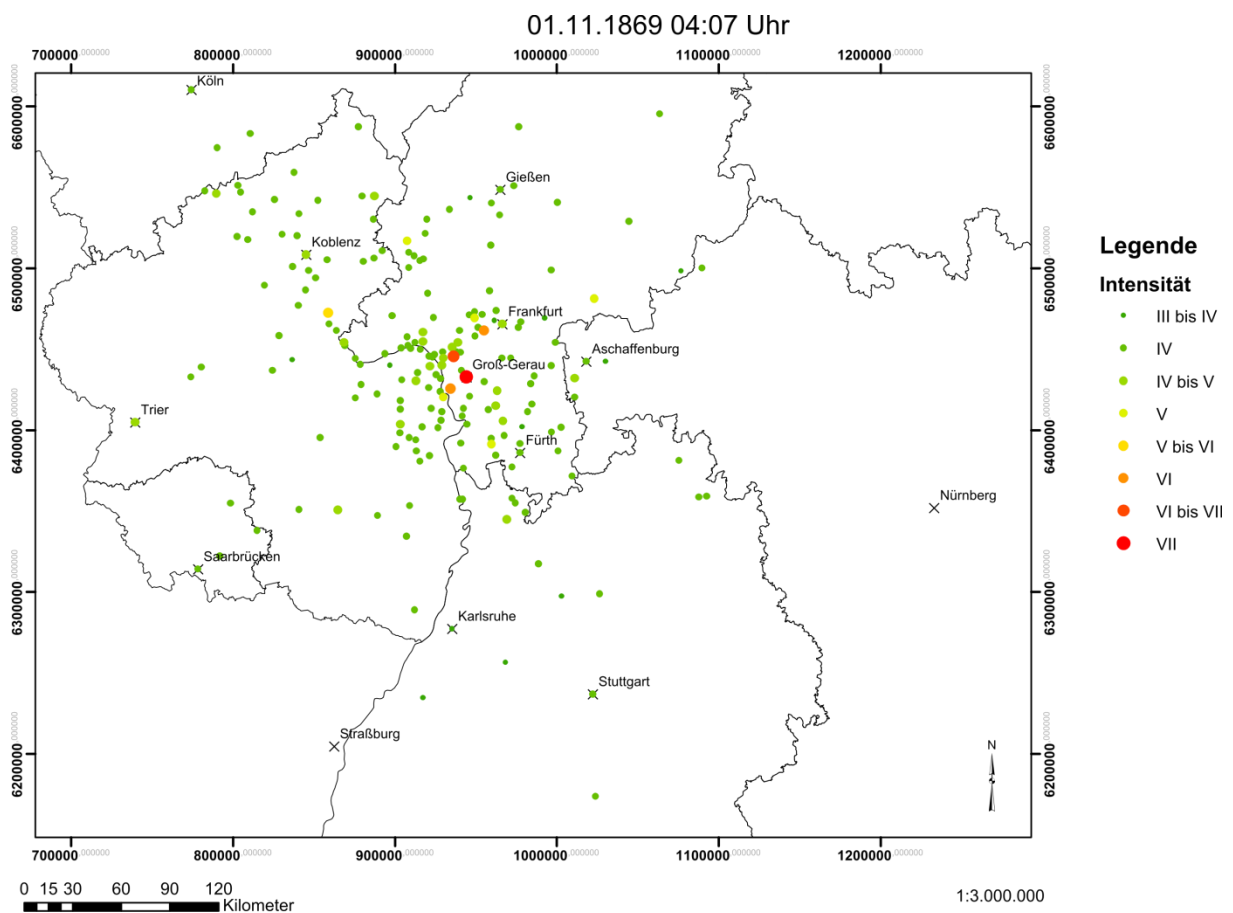


Abb. A4.4: Makroseismische Karte des Ereignisses vom 01. November 1869 um 04:07 Uhr.

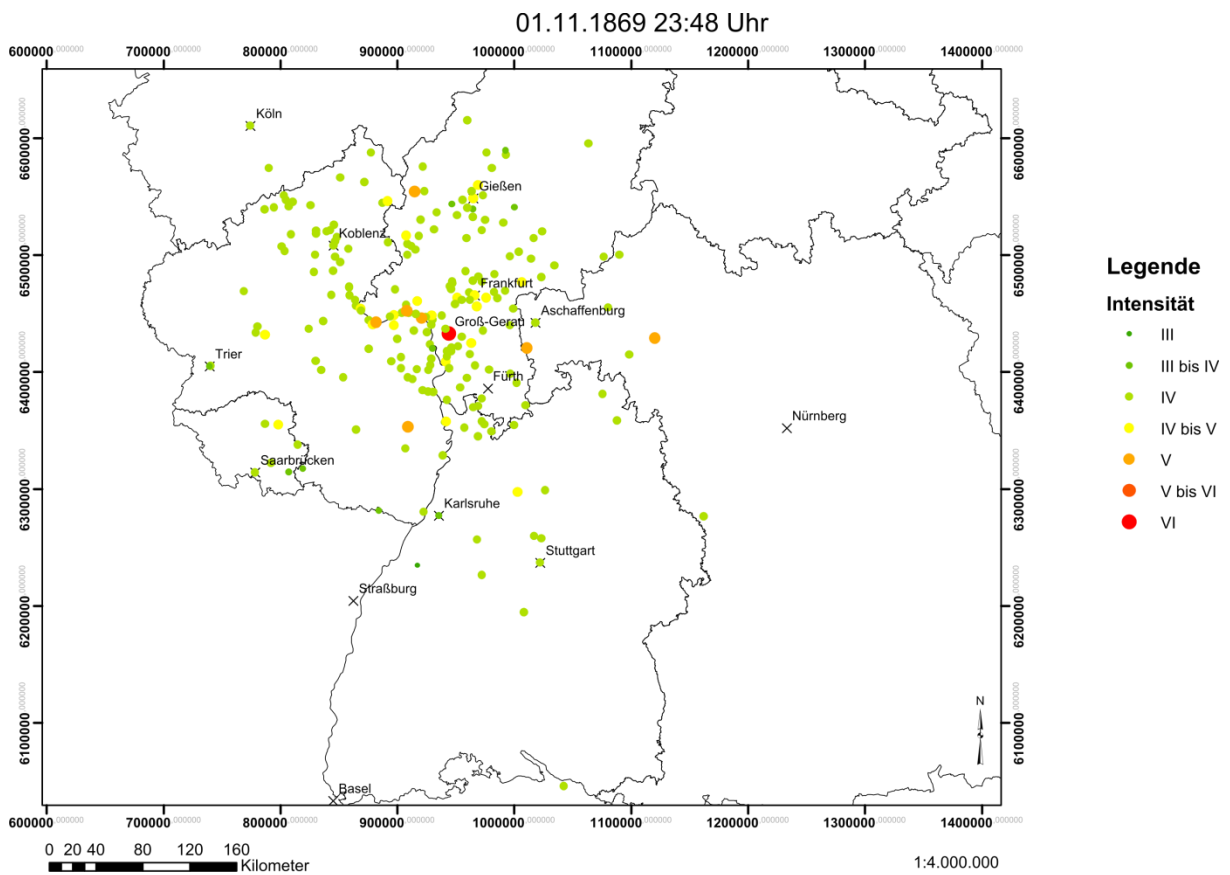


Abb. A4.5: Makroseismische Karte des Ereignisses vom 01. November 1869 um 23:48 Uhr.

