

Clusteranalyse von Mikroerdbeben mittels Wellenformähnlichkeit in der Südpfalz

Cluster analysis of microearthquakes using waveform
similarity in Southern Palatinate

Masterarbeit
von

Michael Grund

an der KIT-Fakultät für Physik
Geophysikalisches Institut

Erstgutachter:	PD Dr. Joachim Ritter
Zweitgutachter:	Prof. Dr. Friedemann Wenzel
Betreuender Mitarbeiter:	Dr. Jörn Groos

Abgabedatum: 11. Juni 2014

Ich versichere wahrheitsgemäß, die Arbeit selbstständig angefertigt, alle benutzten Hilfsmittel vollständig und genau angegeben und alles kenntlich gemacht zu haben, was aus Arbeiten anderer unverändert oder mit Abänderungen entnommen wurde.

Karlsruhe, 11.06.2014

.....

(Michael Grund)

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	1
2. Seismologische Grundlagen	3
2.1. Seismische Wellen	3
2.2. Abstrahlcharakteristiken von Scherbrüchen	4
3. Untersuchungsgebiet	7
3.1. Geologie und Tektonik des Oberrheingrabens	7
3.2. Bisherige Untersuchungen der Seismizität im Umfeld der Geothermieanlagen Landau und Insheim	9
4. Datengrundlage	13
4.1. Verwendete Stationen und Datensätze	13
4.2. Ereigniskatalog	16
4.3. Datenausschnitt und Preprocessing	19
5. Ähnlichkeits- und Clusteranalyse	21
5.1. Doublets, Multiplets und Cluster	21
5.2. Ähnlichkeitsanalyse mittels Kreuzkorrelation	23
5.2.1. Festlegung von Zeitfenstern	24
5.2.2. Erstellung einer Korrelationsmatrix	26
5.2.3. Einfluss von Neuabtastungen	27
5.3. Komponentenmatrizen	28
5.4. Netzwerkmatrix	29
5.4.1. Gemittelte Netzwerkmatrix	29
5.4.2. Einfluss des Signal-Rausch-Verhältnisses (SNR)	30
5.4.3. Gewichtete Netzwerkmatrix	35
5.5. Clusteranalyse	39
5.5.1. Clusterbildung basierend auf Äquivalenzklassen	39
5.5.2. Clusteralgorithmus	39
5.5.3. Festlegung von Schwellenwerten	40
5.5.4. Clusternamen und Clusterereignisnummern	42
6. Das Herdgebiet Landau: Ergebnisse und Interpretation	43
6.1. Ergebnisse der Ähnlichkeitsanalyse	43
6.1.1. Datenverfügbarkeit	43
6.1.2. Komponentenmatrizen	44
6.1.3. Netzwerkmatrizen	51
6.2. Ergebnisse der Clusteranalyse	53
6.2.1. Clusterbildung mit gemittelter und gewichteter Netzwerkmatrix	53
6.2.2. Wellenformbeispiele	54

6.3.	Interpretation und Diskussion der Ergebnisse	58
6.3.1.	Vergleich mit Relativlokalisierungen, Herdflächenlösungen und zeitlicher Entwicklung der Seismizität	58
6.3.2.	Mögliche Zusammenhänge mit lokalen geologischen und tektonischen Strukturen	62
7.	Das Herdgebiet Insheim: Ergebnisse und Interpretation	65
7.1.	Ergebnisse der Ähnlichkeitsanalyse	65
7.1.1.	Datenverfügbarkeit	65
7.1.2.	Komponentenmatrizen	66
7.1.3.	Netzwerkmatrizen	71
7.2.	Ergebnisse der Clusteranalyse	74
7.2.1.	Clusterbildung mit gemittelter und gewichteter Netzwerkmatrix	74
7.2.2.	Wellenformbeispiele	75
7.3.	Interpretation und Diskussion der Ergebnisse	78
7.3.1.	Vergleich mit Relativlokalisierungen, Herdflächenlösungen und zeitlicher Entwicklung der Seismizität	78
7.3.2.	Mögliche Zusammenhänge mit lokalen geologischen und tektonischen Strukturen	82
8.	Zusammenfassung und Ausblick	85
	Literaturverzeichnis	87
	Abbildungsverzeichnis	92
	Tabellenverzeichnis	93
	Danksagungen	95
	Anhang	97
A.	Karlsruhe Seismology Processing (KaSP) Toolbox	97
B.	Entwicklung des seismologischen Stationsnetzwerkes	99
C.	Ereigniskatalog (Ausschnitt)	101
D.	Übertragungsfunktionen der verwendeten Seismometer	103
E.	Inhalt der beigelegten CD-ROM	105

1. Einleitung

Die Untersuchung seismischer Wellenformen dient in der Seismologie der Bestimmung von Untergrundstrukturen sowie der Quellcharakteristiken von Erdbeben. In den Wellenformen unterschiedlicher seismischer Ereignisse auftretende Ähnlichkeiten weisen hierbei auf räumlich konzentrierte Hypozentren, sowie annähernd übereinstimmende Herdmechanismen hin. Durch eine auf Wellenformähnlichkeiten basierende Clusteranalyse können somit wiederkehrend aktivierte Bruchzonen identifiziert und deren zugrundeliegende Mechanismen untersucht werden.

Im Rahmen dieser Masterarbeit werden die an unterschiedlichen Messstationen zwischen 2006 und 2013 aufgezeichneten Wellenformen von im Umfeld der beiden Geothermieranlagen Landau und Insheim detektierten Mikroerdbeben ($M_L < 2$) untersucht. Das Auftreten der seismischen Ereignisse korreliert eng mit den Aktivitäten an den beiden Geothermiekraftwerken und kann auf in den Untergrund injizierte Fluide zurückgeführt werden. Diese reduzieren die Scherspannungen in vorgespannten Krustenbereichen, wodurch es zu induzierter seismischer Aktivität kommt. Durch die geringe, jedoch vorhandene, räumliche Trennung der Geothermiekraftwerke ist ein Vergleich zwischen den beiden Herdgebieten bezüglich der Charakteristik und der auftretenden Seismizität möglich. Die Analyse mikroseismischer Ereignisse wird in dem Untersuchungsgebiet durch zeitlich variierende Stationskonfigurationen und Datenverfügbarkeiten, sowie starke anthropogene Einflüsse (seismisches Rauschen) erschwert.

Das Ziel dieser Arbeit ist die Identifizierung ähnlicher Wellenformen von in gleicher Umgebung wiederholt auftretenden seismischen Ereignissen. Hierbei sollen unter Berücksichtigung vorhandener Schwierigkeiten und anthropogener Einflüsse für die Datensätze beider Herdgebiete jeweils folgende drei Fragestellungen beantwortet werden:

- *Ist eine umfassende Ähnlichkeitsanalyse möglich?*
- *Treten Ereigniscluster auf?*
- *Zeigen sich Übereinstimmungen mit bekannten Relativlokalisierungen und Herdflächenlösungen, sowie der lokalen Geologie und Tektonik?*

In Kapitel 2 wird zunächst ein Überblick über seismologische Grundlagen gegeben. Die geologischen und tektonischen Verhältnisse, sowie weitere im Untersuchungsgebiet des mittleren Oberrheingrabens durchgeführte Analysen werden in Kapitel 3 zusammengefasst. Anschließend werden die verwendeten Stationen und Datensätze beschrieben und das für alle Zeitreihen einheitlich durchgeführte Processing erläutert (Kapitel 4). Der für

die Ähnlichkeits- und Clusteranalyse verwendete Kreuzkorrelations- bzw. Äquivalenzklassenansatz sowie relevante Fachbegriffe werden in Kapitel 5 beschrieben. Weiterhin wird auf die im Rahmen dieser Arbeit entwickelte Methode zur Berücksichtigung auftretender Signal-Rausch-Verhältnisse (SNR) eingegangen. In den Kapiteln 6 und 7 werden die jeweiligen Ergebnisse für die beiden Herdgebiete Landau und Insheim aufgeführt und interpretiert. Die drei formulierten Fragestellungen dienen als Leitfaden für die vorliegende Arbeit und werden in der abschließenden Zusammenfassung in Kapitel 8 unter Einbeziehung der Analyseergebnisse für die beiden Herdgebiete Landau und Insheim diskutiert.

2. Seismologische Grundlagen

An Messstationen aufgezeichnete Wellenformen repräsentieren die durch seismische Wellen eines Erdbebens hervorgerufenen Bodenverschiebungen bzw. Bodenschwinggeschwindigkeiten. Diese enthalten Informationen über den Untergrund, der von den seismischen Wellen durchlaufen wird, sowie der Quellcharakteristik des Erdbebenherdes. Durch Untersuchungen der Wellenformen können somit Rückschlüsse auf gemeinsame Eigenschaften gezogen werden. In den folgenden beiden Abschnitten wird allgemein auf die Ausbreitung seismischer Wellen und die Abstrahlcharakteristiken von Scherbrüchen eingegangen. Auf detaillierte Herleitungen wird an dieser Stelle jedoch verzichtet. Diese können dem Lehrbuch *Modern Global Seismology* von Lay und Wallace (1995) entnommen werden, welchem dieser Überblick bezüglich der Formulierungen hauptsächlich folgt.

2.1. Seismische Wellen

Die Ausbreitung seismischer Wellen in einem Medium ohne äußere Kräfteeinwirkung kann allgemein mittels der homogenen Wellengleichung beschrieben werden:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} \quad (2.1)$$

wobei ρ für die Dichte, u für die Partikelbewegung, t für die Zeit, σ für den Spannungstensor und x_j für die Raumrichtung steht. Die rechte Seite der Gleichung kann durch eine lineare Spannungs-Dehnungsbeziehung in Form des Hookeschen Gesetzes ausgedrückt werden. Unter Berücksichtigung der sogenannten Laméschen Parameter λ und μ ergibt sich für ein homogenes, isotropes Medium ohne äußere Kräfteeinwirkungen folgende Beziehung:

$$\sigma_{ij} = \lambda \epsilon_{kk} \delta_{ij} + 2\mu \epsilon_{ij} \quad (2.2)$$

wobei δ_{ij} für das Kronecker-Delta steht und ϵ_{ij} den Deformationstensor darstellt, der für die Annahme kleiner Dehnungen wie folgt definiert ist:

$$\epsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \quad (2.3)$$

Die Größe ϵ_{kk} in Gleichung 2.2 steht für die Summe der Hauptdiagonalelemente des Deformationstensors.

Durch Verknüpfung der Gleichungen (2.1), (2.2) und (2.3) resultiert folgende partielle Differentialgleichung:

$$\rho \frac{\partial^2 \vec{u}}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu) \nabla(\nabla \cdot \vec{u}) - (\mu \nabla \times \nabla \times \vec{u}) \quad (2.4)$$

Mittels dieser Differentialgleichung kann die elastische Wellenausbreitung in einem homogenen und isotropen Medium dargestellt werden.

Jedes Vektorfeld \vec{u} kann durch ein Vektorpotential $\vec{\psi}$ und ein skalares Potential ϕ vollständig beschrieben werden (Helmholtz-Theorem). Gleichung (2.4) kann somit geschrieben werden als:

$$\vec{u} = \nabla\phi + \nabla \times \vec{\psi} \quad (2.5)$$

Die Verschiebungen \vec{u} lassen sich dadurch in einen Teil ohne transversale Verschiebungen und einen Teil ohne Volumenänderung separieren. Es resultieren somit folgende zwei voneinander unabhängige Wellengleichungen:

$$\nabla^2 \phi - \frac{1}{v_p^2} \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} = 0 \quad (2.6)$$

$$\nabla^2 \vec{\psi} - \frac{1}{v_s^2} \frac{\partial^2 \vec{\psi}}{\partial t^2} = 0. \quad (2.7)$$

Die Lösungen der beiden Wellengleichungen repräsentieren zwei Wellenarten, welche unterschiedlich polarisiert sind und als Raumwellen bezeichnet werden. Die primäre Kompressionswelle (P-Welle) breitet sich in Ausbreitungsrichtung schwingend mit der seismischen Geschwindigkeit v_p aus (Gleichung (2.8)), die sekundäre Schwerwelle (S-Welle) senkrecht zur Ausbreitungsrichtung schwingend mit der Geschwindigkeit v_s (Gleichung (2.9)). Letztere kann in zwei senkrecht zueinander stehende Komponenten aufgespalten werden, wovon die eine in vertikaler Richtung schwingt und die andere horizontal polarisiert ist. Folglich werden diese als SV- bzw. SH-Wellen bezeichnet.

$$v_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (2.8)$$

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.9)$$

Neben den Raumwellen treten weiterhin Oberflächenwellen auf, welche für die Analysen im Rahmen dieser Arbeit jedoch nicht relevant sind.

2.2. Abstrahlcharakteristiken von Scherbrüchen

Ein Scherbruch mit parallel zueinander angeordneten Bruchflächen lässt sich vereinfacht über ein doppeltes Kräftepaar (*double-couple*) darstellen (Abbildung 2.1, **ⓑ**). Die hierbei abgestrahlten Verschiebungsamplituden der unterschiedlichen Wellentypen sind von der radialen Entfernung r , dem Polarwinkel θ und dem Azimut ϕ abhängig (Abbildung 2.1, **ⓐ**). Bei Verwendung eines entlang der Bruchflächen orientierten Koordinatensystems können

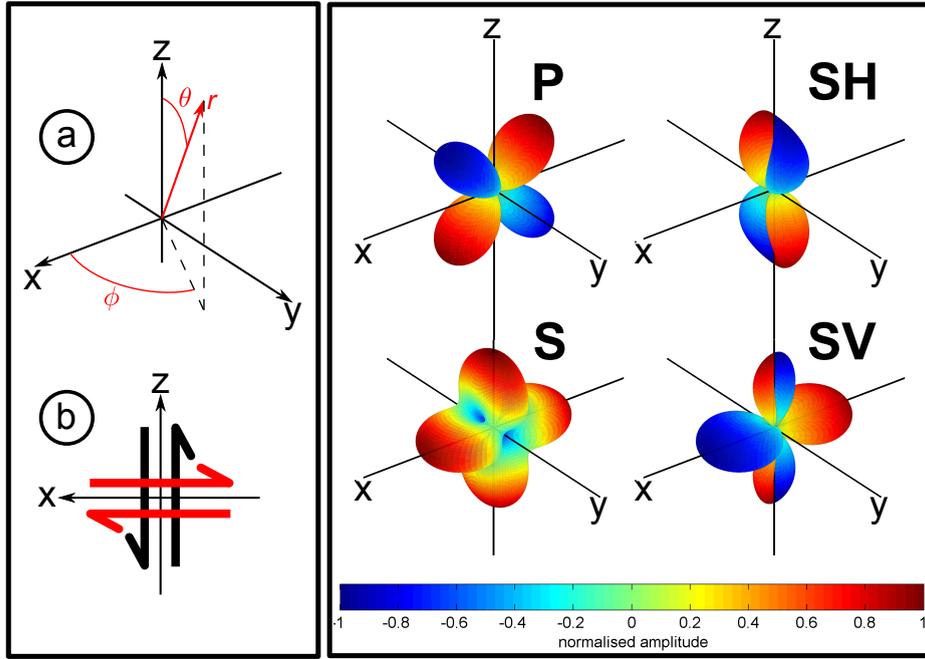


Abbildung 2.1.: Links: Sphärisches Koordinatensystem (a) und doppeltes Kräftepaar (b). Rechts: Abstrahlcharakteristiken der verschiedenen Wellentypen für einen Scherbruch mit $\phi = 0$. Die Bruchfläche wird durch die Raumrichtungen x und y aufgespannt. Für die Berechnung wurde das Programm `rpgen`¹ verwendet (Kwiatek und Ben-Zion, 2013).

diese über folgende Gleichungen beschrieben werden:

$$u_r = \frac{1}{4\pi\rho r v_p^3} \dot{M}_0 \left(t - \frac{r}{v_p} \right) \underbrace{\sin 2\theta \cos \phi}_{R_P} \quad (2.10)$$

$$u_\theta = \frac{1}{4\pi\rho r v_s^3} \dot{M}_0 \left(t - \frac{r}{v_s} \right) \underbrace{\cos 2\theta \cos \phi}_{R_{SV}} \quad (2.11)$$

$$u_\phi = \frac{-1}{4\pi\rho r v_s^3} \dot{M}_0 \left(t - \frac{r}{v_s} \right) \underbrace{\cos \theta \sin \phi}_{R_{SH}} \quad (2.12)$$

wobei \dot{M}_0 die Ableitung der zeitabhängigen Momentenfunktion darstellt, welche den Bruchprozess beschreibt. Die Größen R_P , R_{SV} und R_{SH} stehen für die Abstrahlcharakteristiken der einzelnen Wellentypen, welche rechts in Abbildung 2.1 für einen Azimut von $\phi=0$ dargestellt sind. Die Abstrahlung für das S-Wellenfeld lässt sich aus den Charakteristiken der SV- und SH-Welle bestimmen:

$$R_S = \sqrt{R_{SV}^2 + R_{SH}^2} \quad (2.13)$$

Durch die Abhängigkeit der Abstrahlcharakteristiken von den Größen r , θ und ϕ können an Stationen mit in etwa gleicher Epizentraldistanz unterschiedliche Amplituden der entsprechenden Wellenarten beobachtet werden.

¹`rpgen`: verfügbar auf MATLAB file exchange, <http://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/43524-radiation-pattern-from-shear-tensile-seismic-source>, abgerufen am 05.06.2014

3. Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet im Umfeld der beiden geothermischen Anlagen Landau und Insheim liegt im nördlichen Teil des mittleren Oberrheingrabens. Im folgenden Abschnitt wird eine kurze Übersicht über die geologischen und tektonischen Verhältnisse im Oberrheingraben gegeben. Speziell wird auf die lokalen Bedingungen im Bereich Landau und Insheim eingegangen. Weiterhin wird ein Überblick über die vor oder parallel zu dieser Arbeit durchgeführten Untersuchungen von den im Untersuchungsgebiet aufgetretenen seismischen Ereignissen gegeben, welche mit dem Betrieb der Geothermiekraftwerke Landau und Insheim in Verbindung gebracht werden.

3.1. Geologie und Tektonik des Oberrheingrabens

Der Oberrheingraben (ORG) verläuft über knapp 300 km von Basel bis Frankfurt am Main und wird in der Breite durch im Mittel 30 km bis 40 km voneinander entfernte Grabenschultern begrenzt. Er ist Teil eines kontinentalen Grabenbruchsystems, welches sich von Südfrankreich bis in die Nordsee erstreckt. Die Öffnung des Grabens begann im Eozän, was zu Hebungen der Grabenschultern und Ablagerungen von Sedimenten im Grabenbereich führte. Diese Sedimentserien bestanden hauptsächlich aus durch Erosion abgetragenen Teilen der Grabenschultern, sowie Rückständen von marinen und brackischen Ingressionen und weisen im südlichen und mittleren Abschnitt des Grabens Mächtigkeiten von bis zu 3000 m auf. Oberflächennah finden sich neben verschiedenen Tertiärsedimenten meist Lockergesteine (Abbildung 3.1). Im Bereich der Grabenschultern steht meist Buntsandstein an, wobei südlich von Baden-Baden auch das kristalline Grundgebirge zu Tage tritt (Walter, 2007; Frisch und Meschede, 2011).

Das bei der Grabenbildung senkrecht zur Grabenachse stehende extensionale Spannungsfeld reorientierte sich im Miozän zu einem sinistral gerichteten Regime, welches noch heute vorherrscht. Dies führte zur Bildung vieler Einzelschollen innerhalb des Grabens, welche sich während der Sedimentation unterschiedlich stark abgesenkt haben. Die parallel zur Grabenachse verlaufenden Haupttrandverwerfungen erstrecken sich hauptsächlich in Richtung NNE-SSW (Abbildung 3.2) und durch mehrere Sedimentschichten bis in unterschiedliche Tiefen. Zusammen mit in vielen Bereichen auftretenden Horststrukturen bilden sie eine komplexe Untergrundstruktur (Walter, 2007; Frisch und Meschede, 2011).

Der Untergrund des Untersuchungsgebietes um Landau und Insheim ist geologisch durch Bohrungen und reflexionsseismische Messungen teilweise kleinräumig bekannt, was für die

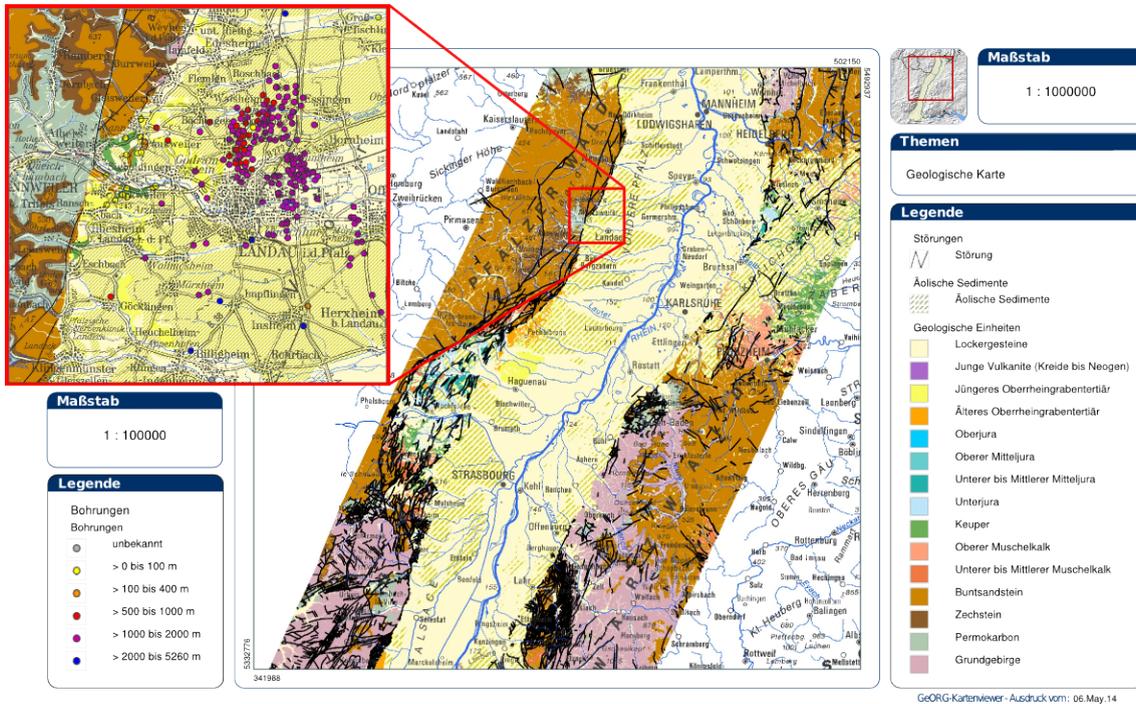


Abbildung 3.1.: Geologische Übersicht des mittleren Oberrheingrabens. Der Ausschnitt zeigt das Untersuchungsgebiet mit den im Bereich Landau/Insheim durchgeführten Bohrungen (Quelle: <http://maps.geopotenziale.eu/>, siehe GeORG-Projektteam, 2013).

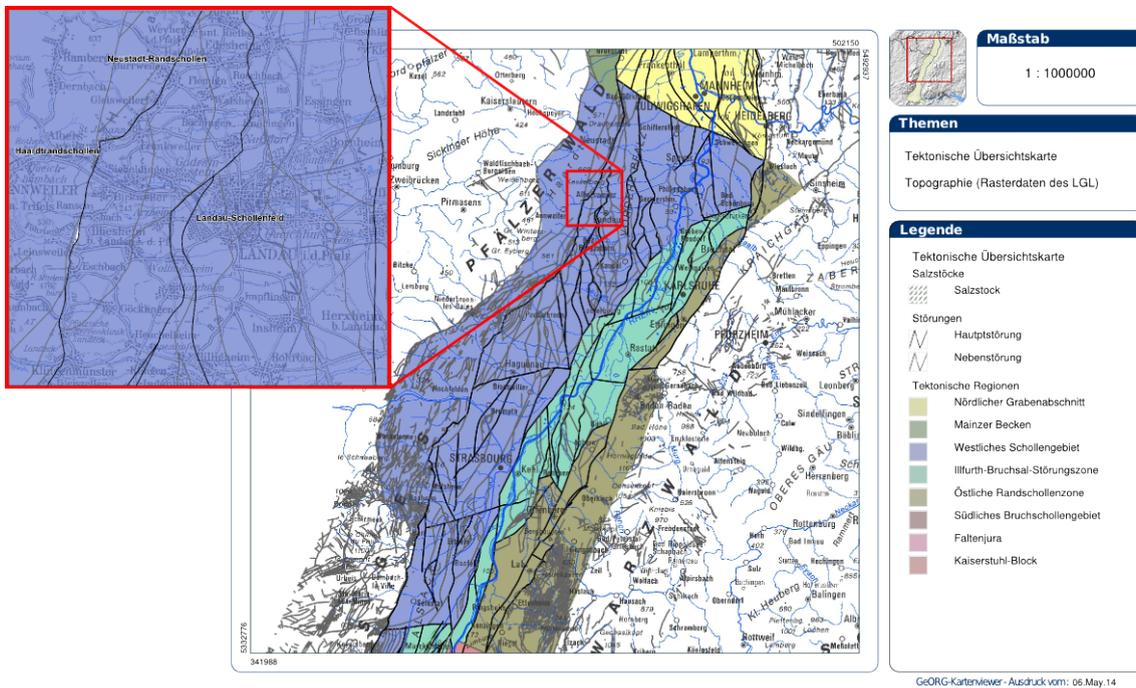


Abbildung 3.2.: Tektonische Übersicht des mittleren Oberrheingrabens. Der Ausschnitt zeigt das Untersuchungsgebiet mit den im Bereich Landau/Insheim verlaufenden lokalen Störungen (Quelle: <http://maps.geopotenziale.eu/>, siehe GeORG-Projektteam, 2013).

Gewinnung geothermaler Energie genutzt wird (Ausschnitt in Abbildung 3.1). Nördlich von Landau sind im Rahmen von Ölfördermaßnahmen mehrere Bohrungen durchgeführt worden, welche meist nicht weiter als in Tiefen von 2000 m abgeteuft wurden (Schad, 1962). Ein gesicherter Nachweis der darunterliegenden Strukturen ist somit schwierig zu erbringen. Für das nähere Umfeld der beiden geothermischen Anlagen von Landau und Insheim liegen nur wenige Bohrprofile vor. Eine Ausnahme bilden zwei Bohrungen, die auch in Tiefen größer 2000 m vorgedrungen sind und vermutlich das Grundgebirge erreichen.

Tektonisch betrachtet liegen die beiden geothermischen Anlagen im westlichen Schollengebiet (Ausschnitt in Abbildung 3.2). In diesem Bereich des Oberrheingrabens entsprechen die Orientierungen der Störungen meist dem in Richtung NNW-SSE ausgerichteten Spannungsfeld. Kleinere Nebenstörungen zeigen teilweise aber einen in Richtung NNE-SSW orientierten Trend. Zwei dieser Nebenstörungen treffen bei Landau aufeinander und laufen als einzelne Störung mit nördlicher Ausrichtung weiter.

3.2. Bisherige Untersuchungen der Seismizität im Umfeld der Geothermieranlagen Landau und Insheim

Im folgenden Abschnitt werden alle bisher in dem Untersuchungsgebiet vor bzw. parallel zu der vorliegenden Arbeit durchgeführten Untersuchungen zusammengefasst. An einigen Textstellen wird auf spätere Abschnitte dieser Arbeit verwiesen, in welchen die entsprechenden Informationen ausführlich beschrieben werden. Durch die im Rahmen anderer Arbeiten teilweise parallel durchgeführten Untersuchungen war kontinuierlich eine Prüfung auf Plausibilität möglich.

Während einer Reservoirstimulation für das geplante Geothermiekraftwerk Landau im Zeitraum März bis April 2006 wurden mittels eines STA/LTA-Triggers sowie eines Kreuzkorrelationsansatzes insgesamt 207 teilweise bisher nicht bekannte oder in Erdbebenkatalogen nicht aufgeführte seismische Ereignisse detektiert (Plenkers et al., 2013). Ein Vergleich mit den während der Stimulation herrschenden Bohrlochkopfdrukken und Injektionsraten zeigte eine deutliche Korrelation zwischen diesen und der auftretenden Seismizität. Aufgrund der für diese Art von Untersuchung nicht ausgelegten Stationskonfiguration (siehe Abschnitt 4.1) konnten keine Lokalisierungen durchgeführt und die Magnituden nur in etwa auf einen Bereich von $-1 \leq M_L \leq 1$ abgeschätzt werden. Natürlich auftretende Hintergrundseismizität in dem Gebiet um Landau konnte im Rahmen dieser Analysen nicht festgestellt werden (Plenkers et al., 2013). Die Auswertung vorhandener Erdbebenkataloge zeigte weiterhin keine bekannte Seismizität direkt bei Landau (Ritter, 2011).

Am 15.08.2009 trat im Umfeld des sich mittlerweile im Betrieb befindlichen Geothermiekraftwerkes Landau ein im gesamten naheliegenden Stadtgebiet spürbares Erdbeben mit einer Lokalmagnitude von $M_L=2,7$ auf. Zur Abschätzung des seismischen Risikos bei hydrothermalen Energiegewinnung wurde eine aus mehreren Mitgliedern unterschiedlicher Institutionen bestehende Expertengruppe gebildet (Keilen et al., 2010). Diese führte neben einer makroseismischen Untersuchung auch eine Lokalisierung für das aufgetretene seismische Ereignis durch. Das nahe der Landungspunkte des Geothermiekraftwerkes bestimmte Epizentrum deutet auf einen Zusammenhang zwischen der aufgetretenen Seismizität und der geothermalen Energiegewinnung hin, weshalb von der Expertengruppe Empfehlungen für den zukünftigen Betrieb des Kraftwerkes ausgesprochen wurden.

Neben dem Erdbeben vom 15.08.2009 ereigneten sich in dem Zeitraum zwischen dem 13.09. und 15.09.2009 weitere teilweise spürbare Erdstöße, dessen stärksten Ereignis am 14.09.2009 eine Magnitude von $M_L=2,4$ zugeordnet werden konnte. Für diese Ereignisse wurden absolute und relative Lokalisierungen mittels der Programme HYPOSAT (Schweitzer, 2001) und hypoDD (Waldhauser, 2001) durchgeführt, wobei in hypoDD konstante

Verhältnisse zwischen P- und S-Wellengeschwindigkeiten (v_p/v_s) in unterschiedlichen Tiefen angenommen wurden. Diese Annahme deckt sich nicht mit den Parametern des für die Lokalisierung verwendeten eindimensionalen Geschwindigkeitsmodells der Expertengruppe. Die bestimmten Epizentren der Absolutlokalisierungen sind hauptsächlich im südlichen Stadtgebiet von Landau angeordnet, während die Relativlokalisierungen eine leichte West-Ost-Verteilung zeigen. Die relativen Hypozentren sind in Tiefen zwischen ein und zwei Kilometern angesiedelt, da das Verhältnis v_p/v_s nicht so variiert werden konnte, wie es in den Modellen der Expertengruppe auftrat (Herfurth, 2010).

Ähnlich wie für das Landauer Geothermiekraftwerk trat auch während der Stimulation für das südöstlich von Landau liegende Kraftwerk in Insheim eine erhöhte seismische Aktivität auf. Diese wurde in leicht modifizierter Weise mit dem Kreuzkorrelationsansatz von Plenkers et al. (2013) an einer Station (TMO54) untersucht. Im Zeitraum 04.04.-18.04.2010 konnten insgesamt 294 Ereignisse detektiert werden, wobei teilweise deutliche Detektionsabhängigkeiten von den unterschiedlichen Seismometerkomponenten und hohe Wellenformähnlichkeiten beobachtet wurden. Das am 09.04.2010 aufgetretene Ereignis mit $M_L=2,4$ stellt bis heute (Stand Mai 2014) das stärkste im Gebiet Insheim aufgetretene und instrumentell erfasste seismische Ereignis dar (Grund, 2011).

Nach dem Ausbau der seismologischen Messnetze im Untersuchungsgebiet wurden für insgesamt 173 Ereignisse des Herdgebietes Landau und 89 Ereignisse des Herdgebietes Insheim Absolutlokalisierungen mittels HYPOSAT im Zeitraum zwischen 2007 und 2013 durchgeführt (Zeiß, 2013). Von diesen Ereignissen wurden weiterhin 128 für Landau und 71 für Insheim mittels hypoDD relativ lokalisiert (Abbildung 3.3). Diese Ereignisse umfassen neben allen vom Landeserdbebendienst Rheinland-Pfalz in diesem Zeitraum veröffentlichten Beben, einen Teil der durch Kreuzkorrelationen detektierten Ereignisse geringer Magnituden (siehe Abschnitt 4.2). Die von Herfurth (2010) verwendeten Ereignisse wurden ebenfalls einer präzisen Neulokalisierung unterzogen. Für die Lokalisierungen der Erdbeben des Herdgebietes Landau wurde das Geschwindigkeitsmodell der Expertengruppe verwendet, während für das Herdgebiet Insheim ein separates überarbeitetes Geschwindigkeitsmodell anhand bekannter lokaler geologischer Parameter erstellt wurde. Um den Einfluss unterschiedlicher v_p/v_s -Verhältnisse auf die relativen Lokalisierungen zu untersuchen, wurden von Zeiß (2013) entsprechende Erweiterungen in dem Quellcode von hypoDD implementiert. Signifikante Unterschiede bezüglich der Lokalisierung konnten durch diese Berücksichtigung nicht beobachtet werden. Weitere Einflüsse auf die Lokalisierungen durch die von Frietsch (2013) untersuchte Anisotropie im Untersuchungsgebiet wurden als gering eingeschätzt.

Die im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Wellenformähnlichkeiten sind neben einigen anderen Eigenschaften hauptsächlich auf sehr ähnliche Herdmechanismen zurückzuführen (siehe Abschnitt 5.1). Für einige der lokalisierten Ereignisse mit verhältnismäßig größeren Magnituden wurden Herdflächenlösungen aus den Daten unterschiedlicher Stationen bestimmt (Ritter et al., 2013). Die Herdflächenlösungen dienten weiterhin als Grundlage für 3D-Wellenfeldsimulationen einiger Ereignisse mittels finiter Differenzen, wodurch detailliertere Einflüsse von lokalen Heterogenitäten auf das Wellenfeld und die an den Stationen registrierten Wellenformen untersucht werden sollten (Gaßner, 2014).

Um eine Empfehlung bezüglich der Spürbarkeit und eventueller Schadenswirkungen unterschiedlicher Bodenschwingungsgeschwindigkeiten in der Landauer Umgebung anhand der DIN 4150 abgeben zu können, wurden sogenannte PGV-Analysen (**peak ground velocity**) durchgeführt. Mittels dieser konnte eine teilweise richtungsabhängige maximale Bodenschwingungsgeschwindigkeit an unterschiedlichen Stationen nachgewiesen werden, was hauptsächlich auf lokale Standorteffekte zurückzuführen ist. An einigen Stationen übersteigt diese für ausgewählte stärkere Ereignisse mit Lokalmagnituden ab etwa 1,3 die Spürbar-

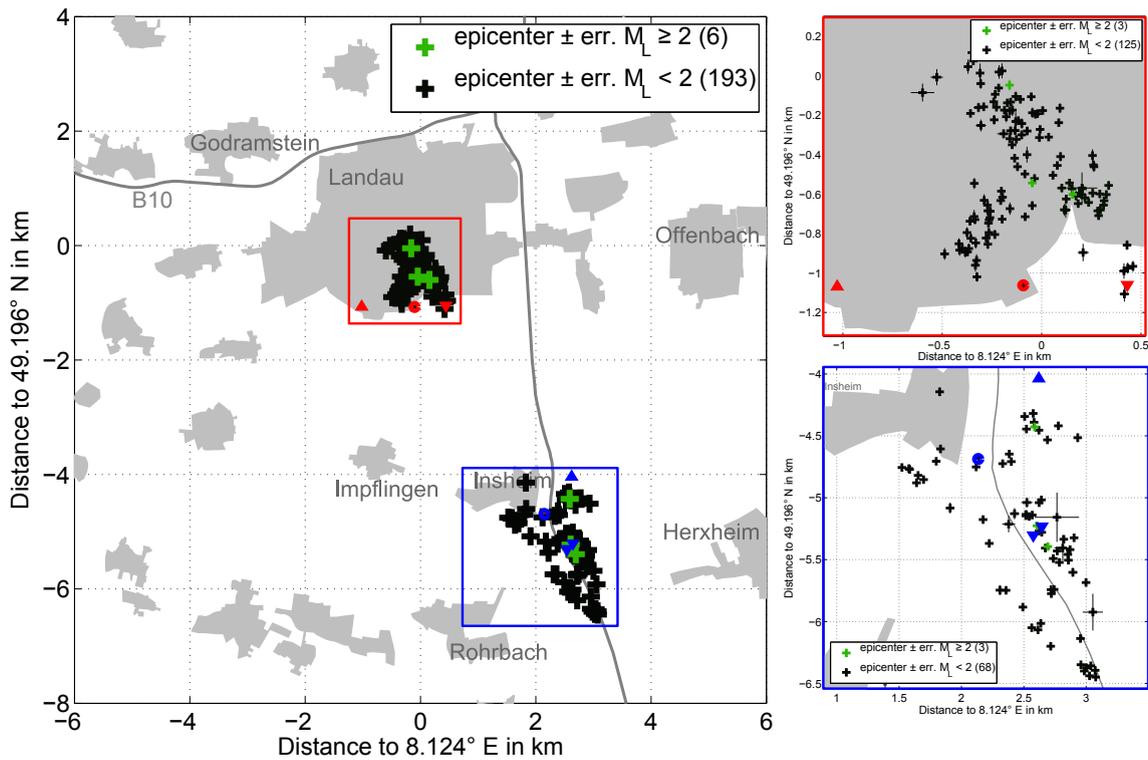


Abbildung 3.3.: Relativlokalisierungen von Ereignissen der Herdgebiete Landau (roter Kasten) und Insheim (blauer Kasten) für den Zeitraum zwischen 2007 und 2013 (Zeiß, 2013). Die roten Symbole markieren die Lage des Geothermiekraftwerks Landau (●), sowie die der Förderbohrung (▲) und der Reinjektionsbohrung (▼). Für das Kraftwerk Insheim sind die entsprechenden Symbole farblich blau kodiert (●, ▲ und ▼).

keitsgrenze. Für die zwei stärksten untersuchten Beben mit $M_L=2,4$ bzw. $M_L=2,7$ wird der Anhaltswert 5 mm/s der DIN 4150 erreicht, was potentiell zu Schäden führen kann (Groos et al., 2013b).

Die Erkenntnisse der hier beschriebenen Analysen werden in den Abschnitten 6 bzw. 7 aufgegriffen und mit den aus dieser Arbeit resultierenden Ergebnissen für eine Interpretation zusammengeführt.

4. Datengrundlage

Die in dieser Arbeit verwendeten Daten entstammen teilweise unterschiedlichen Datensätzen verschiedener Institutionen und Betreiber, die ursprünglich jeweils nicht alle für die Analyse von Wellenformähnlichkeiten erhoben wurden und somit bezüglich Sensor, Abtastrate etc. sehr heterogen sind. Um jedoch einen möglichst langen Zeitraum abdecken zu können, wurden diese Datensätze zusammengeführt. In diesem Kapitel wird zunächst auf die verwendeten Stationen und die unterschiedlichen Datensätze des vorhandenen seismologischen Stationsnetzwerkes eingegangen, welches sich während des Untersuchungszeitraumes stetig veränderte. Anschließend wird der aus den Datensätzen erstellte Ereigniskatalog erklärt, welcher als Grundlage für die Analysen dieser Arbeit diene. Abschließend wird eine Übersicht über das durchgeführte Preprocessing gegeben.

4.1. Verwendete Stationen und Datensätze

Der erste Datensatz wurde im Zeitraum Dezember 2004 bis Mai 2006 von Geräten des **K**arlsruher **B**road **B**and **A**rrays (KABBA) im Rahmen des Projektes **T**iefenstruktur des **M**ittleren **O**berrhingrabens (TIMO) an unterschiedlichen Stationen aufgezeichnet. Diese Daten dienten hauptsächlich der Untersuchung der Tiefenstruktur des Mittleren Oberrheingrabens mittels teleseismischer Erdbeben (Ritter et al., 2008). In diesen Zeitraum fällt auch eine erste für das Geothermiekraftwerk Landau durchgeführte Stimulation im März und April 2006, während der eine Vielzahl von mikroseismischen Ereignissen mittels Kreuzkorrelationsuntersuchungen detektiert werden konnte (Plenkens et al., 2013).

Für die Untersuchungen im Rahmen dieser Arbeit wurden lediglich die TIMO-Daten der beiden Stationen TMO19 und TMO20 berücksichtigt (Abbildung 4.1). Diese weisen im Gegensatz zu den übrigen Stationen relativ geringe Rauschamplituden auf (Plenkens et al., 2013). Hierdurch wird eine präzise Analyse von sehr schwachen Ereignissen mit geringen Signal-Rausch-Verhältnissen (SNR) ermöglicht. Ein weiteres Kriterium für die Auswahl der Station TMO20 war deren Weiterbetrieb zu einem späteren Zeitpunkt an demselben Standort (Abbildung 4.2). Dies ermöglicht einen direkten Vergleich von Daten, die in unterschiedlichen Zeiträumen an derselben Station aufgezeichnet wurden (siehe Abschnitt 5.4). An der Station TMO19 wurde ein Seismometer des Typs STS-2 der Firma Streckeisen betrieben und an der Station TMO20 ein KS-2000-Sensor der Firma Geotech Instruments. Weiterhin waren beide Stationen mit 24-bit Datenerfassungsgeräten der Firma EarthData ausgestattet, die jeweils kontinuierlich mit einer Abtastrate von 50 Hz aufzeichneten. Alle wichtigen Stationsparameter sind in Tabelle 4.1 enthalten.

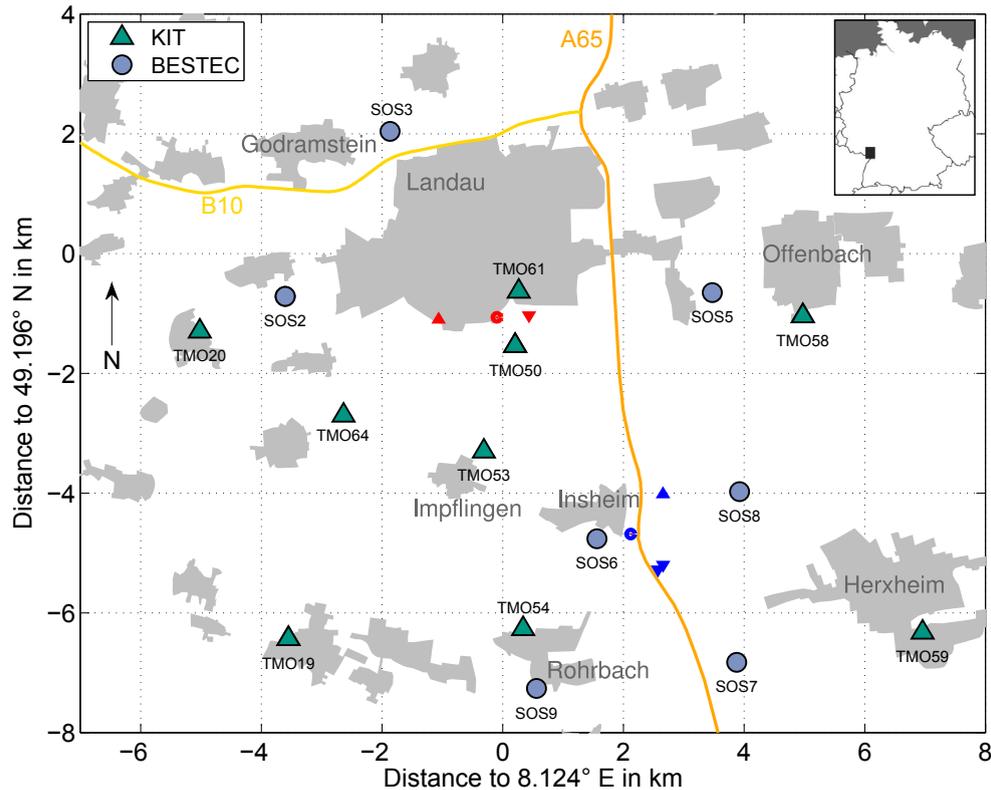


Abbildung 4.1.: Standorte aller verwendeten Stationen. Man beachte, dass noch weitere Messstationen in Betrieb waren, deren Daten hier aber nicht ausgewertet wurden. Die roten Symbole markieren die Lage des Geothermiekraftwerks Landau (●), sowie die der Förderbohrung (▲) und der Reinjektionsbohrung (▼). Für das Kraftwerk Insheim sind die entsprechenden Symbole farblich blau kodiert (●, ▲ und ▼).

Nach Ende des TIMO-Projektes war im direkten Umfeld des Geothermiestandortes Landau bis einschließlich Dezember 2006 keine Station für die Messung der lokalen Seismizität installiert (Abbildung 4.2). Folglich liegen für diesen Zeitraum keine Daten vor.

Seit Januar 2007 werden von der Firma BESTEC GmbH im Auftrag der Betreiberfirma geo x GmbH insgesamt sechs Seismische OberflächenStationen (SOS2-SOS8) betrieben (Abbildung 4.1). Die Stationen sind seitdem dauerhaft installiert (Abbildung 4.2). Aufgrund von Stationsausfällen und Zeitfehlern lagen für den Zeitraum 2007 bis 2013 jedoch an keiner der Stationen kontinuierliche Daten für die Analyse vor. Zusätzlich wurde im März 2012 eine weitere Station (SOS9) installiert. An allen SOS-Stationen werden kurzperiodische Seismometer des Typs CMG-6T der Firma Guralp Systems Ltd (GSL) betrieben. Die für die Aufzeichnung der Zeitreihen verwendeten Abtastraten variieren zwischen 100 Hz und 400 Hz. Da für die jeweilige Nutzung der unterschiedlichen Abtastraten keine genauen Zeiträume vorliegen, sind in Abbildung 4.2 diesbezüglich keine Angaben dargestellt. Weitere Daten aller SOS-Stationen sind in Tabelle 4.1 aufgeführt.

Nach den ersten spürbaren seismischen Ereignissen im Frühjahr 2009 wurden vom Geophysikalischen Institut des Karlsruher Instituts für Technologie (KIT) mehrere Stationen im Rahmen des TIMO2-Projektes (Nachfolgeprojekt von TIMO) im Umfeld von Landau und Insheim im Juli 2009 installiert. Einige dieser Stationen wurden an Standorten aufgebaut, die schon während des TIMO-Projektes verwendet wurden. Wie weiter oben beschrieben, werden von diesen Stationen jedoch nur Daten der Station TMO20 in die Analyse mit einbezogen. Vor Wiederaufnahme des Betriebs an dieser Station wurde zusätzlich ein Sensorwechsel durchgeführt (Tabelle 4.1).

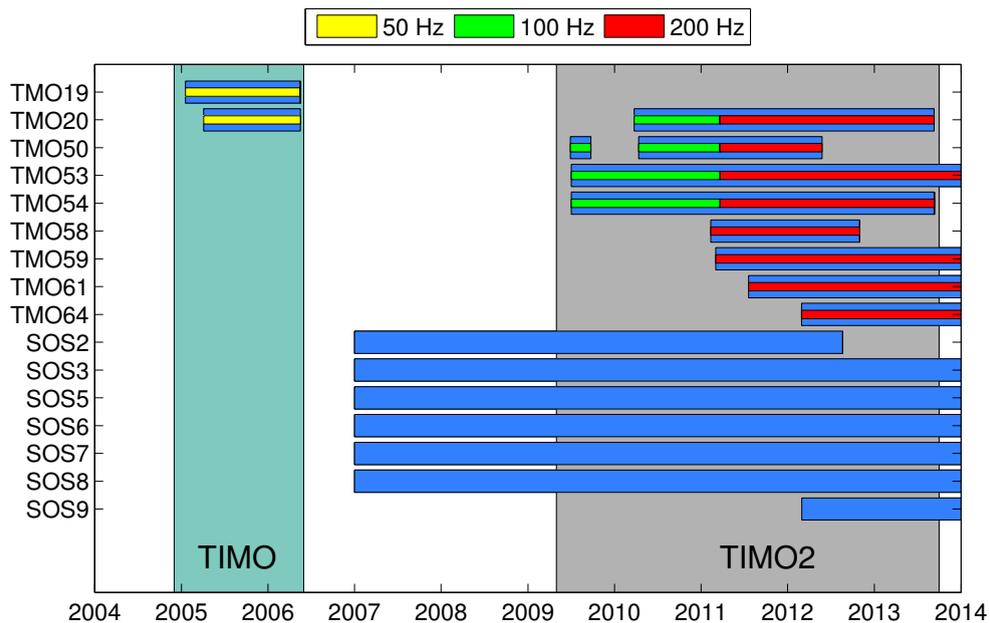


Abbildung 4.2.: Zeiträume, in denen die in Abbildung 4.1 dargestellten Stationen jeweils installiert waren (blaue Balken). Weiterhin sind die an den einzelnen Stationen verwendeten unterschiedlichen Abtastraten farblich kodiert und die Zeiträume der Projekte TIMO und TIMO2 abgebildet. Für die SOS-Stationen lagen keine exakten Angaben bezüglich der Zeiträume unterschiedlicher Abtastraten vor. Details können dem Text entnommen werden.

Die übrigen Stationen wurden an neuen Standorten installiert, wodurch insgesamt eine sehr gute azimuthale Abdeckung erreicht werden konnte. Erwähnenswert ist hierbei die Installation eines Bohrlochseismometers an der Station TMO64 im Februar 2012. Die Standorte der verwendeten acht Stationen des TIMO2-Projektes einschließlich der Station TMO20 werden in Abbildung 4.1 aufgezeigt. Auch an diesen Stationen traten vereinzelt Probleme auf, wie etwa eine defekte E-W-Komponente an der Station TMO20. Weiterhin waren nicht alle der verwendeten Stationen über den gesamten Zeitraum von Juli 2009 bis zu dem Projektende im September 2013 installiert. Einige Stationen wurden erst später aufgebaut oder vereinzelt früher wieder entfernt (Abbildung 4.2). Die Station TMO50 (LDAU als Messstation der Bundesanstalt für Geologie und Rohstoffe (BGR)) wurde zwischenzeitlich abgebaut und später an dem selben Standort erneut installiert. Zusätzlich wurde vor der Wiederinbetriebnahme im April 2010 der Sensor getauscht. Die an den anderen Stationen verwendeten Sensoren können Tabelle 4.1 entnommen werden. Alle KABBA-Stationen waren ebenfalls wieder mit 24-bit Datenerfassungsgeräten der Firma EarthData ausgestattet.

Während des Zeitraumes der TIMO2-Aufzeichnungen wurden an einigen Stationen Änderungen der Abtastraten vorgenommen (Abbildung 4.2), was vereinzelt Schwierigkeiten bei der in dieser Arbeit verwendeten Methode hervorrufen kann. Die Lösung dieses Problems wird im Rahmen der Erklärung der Methode und der Analyse in Abschnitt 5.2.3 behandelt.