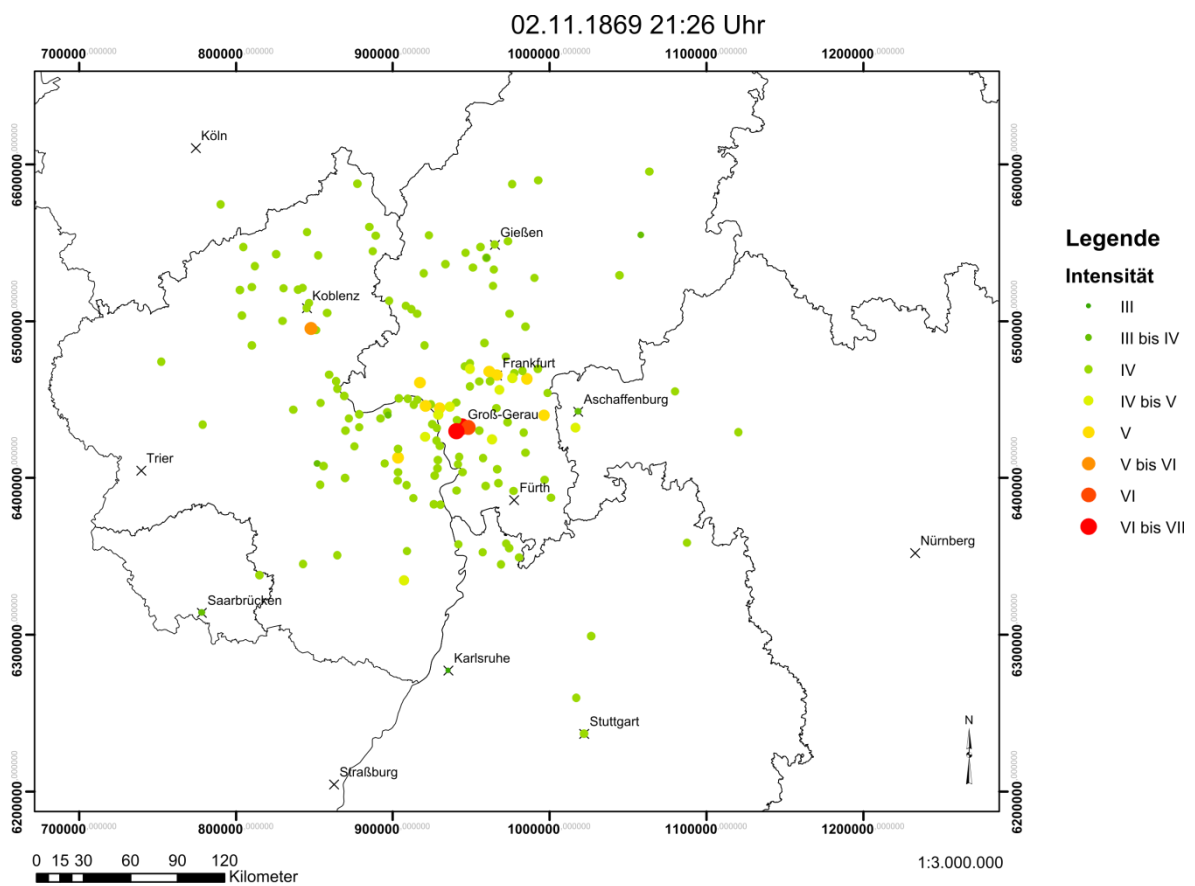


Abb. A4.6: Makroseismische Karte des Ereignisses vom 02. November 1869 um 21:26 Uhr.

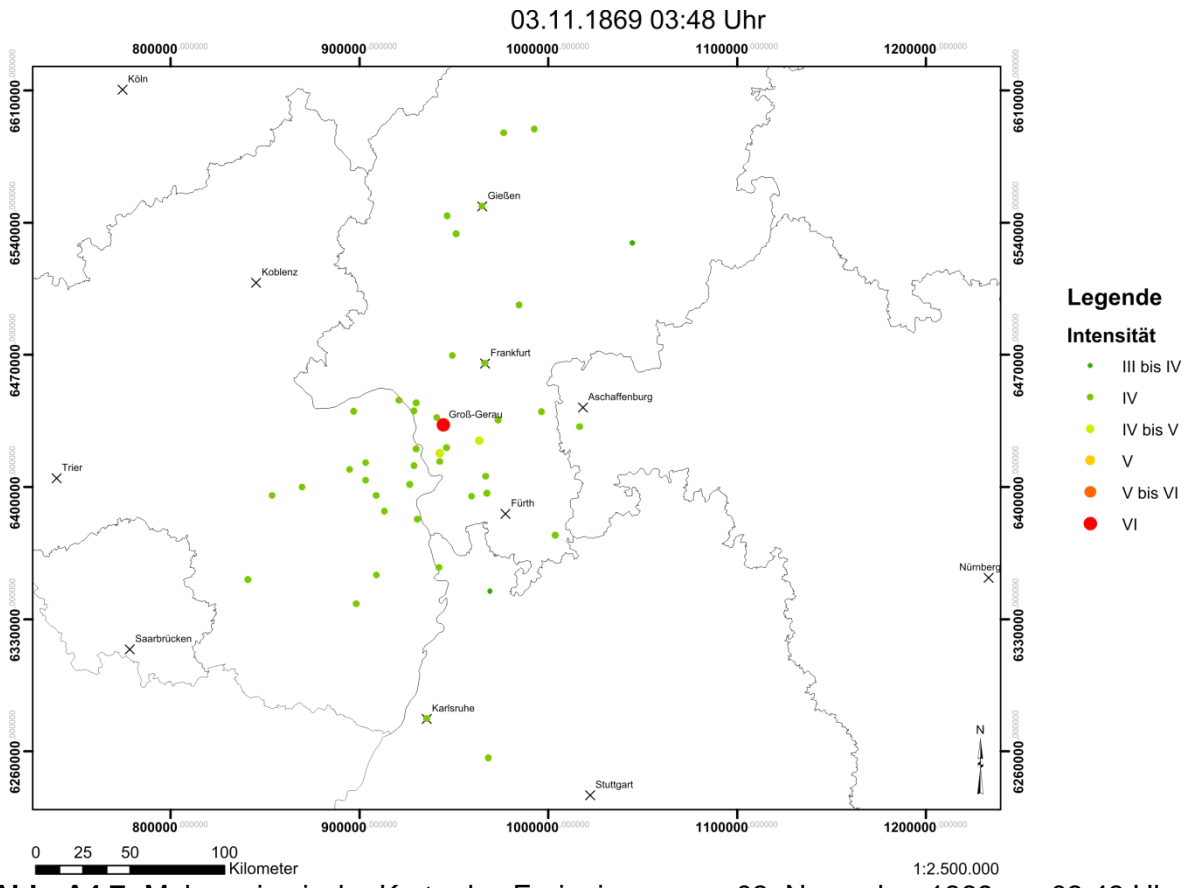


Abb. A4.7: Makroseismische Karte des Ereignisses vom 03. November 1869 um 03:48 Uhr.