Neben den beschriebenen Messstationen wurden zu unterschiedlichen Zeitpunkten zusätzlich noch Stationen der BGR, sowie ein Immissionsnetz der Firma DMT GmbH & Co. KG im Auftrag des Betreibers installiert. Diese Stationen wurden in den Analysen nicht berücksichtigt, weshalb hier nicht näher auf ihre technischen Daten eingegangen wird. In Anhang B sind Standortübersichten mit den zu drei unterschiedlichen Zeitpunkten aktiven Stationen abgebildet, in denen auch die Stationen der BGR und der DMT enthalten sind.

Tabelle 4.1.: Verwendete Stationen mit Standort, Sensortyp (Eigenperiode T_0), Betreiber und Messzeitraum mit dem jeweiligen Sensor. Die Stationen TMO20 und TMO50 sind jeweils doppelt aufgeführt, da an diesen in zwei Zeiträumen mit unterschiedlichen Sensoren aufgezeichnet wurde.

Station	Breite	Länge	Sensor (T_0)	Betreiber	Beginn	Ende
TMO19	49,13814° N	8,07530° E	STS-2 (120 s)	KIT	18.01.05	18.05.06
TMO20	49,18432° N	8,05512° E	KS-2000 (100 s)	KIT	05.04.05	18.05.06
TMO20	49,18432° N	8,05512° E	CMG-40T (30 s)	KIT	25.03.10	10.09.13
TMO50	49,18216° N	8,12684° E	CMG-40T (30 s)	KIT	29.06.09	24.09.09
TMO50	49,18216° N	8,12684° E	LE-3Dlite (1 s)	KIT	13.04.10	25.05.12
TMO53	49,16631° N	8,11971° E	STS-2 (120 s)	KIT	03.07.09	-
TMO54	49,13964° N	8,12865° E	STS-2 (120 s)	KIT	03.07.09	11.09.13
TMO58	49,18662° N	8,19223° E	LE-3Dlite (1 s)	KIT	11.02.11	31.10.12
TMO59	49,13915° N	8,21947° E	LE-3D/5s (5 s)	KIT	04.03.11	-
TMO61	49,19029° N	8,12766° E	LE-3D/5s (5 s)	KIT	20.07.11	-
TMO64	49,17170° N	8,08780° E	LE-3Dlite (1 s)	KIT	29.02.12	-
SOS2	49,18958° N	8,07455° E	CMG-6T (1 s)	BESTEC	01.01.07	20.08.12
SOS3	49,21434° N	8,09837° E	CMG-6T (1 s)	BESTEC	01.01.07	-
SOS5	49,19013° N	8,17167° E	CMG-6T (1 s)	BESTEC	01.01.07	-
SOS6	49,15318° N	8,14541° E	CMG-6T (1 s)	BESTEC	01.01.07	-
SOS7	49,13464° N	8,17721° E	CMG-6T (1 s)	BESTEC	01.01.07	-
SOS8	49,16027° N	8,17786° E	CMG-6T (1 s)	BESTEC	01.01.07	-
SOS9	49,13070° N	8,13170° E	CMG-6T (1 s)	BESTEC	01.03.12	-

4.2. Ereigniskatalog

Im Rahmen des MAGS-Projektes¹ zur Untersuchung mikroseismischer Aktivität geothermischer Systeme wurden die Datensätze der Projekte TIMO und TIMO2, sowie die Aufzeichnungen der Betreiberstationen zu einem gemeinsamen Datensatz zusammengeführt. Dieser diente als Grundlage für die Suche nach aufgetretenen und bisher nicht katalogisierten Mikroerdbeben im Umfeld der geothermischen Anlagen Landau und Insheim.

Der Landeserdbebendienst Rheinland-Pfalz listet lokale Erdbeben mit Magnituden von 0,5 und höher zusammen mit verschiedenen Parametern wie Lokalisierung und Herdzeit auf dessen Internetauftritt². Ausgehend von den Herdzeiten einiger dieser bekannten seismischen Ereignisse, wurden deren entsprechende Wellenformen an unterschiedlichen Stationen aus dem zusammengeführten Datensatz beschafft. Diese als *Masterevent* bezeichneten Wellenformen wurden anschließend für eine Ereignisdetektion mittels Kreuzkorrelation verwendet (Grund, 2011; Groos et al., 2013a).

Hierbei wurde der komplette Datensatz mit der jeweils bekannten Wellenform an unterschiedlichen Stationen durchsucht. Die Wellenformen der detektierten Ereignisse wurden fortlaufend jeweils wieder als Masterevent für eine erneute Suche verwendet. Durch diesen iterativen Prozess war es möglich, insgesamt 1982 seismische Ereignisse im Zeitraum 2006 bis 2013 zu detektieren, von welchen 1363 Ereignisse auf das Gebiet um Landau und 619 auf die nähere Umgebung von Insheim entfallen. Die von Plenkers et al. (2013) und Grund

¹MAGS - Konzepte zur Begrenzung der Mikroseismischen Aktivität bei der energetischen Nutzung Geothermischer Systeme im tiefen Untergrund: <http://www.mags-projekt.de>, abgerufen am 05.06.2014

²Lokale Ereignisse: http://www.lgb-rlp.de/ereignisse_lokal.html, abgerufen am 05.06.2014

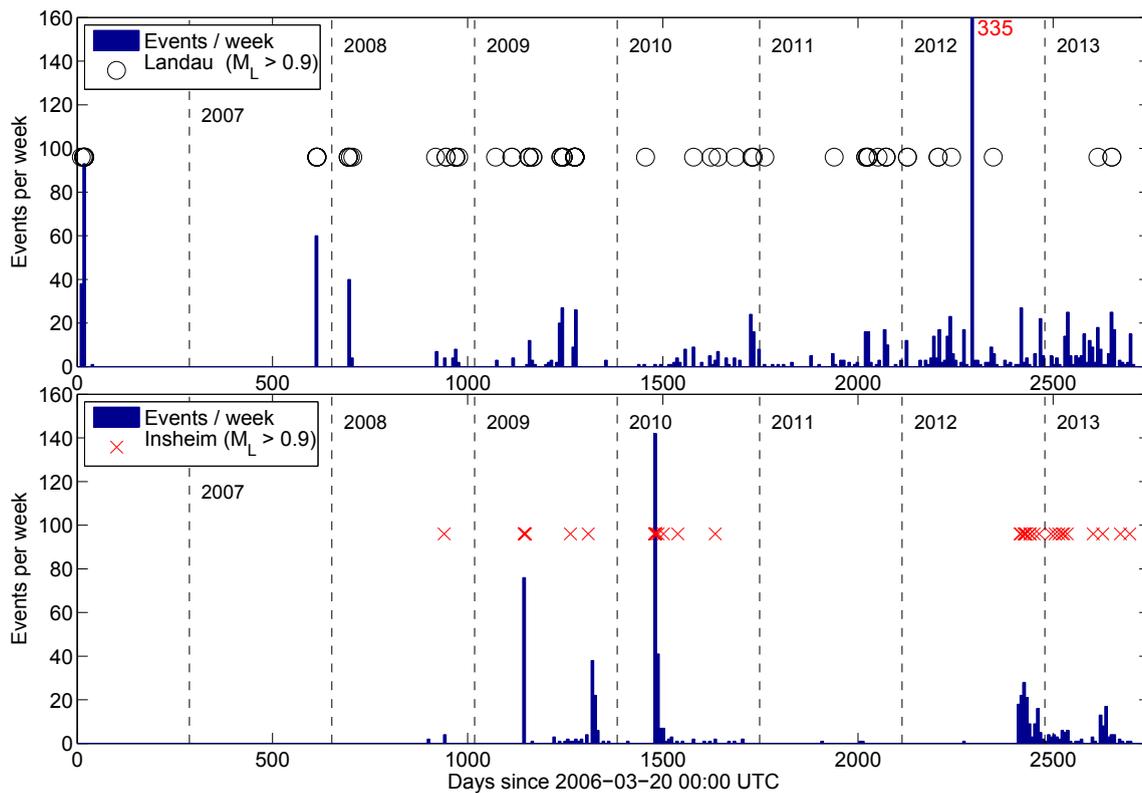


Abbildung 4.3.: Detektierte seismische Ereignisse pro Woche für die Herdgebiete Landau und Insheim im Zeitraum März 2006 bis September 2013.

(2011) erstellten Kataloge für die Stimulationen in Landau 2006 bzw. Insheim 2010 wurden hierbei nochmals überarbeitet und in diesen Zeiträumen neu detektierte Ereignisse hinzugefügt. Abbildung 4.3 zeigt die Anzahl der pro Woche detektierten Ereignisse für die beiden Herdgebiete Landau und Insheim. Nach Installation des Bohrlochseismometers an der Station TMO64 im Februar 2012 konnte die Detektionsschwelle für beide Herdgebiete deutlich gesenkt und somit mehr Ereignisse geringer Magnitude detektiert werden.

In beiden Gebieten korreliert die Bebenhäufigkeit jeweils stark mit den Aktivitäten der entsprechenden geothermischen Anlage und zeigt somit Charakteristiken von induzierter Seismizität (Ritter, 2011). Auffällig ist dies insbesondere während Reservoirstimulationen, sowie nach bekannten Inbetriebnahmen und Abschaltungen der beiden Kraftwerke. Beispielsweise folgte einer Abschaltung des Kraftwerkes Landau am 25.06.2012 nur wenige Zeit später ein Erdbebenschwarm mit insgesamt 329 detektierten Ereignissen, die innerhalb von knapp fünfeinhalb Stunden auftraten. Die Schwarmereignisse stellten den größten Anteil der in der entsprechenden Woche insgesamt aufgetretenen 335 Ereignisse (siehe Abbildung 4.3).

Einige der insgesamt 1982 detektierten Ereignisse wurden von Zeiß (2013) absolut und relativ lokalisiert (siehe Abschnitt 3.2). Dem Großteil der Ereignisse konnte durch Mittelung von bestimmten Stationsmagnituden eine Lokalmagnitude zugeordnet werden.

Diese Informationen wurden zusammen mit weiteren wichtigen Parametern und Größen für jedes Ereignis in einen Ereigniskatalog eingepflegt, welcher in Form einer Textdatei auf der dieser Arbeit beigelegten CD-ROM abgelegt ist (siehe Anhang E Tabelle E.2).

Aus Gründen der Übersicht zeigt Tabelle C.1 in Anhang C einen Ausschnitt dieses Katalogs, in dem nur die für diese Arbeit relevanten Parameter aufgeführt sind. Die Einträge der Parameter Clustername (**cl name**) und Clusterereignisnummer (**cl evnum**) resultie-

Tabelle 4.2.: Von der Analyse ausgeschlossene Ereignisse mit Herdzeit, Gebietskennung und Ereignisname. Die entfernten Ereignisse sind ausschließlich dem Gebiet Landau zugeordnet.

Herdzeit t_0 (UTC)	Gebiet	Ereignisname
2008-02-12 08:52:00.048	Landau	eq_20080212_0852_AA_KIT
2009-05-29 18:31:49.156	Landau	eq_20090529_1831_AA_KIT
2009-07-12 06:43:34.520	Landau	eq_20090712_0643_AB_KIT
2010-08-29 11:08:45.520	Landau	eq_20100829_1108_AC_KIT
2010-09-07 12:48:22.358	Landau	eq_20100907_1248_AA_KIT
2010-10-06 00:01:19.140	Landau	eq_20101006_0001_AB_KIT
2010-12-11 23:39:28.568	Landau	eq_20101211_2339_AB_KIT
2012-01-14 17:39:05.360	Landau	eq_20120114_1739_AD_KIT
2012-05-04 05:27:33.335	Landau	eq_20120504_0527_AA_KIT
2012-06-08 15:21:57.440	Landau	eq_20120608_1521_AC_KIT
2012-06-25 21:43:16.525	Landau	eq_20120625_2143_AA_KIT
2012-06-25 22:02:35.455	Landau	eq_20120625_2202_AC_KIT
2012-06-25 22:19:38.255	Landau	eq_20120625_2219_AC_KIT
2012-06-25 22:44:30.025	Landau	eq_20120625_2244_AB_KIT
2012-06-25 23:33:31.668	Landau	eq_20120625_2333_AC_KIT
2012-06-25 23:55:15.415	Landau	eq_20120625_2355_AD_KIT
2013-05-16 11:19:02.939	Landau	eq_20130516_1119_AA_KIT
2013-05-18 21:38:03.040	Landau	eq_20130518_2138_AB_KIT
2013-06-16 14:16:43.490	Landau	eq_20130616_1416_AB_KIT

ren aus den Analysen dieser Arbeit und werden in Abschnitt 5.5.4 näher behandelt. Mittels des Parameters Ereignisname (**evname**) wird jedem detektierten Ereignis ein eindeutiges Kürzel zugeordnet, welches in folgenden Arbeitsschritten zur Identifikation des entsprechenden Ereignisses dient. Die Gebietskennung (**area**) gibt an, in welchem der beiden Herdvolumen (Landau oder Insheim) das jeweilige Ereignis aufgetreten ist.

Aufgrund seines Umfangs ist der komplette Ereigniskatalog in dieser Form als PDF-Datei ebenfalls auf der CD-ROM abgelegt (siehe Anhang E Tabelle E.2).

Probleme für die in Abschnitt 5.2 beschriebene Analysemethode bereiten insbesondere Ereignisse, die innerhalb eines kurzen Zeitintervalls auftreten und deren Herdzeiten sich somit nur um wenige Millisekunden bis Sekunden unterscheiden (Cattaneo et al., 1997). An Messstationen aufgezeichnete Wellenformen derartiger Ereignisse zeigen teilweise Überlagerungen der jeweiligen Phasen, wodurch es schwierig ist, präzise Phaseneinsätze der einzelnen Ereignisse auszumachen (Kocou und van der Baan, 2012). Insofern ist es sinnvoll, Ereignisse mit geringen Herdzeitdifferenzen zueinander auszusortieren, da eine Separierung der überlagerten Ereigniswellenformen nicht möglich ist. Für den vorliegenden Ereigniskatalog wurde als Ausschlusskriterium bezüglich zweier aufeinanderfolgender Ereignisse eine Herdzeitdifferenz von kleiner 1 s festgelegt. Hierbei wird das letztere Ereignis ausgeschlossen, das erste verbleibt in dem Ereigniskatalog. In Tabelle 4.2 sind die mittels dieses Kriteriums entfernten 19 Ereignisse aufgeführt, wodurch sich der Ereigniskatalog auf insgesamt 1963 Ereignisse reduziert (Landau: 1344, Insheim: 619). Dieser modifizierte Katalog dient als Grundlage für die Beschaffung der Daten an den einzelnen Stationen, worauf im folgenden Abschnitt eingegangen wird.

4.3. Datenausschnitt und Preprocessing

Die im folgenden beschriebenen Arbeits- und Processingschritte wurden hauptsächlich mittels Funktionen und Programmen der **K**arlsruhe **S**eismology **P**rocessing (KaSP) Toolbox für MATLAB³, durchgeführt. Einzelne Funktionen wurden hierbei den jeweiligen Anforderungen entsprechend angepasst oder erweitert. Weitere Informationen bezüglich der KaSP-Toolbox können Anhang A entnommen werden.

Der im vorigen Abschnitt beschriebene Ereigniskatalog dient als Grundlage für die Beschaffung der an den verwendeten 16 seismischen Messstationen jeweils verfügbaren Wellenformdaten. Da der Datenkatalog Ereignisse der beiden Herdvolumen Landau und Insheim enthält, werden diese über ihre Gebietskennung in zwei separate Datensätze aufgeteilt. Beide Herdvolumen sind jeweils voneinander getrennte Systeme, weshalb eine gemeinsame Analyse keine bewertbaren Ergebnisse liefern würde. Die Station TMO19 wurde lediglich im Rahmen des TIMO-Projektes betrieben, weshalb für diese nur Daten der Stimulation im Herdgebiet Landau 2006 vorliegen.

Zunächst müssen Zeitfenster festgelegt werden, die jeweils die komplette Wellenform eines Ereignisses auf jeder der pro Station verfügbaren drei Raumkomponenten Vertikal (Z), Nord-Süd (N-S) und Ost-West (E-W) enthalten. Durch Sichtung mehrerer Ereignisse wurde eine Zeitfensterlänge von 8 s beginnend ab der jeweiligen Herdzeit festgelegt. Diese 8 s Zeitfenster sind Ausgangspunkt für die in Abschnitt 5 beschriebenen unterschiedlichen Analysen. Um eventuell auftretende Filtereffekte zu vermeiden bzw. stark abzuschwächen, wurden die einzelnen Zeitreihen mit zusätzlichen zehn Minuten vor und nach der jeweiligen Herdzeit ausgeschnitten. Diese werden erst nach der Durchführung aller im Folgenden aufgeführten Preprocessingsschritte mittels der Funktion `cuttimewindowdata` entfernt.

Die einzelnen Wellenformen werden zunächst mit einer Tukey-Fensterfunktion multipliziert (`tapertukeydata`), wodurch ebenfalls Filtereinflüsse verringert werden. Anschließend wird der Mittelwert sowie ein linearer Trend entfernt (`demeandata` und `detrenddata`). Vor Entfernung der Instrumentenantwort (Restitution) wurden langwellige Frequenzanteile durch Anwendung eines Butterworth-Hochpassfilters zweiter Ordnung mit Eckfrequenz bei (1/120) Hz unterdrückt (`filterbuttertimestdomainzerophasedata`). Eine Restitution ist zwingend erforderlich, da wie in Tabelle 4.1 aufgeführt, teilweise unterschiedliche Sensoren an einer einzelnen Station verwendet wurden. Durch das Entfernen der Instrumentenantwort wird der Einfluss des Seismometers auf die registrierte Bodenschwinggeschwindigkeit eliminiert. Somit wird ein Vergleich von mit unterschiedlichen Sensoren aufgezeichneten Signalen an einer Station möglich. Die Restitution wird mittels der Funktion `instrumentresponseREMOVEfrequencydomaindata` durchgeführt, welche aus den Stationsdaten der KaSP-Toolbox automatisch die richtige Antwortfunktion des jeweiligen Sensors an einer Station abrufen. Die Antwortfunktionen der an den einzelnen Stationen betriebenen Sensortypen sind in Anhang D, Abbildung D.4 abgebildet.

Analysen der Amplitudenspektren aller Mikroerdbeben an unterschiedlichen Stationen zeigen, dass der Hauptteil der Energie innerhalb eines Frequenzbereiches bis 20 Hz liegt. Um zusätzliche langperiodische Einflüsse der Meereseismik zu reduzieren, wurde auf alle Zeitreihen ein Butterworth-Bandpassfilter zweiter Ordnung zwischen 2 und 20 Hz angewendet (`filterbuttertimestdomainzerophasedata`). Die niedrigste aller verwendeten Abtastraten beträgt 50 Hz (siehe Abbildung 4.2) und die daraus resultierende Nyquist-Frequenz f_{Ny} liegt folglich bei 25 Hz (Scherbaum, 2001). Ein Einfluss der Anti-Aliasing-Filter der Datenerfassung ist somit nicht zu erwarten.

Aufgrund der unterschiedlichen Datenverfügbarkeit (siehe Abschnitt 4.1) können pro Station meist nicht alle Ereignisse des jeweiligen Herdgebietes beobachtet werden. Da für die

³MATLAB: <http://www.mathworks.com/products/matlab/>, abgerufen am 05.06.2014

in Abschnitt 5.3 verwendete Analyseverfahren eine einheitliche Dimension bezüglich der Ereignisse pro Station vorliegen muss, wird eine für alle Stationen einheitliche Dimension ermittelt. Diese entspricht der Anzahl aller verfügbaren Ereignisse der Stationen für ein Herdvolumen. Hierfür werden die Ereignisnamen (siehe Abschnitt 4.2) aller Zeitreihen stationsübergreifend zusammengefügt und mehrfach vorkommende Ereignisnamen aussortiert. Die resultierende Ereignisliste enthält alle an mindestens einer der verwendeten Stationen aufgezeichneten Ereignisse. Anhand dieser Liste wird individuell für jede Station überprüft, ob an dieser das jeweilige Ereignis als Zeitreihe auf allen drei Raumkomponenten vorliegt. Gegebenenfalls werden die jeweiligen Zeitreihen zusammen mit allen wichtigen Ereignisdaten (Abstraten, Beginn der Zeitfenster, Ereignisnamen, etc.) chronologisch in einen sogenannten **Ereignisvektor** geschrieben. Liegt das jeweilige Ereignis an der entsprechenden Station nicht als Zeitreihe vor, so wird dieses Ereignis auf allen drei Komponenten als Nullzeitreihe in dem Ereignisvektor abgelegt. Pro Herdvolumen resultiert für jede Station ein Ereignisvektor, welcher jeweils dieselbe Anzahl an Einträgen für jeweils drei Komponenten aufweist (Zeitreihe oder Nullzeitreihe).

Für das Herdgebiet Landau resultieren 16 Ereignisvektoren mit jeweils 1344 Elementen. Da keine Daten der Station TMO19 für das Herdgebiet Insheim vorliegen, ergeben sich 15 Ereignisvektoren mit jeweils 619. Ereigniseinträgen. Die einzelnen Ereignisvektoren werden im MATLAB-internen binären Dateiformat (`*.mat`) abgespeichert und dienen als Grundlage für die weiteren Analysen, welche im folgenden Kapitel beschrieben werden.

5. Ähnlichkeits- und Clusteranalyse

In diesem Kapitel werden zunächst relevante Fachbegriffe auf dem Gebiet der Ähnlichkeitsanalyse mittels seismischer Wellenformen und der darauf aufbauenden Clusteranalyse erläutert. Anschließend werden ausführlich die für die Analyse der Daten verwendeten Methoden erklärt. Weiterhin werden wichtige Größen, die für die resultierenden Ergebnisse und die sich daraus ableitenden Interpretationen relevant sind, erläutert. Die meisten Arbeitsschritte werden anhand einiger Datenbeispiele erklärt, jedoch wurden sie für alle in Tabelle 4.1 aufgeführten Stationen separat durchgeführt bzw. am Ende zusammengeführt. In den folgenden Abschnitten wird nicht durchgehend explizit Bezug auf eines der beiden untersuchten Herdvolumen Landau oder Insheim genommen, da im Allgemeinen für beide Herdvolumen die gleichen Methoden für die Analyse angewendet wurden. Alle im Folgenden zur Veranschaulichung verwendeten Wellenformen sind bereits einem Preprocessing, wie in Abschnitt 4.3 beschrieben, unterzogen worden. Für die komplette Analyse wurde auf Programme und Funktionen der KaSP-Toolbox zurückgegriffen (siehe Anhang A). Ein Großteil der beschriebenen Analysemethoden wurde hierbei im Rahmen dieser Arbeit entwickelt. Die entsprechenden Funktionen sind in einem Unterzweig der in der KaSP-Toolbox enthaltenen KABBA-Toolbox unter `KABBA_SeismicEvents_similarity` abgelegt.

5.1. Doublets, Multiplets und Cluster

Die Definitionen von Begriffen, die Anhäufungen von ähnlichen seismologischen Wellenformen beschreiben, sind zahlreich und werden oftmals nicht einheitlich verwendet. Im Allgemeinen wird der Begriff *doublet* für ein einzelnes Paar ähnlicher Wellenformen verwendet. Ein *multiplet* hingegen definiert eine Serie von *doublets*, d.h. ein *multiplet* besteht aus drei (*triplet*) oder mehr Ereignissen mit sehr ähnlichen Wellenformen (Cattaneo et al., 1997; Arrowsmith und Eisner, 2006; Massa et al., 2006a). Weiterhin kann für mehrere Ereignisse mit ähnlichen Wellenformen untereinander auch der Begriff *Cluster* verwendet werden, wie es im Folgenden in dieser Arbeit hauptsächlich gehandhabt wird. In den letzten Jahren wurden häufig Arbeiten zu Wellenformähnlichkeiten veröffentlicht, in denen es um Ereignisse tektonischer (Geller und Mueller, 1980; Maurer und Deichmann, 1995; Ferretti et al., 2005) und vulkanischer Natur (Frémont und Malone, 1987), jedoch auch induzierte Ereignisse ging (Moriya et al., 2003; Asanuma et al., 2007; Wehling-Benatelli et al., 2013).