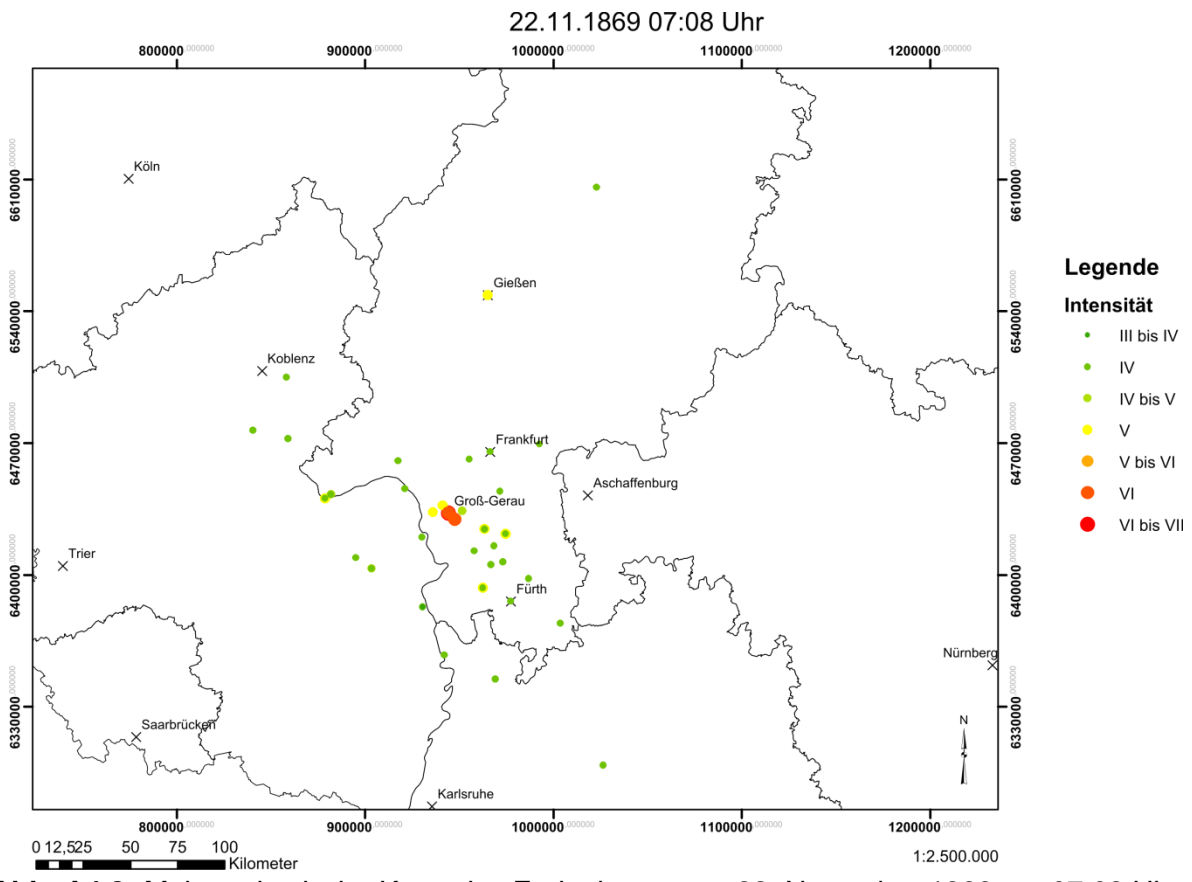


Abb. A4.8: Makroseismische Karte des Ereignisses vom 22. November 1869 um 07:08 Uhr.

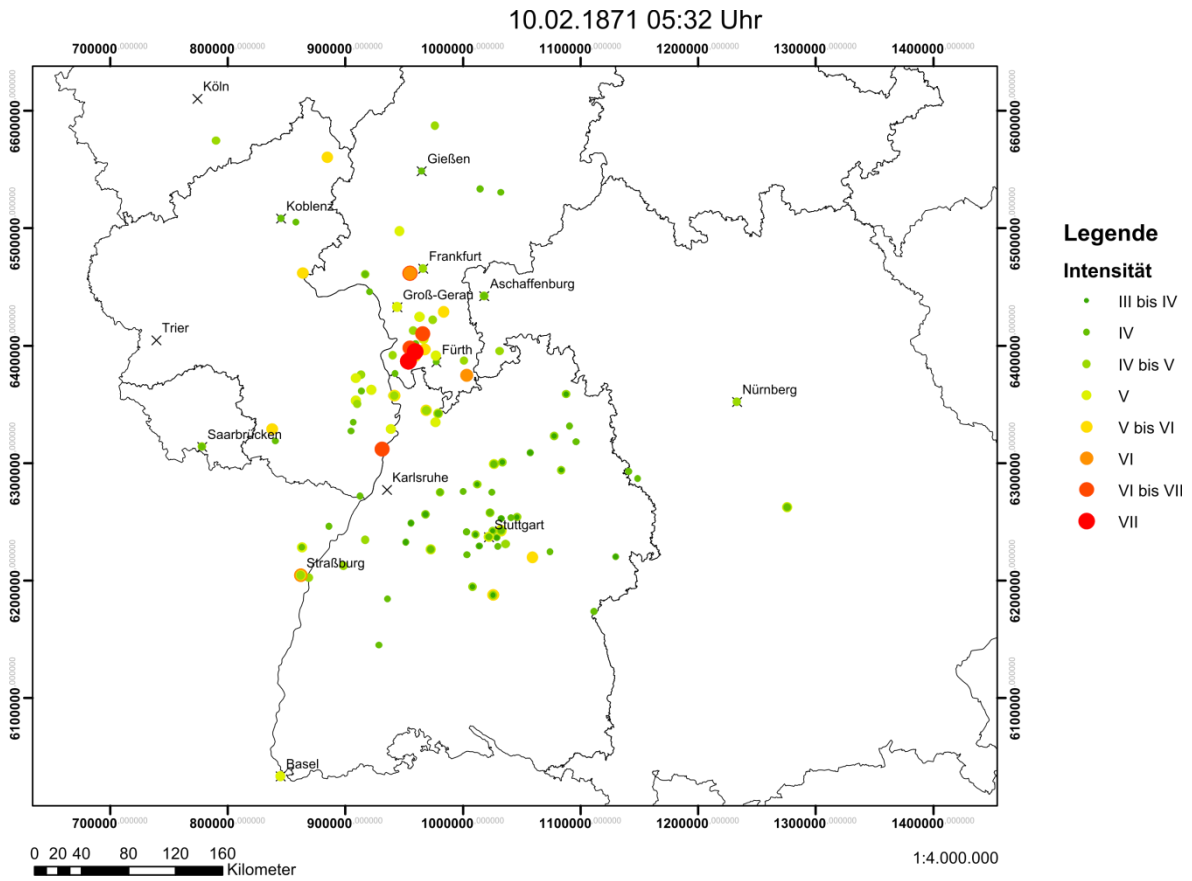


Abb. A4.9: Makroseismische Karte des Ereignisses vom 10. Februar 1871 um 05:32 Uhr.

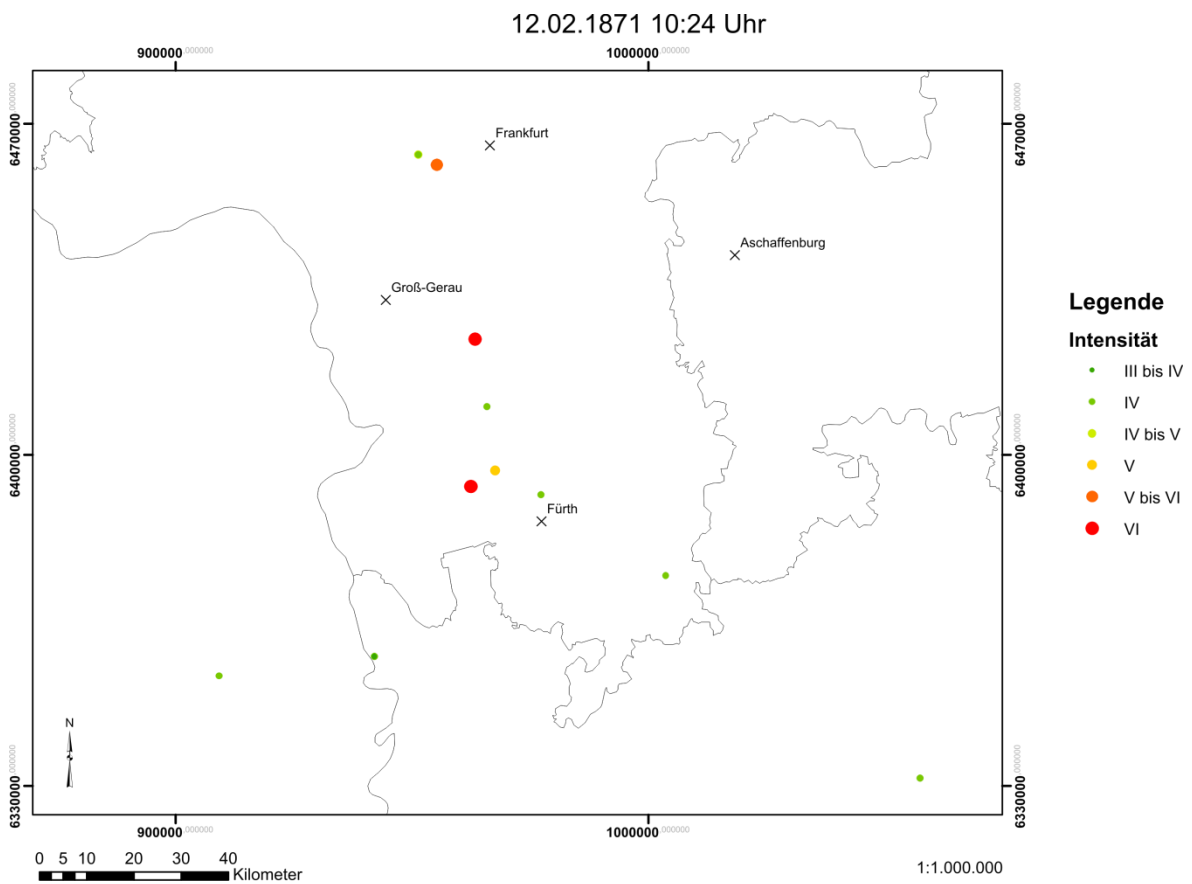


Abb. A4.10: Makroseismische Karte des Ereignisses vom 12. Februar 1871 um 10:24 Uhr.

A4.5 Makroseismische Tiefenbestimmung

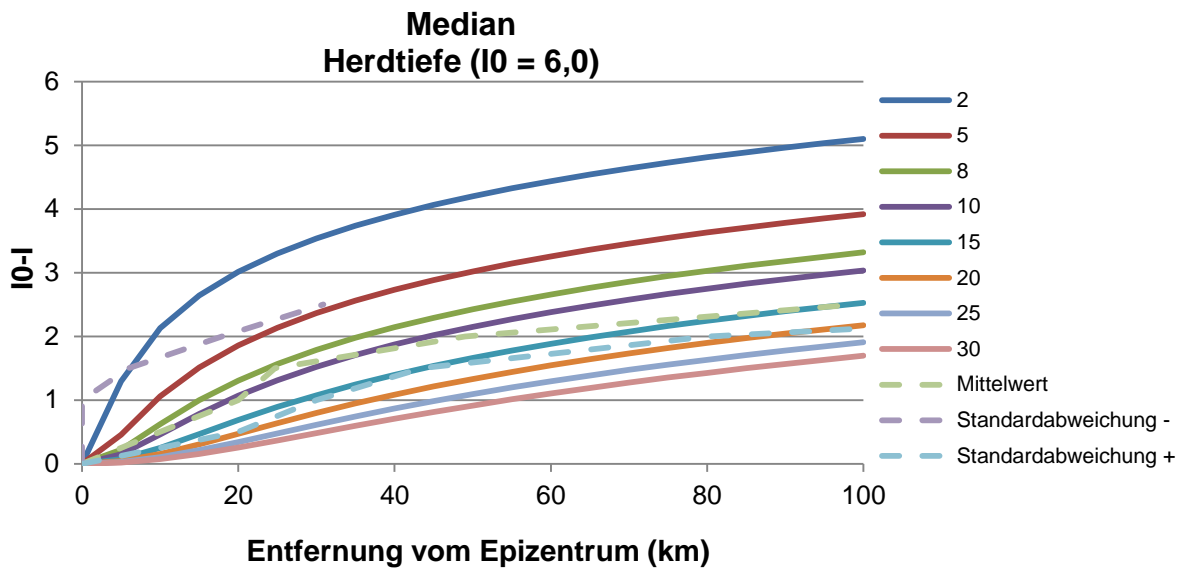


Abb. A4.11: Herdtiefe in km abhängig von der Entfernung vom Epizentrum und der Intensität für das Ereignis vom 30. Oktober 1869 um 20:00 Uhr. Der grün gestrichelte Graph entspricht den makroseismischen Beobachtungen. Die beiden anderen gestrichelten Graphen stellen den Unsicherheitsbereich unter Berücksichtigung der Standardabweichung dar.

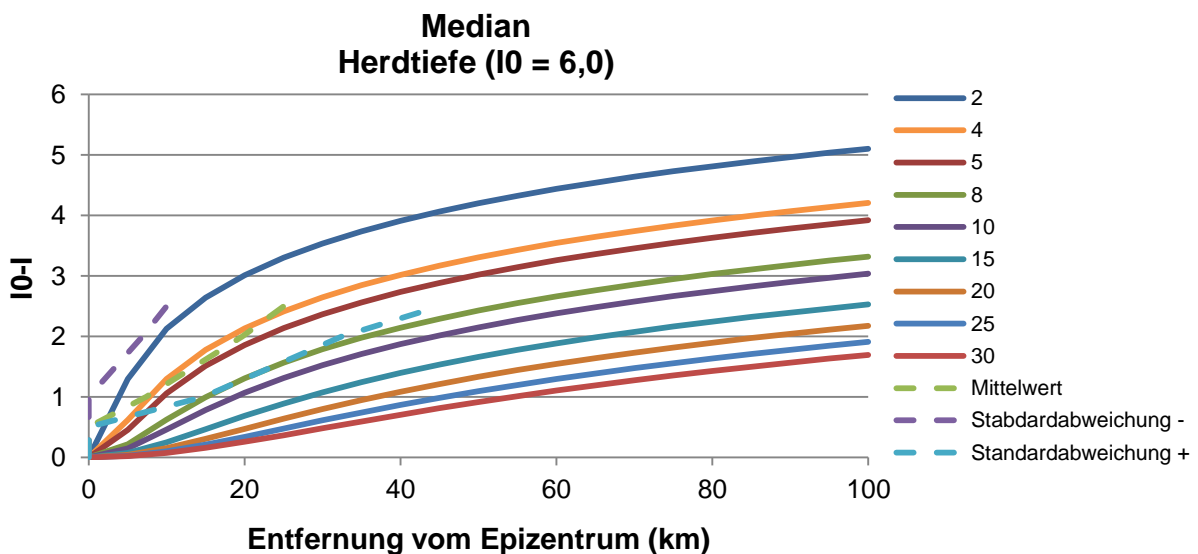


Abb. A4.12: Herdtiefe in km abhängig von der Entfernung vom Epizentrum und der Intensität für das Ereignis vom 31. Oktober 1869 um 12:10 Uhr. Der grün gestrichelte Graph entspricht den makroseismischen Beobachtungen. Die beiden anderen gestrichelten Graphen stellen den Unsicherheitsbereich unter Berücksichtigung der Standardabweichung dar.

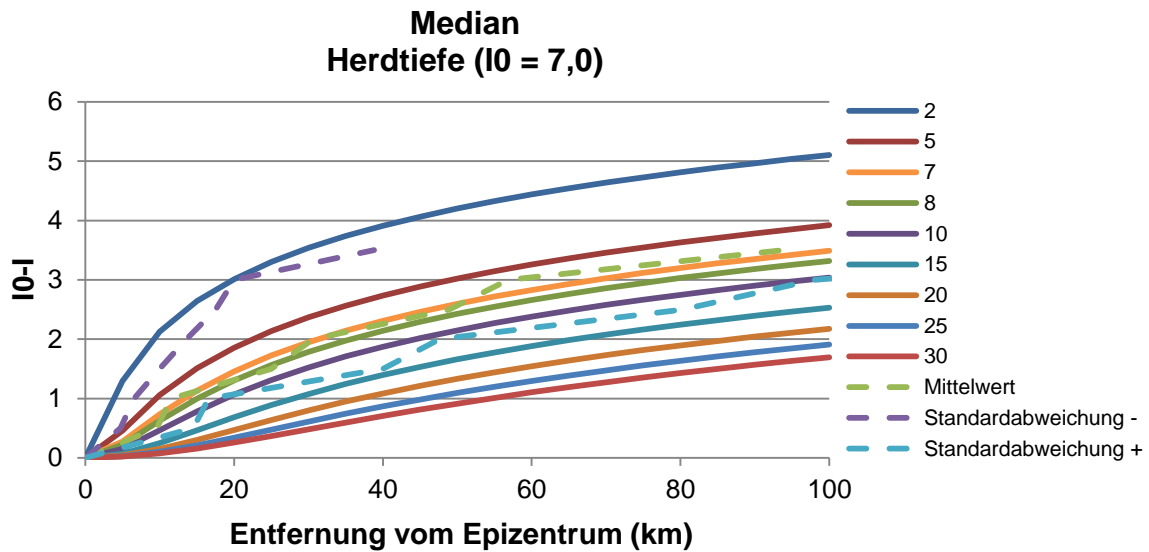


Abb. A4.13: Herdtiefe in km abhängig von der Entfernung vom Epizentrum und der Intensität für das Ereignis vom 31. Oktober 1869 um 17:26 Uhr. Der grün gestrichelte Graph entspricht den makroseismischen Beobachtungen. Die beiden anderen gestrichelten Graphen stellen den Unsicherheitsbereich unter Berücksichtigung der Standardabweichung dar.