Nach Geller und Mueller (1980) treten Ereignisse mit sehr ähnlichen Wellenformen jeweils innerhalb einer gegenseitigen Distanz von etwa einem Viertel der dominierenden Wellen-

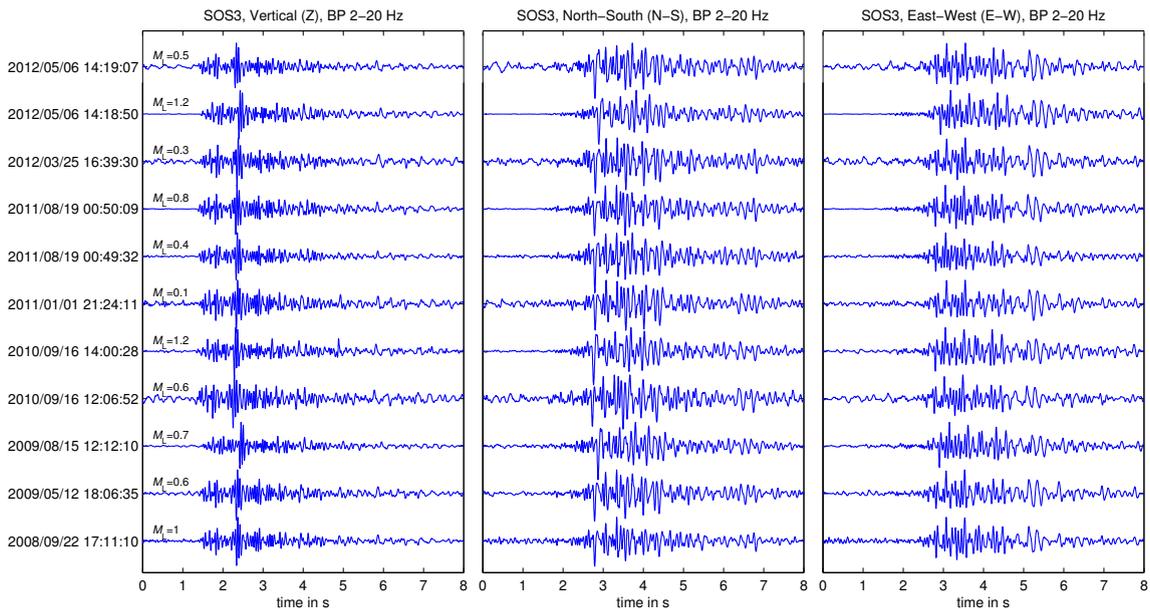


Abbildung 5.1.: Wellenformbeispiele für ein Multiplet des Herdgebietes Landau an Station SOS3. Links: Vertikalkomponente (Z), Mitte: Nord-Süd-Komponente (N-S), Rechts: Ost-West-Komponente (E-W).

länge ($\lambda/4$ -Kriterium) der Ereignisse auf. Weiterhin stellen diese Ereignisse wiederkehrende Brüche der selben Größenordnung dar. Beispielsweise definierte Tsujiura (1983) eine Gruppe solcher ähnlicher Wellenformen als Erdbebenfamilie (*earthquake family*). Im Vergleich zu typischen tektonischen Ereignissen mit Foreshock-Mainshock-Aftershock-Sequenzen, bei denen die Wellenformen der einzelnen Ereignisse stark unterschiedlich sein können, ist dies bei Erdbebenfamilien nicht der Fall. Bei Ersterem liegt dies vor allem daran, dass sich die Hypozentren aufgrund komplexer Bruchstrukturen unterscheiden können. Hypozentren von Ereignissen einer Familie hingegen sind räumlich eng konzentriert und eventuell sogar auf der selben Bruchfläche angeordnet. Die Laufwege der einzelnen Ereignisse vom Hypozentrum zu einer bestimmten Station müssen somit genähert identisch sein. Dies schließt auch ein, dass sich Mediumseigenschaften wie Geschwindigkeit, Streuung und Dämpfung nicht ändern dürfen (Poupinet et al., 1984; Schaff et al., 2004). Für eine starke Ähnlichkeit ist weiterhin eine nahezu identische Quell-Zeit-Funktion nötig, was allgemein bedeutet, dass die Ereignisse einen gemeinsamen bzw. sehr ähnlichen Bruchmechanismus und Magnituden gleicher Größenordnung haben (Maurer und Deichmann, 1995). Einfluss auf die Ähnlichkeit der Wellenformen hat neben den genannten natürlichen Größen auch das Instrument, mit welchem diese aufgezeichnet werden. Bei Verwendung unterschiedlicher Sensoren an der selben Station in verschiedenen Zeiträumen ist es deshalb zwingend erforderlich die Instrumentenantwort des Geräts vor der Ähnlichkeitsanalyse zu entfernen (siehe Abschnitt 4.3). Weiterhin hängt die Ähnlichkeit der Wellenformen stark von dem gewählten Filterbereich ab. Durch Entfernen hochfrequenter Signalanteile steigt im Allgemeinen die Ähnlichkeit der Wellenformen, da Einflüsse von kleinräumigen Heterogenitäten und Streuung reduziert werden (Geller und Mueller, 1980; Arrowsmith und Eisner, 2006). Zeitlich können Doublets bzw. Multiplets in sehr kurzen Abständen (Deichmann und Garcia-Fernandez, 1992; Grund, 2011; Plenkers et al., 2013), jedoch auch nach mehreren Jahren wiederkehrend beobachtet werden (Maurer und Deichmann, 1995; Massa et al., 2006b). Abbildung 5.1 zeigt die Wellenformen von Ereignissen eines typischen Multiplets für das Herdgebiet Landau auf jeweils allen drei Raumkomponenten.

Mit Bezug auf die Ähnlichkeit unterscheiden Cattaneo et al. (1997) *doublets* und *multiplets* nochmals in *strong doublets* und *weak doublets* bzw. *strong multiplets* und *weak multiplets*.

Die Begriffe *strong doublet* und *strong multiplet* werden verwendet, wenn für die Clusterbildung ein sehr hoher Schwellenwert angelegt wird (siehe Abschnitt 5.5.3). Somit kann mit hoher Wahrscheinlichkeit davon ausgegangen werden, dass die verursachenden Brüche räumlich sehr nahe beieinander lokalisiert liegen und die selben Bruchmechanismen aufweisen. Demgegenüber können Ereignisse, die bei einem niedrigeren Schwellenwert einem Cluster zugeordnet wurden, auch räumlich weiter auseinander liegen, obwohl sie noch immer eine relativ hohe Ähnlichkeit zueinander haben. *Strong multiplets* können somit als Qualitätsüberprüfung präziser Lokalisierungen dienen. Weiterhin können Ereignispaare bzw. Ereignisgruppen, die untereinander als *strong multiplets* eingeteilt wurden, für eine Prüfung des $\lambda/4$ -Kriteriums von Geller und Mueller (1980) verwendet werden. Baisch et al. (2008) konnten mittels synthetischer Seismogramme zeigen, dass für eine Anwendung des $\lambda/4$ -Kriteriums mindestens ein Korrelationskoeffizient (siehe Abschnitt 5.2) von 0,95 nötig ist. Arrowsmith und Eisner (2006) legten einen Wert von 0,9 für ihren entsprechenden synthetischen Datensatz fest. Da das $\lambda/4$ -Kriterium von Geller und Mueller (1980) nur allgemein und ohne Angabe eines konkreten Wertes postuliert wurde, ist dieser Wert auch abhängig vom verwendeten Datensatz.

Für einen niedrigeren Schwellenwert können Ereignisse in einem Cluster liegen, die bei einem höheren Schwellenwert in unterschiedliche Cluster separiert werden würden. Es müssen somit sogenannte Brückenereignisse (*bridge-events*) existieren, die eine Brücke zwischen zwei unterschiedlichen Clustern bilden und Wellenformeneigenschaften beider Cluster beinhalten (Cattaneo et al., 1997). Nishigami (1987) untersuchte Wellenformen dreier unterschiedlicher Ereignisse, wovon das dritte Ereignis sowohl Eigenschaften des ersten, wie auch des zweiten aufwies. Durch Addition der beiden ersten Wellenformen und Multiplikationsfaktoren für die Amplituden konnte Nishigami (1987) in sehr guter Näherung die Wellenform des dritten Ereignisses synthetisch reproduzieren. Folglich müssen alle drei Ereignisse zwar räumlich sehr nahe beieinander liegen, jedoch können kleinste Änderungen des Bruchmechanismus sowie ihrer Position zu den beobachteten Eigenschaften führen.

5.2. Ähnlichkeitsanalyse mittels Kreuzkorrelation

Im Rahmen dieser Arbeit sollen eine große Anzahl an induzierten Mikroerdbeben hinsichtlich ihrer Wellenformähnlichkeit analysiert werden. Ein geeignetes Maß zur Bestimmung der Ähnlichkeit zwischen Wellenformen ist die Kreuzkorrelationsfunktion, welche für zwei kontinuierliche Zeitsignale $x(t)$ und $y(t)$ wie folgt definiert ist:

$$CC_{xy}(\tau) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t)y(t + \tau)dt \quad (5.1)$$

Die Kreuzkorrelationsfunktion $CC_{xy}(\tau)$ zeigt hierbei die Ähnlichkeit zwischen dem Signal $x(t)$ und einem Signal $y(t + \tau)$ in Abhängigkeit der Zeitverschiebung τ (time-lag) auf (Abbildung 5.2). Die Zeitverschiebung τ beschreibt die linksgerichtete Verschiebung des Signals $y(t)$ gegenüber dem Signal $x(t)$, bevor das Produkt beider Signale zwischen den Grenzen von $t = -\infty$ und $t = +\infty$ integriert wird (Smith, 1997). Da die bearbeiteten seismologische Zeitreihen jedoch nicht als kontinuierliche Signale, sondern als diskrete Zeitsignale t_i vorliegen, die mittels einer vordefinierten Abtastrate Δt in einem begrenzten Zeitraum abgetastet werden, muss von dem Integral in Gleichung (5.1) zu einer Summenschreibweise übergegangen werden:

$$CC_{xy}(\tau) = \sum_{i=1}^n x(t_i)y(t_i + \tau) \quad (5.2)$$

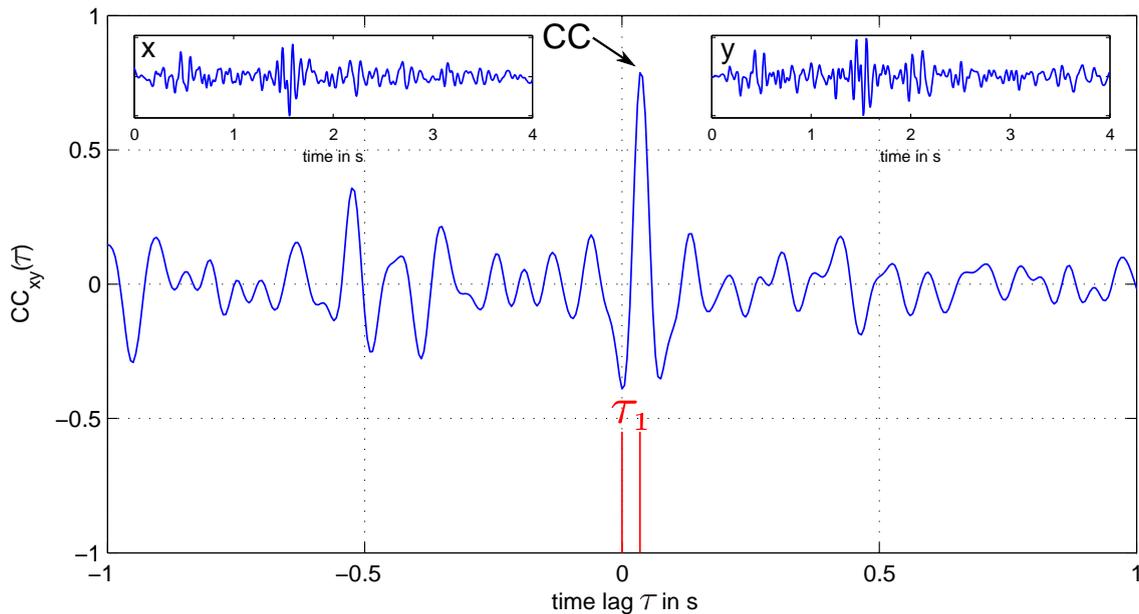


Abbildung 5.2.: Normierte Kreuzkorrelationsfunktion $CC_{xy}(\tau)$ zweier seismischer Zeitreihen x und y . Das Maximum der Funktion (Korrelationskoeffizient CC) wird als Maß für die Ähnlichkeit verwendet und τ_1 gibt die entsprechende gegenseitige Zeitverschiebung der beiden Signale an. In diesem Beispiel beträgt die Zeitverschiebung $\tau_1 = 0,035$ s, was umgerechnet sieben Datenpunkten entspricht.

wobei $x(t_i)$ und $y(t_i + \tau)$ nun zwei pro Abtastpunkt zeitdiskret aufgezeichnete Zeitreihen darstellen. Das Maximum der bestimmten Kreuzkorrelationsfunktion wird als Maß für die Ähnlichkeit zwischen den beiden Zeitreihen $x(t_i)$ und $y(t_i)$ verwendet und im Folgenden als **Korrelationskoeffizient** bezeichnet (CC in Abbildung 5.2). Haben beide Signale einen identischen Verlauf und sind zeitlich nicht gegeneinander verschoben ($y(t_i) = x(t_i)$), so ergibt sich das Maximum der Funktion $CC_{xx}(\tau)$ bei $\tau = 0$ (zero-lag). Diese wird als Autokorrelationsfunktion bezeichnet (Smith, 1997).

Aufgrund ihrer Definition in Gleichung (5.2) ergeben sich für die Maxima der bestimmten Kreuzkorrelationsfunktionen nicht vergleichbare Werte verschiedener Größenordnungen. Um die Ergebnisse vergleichen zu können, wird eine Normierung gewählt, sodass der Autokorrelationsfunktion für $\tau = 0$ der Wert $CC_{xx}(\tau = 0) = 1$ zugewiesen wird. Gleichung (5.2) ändert sich dadurch zu:

$$CC_{xy}(\tau) = \frac{\sum_{i=1}^n x(t_i)y(t_i + \tau)}{\sqrt{\sum_{i=1}^n x(t_i)^2} \cdot \sqrt{\sum_{i=1}^n y(t_i)^2}} \quad (5.3)$$

und wird im Folgenden als normierte Kreuzkorrelationsfunktion bezeichnet.

5.2.1. Festlegung von Zeitfenstern

Die in Abschnitt 4.3 abgespeicherten **Ereignisvektoren** enthalten stationsweise die pro Ereignis an der jeweiligen Station aufgezeichneten Wellenformen von 8 s Länge beginnend ab der entsprechenden Herdzeit t_0 . Somit umfasst jede Zeitreihe neben dem eigentlichen Nutzsignal die für den Laufweg zwischen Bebenherd zu einer entsprechenden Station benötigte Zeitdauer in Form von Hintergrundrauschen. Dieses fließt direkt in die jeweils pro

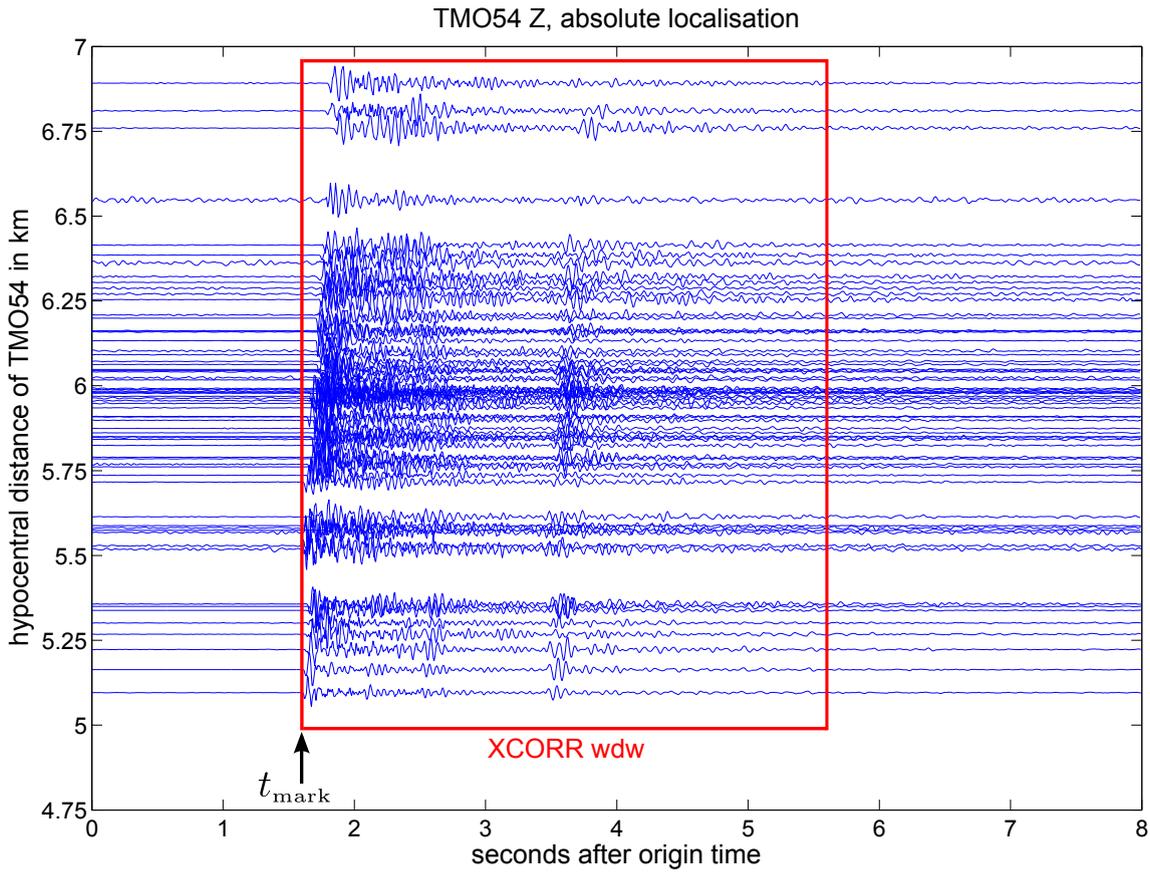


Abbildung 5.3.: Seismogrammontage zur Festlegung von Mindestlaufzeiten an der Station TMO54 auf der Vertikalkomponente. Es ist deutlich der P-Einsatz bei den meisten Wellenformen zu erkennen. Der schwarze Pfeil markiert die anhand der kürzesten Laufzeit festgelegte Mindestlaufzeit. Diese wird unabhängig der übrigen Phaseneinsätze für alle Ereignisse an dieser Station auf allen drei Komponenten verwendet. Die Wellenformanteile innerhalb des roten Kastens werden für die Kreuzkorrelation verwendet (nach Zeiß, 2013).

Zeitversatz τ berechneten Werte der Funktion $CC_{xy}(\tau)$ ein, wodurch insgesamt der Grad der Ähnlichkeit abgeschwächt werden kann (Arrowsmith und Eisner, 2006).

Um diesen Einfluss zu minimieren, werden die Zeitreihen vor Berechnung der einzelnen Kreuzkorrelationsfunktionen pro Ereignispaar auf jeweils allen drei Komponenten entsprechend zugeschnitten. Aufgrund der großen Anzahl an detektierten Ereignissen muss dies automatisiert werden. Hierfür werden für die Festlegung der Zeitfenster stationspezifische Mindestlaufzeiten t_{\min} abgeschätzt. Diese resultieren aus den absoluten Lokalisierungen von Zeiß (2013) und geben in etwa die kürzeste Laufzeit der P-Wellen aller Ereignisse wieder, die an der entsprechenden Station aufgezeichnet wurden bzw. als Zeitreihe vorliegen (Abbildung 5.3).

Für alle Ereignisse einer Station wird mittels der entsprechenden Mindestlaufzeit auf allen drei Komponenten jeweils automatisch eine Markierung zu folgendem Zeitpunkt gesetzt:

$$t_{\text{mark}} = t_0 + t_{\min}. \quad (5.4)$$

Ausgehend von den automatisch gesetzten zeitlichen Markierungen wird das Zeitfenster pro Ereignis und Komponente mit einer Länge von 4 s nach dieser Markierung angelegt. Diese Länge wurde gewählt, da für jedes Ereignis auf allen drei Komponenten der Einsatz der P- und S-Welle enthalten ist. Im Gegensatz zu den von Maurer und Deichmann (1995) separat

Tabelle 5.1.: Aus Seismogrammmontagen abgeleitete Mindestlaufzeiten pro Station für die beiden Herdvolumen Landau ($t_{\min,LD}$) und Insheim ($t_{\min,IH}$). Da für die Station TMO19 keine Daten von Beben des Herdgebietes Insheim vorliegen, ist für diese keine Mindestlaufzeit angegeben (siehe Abschnitt 4.3).

Station	$t_{\min,LD}$	$t_{\min,IH}$
TMO19	2,00 s	-
TMO20	1,70 s	2,30 s
TMO50	1,05 s	1,87 s
TMO53	1,15 s	1,62 s
TMO54	1,85 s	1,60 s
TMO58	1,50 s	2,00 s
TMO59	2,25 s	1,80 s
TMO61	0,90 s	1,82 s
TMO64	1,30 s	1,80 s
SOS2	1,40 s	2,25 s
SOS3	1,25 s	2,30 s
SOS5	1,40 s	1,72 s
SOS6	1,55 s	1,30 s
SOS7	2,25 s	1,42 s
SOS8	1,75 s	1,37 s
SOS9	1,80 s	0,85 s

für P- und S-Welle durchgeführten Kreuzkorrelationen wird dadurch eine Einbeziehung von Änderungen der Laufzeitdifferenzen zwischen P- und S-Welle ($t_s - t_p$) ermöglicht (Ferretti et al., 2005; Wehling-Benatelli et al., 2013).

Aufgrund der geringen, jedoch vorhandenen Laufzeitunterschiede wird die automatische zeitliche Markierung für einige Ereignisse minimal zu früh gesetzt (siehe Abbildung 5.3). Dadurch beinhaltet das resultierende Zeitfenster teilweise einen etwas höheren Anteil an Rauschen vor dem jeweiligen Einsatz der P-Welle. Dieser Umstand wird jedoch wegen der enormen Zeitersparnis durch Setzen der automatischen Markierungen hingenommen. Je nach Herdvolumen unterscheiden sich die Laufwege der seismischen Wellen und somit auch die Mindestlaufzeiten zu den einzelnen Stationen. Die pro Station festgelegten Mindestlaufzeiten für die beiden Gebiete Landau ($t_{\min,LD}$) und Insheim ($t_{\min,IH}$) können Tabelle 5.1 entnommen werden.

5.2.2. Erstellung einer Korrelationsmatrix

Enthält der Mikrobebenkatalog N Ereignisse pro Station, so werden mittels Gleichung (5.3) alle diese N Ereignisse jeweils miteinander kreuzkorreliert. Dadurch ergibt sich pro Ereignispaar eine normierte Kreuzkorrelationsfunktion $CC_{xy}(\tau)$. Der jeweils maximale Wert dieser Funktionen wird als Korrelationskoeffizient in einer Matrix der Größe $N \times N$ angeordnet. Abbildung 5.4 zeigt diese Korrelationsmatrix beispielhaft für $N = 5$ Ereignisse auf der Vertikalkomponente an der Station TMO20.

Die Diagonalelemente der Korrelationsmatrix haben den Wert $CC_{xx}(\tau = 0) = 1$, da sie der oben beschriebenen Autokorrelation eines Ereignisses mit sich selbst entsprechen ($y(t_i)=x(t_i)$). Aufgrund der Symmetrie der quadratischen Korrelationsmatrix unterscheiden sich die Einträge ober- und unterhalb der Matrixdiagonalen nicht und stellen jeweils nur eine Spiegelung an dieser dar. Deshalb ist es für eine Analyse ausreichend, nur einen dieser beiden Matrixbereiche zu betrachten. Die für die Kreuzkorrelation verwendeten Zeitfenster sind ebenfalls durch die roten Markierungen hervorgehoben.

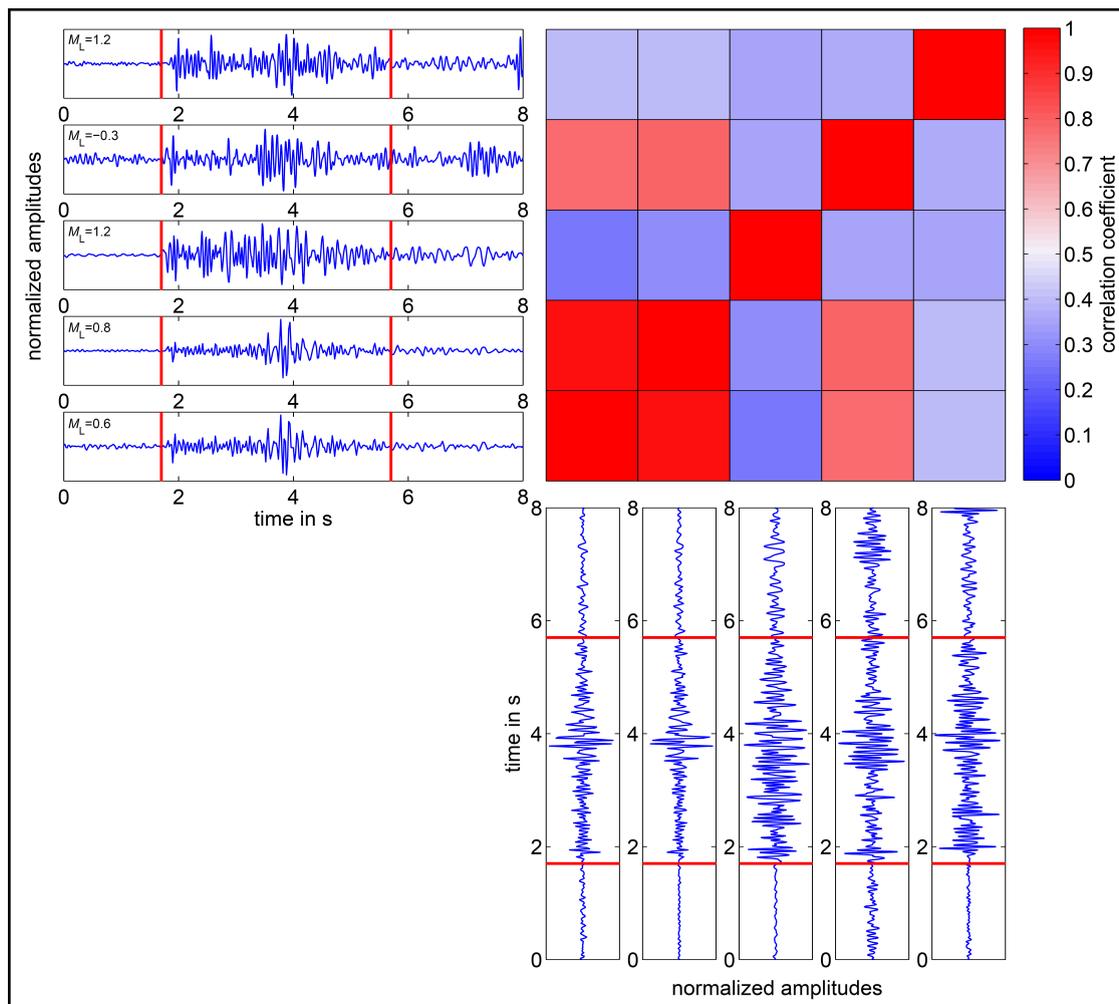


Abbildung 5.4.: Schematische Darstellung einer Korrelationsmatrix mit fünf beispielhaften Wellenformen. Der innerhalb der roten Markierungen liegende Wellenformanteil wird für die Kreuzkorrelation nach Gleichung 5.3 verwendet.