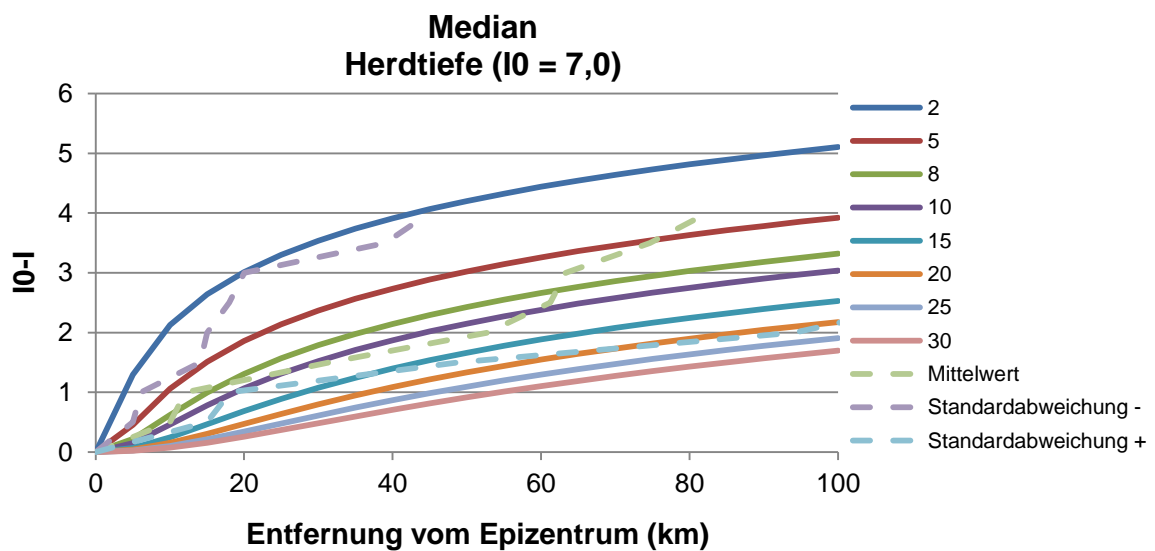


Abb. A4.14: Herdtiefe in km abhängig von der Entfernung vom Epizentrum und der Intensität für das Ereignis vom 01. November 1869 um 04:07 Uhr. Der grün gestrichelte Graph entspricht den makroseismischen Beobachtungen. Die beiden anderen gestrichelten Graphen stellen den Unsicherheitsbereich unter Berücksichtigung der Standardabweichung dar.

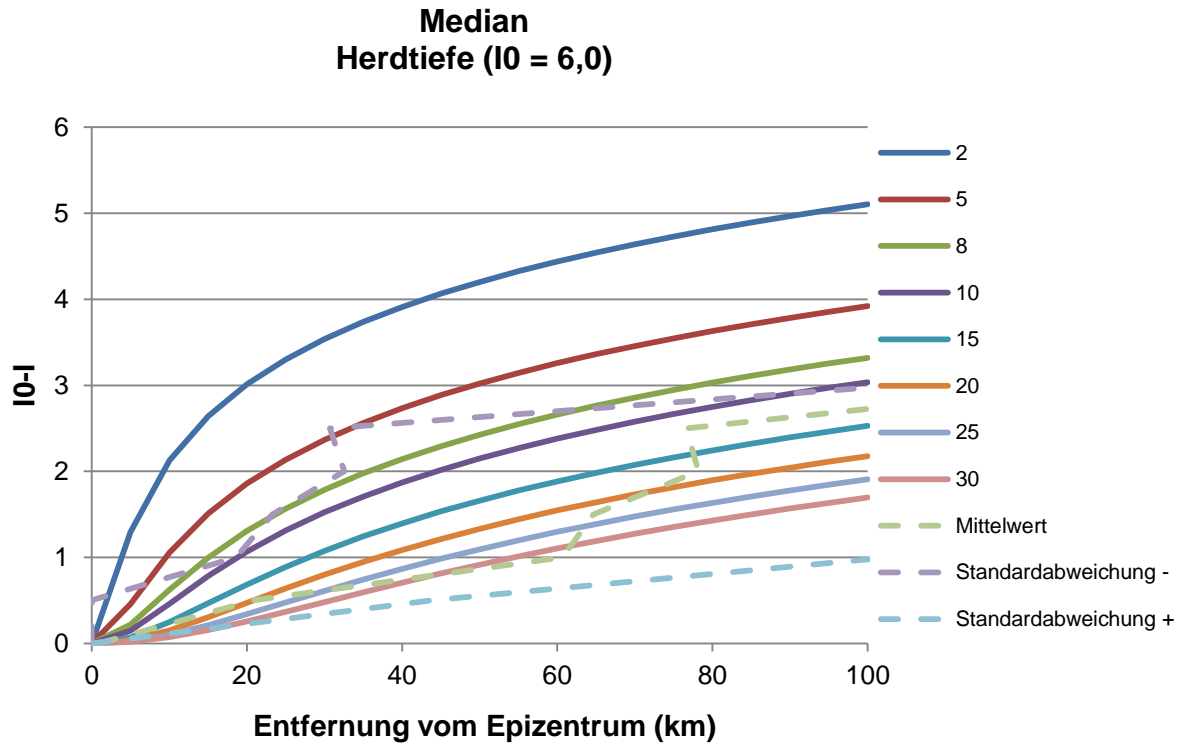


Abb. A4.15: Herdtiefe in km abhängig von der Entfernung vom Epizentrum und der Intensität für das Ereignis vom 01. November 1869 um 23:48 Uhr. Der grün gestrichelte Graph entspricht den makroseismischen Beobachtungen. Die beiden anderen gestrichelten Graphen stellen den Unsicherheitsbereich unter Berücksichtigung der Standardabweichung dar.

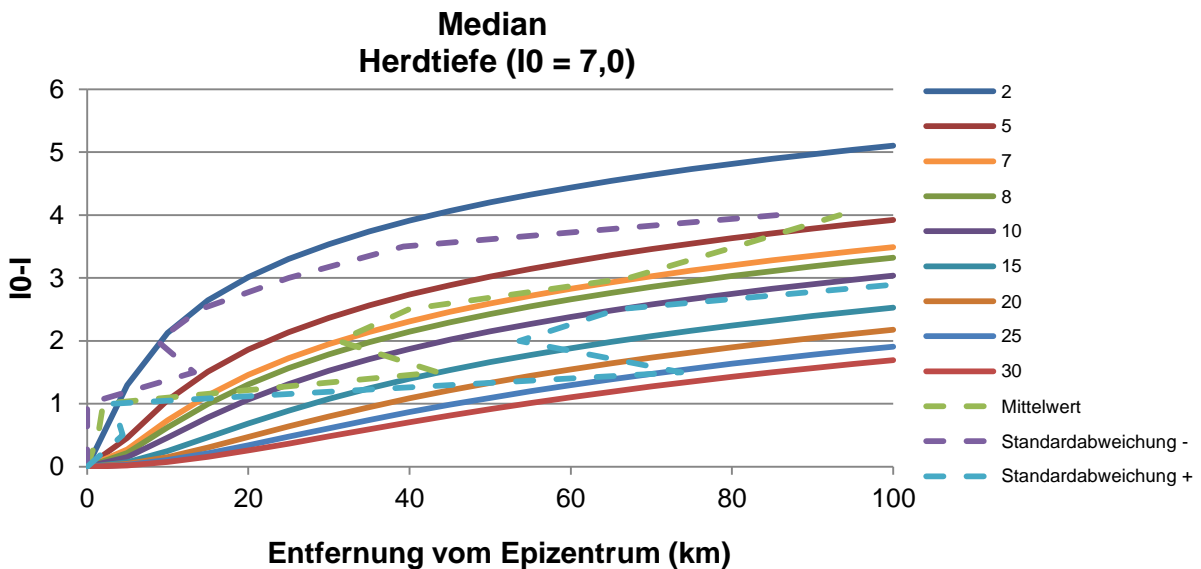


Abb. A4.16: Herdtiefe in km abhängig von der Entfernung vom Epizentrum und der Intensität für das Ereignis vom 02. November 1869 um 21:26 Uhr. Der grün gestrichelte Graph entspricht den makroseismischen Beobachtungen. Die beiden anderen gestrichelten Graphen stellen den Unsicherheitsbereich unter Berücksichtigung der Standardabweichung dar.

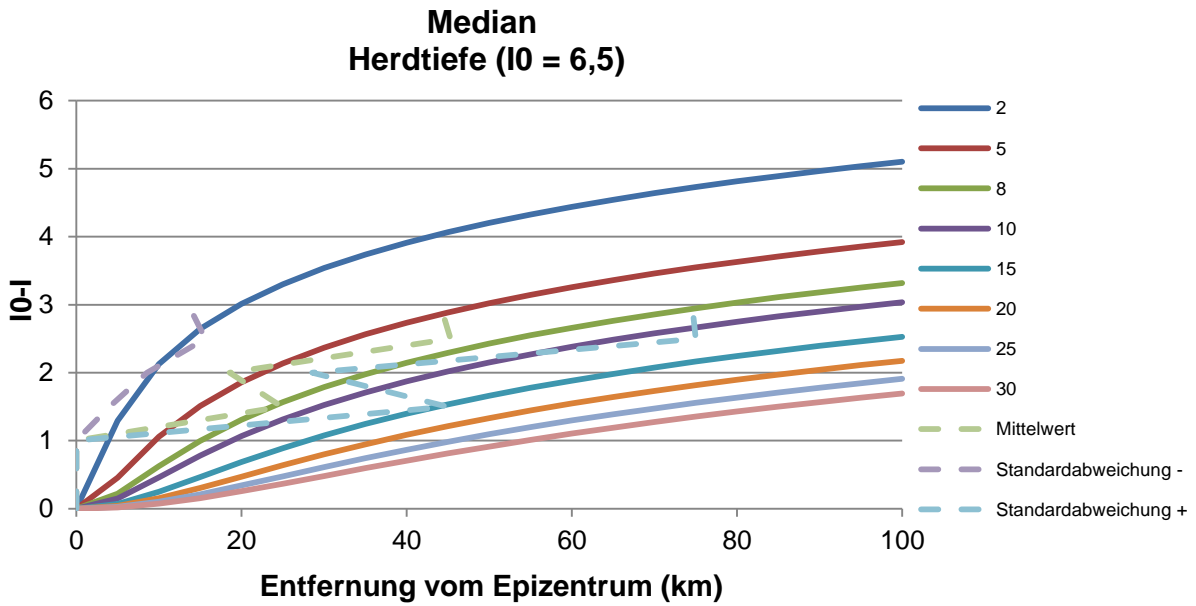


Abb. A4.17: Herdtiefe in km abhängig von der Entfernung vom Epizentrum und der Intensität für das Ereignis vom 03. November 1869 um 03:48 Uhr. Der grün gestrichelte Graph entspricht den makroseismischen Beobachtungen. Die beiden anderen gestrichelten Graphen stellen den Unsicherheitsbereich unter Berücksichtigung der Standardabweichung dar.

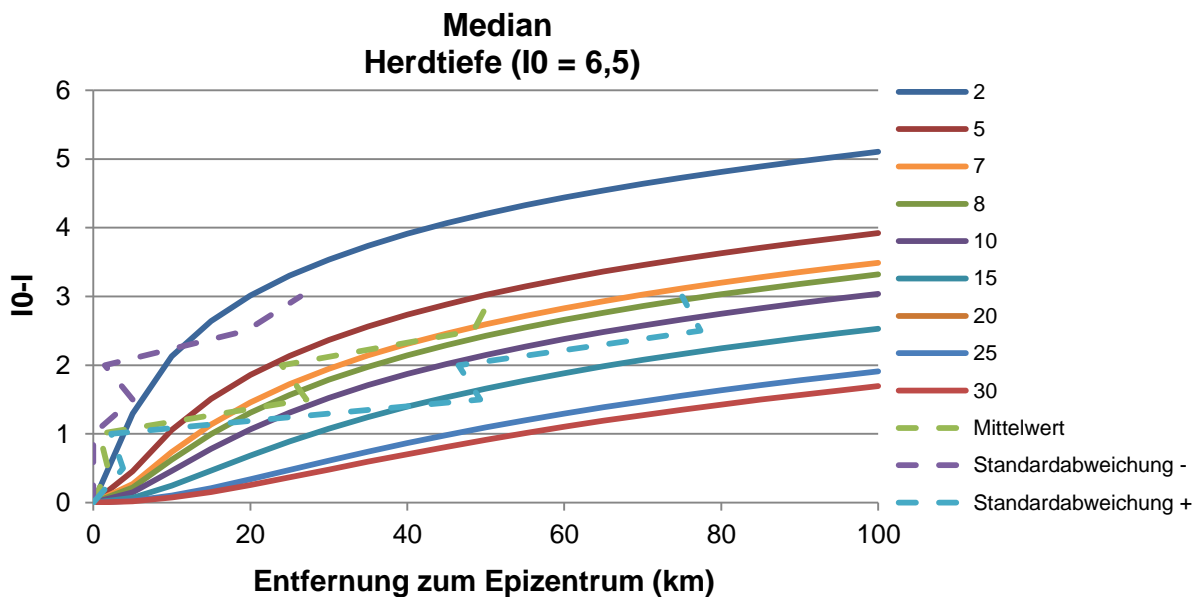


Abb. A4.18: Herdtiefe in km abhängig von der Entfernung vom Epizentrum und der Intensität für das Ereignis vom 22. November 1869 um 07:08 Uhr. Der grün gestrichelte Graph entspricht den makroseismischen Beobachtungen. Die beiden anderen gestrichelten Graphen stellen den Unsicherheitsbereich unter Berücksichtigung der Standardabweichung dar.