5.2.3. Einfluss von Neuabtastungen

Da für die in Gleichung (5.3) beschriebene Normierung die Zeitreihen beider Signale pro Ereignispaar die gleiche Fensterlänge bzw. Anzahl an Datenpunkten benötigen, kann dies aufgrund der in Abschnitt 4.1 angesprochenen Abtastratenwechsel an einzelnen Stationen zu Problemen führen. Deshalb erfolgt vor der Berechnung der normierten Kreuzkorrelationsfunktion pro Ereignispaar eine Abfrage der Abtastraten. Unterscheiden sich diese, so wird das Ereignis mit der höheren Abtastrate (d.h. mit der größeren Anzahl an Datenpunkten) mit der niedrigeren Abtastrate des anderen Signals neu abgetastet. Dies führt dazu, dass dem höher abgetasteten Signal systematisch Datenpunkte entfernt werden und beide Signale die gleiche Anzahl an Datenpunkten aufweisen. Hierfür wird die Funktion `resampled_data` aus der KaSP-Toolbox verwendet, die mittels einer linearen Interpolation das neuabgetastete Signal rekonstruiert.

Vergleiche der Frequenzspektren vor und nach dem Neuabtastprozess zeigen, dass sich die einzelnen Frequenzanteile in dem relevanten Bereich von 2-20 Hz nicht deutlich ändern (Abbildung 5.5). Einzig kleinere Amplitudenschwankungen sind zu beobachten, wobei diese hauptsächlich bei einer Abtastrate von $\Delta t = 0,02$ s auftreten. Hierdurch ist jedoch kein signifikanter Einfluss auf die Korrelationskoeffizienten zu erwarten.

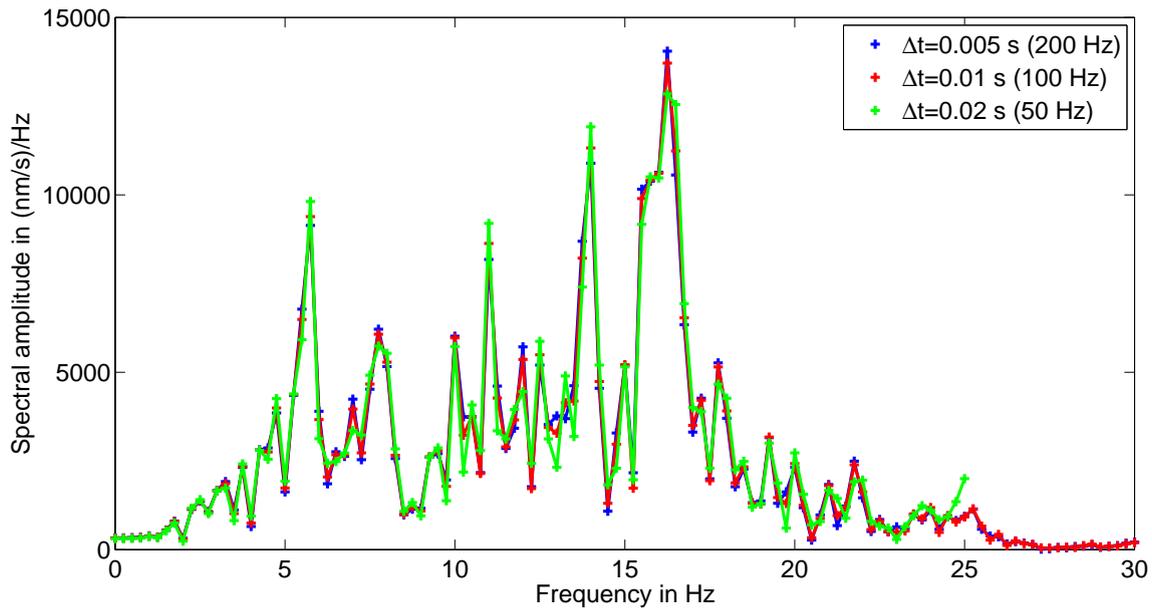


Abbildung 5.5.: Einfluss des Neuabtastrates auf das Amplitudenspektrum eines bandpassgefilterten Signals (2-20 Hz). Die blaue Kurve stellt das Spektrum der ursprünglich aufgezeichneten Zeitreihe dar (Abtastrate $\Delta t = 0,005$ s). Die rote bzw. grüne Kurve zeigt das Amplitudenspektrum dieser Zeitreihe nach der Neuabtastung mit den Abtastraten von $\Delta t = 0,01$ s bzw. $\Delta t = 0,02$ s.

5.3. Komponentenmatrizen

Ausgehend von der im vorigen Abschnitt erklärten Erstellung einer Korrelationsmatrix wird pro Herdvolumen für jede der drei Komponenten aller verwendeten Stationen eine Korrelationsmatrix erstellt. Diese werden im Folgenden als **Komponentenmatrizen** bezeichnet und zeigen jeweils die Ähnlichkeit zwischen Ereignispaaren auf einer Seismometerkomponente an der jeweiligen Station (Abbildung 5.6). Die in Abschnitt 4.3 erstellten Ereignisvektoren enthalten jeweils alle dieselbe Anzahl an Einträgen (Zeitreihe oder Nullzeitreihe) und gewährleisten dadurch, dass auch alle Komponentenmatrizen dieselbe Dimension aufweisen. Weiterhin weisen die Korrelationskoeffizienten jeweils aller Ereignispaare stationsübergreifend den selben Matrixindex auf. Bei der Berechnung der Komponentenmatrizen resultieren für Ereignispaare, die ein Ereignis mit Nullzeitreihe enthalten,

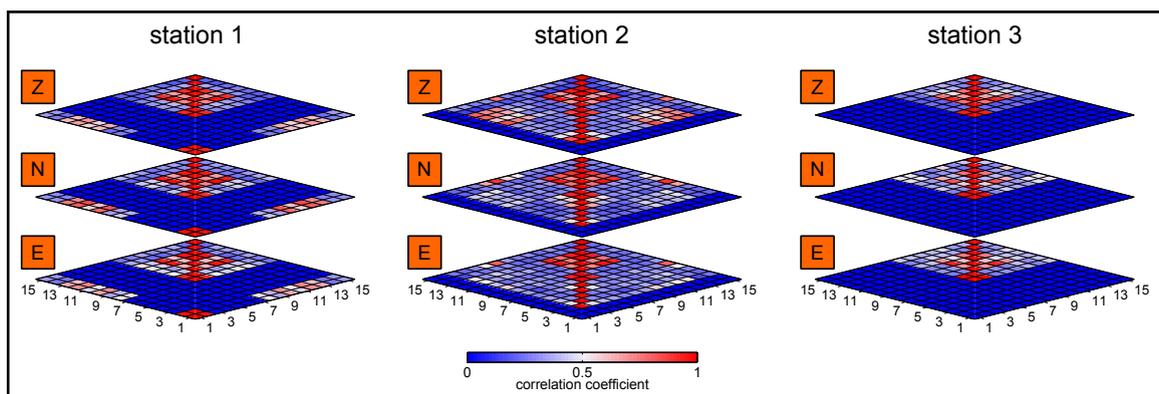


Abbildung 5.6.: Schematische Darstellung der Komponentenmatrizen (Z,N und E) für drei Stationen mit jeweils 15 Ereigniswellenformen.

auch Korrelationskoeffizienten mit dem Wert Null. Dies zeigt, dass das jeweilige Ereignispaar an der entsprechenden Station nicht beobachtet wird. In Abbildung 5.6 wird dies durch eine dunkelblaue Farbkodierung dargestellt.

5.4. Netzwerkmatrix

Die im vorigen Abschnitt definierten Komponentenmatrizen liefern Ähnlichkeiten für Ereignispaare oder Multiplets auf den einzelnen Komponenten einer einzelnen Station. Um eine zuverlässige Aussage über die Ähnlichkeit eines Ereignispaars bezüglich der Wellenform treffen zu können, sollte dieses Ereignispaar bestenfalls eine hohe Ähnlichkeit in Form hoher Korrelationskoeffizienten an mehreren Stationen bzw. über ein gesamtes seismologisches Stationsnetzwerk zeigen (Maurer und Deichmann, 1995; Igarashi et al., 2003).

Dies kann mittels einer sogenannten Netzwerkmatrix realisiert werden, welche die Informationen aller verwendeten Komponenten bzw. Stationen enthält (Maurer und Deichmann, 1995). Durch die heterogene Datengrundlage kann ein Großteil aller möglicher Ereignispaare nicht an allen Stationen beobachtet werden. Ein direkter Vergleich unterschiedlicher Zeitintervalle an einer Station bezüglich auftretender Ähnlichkeitsmuster in Form hoher Korrelationskoeffizienten ist somit nicht immer möglich. Die Verwendung einer Netzwerkmatrix reduziert diese Analyseschwierigkeiten, da an einzelnen Stationen auftretende Datenlücken durch Einfließen aller verfügbaren Komponentenmatrizen geschlossen werden können und einen Vergleich über längere Zeiträume bzw. Zeitintervalle zulässt.

In diesem Abschnitt wird zunächst die Erstellung einer einfachen gemittelten Netzwerkmatrix erklärt, welche zu Beginn der Untersuchungen verwendet wurde. Aufgrund nicht zufriedenstellender Ergebnisse wurden Untersuchungen über den Einfluss von Signal-Rausch-Verhältnissen (SNR) durchgeführt. Die daraus gewonnenen Erkenntnisse wurden für die Entwicklung einer modifizierten Netzwerkmatrix verwendet, welche die auftretenden Signal-Rausch-Verhältnisse in Form einer Gewichtung pro Korrelationskoeffizient einer Station und Komponente berücksichtigt.

5.4.1. Gemittelte Netzwerkmatrix

Die Erstellung einer gemittelten ungewichteten Netzwerkmatrix ist relativ einfach und wird mittels des Schemas in Abbildung 5.7 beispielhaft für drei seismische Stationen gezeigt. Als Grundlage dienen die im vorigen Abschnitt 5.3 pro Station erstellten Komponentenmatrizen (Schritt ①). Diese werden für jede Station separat aufsummiert und jeweils das arithmetische Mittel gebildet. Die sich daraus ergebenden Korrelationsmatrizen zeigen die Ähnlichkeiten zwischen Ereignispaaren an einer einzelnen Station und stellen eine statistisch robuste Methode dar (D'Alessandro et al., 2013). Sie werden im weiteren Verlauf als Stationsmatrizen bezeichnet (Schritt ②).

Bei insgesamt i vorliegenden Stationsmatrizen für i Stationen, werden diese aufsummiert (Schritt ③ oben). Parallel zu der Summation der einzelnen Stationsmatrizen wird eine zweite sogenannte Divisionsmatrix erstellt (Schritt ③ unten), deren Dimension derjenigen der Stationsmatrizen entspricht. In dieser ist pro Matrixindex hinterlegt, wie oft der Korrelationskoeffizient für das jeweilige Ereignispaar bei der Summation der Stationsmatrizen einen Wert ungleich Null aufweist. Ist ein Ereignispaar an keiner Station beobachtbar, so ist der entsprechende Matrixindex mit dem Wert Null belegt. Die Divisionsmatrix zeigt, an wie vielen Stationen ein Ereignispaar beobachtet wurde.

Anschließend wird die Summe aller Stationsmatrizen elementweise durch die Divisionsmatrix dividiert und es resultiert eine gemittelte Netzwerkmatrix (Schritt ④). Elemente der Divisionsmatrix mit dem Wert Null werden von der Division ausgeschlossen.

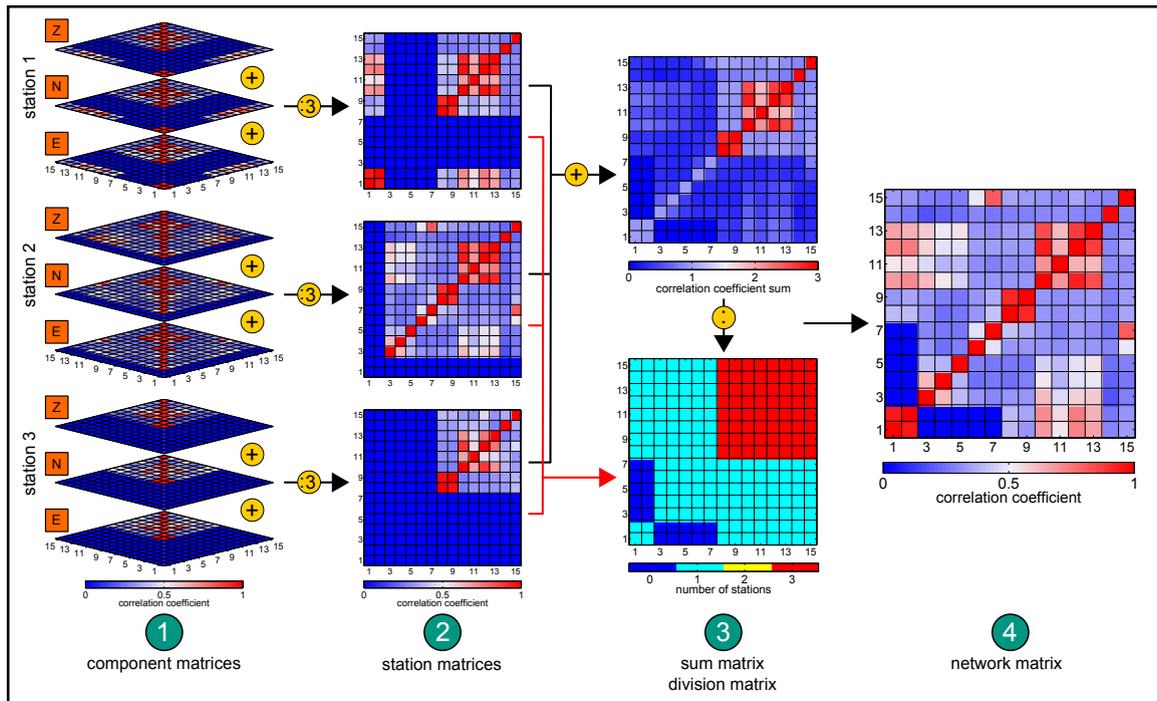


Abbildung 5.7.: Schematische Darstellung zur Erstellung einer Netzwerkmatrix durch Mittelwertbildung (arithmetisches Mittel) beispielhaft für drei verwendete seismische Stationen. Weitere Details bezüglich der Zwischenschritte ① bis ④ können dem Text entnommen werden.

5.4.2. Einfluss des Signal-Rausch-Verhältnisses (SNR)

Bei einer ersten Sichtung der erstellten gemittelten Netzwerkmatrizen für die beiden Herdvolumen Landau und Insheim fiel auf, dass deutliche Ähnlichkeitsmuster, die auf Komponentenmatrizen mehrerer Stationen beobachtet werden konnten, in der Netzwerkmatrix nicht mehr deutlich erkennbar sind (siehe Abschnitte 6.1.2 und 6.1.3 bzw. 7.1.2 und 7.1.3). Dies lässt den Schluss zu, dass an einigen Stationen, neben bekannten komponentenabhängigen Unterschieden, äußere Einflüsse eine Auswirkung auf die entsprechenden Korrelationskoeffizienten haben.

Für eine gezielte Untersuchung wurden die vier Stationen SOS2, SOS3, TMO53 und TMO64 ausgewählt, da jede in etwa die gleiche Epizentraldistanz ($\Delta \approx 3$ km) von dem Schwerpunkt der seismischen Wolke des Herdvolumens Landau aufweist. An diesen Stationen wurden jeweils die entsprechenden Wellenformen von an jeder der Stationen verfügbaren 416 seismischen Ereignissen miteinander kreuzkorreliert. Somit sind die Komponentenmatrizen stationsübergreifend direkt vergleichbar. Die Lokalmagnituden der verwendeten Beben liegen größtenteils im Bereich zwischen $-1 \leq M_L \leq 1$.

Ein Vergleich der in Abbildung 5.8 dargestellten resultierenden Komponentenmatrizen zeigt, dass sich die Korrelationskoeffizienten von Station zu Station für ein Ereignispaar teilweise erheblich unterscheiden. Wie in Abschnitt 4.1 beschrieben, handelt es sich bei der Station TMO64 um einen Standort, an dem ein Bohrlochseismometer betrieben wird. Das Messgerät ist somit im Vergleich zu den drei Oberflächenstationen (SOS2, SOS3 und TMO53) vor anthropogenen Einflüssen besser abgeschirmt. Die an der Station TMO64 verhältnismäßig höheren Korrelationskoeffizienten innerhalb bekannter Ähnlichkeitsmuster der Komponentenmatrizen deuten somit auf einen Einfluss des Signal-Rausch-Verhältnisses (SNR) hin.

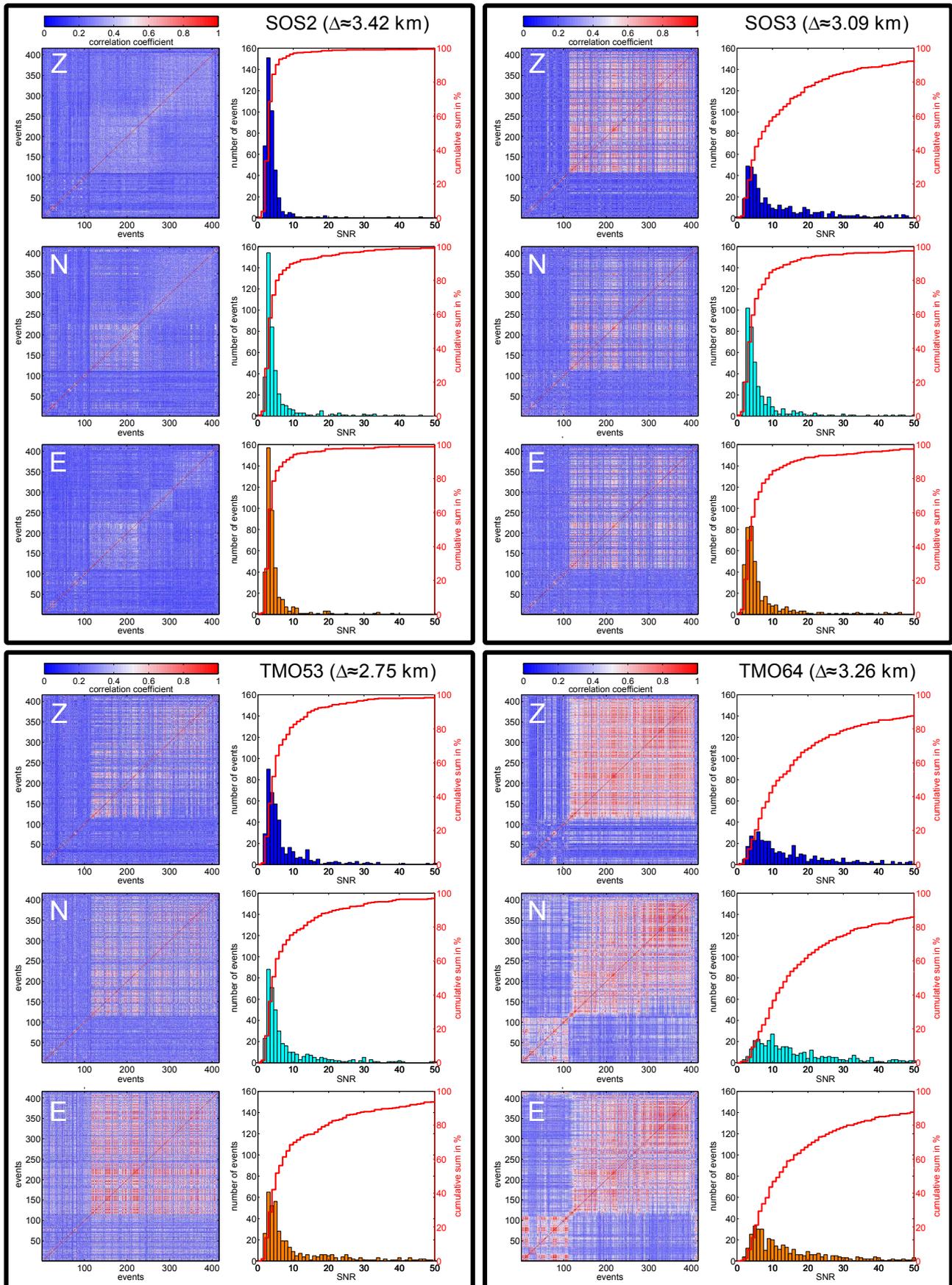


Abbildung 5.8.: Komponentenmatrizen und SNR-Werte für 416 Ereignisse an vier Stationen mit in etwa gleicher Epizentraldistanz zu dem Schwerpunkt der seismischen Wolke des Herdvolumens Landau. In den SNR-Histogrammen ist die prozentuale kumulative Summe jeweils durch eine rotmarkierte Treppenfunktion dargestellt. Weitere Details siehe Text.

Variationen der SNR-Werte hängen hauptsächlich von den Standorten der Stationen ab, da in den Untersuchungsgebieten um Landau und Insheim die Bodenunruhe durch Menschen, Verkehr und Infrastruktur zu verhältnismäßig starken Störungen führen. Dadurch sind unterschiedliche SNR-Werte derselben Ereignisse an Stationen gleicher Epizentraldistanz erklärbar. Jedoch können auch selten defekte Bauteile oder Elemente der Datenaufzeichnung die Qualität der registrierten Daten mindern. Weiterhin können sich die SNR-Werte auch von Komponente zu Komponente unterscheiden, was verschiedene Ursachen haben kann, meist jedoch von der Abstrahlcharakteristik eines Bebens beeinflusst wird (siehe Abschnitt 2.2). Da die meisten der aufgezeichneten Beben sehr kleine Amplituden haben, ist es oftmals schwierig überhaupt ein Nutzsignal innerhalb des vorhandenen Hintergrundrauschens auszumachen. Zusätzlich treten in dem Untersuchungsgebiet transiente Signale auf, die sich bezüglich Amplitude und Frequenz nicht von den lokalen seismischen Ereignissen unterscheiden (Plenkers et al., 2013).

Um diesen Einfluss zu untersuchen, wurde für die 416 Ereignisse auf jeder Komponente aller Stationen das entsprechende Signal-Rausch-Verhältnis bestimmt. Hierfür werden die entsprechenden Zeitreihen von 8 s Länge der in Abschnitt 4.3 pro Station abgespeicherten **Ereignisvektoren** verwendet. Diese wurden ausgehend von den von Zeiß (2013) bestimmten Herzzeiten t_0 ausgeschnitten und beinhalten somit auch einen Rauschanteil vor dem Einsatz der P-Welle. Aufgrund der großen Anzahl an detektierten Ereignissen werden die für die SNR-Bestimmung benötigten Zeitfenster ebenfalls automatisch mittels der in Abschnitt 5.2 eingeführten stationsspezifischen Mindestlaufzeiten t_{\min} und den daraus resultierenden zeitlichen Markierungen t_{mark} festgelegt (siehe Gleichung (5.4)). Ausgehend von den automatisch gesetzten zeitlichen Markierungen wird das Rauschfenster NW pro Ereignis und Komponente mit einer Länge von 0,75 s vor dieser Markierung angelegt (Abbildung 5.9). Das Signalfenster SW umfasst jeweils die ersten 4 s nach der zeitlichen Markierung und entspricht der in Abschnitt 5.2 festgelegten Zeitfensterlänge für die Kreuzkorrelation. Auf allen drei Komponenten ist somit der Einsatz der P- und S-Welle enthalten. Pro Station werden für alle Ereignisse auf allen drei Komponenten die jeweiligen SNR-Werte über folgende Definition ermittelt:

$$\text{SNR} = \frac{\max(|x_{sw}(t_i)|)}{\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{j=1}^n x_{nw}(t_j)^2}} \quad (5.5)$$

wobei $x_{sw}(t_i)$ und $x_{nw}(t_j)$ für die entsprechenden Zeitreihen des Signalfensters SW und des Rauschfensters NW stehen. Der Nenner des Terms auf der rechten Seite der Gleichung entspricht der Definition des quadratischen Mittelwertes (rms) der Zeitreihe $x_{nw}(t_j)$.

In Abbildung 5.8 ist die Anzahl der pro Stationskomponente resultierenden unterschiedlichen SNR-Werte der 416 Ereignisse jeweils durch ein Histogramm dargestellt. Aufgrund der großen Spannweite der SNR-Werte über mehrere Größenordnungen zeigen die Histogramme jeweils den Bereich bis zu einem SNR von 50. Der Großteil der für die 416 Ereignisse bestimmten SNR-Werte liegt an allen Stationen in diesem Bereich. An der Bohrlochstation TMO64 korrelieren die verhältnismäßig höheren SNR-Werte erwartungsgemäß mit den bestimmten hohen Korrelationskoeffizienten. Dieser Trend ist in ähnlicher Weise auch an den übrigen drei Stationen erkennbar. Durch die in Abbildung 5.8 für jede Komponente der einzelnen Stationen dargestellte kumulative Summe (rotmarkierte Treppenfunktion) kann weiterhin jeweils prozentual der bis zu einem bestimmten SNR-Wert enthaltene Anteil aller 416 Ereignisse abgelesen werden. Während an Station SOS2 etwa 95 % der Ereignisse SNR-Werte kleiner 20 aufweisen, werden an der Bohrlochstation TMO64 auf allen drei Komponenten jeweils nur knapp 60 % der insgesamt 416 Ereignisse dem entsprechenden Bereich zugeordnet. Etwa 10 % der Ereignisse weisen an der Station TMO64 auf allen

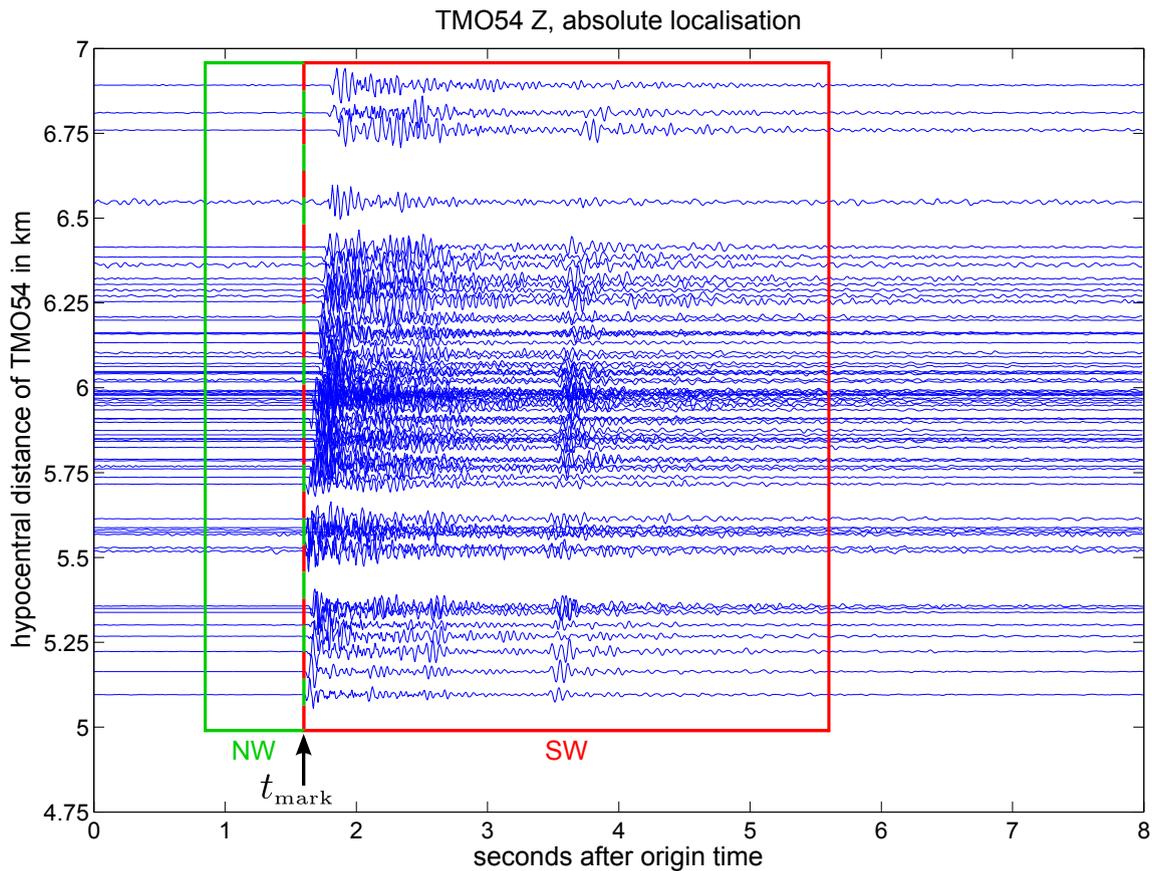


Abbildung 5.9.: Seismogrammontage zur Festlegung von Mindestlaufzeiten an der Station TMO54 auf der Vertikalkomponente. Es ist deutlich der P-Einsatz bei den meisten Wellenformen zu erkennen. Der schwarze Pfeil markiert die anhand der kürzesten Laufzeit festgelegte Mindestlaufzeit. Die Wellenformanteile innerhalb des grünen Kastens entsprechen pro Ereignis dem Rauschfenster NW, die innerhalb des roten Kastens den jeweiligen Signalfenstern SW (nach Zeiß, 2013).

drei Komponenten SNR-Werte größer 50 auf, wodurch der Nutzen einer Bohrlochstation bezüglich auftretender Rauscheinflüsse nochmals hervorgehoben wird.

Für eine Größenabschätzung des Einflusses des Signal-Rausch-Verhältnisses wurden Tests mit Daten aus dem Untersuchungsgebiet durchgeführt, die die Abhängigkeit des Korrelationskoeffizienten von unterschiedlichen Rauschamplituden zeigen sollen.

Als Referenzereignis dient hierfür das mit einer Lokalmagnitude von $M_L = 2,7$ aufgezeichnete Beben vom 15.08.2009. Die von diesem Beben an der Station TMO53 aufgezeichnete Wellenform der Vertikalkomponente wird als amplitudennormierte Zeitreihe verwendet. Als Vergleichswellenform wurde ebenfalls die normierte Wellenform dieses Erdbebens genutzt. Zusätzlich wurde künstlich generiertes normalverteiltes weißes Rauschen mit unterschiedlichen Standardabweichungen auf die Vergleichswellenform addiert. Für jede der Standardabweichungen wurde das Referenzsignal mit der Vergleichswellenform nach Gleichung (5.3) kreuzkorreliert. Um eine statistische Aussage treffen zu können, wurde dies für 500 generierte normalverteilte weiße Rauschsignale wiederholt. In Abbildung 5.10 Feld A sind die Verläufe der daraus resultierenden maximalen Korrelationskoeffizienten über das jeweilige SNR aufgetragen.

Weiterhin wurde durch Addieren von Rauschen einer bestimmten Standardabweichung ein verrauschtes Referenzsignal erzeugt und dieses mit unterschiedlich stark verrauschten

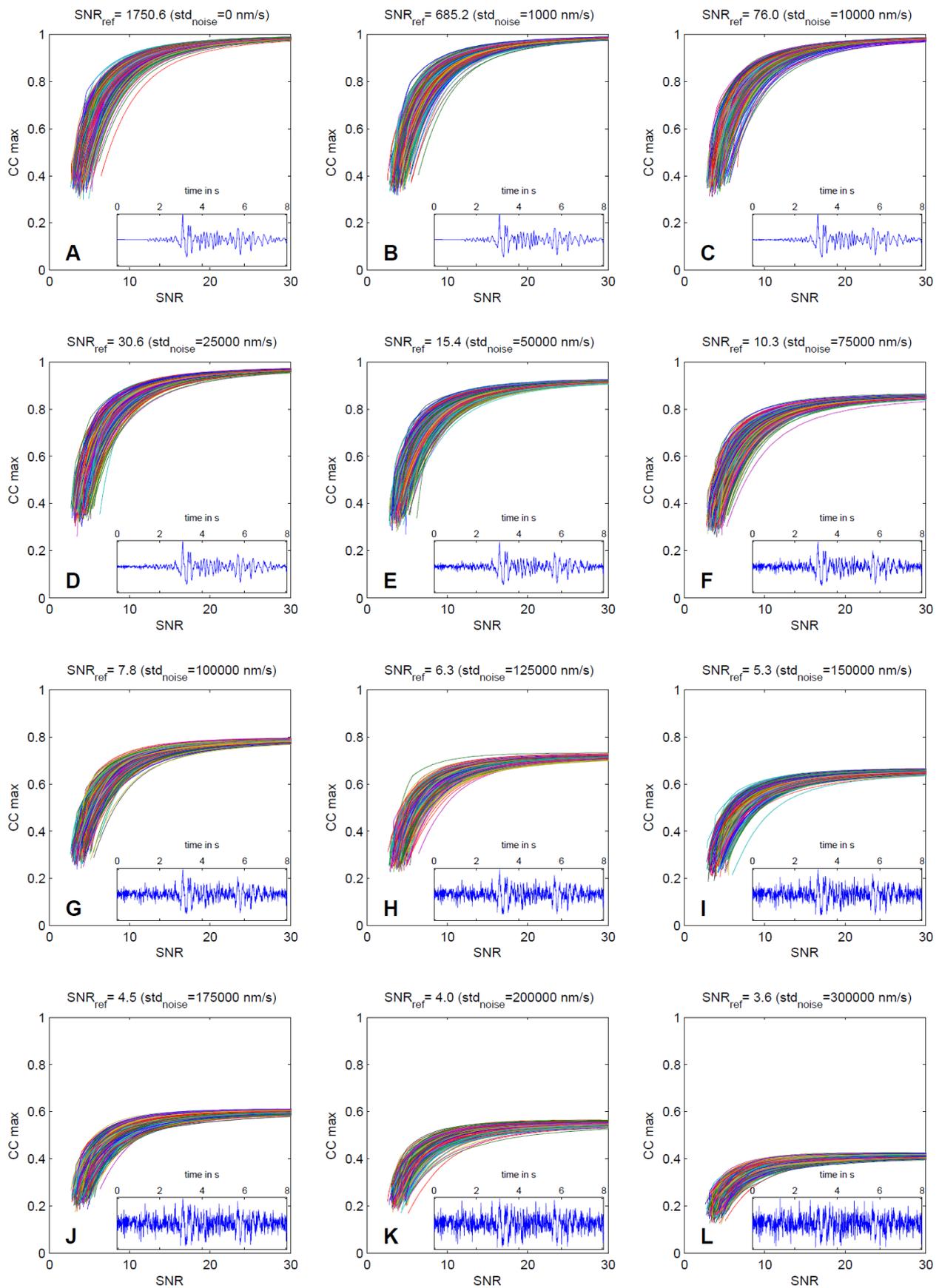


Abbildung 5.10.: Einfluss des SNR auf den Korrelationskoeffizienten. Die in blau dargestellten Wellenformen repräsentieren jeweils das mit Rauschen unterschiedlicher Standardabweichungen belegte Referenzsignal, wobei die entsprechenden SNR-Werte von Feld A nach Feld L abnehmen. Weitere Details siehe Text.

Vergleichswellenformen kreuzkorreliert. Die Felder B-I in Abbildung 5.10 zeigen für acht verschieden stark verrauschte Referenzsignale die resultierenden maximalen Korrelationskoeffizienten über das jeweilige SNR aufgetragen. Pro Referenzsignal wurden auch hier die Berechnungen für 500 generierte normalverteilte weiße Rauschsignale wiederholt.

Es ist deutlich eine Abhängigkeit des Korrelationskoeffizienten vom SNR zu erkennen (Abbildung 5.10). Deshalb ist die Erstellung einer Netzwerkmatrix wie sie im vorigen Abschnitt beschrieben wird, für den vorliegenden Datensatz mit vielen kleinen Beben nicht sehr aussagekräftig, da nur sehr starke Beben auch an allen Stationen bei hoher Ähnlichkeit hohe Korrelationskoeffizienten zeigen. Für schwache Beben ist dies in der Regel nicht der Fall. Durch Mittelung aller Stationsmatrizen werden die Korrelationskoeffizienten einiger Ereignispaare somit abgeschwächt.

Um die SNR-Verhältnisse für die Auswertung zu berücksichtigen zu können, wurde ausgehend davon eine gewichtete Netzwerkmatrix realisiert, deren Konstruktion im Folgenden näher erläutert wird.

5.4.3. Gewichtete Netzwerkmatrix

Kreuzkorrelationen von Ereigniswellenformen einer Komponente mit niedrigem Signal-Rausch-Verhältnis (SNR) führen zu entsprechend abgeschwächten Korrelationskoeffizienten mehrerer Ereignispaare. Eine einfache Mittelwertbildung mehrerer Komponentenmatrizen kann somit Verzerrungen der resultierenden gemittelten Korrelationskoeffizienten hervorrufen (Arrowsmith und Eisner, 2006).

Im Vergleich zu einer gemittelten ungewichteten Netzwerkmatrix wird bei der Erstellung der gewichteten Netzwerkmatrix das SNR über eine Gewichtung berücksichtigt und somit der im vorigen Abschnitt aufgezeigte Einfluss abgeschwächt.

Für den Korrelationskoeffizienten jedes Ereignispaars wird die Gewichtung individuell an jeder Station auf jeder drei unterschiedlichen Komponenten bestimmt, wodurch eine stationsübergreifende Einbeziehung der entsprechenden SNR-Werte erfolgt. Zeitliche Schwankungen der Rauschpegel an einer Station werden somit direkt berücksichtigt. Diese Gewichtung unterscheidet sich von der von Arrowsmith und Eisner (2006) verwendeten Vorgehensweise, welche alle Korrelationskoeffizienten einer Komponente mit demselben Wert gewichtet (maximale Amplitude einer Komponente). Ein von Maurer und Deichmann (1995) verwendeter Ansatz sortiert pro Ereignisindex den stationsübergreifend niedrigsten Wert aus, bevor der Mittelwert gebildet wird (getrimmter Mittelwert). Durch diesen Ausschluss von Ausreißern können vereinzelt auftretende äußere Einflüsse reduziert werden. Eine Berücksichtigung des im Oberrheingraben weiträumig auftretenden anthropogenen Rauschens ist hiermit jedoch schwierig. Da alle Stationen eine sehr geringe Epizentraldistanz aufweisen ($\Delta < 10$ km) ist eine allein entfernungsabhängige Gewichtung der Korrelationskoeffizienten pro Station, wie von Cattaneo et al. (1997) verwendet, nicht sinnvoll. Die SNR-gewichtete Netzwerkmatrix berücksichtigt die Entfernung der Station vom Bebenherd indirekt, da physikalisch mit zunehmendem Stationsabstand die Signalamplitude und daraus resultierend auch das Signal-Rausch-Verhältnis abnimmt.

Die im Rahmen dieser Arbeit entwickelte Erstellung einer gewichteten Netzwerkmatrix wird anhand des Schemas in Abbildung 5.12 (Schritte ① bis ⑦) analog zu der Erstellung der ungewichteten Netzwerkmatrix beispielhaft für drei Stationen erklärt.

Für die Bestimmung der SNR-Werte aller Ereignisse auf allen drei Komponenten, werden die Zeitreihen von 8 s Länge der Ereignisvektoren aus Abschnitt 4.3 verwendet. Das Signal-Rausch-Verhältnis wird für alle Ereignisse an jeder Station und Komponente über die im vorigen Abschnitt definierte Gleichung 5.5 bestimmt.

Umfasst ein Ereignisvektor N Ereignisse, so resultieren insgesamt $3N$ SNR-Werte für eine Station. Den in den Ereignisvektoren vorhandenen Nullzeitreihen wird ein SNR von Null zugewiesen. Pro Ereignispaar liegen somit jeweils zwei SNR-Werte vor. Da für die Bestimmung der Ähnlichkeit nach Gleichung 5.3 das Ereignis mit dem geringeren der beiden SNR-Werte maßgeblich ist, wird für jedes mögliche Ereignispaar auf allen drei Komponenten pro Station der jeweils geringere SNR-Wert bestimmt. Dieser wird mit dem Index des entsprechenden Ereignispaares in einer neuen Matrix abgelegt. Pro Herdvolumen resultieren somit für jede Station drei $N \times N$ Matrizen, die die jeweils niedrigeren SNR-Werte pro Ereignispaar auf einer einzelnen Komponente enthalten. Diese werden im Folgenden als **SNR-Matrizen** bezeichnet (Schritt ①). Aufgrund der großen Spannweite der SNR-Werte über teilweise mehrere Zehner-Größenordnungen sind diese in Abbildung 5.12 in Dezibel (dB) bezüglich des stationsübergreifenden maximalen SNR-Wertes dargestellt.

Für die Gewichtung der Korrelationskoeffizienten wird eine sogenannte Sigmoidfunktion verwendet (von Seggern, 2006). Die Sigmoidfunktion ordnet den bestimmten SNR-Werten jeweils einen Faktor zwischen 0 und 1 zu. Dadurch werden SNR-Werte ober- und unterhalb bestimmter Grenzwerte gleich stark gewichtet. Bei Verwendung einer Gewichtung basierend auf den jeweiligen absoluten SNR-Werten an den verschiedenen Stationen würden Ereignisse mit sehr großem SNR hingegen einen zu starken Einfluss besitzen. Die für die vorliegende Fragestellung entsprechend erweiterte Funktion ist wie folgt definiert:

$$\text{sig}(\text{SNR}) = \frac{1}{1 + e^{-\frac{\text{SNR}-a}{b}}} \quad (5.6)$$

wobei der Parameter a die Funktion entlang der Abszisse verschiebt und b invers proportional zur Ableitung an der Stelle $\text{SNR} = a$ ist. Um diese Parameter für die vorliegende Fragestellung bestmöglich anzupassen, wurden die Ergebnisse der Tests aus dem vorigen Abschnitt herangezogen.

Ein Vergleich zwischen den Schaubildern in Abbildung 5.10 zeigt, dass bei der Kreuzkorrelation eines Referenzereignisses und einem Vergleichsereignis mit jeweils einem SNR von ungefähr 15 ein Korrelationskoeffizient von etwa 0,9 resultiert (Feld E). Sind beide SNR-Werte eines Ereignispaares größer 15, kann davon ausgegangen werden, dass das Rauschen keinen weiteren allzu großen Einfluss auf den jeweiligen Korrelationskoeffizienten hat, da der für die Gewichtung relevante (kleinere) SNR-Wert eines Ereignispaares bereits zu hinreichend hohen Korrelationskoeffizienten führt. Weiterhin kann ein Korrelationskoeffizient von 0,9 in der folgenden Clusteranalyse als Schwellenwert zur Prüfung des $\lambda/4$ -Kriteriums (Geller und Mueller, 1980) verwendet werden. Deshalb ist es sinnvoll, Korrelationskoeffizienten, deren relevanter SNR-Wert größer gleich 15 ist, mit maximaler Gewichtung in die Analyse eingehen zu lassen.

Die Bestimmung eines SNR-Wertes, ab welchem der Korrelationskoeffizient stark abgewichtet werden soll, ist wesentlich schwieriger. Zum einen sollen niedrige SNR-Werte nicht zu stark ins Gewicht fallen, zum anderen aber auch möglichst viel Information einer großen Anzahl an kleinen Beben mit geringem SNR in die Clusteranalyse eingehen. Als akzeptierbarer Kompromiss wurde ausgehend von den in Abbildung 5.10 dargestellten Abhängigkeiten ein SNR von 5 gewählt. Haben beide Ereignisse eines Paares einen SNR-Wert um 5, so resultiert aus der Kreuzkorrelation beider Wellenformen im Mittel ein Korrelationskoeffizient von ungefähr 0,5 (Feld I). Korrelationskoeffizienten, deren relevante SNR-Werte kleiner 5 sind, werden für die Erstellung der gewichteten Netzwerkmatrix abgewichtet, jedoch nicht auf Null gesetzt. Somit bleiben alle Ereignisse erhalten, jedoch werden Korrelationskoeffizienten mit entsprechend geringem SNR weniger gewichtet.

Anhand dieser Erkenntnis wurden die Parameter der Sigmoidfunktion in Gleichung (5.6) zu $a = 7$ und $b = 0,8$ festgelegt. Ereignispaare, die ein SNR von Null haben, werden

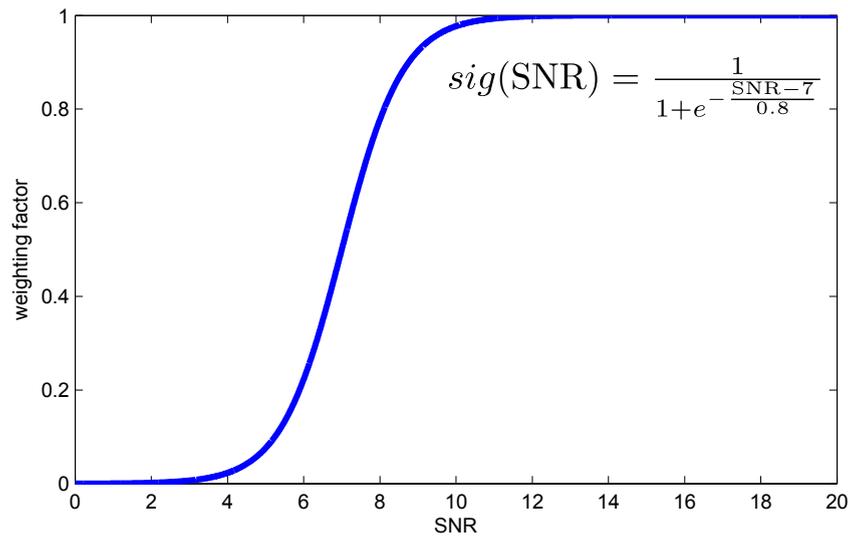


Abbildung 5.11.: Funktionsgraph der erweiterten Sigmoidfunktion für die Gewichtung der Korrelationskoeffizienten basierend auf den pro Ereignispaar entsprechenden SNR-Werten.

unabhängig von der Sigmoidfunktion auch weiterhin mit dem Wert Null belegt. Abbildung 5.11 zeigt den entsprechenden Funktionsgraphen der erweiterten Sigmoidfunktion.

Für jeweils jeden Indexeintrag der pro Station resultierenden drei SNR-Matrizen wird mittels der angepassten Sigmoidfunktion ein Wert zwischen 0 und 1 bestimmt (Schritt ②) und dieser in einer neuen Matrix abgelegt. Daraus resultieren für jede Station wieder drei $N \times N$ Matrizen, die jeweils pro Indexeintrag die Faktoren der Sigmoidfunktion für jeweils alle drei Komponenten enthalten und im Folgenden als **Gewichtungsmatrizen** bezeichnet werden (Schritt ③a). Diese werden elementweise mit den entsprechenden **Komponentenmatrizen** der einzelnen Stationen aus Abschnitt 5.3 multipliziert (Schritt ④). Gleichzeitig werden alle Gewichtungsmatrizen stationsübergreifend aufsummiert, wodurch eine später benötigte Normierungsmatrix hervorgeht (Schritt ③b). Die aus der Multiplikation resultierenden Matrizen enthalten mittels der Gewichtungsfaktoren gewichtete Korrelationskoeffizienten für die entsprechende Komponente einer Station (Schritt ⑤). In diesen Matrizen können die Diagonalelemente aufgrund der Gewichtung Werte ungleich 1 aufweisen. Die gewichteten Komponentenmatrizen werden elementweise durch die erstellte Normierungsmatrix dividiert. Hierdurch wird für jeden Indexeintrag ein pro Komponente individuell gewichteter und normierter Korrelationskoeffizient ermittelt und jeweils in einer Matrix abgelegt (Schritt ⑥). Diese Komponentenmatrizen werden aufsummiert und es resultiert eine gewichtete Netzwerkmatrix (Schritt ⑦). Durch die Normierung wird die Gewichtung aller Korrelationskoeffizienten pro Ereignispaar stationsübergreifend umgerechnet. Dies gewährleistet, dass alle Diagonalelemente der gewichteten Netzwerkmatrix wieder den Wert 1 aufweisen. Die Nichtdiagonalelemente sind aufgrund ihrer SNR-basierten Gewichtung im Allgemeinen verschieden zu denen der in Abschnitt 5.4.1 erklärten ungewichteten gemittelten Netzwerkmatrix.

Die resultierende gewichtete Netzwerkmatrix wird als Grundlage für die im folgenden Abschnitt beschriebene Clusteranalyse verwendet. Ein Vergleich der beiden Netzwerkmatrizen bezüglich der Clustereinteilung mit allen pro Herdvolumen verfügbaren Ereignissen wird in den Abschnitten 6.2.1 und 7.2.1 gezogen.

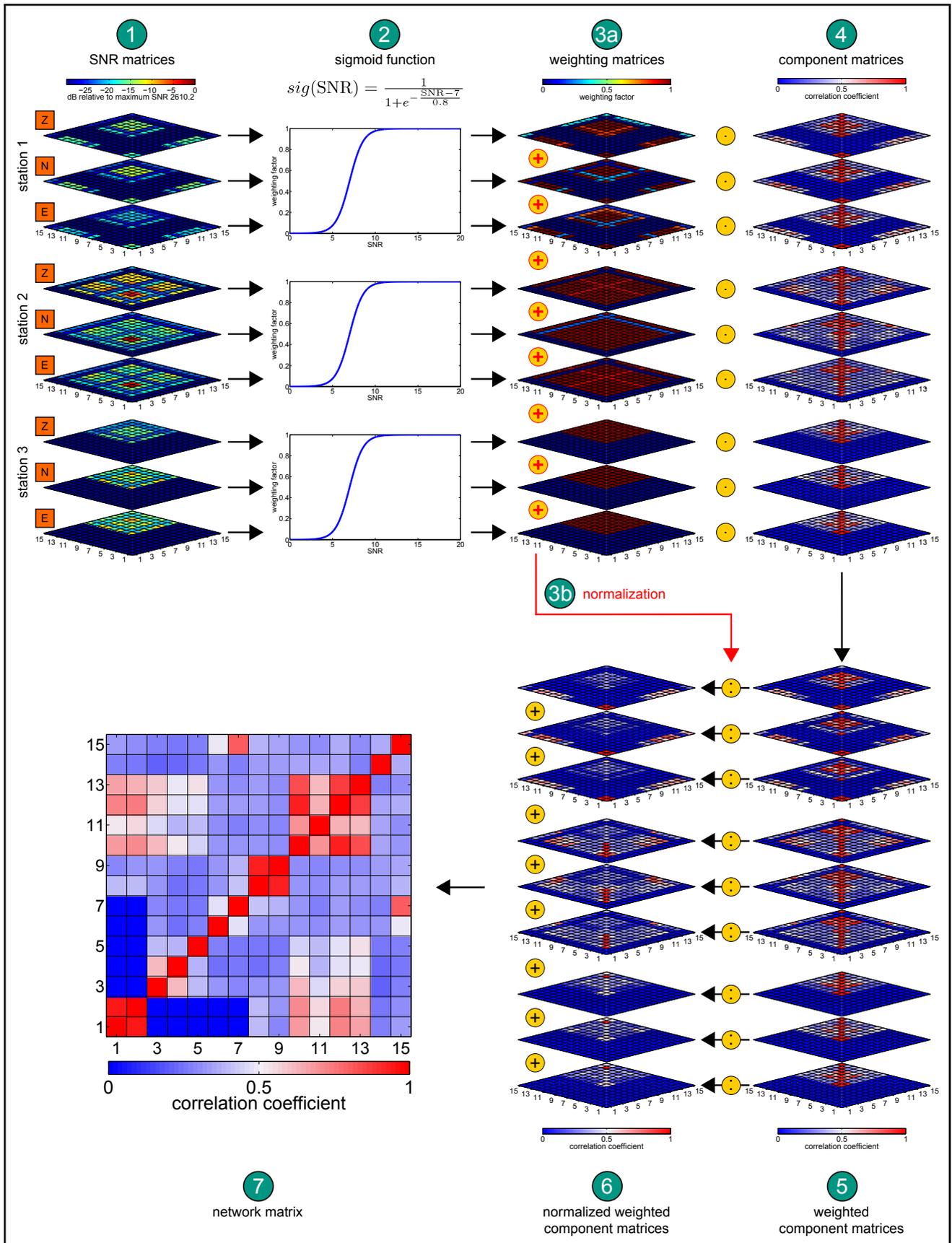


Abbildung 5.12.: Schematische Darstellung zur Erstellung einer gewichteten Netzwerkmatrix beispielhaft für drei verwendete seismische Stationen. Weitere Details bezüglich der Zwischenschritte ① bis ⑦ können dem Text entnommen werden.