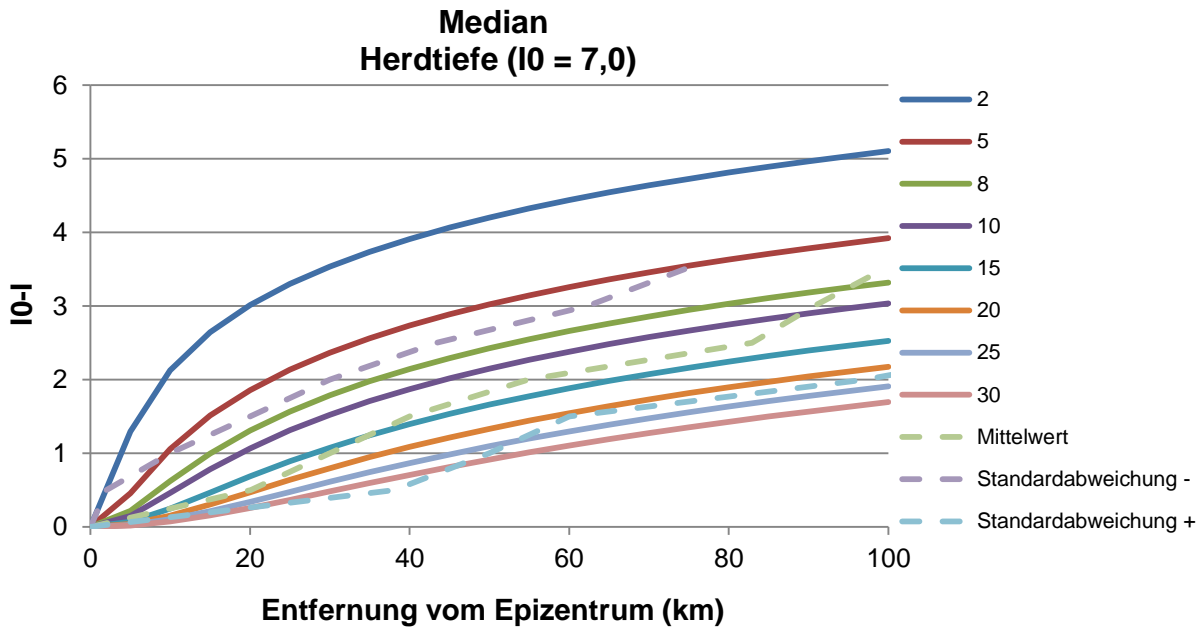


Abb. A4.19: Herdtiefe in km abhängig von der Entfernung vom Epizentrum und der Intensität für das Ereignis vom 10. Februar 1871 um 05:32 Uhr. Der grün gestrichelte Graph entspricht den makroseismischen Beobachtungen. Die beiden anderen gestrichelten Graphen stellen den Unsicherheitsbereich unter Berücksichtigung der Standardabweichung dar.

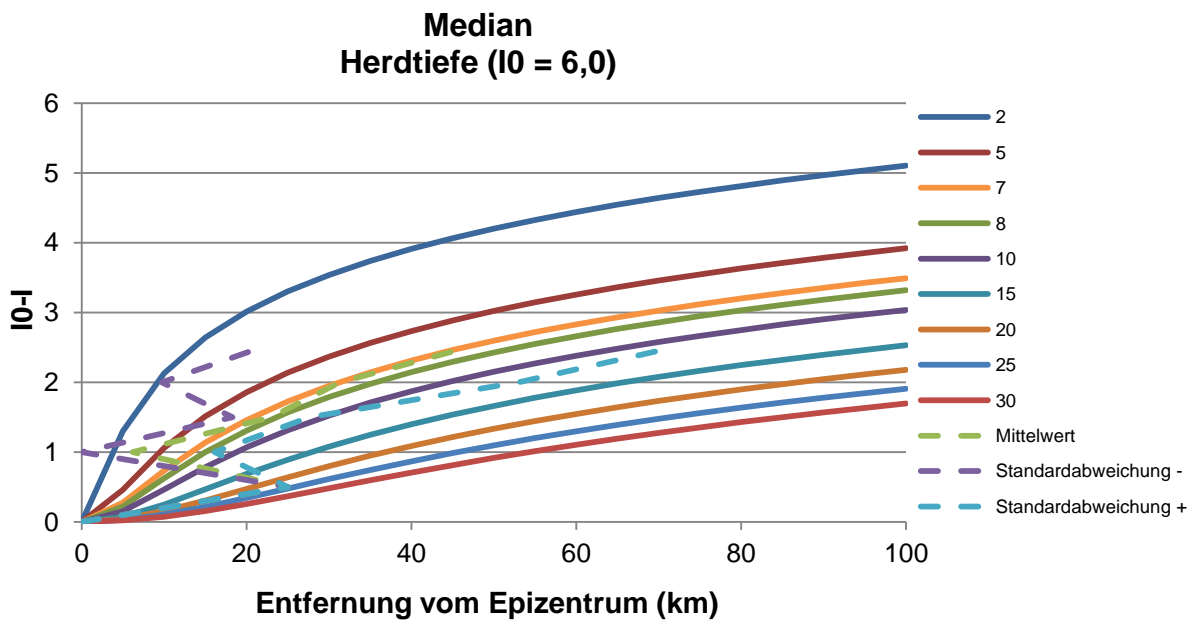


Abb. A4.20: Herdtiefe in km abhängig von der Entfernung vom Epizentrum und der Intensität für das Ereignis vom 12. Februar 1869 um 10:24 Uhr. Der grün gestrichelte Graph entspricht den makroseismischen Beobachtungen. Die beiden anderen gestrichelten Graphen stellen den Unsicherheitsbereich unter Berücksichtigung der Standardabweichung dar.

A5 Spannungsfeld

A5.1 Ergebnisse der Herdflächenanalyse

Tab. A5.1: Ergebnisse der Herdflächenanalyse (Homuth et al., 2014a).