5.5. Clusteranalyse

Die aus der Ähnlichkeitsanalyse resultierende Netzwerkmatrix dient als Grundlage für eine Clusteranalyse. Mittels dieser sollen Ereignisse, deren Wellenformen starke Ähnlichkeiten aufzeigen, in gemeinsame Cluster eingeteilt werden.

5.5.1. Clusterbildung basierend auf Äquivalenzklassen

Der im Rahmen dieser Arbeit entwickelte Algorithmus für die Clusterbildung basiert auf einem Äquivalenzklassenansatz (Press et al., 2007) mit Brückentechnik, welcher in ähnlicher Weise häufig für die Clusteranalyse sehr ähnlicher Wellenformen benutzt wird (Aster und Scott, 1993; Cattaneo et al., 1997, 1999; Ferretti et al., 2005; Massa et al., 2006a,b).

Der mathematischen Definition einer Äquivalenzklasse liegt die sogenannte Äquivalenzrelation zugrunde (Fischer, 2008). Eine Relation \sim auf einer Menge X wird als Äquivalenzrelation bezeichnet, wenn für beliebige $x, y, z \in X$ gilt:

1. $x \sim x$ (reflexiv)
2. $x \sim y \Rightarrow y \sim x$ (symmetrisch)
3. $x \sim y$ und $y \sim z \Rightarrow x \sim z$ (transitiv).

Existiert auf einer Menge X eine solche Äquivalenzrelation, so wird eine Teilmenge $G \subset X$ als Äquivalenzklasse bezeichnet, falls diese folgende Eigenschaften erfüllt:

1. $G \neq \emptyset$
2. $x, y \in G \Rightarrow x \sim y$
3. $x \in G, y \in X, x \sim y \Rightarrow y \in G$.

Dies kann in den seismologischen Kontext übertragen werden, indem die beliebigen x, y, z als zeitdiskret aufgezeichnete Wellenformen dreier Ereignisse A, B und C an einer Station interpretiert werden. Weist zum einen die Wellenform von Ereignis A eine sehr hohe Ähnlichkeit in Form eines hohen Korrelationskoeffizienten zu Ereignis B auf und zum anderen die Wellenform von Ereignis B eine sehr hohe Ähnlichkeit zu Ereignis C, so muss folglich auch Ereignis A ähnlich bzw. äquivalent zu Ereignis C sein. Als Maß für die Ähnlichkeit wird wie in Abschnitt 5.2 beschrieben der maximale Wert der normierten Kreuzkorrelationsfunktion (Korrelationskoeffizient) pro Ereignispaar verwendet.

Für die Einteilung eines Ereignisses in ein Cluster mittels der bestimmten Korrelationskoeffizienten wird ein Schwellenwert benötigt. Überschreiten die Korrelationskoeffizienten der beiden Ereignispaare (A,B) und (B,C) jeweils diesen Schwellenwert, dann werden die drei Ereignisse dem gleichen Cluster zugeordnet, unabhängig davon, ob der entsprechende Korrelationskoeffizient von Ereignispaar (A,C) das Schwellenwertkriterium erfüllt oder nicht. Ereignis B repräsentiert hierbei das Brückenereignis zwischen den Ereignispaaren (siehe Abschnitt 5.1). Mittels dieser Brückentechnik ist es möglich, Ähnlichkeiten zwischen Ereignissen zu untersuchen, deren Magnituden sich um mehr als eine Größenordnung unterscheiden (Ferretti et al., 2005).

5.5.2. Clusteralgorithmus

Die wichtigsten Arbeitsschritte des verwendeten Äquivalenzklassenalgorithmus sind in Abbildung 5.13 schematisch vereinfacht für einen Schwellenwert von 0,7 dargestellt (Schritte ① bis ③). In der bestimmten Netzwerkmatrix wird zeilenweise überprüft, welche Indxeinträge den definierten Schwellenwert überschreiten (Schritt ①). Die entsprechenden

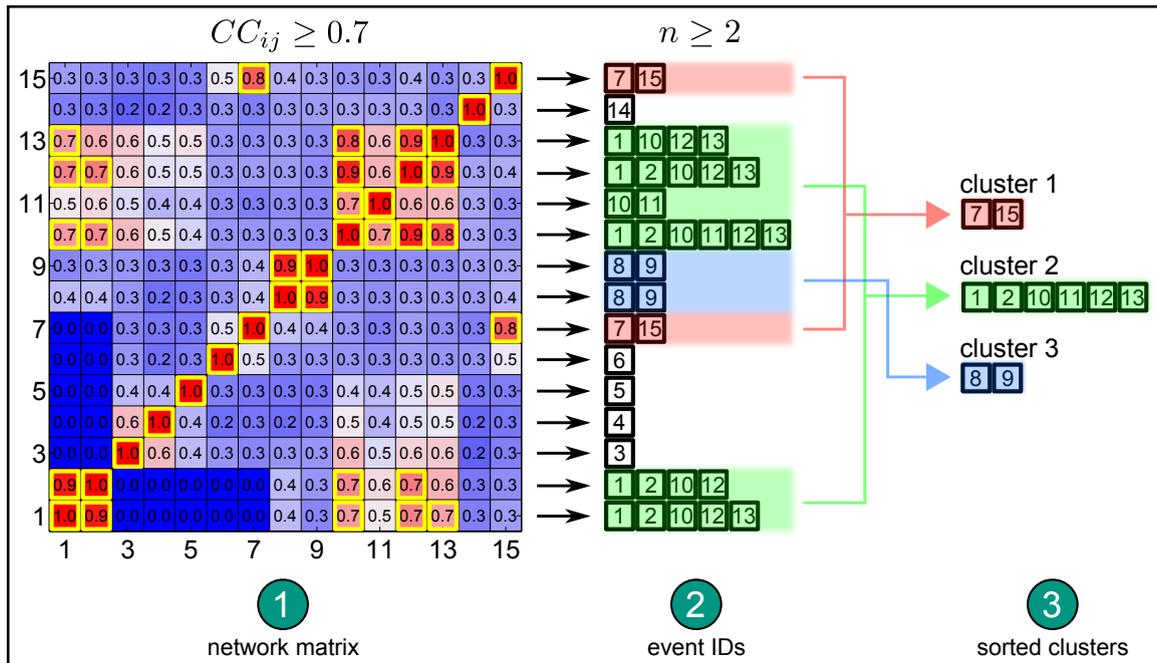


Abbildung 5.13.: Schema zur vereinfachten Darstellung des verwendeten Algorithmus für die Clusterzuteilung von 15 Ereignissen mittels eines Schwellenwertes von $CC = 0,7$. Die einzelnen Korrelationskoeffizienten sind aus Gründen der Übersicht hier jeweils auf die erste Nachkommastelle gerundet.

Ereignisindizes (IDs) von Einträgen, die das Kriterium erfüllen, werden zeilenweise herausgeschrieben (Schritt ②). Für jede Zeile resultiert mindestens ein entsprechender Index, da die Diagonalelemente aufgrund der Autokorrelation (siehe Abschnitt 5.2) immer den Wert 1 aufweisen. Als weiteres Kriterium für eine Clusterbildung wird eine minimale Indexanzahl von zwei Ereignissen pro Zeile festgelegt ($n \geq 2$). Dies entspricht der in Abschnitt 5.1 eingeführten Definition eines *doublets* (Arrowsmith und Eisner, 2006). Alle Zeilen, die dieses zweite Kriterium erfüllen, werden miteinander verglichen. Zeilen, in denen jeweils der identische Ereignisindex enthalten ist, werden zusammengefasst und mehrfach vorkommende Indizes aussortiert. Die resultierenden einzelnen Abfolgen von Indizes bilden mit den entsprechenden Ereignissen jeweils ein Cluster (Schritt ③). Durch die Verwendung dieses Algorithmus kann ein Cluster Ereignispaare enthalten, die für sich genommen den verwendeten Schwellenwert unterschreiten. In dem in Abbildung 5.13 dargestellten Schema trifft dies für die beiden Ereignisse mit den Indexeinträgen 2 und 13 zu. Beide Ereignisse wurden dem grüncodierten Cluster 2 zugeordnet, obwohl der entsprechende Korrelationskoeffizient mit einem Wert von $CC = 0,6$ den vorgegebenen Schwellenwert von $0,7$ unterschreitet und die beiden Ereignisse somit als nicht äquivalent zueinander gelten.

5.5.3. Festlegung von Schwellenwerten

Die Festlegung eines für die Clusterbildung passenden Schwellenwertes ist nichttrivial und es existieren keine objektiven Möglichkeiten einen einzelnen richtigen Wert zu bestimmen (Ferretti et al., 2005). Abbildung 5.14 zeigt jeweils für die beiden Herdvolumen Landau und Insheim die für Schwellenwerte zwischen $0,4$ und 1 resultierende Anzahl an Ereignisclustern, zusammen mit den jeweils insgesamt pro Schwellenwert geclusterten Ereignissen. Als Grundlage dienen die gewichteten Netzwerkmatrizen der beiden Herdvolumen. Schaubilder dieser Art werden neben anderen Methoden häufig zur Eingrenzung eines Bereiches verwendet, in welchem akzeptable Schwellenwerte liegen. Hierbei wird meist der

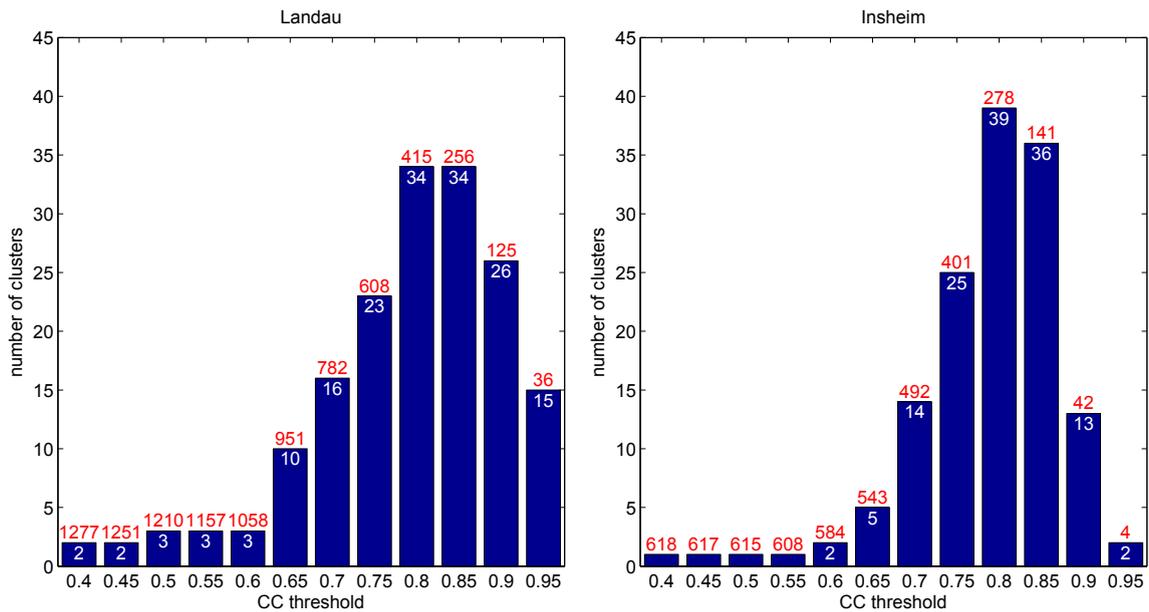


Abbildung 5.14.: Die Histogramme zeigen jeweils für die beiden Herdgebiete Landau und Insheim die pro Schwellenwert resultierende Anzahl an Ereignisclustern. In rot ist jeweils die Summe aller mit dem entsprechenden Schwellenwert geclusterten Ereignisse dargestellt.

Schwellenwert mit dem besten Verhältnis zwischen Cluster- und Ereignisanzahl als passend angenommen (Massa et al., 2006b).

Durch Verwendung eines relativ niedrigen Schwellenwertes resultieren wenige Cluster mit einer großen Anzahl an Ereignissen, die aufgrund des Äquivalenzklassenansatzes nicht durchgehend sehr hohe Ähnlichkeiten untereinander aufweisen müssen. Wird der Schwellenwert nahe 1 angelegt, ergeben sich verhältnismäßig weniger Cluster mit einer meist geringen Anzahl von einzelnen Ereignissen. Die Wellenformen dieser Ereignisse weisen extrem hohe Ähnlichkeiten auf und entsprechen den in Abschnitt 5.1 beschriebenen *strong doublets* bzw. *strong multiplets* (Aster und Scott, 1993; Cattaneo et al., 1999).

Welcher Schwellenwert verwendet werden soll, hängt somit neben der Datenqualität (siehe Abschnitt 5.4.2) und den Processingparametern wie Fensterlänge und Filterbereich, hauptsächlich von den Analysezielen ab. Im Rahmen dieser Arbeit wurde auf die Festlegung eines einzigen Schwellenwertes verzichtet und stattdessen eine dreistufige Clusterzuteilung verwendet. Dadurch kann zum einen die Entwicklung der Clusterzuteilung der einzelnen Ereignisse bezüglich des Schwellenwertes analysiert werden, zum anderen aber auch gezielt nach Ereignispaaren mit sehr hohen Korrelationskoeffizienten und daraus resultierenden Wellenformähnlichkeiten gesucht werden. Letztere werden für Interpretationen bezüglich der lokalen Tektonik und Geologie sowie dem Zusammenhang mit anderen Untersuchungen der Ereignisse (Lokalisierungen, Herdflächenlösungen) benötigt, da diese aufgrund der in Abschnitt 5.1 beschriebenen Eigenschaften räumlich sehr nahe konzentriert aufgetreten sein müssen.

Alle Ereignisse werden zunächst mittels des im vorigen Abschnitt beschriebenen Clusteralgorithmus mit einem Schwellenwert von **0,7** geclustert. Die Ereignisse der daraus resultierenden Cluster werden jeweils clusterweise einer weiteren Clusterzuteilung mit einem Schwellenwert von **0,8** unterzogen. Hierbei reduziert sich die Gesamtanzahl der Ereignisse, da diese nicht alle das festgelegte zweite Schwellenwertkriterium erfüllen. Abschließend werden die noch vorhandenen Ereignisse der daraus hervorgegangenen Cluster mit einem Schwellenwert von **0,9** geclustert.

5.5.4. Clusternamen und Clusterereignisnummern

Die für die Clusterzuteilung verwendeten Namen spiegeln pro Ereignis die entsprechenden durchgeführten Clusterschritte wieder (siehe Anhang C, Tabelle C.1, **cl name**). Somit ist für jedes Ereignis die dreistufige Clusterzuteilung anhand des Clusternamens eindeutig nachvollziehbar. Jeder Clusternamen setzt sich aus maximal fünf Zeichen zusammen. Der erste Buchstabe des Clusternamens gibt an, welchem der beiden Gebiete Landau (**L**) oder Insheim (**I**) das entsprechende Ereignis zugeordnet ist. Die zweite Stelle eines Clusternamens zeigt die Clusterzuteilung der Ereignisse der jeweiligen Gebiete mit einem Schwellenwert von 0,7 (Buchstaben **A-Z**). An dritter und vierter Stelle sind Ziffern der Form **01-99** angeordnet, welche eine eventuelle Clusterzuteilung des entsprechenden Ereignisses mit einem Schwellenwert von 0,8 wiedergeben. Die letzte Stelle gibt eine mögliche Clusterzuteilung mit einem Schwellenwert von 0,9 an (Buchstaben **a-z**). Aufgrund der in Abschnitt 5.5.2 definierten Bedingung von mindestens zwei Ereignissen pro Cluster ($n \geq 2$), wird ein neuer Clusternamen nur bei Erfüllung dieser Bedingung angelegt. Erfüllt weiterhin ein Ereignis ein folgendes Schwellenwertkriterium nicht, so ist der bis zu diesem Punkt angelegte Clusternamen für dieses Ereignis relevant.

Jedem geclusterten Ereignis wird weiterhin eine Clusterereignisnummer als Charakterisierung innerhalb des entsprechenden Clusters zugeordnet. Da durch die Clusterzuteilung mehrere Ereignisse mit identischen Clusternamen resultieren, zeigt die Clusterereignisnummer als wievielttes Element das Ereignis dem entsprechenden Cluster zugeordnet wurde (siehe Anhang C, Tabelle C.1, **cl evnum**).

6. Das Herdgebiet Landau: Ergebnisse und Interpretation

In Abschnitt 4.3 wurde für das Herdgebiet Landau pro Station ein Ereignisvektor mit jeweils 1344 Elementen angelegt. Jedes dieser Elemente repräsentiert ein seismisches Ereignis und enthält die entsprechenden Wellenformen für die drei Raumkomponenten Vertikal (Z), Nord-Süd (N-S) und Ost-West (E-W) in Form einer Zeitreihe bzw. Nullzeitreihe. Mittels der im vorigen Kapitel beschriebenen Methoden wurden die Wellenformen einer Ähnlichkeits- und Clusteranalyse unterzogen. Die resultierenden Ergebnisse werden in den folgenden Abschnitten diskutiert und für eine Interpretation mit den in Abschnitt 3.2 beschriebenen Erkenntnissen, sowie der lokalen Geologie und Tektonik zusammengeführt. Ein Vergleich mit den in Kapitel 7 aufgeführten Ergebnissen des Herdgebietes Insheim wird in Abschnitt 8 gezogen.

6.1. Ergebnisse der Ähnlichkeitsanalyse

6.1.1. Datenverfügbarkeit

Aufgrund der in Abschnitt 4.1 beschriebenen heterogenen Datenverfügbarkeit können einzelne Ereignispaare nicht an allen Stationen beobachtet werden. Durch die in Abschnitt 5.4.1 eingeführte Divisionsmatrix kann die Verfügbarkeit einzelner Ereignispaare stationsübergreifend für ein seismisches Netzwerk dargestellt werden. Abbildung 6.1 zeigt die für das Herdgebiet Landau resultierende Divisionsmatrix. Diese gibt elementweise die Anzahl an Stationen wieder, an welchen das entsprechende Ereignispaar auf jeweils allen drei Komponenten beobachtet wurde. Die im Mittel geringste Anzahl an Beobachtungen ergibt sich für den Zeitraum 2006 bis 2009. Für die Analyse der während der Stimulation 2006 detektierten Ereignisse wurde lediglich auf Daten der beiden Stationen TMO19 und TMO20 des TIMO-Projektes zurückgegriffen. Ein Wellenformvergleich zwischen diesen und später aufgetretenen seismischen Ereignissen ist weiterhin nur auf den drei Komponenten der Station TMO20 möglich, welche im Rahmen des TIMO2-Projektes im März 2010 an demselben Standort erneut installiert wurde (siehe Abschnitt 4.1). Die im Zeitraum Januar 2007 bis Juli 2009 aufgetretenen Ereignisse wurden ausschließlich von den meisten der SOS-Stationen aufgezeichnet, wodurch ein Wellenformvergleich zwischen diesen und den 2006 detektierten Ereignissen an keiner Station möglich ist. In der Divisionsmatrix ist deshalb für den entsprechenden Ereignispaarbereich keine Beobachtung verzeichnet. Für

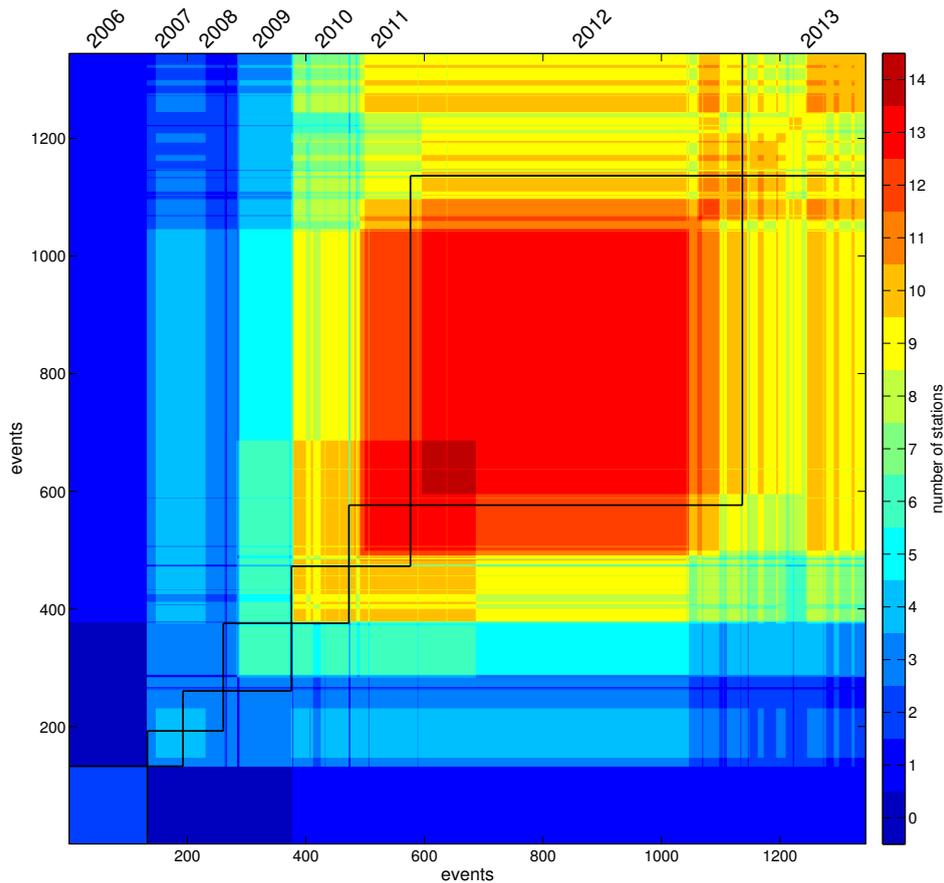


Abbildung 6.1.: Divisionsmatrix für das Herdgebiet Landau zur Darstellung der Datenverfügbarkeit. Eine Beobachtung an einer Station umfasst jeweils drei Komponenten. In schwarz sind die einzelnen Jahre des Untersuchungszeitraumes dargestellt. Dunkelblaue Bereiche (Stationsanzahl = 0) kennzeichnen Ereignispaare die über das gesamte Stationsnetzwerk nicht beobachtet werden konnten.

einige der nur an den SOS-Stationen aufgezeichneten Ereignisse treten ebenfalls aus Wellenformvergleichen resultierende Datenlücken mit späteren Erdbeben auf. Durch den Ausbau des Stationsnetzes ab 2009 wurde eine erhöhte Dichte an Beobachtungen ermöglicht. Die maximale Anzahl von Beobachtungen einiger Ereignispaare konnte nach Installation der Station TMO64 im Februar 2012 mit zwischenzeitlich 14 Stationen erreicht werden. Keines der aus den 1344 Ereignissen resultierende Ereignispaar konnte jedoch an jeder der 16 Stationen beobachtet werden. Ein direkter komponenten- bzw. stationsübergreifender Vergleich ist somit nicht für alle Ereignispaare möglich. Durch den Rückbau einiger Stationen sowie Probleme bei der Datenbereitstellung schwankt die Beobachtungsdichte im folgenden meist zwischen acht und elf Stationen.

6.1.2. Komponentenmatrizen

Für die Untersuchung der Wellenformähnlichkeiten an den verwendeten 16 Stationen wurden ausgehend von den vorliegenden Ereignisvektoren jeweils drei Komponentenmatrizen pro Station erstellt, welche die Ähnlichkeiten eines Ereignispaares auf den jeweiligen Komponenten der entsprechenden Station zeigen (siehe Abschnitt 5.3). Im Folgenden wird ein visueller Überblick über die einzelnen Komponentenmatrizen gegeben, wobei stationsübergreifend auf deutlich erkennbare Unterschiede bezüglich auftretender Ähnlichkeitsmuster eingegangen wird. Eine Betrachtung der für die Clusteranalyse verwendeten Netzwerkmatrizen erfolgt im nächsten Abschnitt.