Herdzeit	Lat	Lon	Tiefe	M _L	Lösungen	Nodalflächen					
						Strike	Dip	Rake	Strike	Dip	Rake
						(°)	(°)	(°)	(°)	(°)	(°)
1997-11-29 10:54:38	50.290	8.290	5.0	3.2	5.49E-04	67.92	55.15	3.49	335.92	87.13	145.10
1997-11-29 20:06:09	50.280	8.270	5.0	3.8	8.57E-06	45.14	19.64	-23.19	157.11	82.39	-108.17
1998-12-18 15:21:12	50.140	8.250	10.0	2.5	5.14E-05	9.47	57.74	-23.23	112.37	70.52	-145.52
2001-01-26 16:24:12	50.080	8.213	4.6	2.4	3.43E-05	101.92	78.05	-66.46	217.35	26.24	-152.08
2002-02-22 02:10:07	49.880	8.880	14.0	2.0	6.86E-05	326.68	66.85	57.06	205.43	39.50	141.82
2003-06-01 03:08:58	49.840	8.370	10.0	1.8	3.52E-04	47.09	63.99	-7.51	140.40	83.25	-153.80
2003-09-26 07:52:09	49.940	7.870	15.0	2.3	1.71E-05	179.74	85.47	64.92	80.16	25.46	169.41
2003-12-28 22:22:09	50.210	8.340	7.0	2.0	9.43E-05	172.70	66.30	-8.20	266.02	82.50	-156.08
2004-03-05 14:47:56	50.160	8.680	12.0	2.5	1.71E-05	145.32	79.73	-24.02	239.86	66.39	-168.78
2004-04-04 01:19:21	49.840	8.510	10.0	2.2	1.80E-04	226.41	86.11	22.69	134.78	67.37	175.78
2004-04-04 06:35:21	49.830	8.540	4.0	2.4	8.57E-06	211.14	90.00	24.00	121.14	66.00	-180.00
2004-05-04 19:25:56	50.100	8.740	11.0	2.8	6.86E-05	353.22	58.59	-54.14	119.01	46.24	-133.81
2004-05-31 23:52:04	49.650	8.400	12.0	2.2	3.43E-05	213.26	60.55	19.83	113.21	72.82	149.03
2004-08-12 16:35:28	49.840	8.510	10.0	2.1	1.20E-04	347.26	58.59	-20.65	88.37	72.49	-146.87
2004-08-20 23:35:17	49.840	8.510	5.0	2.6	2.57E-05	34.24	88.88	-21.97	124.69	68.03	-178.79
2004-10-08 03:42:53	49.750	8.570	10.0	2.2	8.57E-05	85.95	61.93	62.55	313.77	38.46	130.84
2005-08-20 07:08:53	50.050	8.250	5.0	1.9	5.14E-05	342.85	66.20	-10.79	77.25	80.14	-155.82
2007-12-13 14:11:39	49.670	8.300	11.0	2.2	2.54E-03	16.63	89.38	-17.99	106.83	72.01	-179.35
2010-06-29 00:42:46	50.049	8.468	5.0	3.2	8.57E-06	30.84	68.25	-22.66	129.63	69.04	-156.62
2010-08-27 12:20:04	49.850	8.010	10.0	2.4	9.43E-05	285.97	49.72	54.93	153.33	51.37	124.14
2010-12-23 01:35:58	49.993	8.224	9.0	3.3	8.57E-06	325.96	74.81	9.77	233.38	80.58	164.59
2010-12-23 05:52:46	49.992	8.221	9.0	2.7	4.97E-04	323.59	86.80	10.53	232.99	79.49	176.75
2011-03-08 18:19:25	49.923	8.432	15.2	1.3	6.86E-05	268.13	84.20	-22.29	0.50	67.83	-173.73
2011-04-02 20:04:09	50.083	8.221	9.4	1.4	1.02E-02	352.00	85.99	-41.84	85.58	48.28	-174.62
2011-04-28 12:32:24	49.913	8.794	9.9	1.6	2.06E-04	124.73	81.79	-24.76	218.50	65.51	-170.98
2011-06-04 05:41:42	50.043	8.711	16.5	1.9	3.52E-04	344.02	2.83	44.98	209.07	88.00	92.00
2012-01-18 04:36:25	49.656	8.692	15.2	1.9	4.63E-04	131.61	83.22	-57.75	232.20	32.88	-167.44
2012-02-24 05:40:27	49.926	8.701	8.9	2.3	6.86E-05	63.08	80.05	29.91	326.29	60.80	166.28
2012-02-25 12:10:01	49.921	8.702	9.9	2.4	8.57E-06	34.56	43.96	27.50	284.01	71.31	130.54
2012-02-25 12:13:11	49.923	8.712	8.6	1.7	6.86E-05	34.53	43.50	26.57	284.60	72.07	130.32
2012-02-25 12:29:50	49.923	8.677	9.6	1.7	1.71E-05	30.84	42.59	32.05	276.09	68.96	127.92
2012-02-29 23:45:15	49.921	8.703	9.4	2.0	2.57E-05	27.63	43.80	18.59	283.98	77.25	132.27
2012-03-31 07:30:40	49.896	8.688	8.8	1.7	6.69E-04	23.22	83.02	-5.69	113.92	84.35	-172.98
2012-05-11 07:52:24	49.885	8.528	12.6	1.9	8.57E-06	191.93	87.42	9.67	101.49	80.34	177.39
2012-06-03 17:17:12	49.929	8.364	16.3	1.3	3.43E-05	273.19	80.31	-15.24	5.82	74.98	-169.96
2012-06-28 21:59:10	50.129	8.159	3.2	1.4	4.73E-03	155.20	54.23	-82.60	322.67	36.43	-100.14
2012-07-18 10:37:19	49.857	8.401	18.1	2.2	7.72E-05	325.45	63.94	19.26	226.72	72.76	152.61
2012-09-13 21:19:50	49.906	8.375	16.9	1.3	8.57E-05	81.72	76.72	-18.95	176.23	71.57	-165.99
2012-09-18 08:51:54	49.908	8.376	17.3	2.1	2.31E-04	296.52	87.67	-7.65	26.84	82.35	-177.65
2012-11-14 01:00:00	50.094	8.227	15.0	1.6	8.57E-06	281.28	70.15	63.30	157.26	32.83	141.22
2012-11-29 19:47:16	49.976	8.372	13.6	1.4	2.14E-04	219.11	63.65	-9.82	313.51	81.21	-153.31
2013-01-04 16:51:54	50.033	8.707	18.1	1.3	3.52E-04	314.06	24.70	13.21	212.02	84.52	114.12
2013-01-21 01:12:19	49.935	8.345	16.4	0.7	8.49E-04	232.33	17.45	12.85	130.05	86.18	107.04
2013-01-31 11:59:42	49.915	8.688	15.9	1.9	1.71E-04	235.76	77.60	13.16	142.89	77.16	167.28
2013-03-17 00:35:22	50.009	8.505	15.5	2.1	9.60E-04	6.00	78.47	-73.66	130.29	19.91	-144.06
2013-04-21 22:09:31	49.980	8.385	14.9	1.9	1.63E-04	124.73	86.16	-14.51	215.72	75.52	-176.03
2013-04-27 23:07:35	49.852	8.796	13.9	0.6	6.00E-05	59.57	82.06	-0.98	149.71	89.03	-172.06
2013-05-05 01:16:10	49.908	8.271	2.4	0.7	1.99E-03	342.83	74.49	3.97	251.76	86.18	164.45
2013-05-05 05:57:33	49.890	8.710	11.2	1.4	6.34E-04	196.05	64.51	5.32	103.76	85.20	154.42
2013-05-12 06:38:21	50.052	8.448	12.3	1.0	2.06E-04	140.32	54.40	-5.77	233.69	85.31	-144.27
2013-05-12 06:38:31	50.052	8.443	12.3	2.0	7.72E-05	136.10	40.83	-10.56	234.13	83.12	-130.35

2013-05-12 06:38:51	50.055	8.429	9.3	0.8	3.86E-04	337.02	26.67	25.03	224.38	79.05	114.47
2013-06-03 23:34:46	50.134	8.733	12.7	1.7	4.72E-04	7.90	85.48	-48.84	103.06	41.36	-173.14
2013-06-07 16:50:46	49.913	8.261	14.8	2.0	1.65E-03	2.12	59.06	-64.80	152.36	34.63	-106.38
2013-06-08 20:36:04	49.720	8.610	14.6	0.8	7.20E-03	224.72	87.01	-21.81	315.92	68.23	-176.78
2013-08-19 00:12:29	49.949	8.196	14.0	1.7	2.40E-04	38.30	80.39	-60.55	144.76	30.85	-161.01
2013-08-22 02:28:02	50.383	8.793	5.8	2.3	6.00E-05	214.66	31.01	-88.06	32.40	59.01	-91.17
2013-09-21 23:34:26	49.799	8.769	17.5	1.1	4.80E-04	12.85	68.42	4.41	281.22	85.90	158.37

A5.2 Splittingparameter

Tab. A5.2: Splittingparameter (φ und δt) bestimmt an den einzelnen Stationen mit Angabe der 95% Vertrauensbereiche (min/max). Für die Station WEIT ist das Ergebnis der Joint-Splittinganalyse angegeben. Inz. = Inzidenzwinkel, Azi. = Azimutwinkel.

Station	Inz. (°)	Azi. (°)	φ (°)	φ_{\min} (°)	φ_{\max} (°)	δt (°)	δt_{\min} (°)	δt_{\max} (°)
BAUS	33	49	73	59	90	0.03	0.01	0.06
	11	113	-14	-37	1	0.03	0.02	0.04
	33	101	-37	-49	-2	0.06	0.05	0.07
BODE	34	116	-12	-24	-3	0.04	0.03	0.05
	34	40	83	65	-79	0.03	0.02	0.04
	23	3	49	40	58	0.02	0.01	0.03
	35	82	-54	-65	-44	0.03	0.02	0.04
	34	83	-51	-61	-43	0.03	0.02	0.04
	7	15	65	54	75	0.03	0.02	0.04
DEXH	16	45	75	62	-84	0.02	0.01	0.03
	17	37	63	55	76	0.03	0.02	0.04
	31	56	9	-7	25	0.02	0.01	0.03
ERNS	29	171	53	28	69	0.03	0.01	0.04
	29	114	67	59	75	0.05	0.04	0.06
	23	58	14	9	20	0.03	0.02	0.04
HESS	25	82	36	25	49	0.02	0.01	0.03
	19	43	52	48	62	0.03	0.02	0.04
	MESS	26	141	29	-32	48	0.02	0.01
RIED	35	16	49	38	64	0.04	0.03	0.05
	35	30	65	47	-19	0.04	0.02	0.06
	28	34	0	-20	14	0.04	0.02	0.05
WALL	20	59	-46	-90	-39	0.02	0.01	0.04
	14	122	0	-8	6	0.03	0.02	0.04
	31	130	-8	-22	4	0.03	0.02	0.04
WEIT			-63	-86	-55	0.02	0.01	0.03
WICK	24	160	56	28	65	0.04	0.01	0.07
	35	59	20	6	32	0.02	0.01	0.03
WORF	34	50	-23	-31	-13	0.04	0.02	0.05
TNS	34	33	52	45	63	0.04	0.03	0.06
GERN	23	94	-61	-72	-44	0.03	0.02	0.05
DIEB	29	25	-24	-37	-11	0.02	0.01	0.03
MOEN	29	163	40	18	55	0.03	0.02	0.05

Curriculum Vitae

In der Onlineversion ist der Lebenslauf nicht enthalten.