Die in den Abbildungen 6.2, 6.3, 6.4 und 6.5 dargestellten Komponentenmatrizen der einzelnen Stationen zeigen teilweise deutliche Ähnlichkeitsmuster in Form hoher Korrelationskoeffizienten, die als Matrixelemente mit rötlicher Farbkodierung zu erkennen sind. Allgemein lassen nahe der Diagonalelemente angeordnete hohe Korrelationskoeffizienten auf Ereignisse schließen, die innerhalb eines kurzen Zeitfensters aufgetreten sind. Weiter von den Diagonalelementen entfernte hohe Korrelationskoeffizienten weisen auf nach längerer Zeit wiederkehrende sehr ähnliche Wellenformen hin (Cattaneo et al., 1997). Ereignispaaren, die an einer Station nicht beobachtet werden können, wird auf allen drei Komponenten ein Korrelationskoeffizient von $CC = 0$ zugeordnet (siehe Abschnitt 5.3). Die entsprechenden Bereiche sind in den einzelnen Komponentenmatrizen dunkelblau dargestellt. Im Folgenden wird meist auf Ähnlichkeitsmuster verwiesen, die innerhalb eines bestimmten Zeitbereichs in den Komponentenmatrizen zu beobachten sind. Da die Ereignisse chronologisch angeordnet sind, wird durch die in allen Abbildungen in grün dargestellten einzelnen Jahre des Untersuchungszeitraumes 2006 bis 2013 stationsübergreifend ein visueller Vergleich der Ähnlichkeitsmuster einzelner Zeiträume ermöglicht.

Die nur an den beiden Stationen TMO19 und TMO20 zu beobachtenden Wellenformen der 2006 aufgetretenen Stimulationereignisse zeigen auf den Komponenten N-S und E-W eine relativ hohe Ähnlichkeit untereinander, wobei die entsprechenden Korrelationskoeffizienten Werte zwischen $CC = 0,7$ und $CC = 0,95$ aufweisen (Abbildung 6.2). Auf den Vertikalkomponenten beider Stationen ist dies nur in abgeschwächter Form zu beobachten.

Durch die Wiederinbetriebnahme der Station TMO20 im Rahmen des TIMO2-Projektes ist einzig an dieser ein Vergleich zwischen den Ereignissen 2006 und den ab März 2010 an dieser Station aufgezeichneten Wellenformen möglich (Abbildung 6.2). Für die E-W Komponente können nur die Daten von 2006 als zuverlässig angenommen werden, da im Rahmen dieser Arbeit durch visuelle Inspektion und Rauschanalysen ein Defekt auf dieser Komponente festgestellt wurde. Auf der N-S-Komponente zeigen sich teilweise verhältnismäßig hohe Korrelationskoeffizienten ($CC > 0,8$) zwischen den Ereignissen 2006, vereinzelt Ereignissen im Zeitraum 2010 bis 2013 und dem deutlich erkennbaren Ähnlichkeitsmuster der am 25.06. und 26.06.2012 aufgetretenen Schwarmereignisse (siehe Abschnitt 4.2). Diese Ähnlichkeiten zeigen sich abgeschwächt auch auf der Vertikalkomponente in Form niedrigerer Korrelationskoeffizienten mit Werten bis zu $CC = 0,7$.

Eine starke Komponentenabhängigkeit der Korrelationskoeffizienten tritt weiterhin an der Station TMO50 auf (Abbildung 6.2). Während auf der Vertikal- und N-S-Komponente mehrere auch an anderen Stationen zu beobachtende kleinere Ähnlichkeitsmuster mit hohen Korrelationskoeffizienten nahe der Matrixdiagonalen auftreten, findet sich auf der E-W-Komponente eine große Dichte von Ereignispaaren mit durchgehend verhältnismäßig hohen Korrelationskoeffizienten ($CC > 0,85$). Diese sind an keiner der anderen Stationen für diesen Bereich der Korrelationsmatrix zu beobachten. Erste Untersuchungen zeigen mögliche Abhängigkeiten von hohen Amplitudenwerten auf der E-W-Komponente, die hauptsächlich auf die Abstrahlcharakteristiken der unterschiedlichen Wellentypen eines Scherbruches (siehe Abschnitt 2.2), sowie mögliche südlich von Landau auftretende lokale Verstärkungseffekte (Groos et al., 2013b) zurückgeführt werden können. Eine ausführliche Analyse hierzu steht noch aus.

Die verbesserte Auflösung der Ähnlichkeit zwischen Wellenformen von Ereignissen mit geringen Magnituden durch den Betrieb eines Bohrlochseismometers kann anhand der Komponentenmatrizen der Station TMO64 erfasst werden (Abbildung 6.4). Neben dem Ähnlichkeitsmuster der Schwarmereignisse 2012 sind auf der N-S- sowie E-W Komponente jeweils deutlich mehrere kleinere Ähnlichkeitsmuster in Form hoher Korrelationskoeffizienten unmittelbar vor den Schwarmereignissen sowie danach zu erkennen. Diese zeigen jeweils eine starke Ähnlichkeit untereinander und zeichnen sich abgeschwächt teilweise ebenfalls

auf der Vertikalkomponente ab. An keiner der anderen Stationen sind diese Ähnlichkeitsmuster in dieser Ausprägung zu beobachten. Viele dieser Ereignisse wurden erstmals an der Station TMO64 detektiert, da ihre Magnituden mit Größen von $M_L < 0$ meist unterhalb der Detektionsschwelle der anderen Stationen liegen.

Eine ähnliche Beobachtung wie an Station TMO20 kann den Komponentenmatrizen der Station SOS3 entnommen werden (Abbildung 6.4). An dieser ist ein Zusammenhang in Form verhältnismäßig hoher Korrelationskoeffizienten ($CC > 0,8$) zwischen den Schwarmereignissen 2012, sowie den nur an den meisten SOS-Stationen aufgezeichneten Ereignissen der Jahre 2007 und 2008 auf der Vertikalkomponente zu beobachten. Die beiden anderen Komponenten zeigen diese Abhängigkeit nur in sehr abgeschwächter Form.

Die übrigen Stationen zeigen keine signifikanten Auffälligkeiten. Vereinzelt hohe Korrelationskoeffizienten für Ereignispaare im Zeitraum 2009 bis 2011 weisen insbesondere die Komponentenmatrizen der Stationen TMO20, TMO50, TMO53 (alle Abbildung 6.2), TMO61 (Abbildung 6.3), SOS5 (Abbildung 6.4) und SOS6 (Abbildung 6.5) auf. Das Ähnlichkeitsmuster der Schwarmereignisse 2012 ist bei entsprechender Datenverfügbarkeit fast durchgehend an allen Stationen auf jeder der drei Komponenten zu beobachten. Die Werte der zugehörigen Korrelationskoeffizienten unterscheiden sich jedoch aufgrund der in Abschnitt 5.4.2 untersuchten Einflüsse von Station zu Station. Eine Ausnahme bildet Station SOS7, deren Komponentenmatrizen nur für einen kleinen Bereich innerhalb des bekannten Ähnlichkeitsmusters der Schwarmereignisse hohe Korrelationskoeffizienten zeigen (Abbildung 6.5).

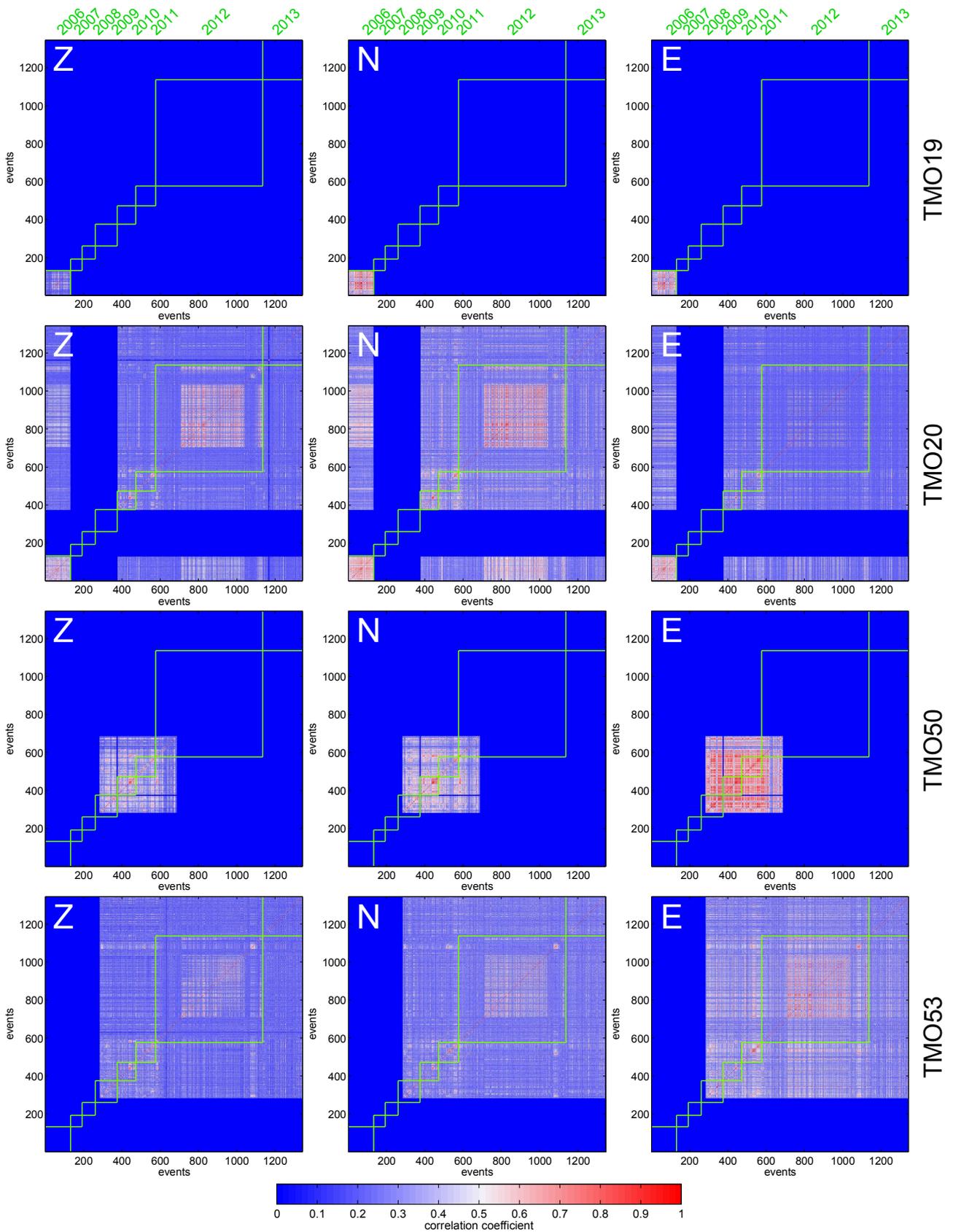


Abbildung 6.2.: Komponentenmatrizen der Stationen TMO19, TMO20, TMO50 und TMO53 für das Herdgebiet Landau. In grün sind die einzelnen Jahre des Untersuchungszeitraumes dargestellt. Dunkelblaue Bereiche ($CC = 0$) kennzeichnen Ereignispaare, die an der entsprechenden Station nicht beobachtet werden konnten.

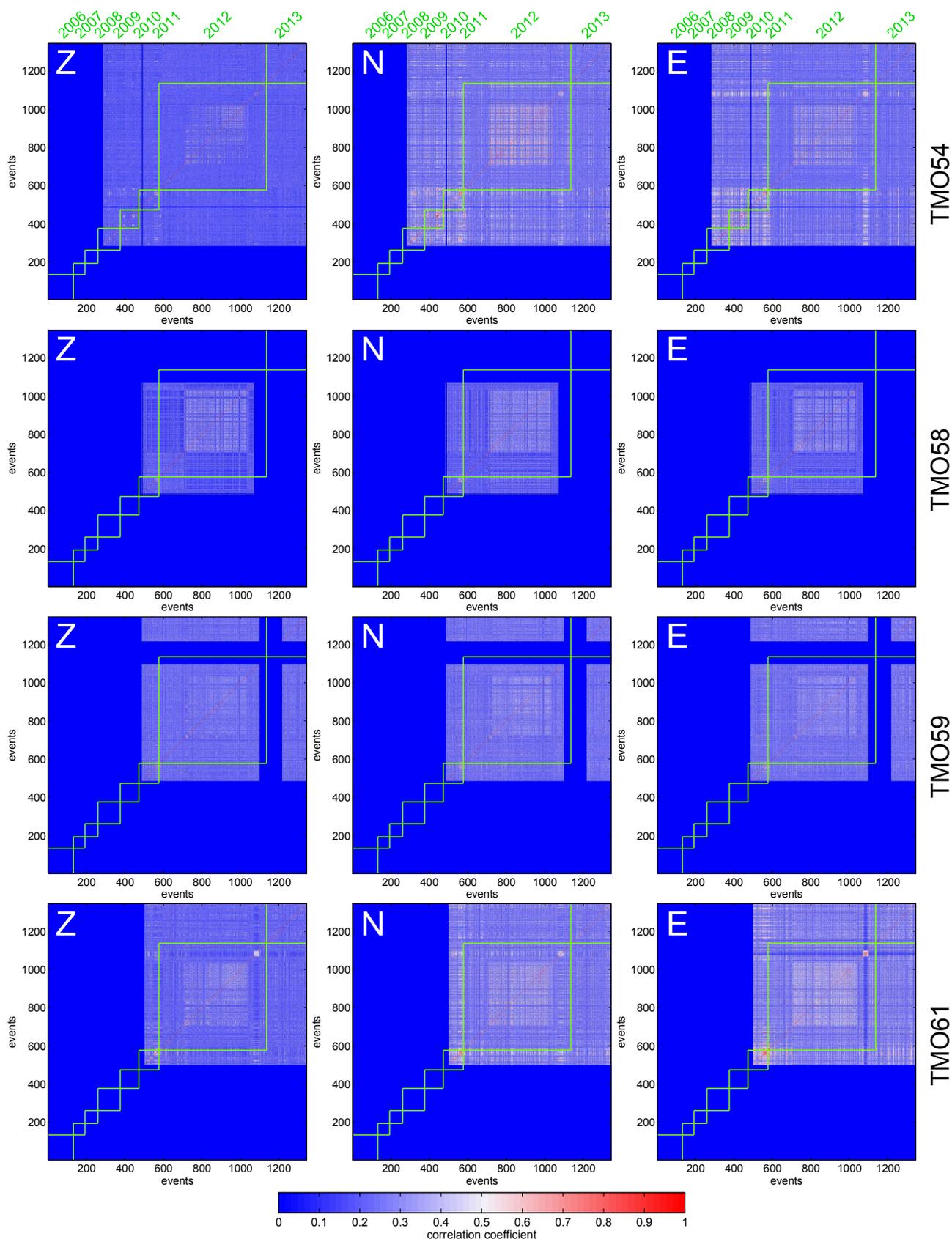


Abbildung 6.3.: Komponentenmatrizen der Stationen TMO54, TMO58, TMO59 und TMO61 für das Herdgebiet Landau. In grün sind die einzelnen Jahre des Untersuchungszeitraumes dargestellt. Dunkelblaue Bereiche ($CC = 0$) kennzeichnen Ereignispaare, die an der entsprechenden Station nicht beobachtet werden konnten.

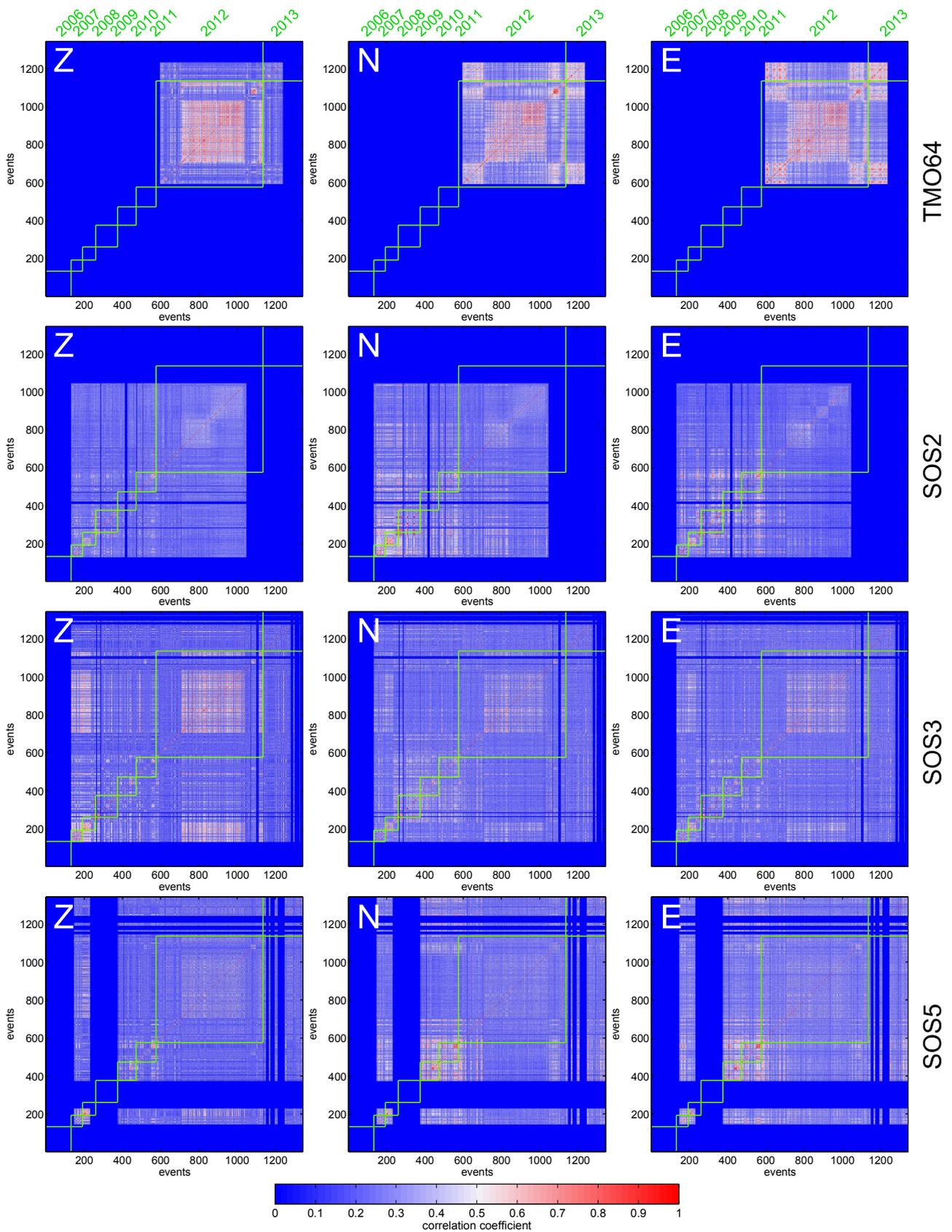


Abbildung 6.4.: Komponentenmatrizen der Stationen TMO64, SOS2, SOS3 und SOS5 für das Herdgebiet Landau. In grün sind die einzelnen Jahre des Untersuchungszeitraumes dargestellt. Dunkelblaue Bereiche ($CC = 0$) kennzeichnen Ereignispaare, die an der entsprechenden Station nicht beobachtet werden konnten.

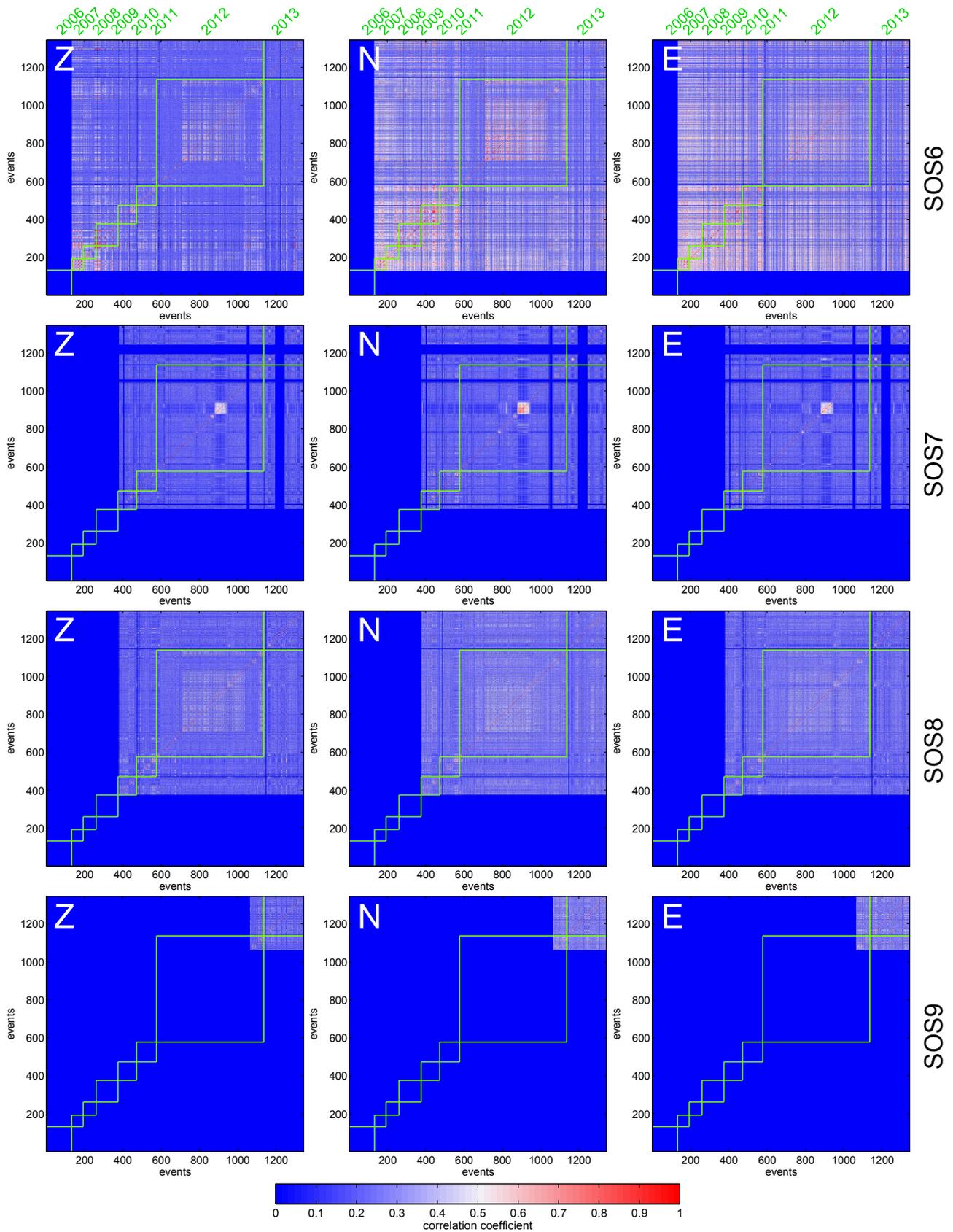


Abbildung 6.5.: Komponentenmatrizen der Stationen SOS6, SOS7, SOS8 und SOS9 für das Herdgebiet Landau. In grün sind die einzelnen Jahre des Untersuchungszeitraumes dargestellt. Dunkelblaue Bereiche ($CC = 0$) kennzeichnen Ereignispaare, die an der entsprechenden Station nicht beobachtet werden konnten.

6.1.3. Netzwerkmatrizen

Im Rahmen dieser Arbeit wurden zwei unterschiedliche Ansätze zur Bildung einer Netzwerkmatrix untersucht, welche beide eine stationsübergreifende Analyse von Ereignispaaren ermöglichen (siehe Abschnitt 5.4). Für die Erstellung der oben in Abbildung 6.6 dargestellten gemittelten Netzwerkmatrix wurden alle verfügbaren Komponentenmatrizen der 16 Stationen aufsummiert und mittels der im vorigen Abschnitt in Abbildung 6.1 dargestellten Divisionsmatrix normiert (siehe Abschnitt 5.4.1). Bei der Erstellung der unten in Abbildung 6.6 dargestellten gewichteten Netzwerkmatrix wurde das auf den einzelnen Komponenten der verwendeten 16 Stationen herrschende SNR pro Ereignispaar in Form einer Gewichtung berücksichtigt (siehe Abschnitt 5.4.3). In diesem Abschnitt werden die beiden Netzwerkmatrizen bezüglich auftretender Ähnlichkeitsmuster verglichen und die Vorteile der gewichteten Netzwerkmatrix für die weiteren Untersuchungen herausgearbeitet.

Ein Vergleich der beiden Netzwerkmatrizen mit den einzelnen Komponentenmatrizen aus dem vorigen Abschnitt zeigt die deutlich reduzierten Datenlücken auf, welche in Form einer dunkelblauen Farbkodierung ($CC = 0$) in den Abbildungen 6.2 - 6.5 zu erkennen sind. Die größte weiterhin bestehende und nicht zu schließende Datenlücke ergibt sich aus dem Vergleich der Stimulationsergebnisse 2006 mit den im Zeitraum 2007 bis März 2010 aufgetretenen Ereignissen. Bis auf weitere kleinere Datenlücken fließen für jedes andere Ereignispaar die Beobachtungen von jeweils mindestens drei Komponenten einer Station ein (siehe Abbildung 6.1).

Die innerhalb der einzelnen Komponentenmatrizen der beiden Stationen TMO19 und TMO20 sichtbare Ähnlichkeit der Ereignisse 2006 untereinander (Abbildung 6.2), zeichnet sich auch in den beiden Netzwerkmatrizen ab. Der Großteil der während der Stimulation aufgetretenen Ereignisse muss folglich annähernd identische Bruchmechanismen aufweisen und deren Hypozentren räumlich konzentriert sein. Durch die Berücksichtigung der unterschiedlichen SNR-Verhältnisse einzelner Komponenten, zeigen die Ähnlichkeitsmuster innerhalb der gewichteten Netzwerkmatrix teilweise deutlich höhere Korrelationskoeffizienten.

Der in Abbildung 6.2 auf der N-S-Komponente der Station TMO20 deutlich zu erkennende Zusammenhang zwischen den Ereignissen 2006 und den Schwarmereignissen 2012, ist nach Bildung der gemittelten Netzwerkmatrix nur in abgeschwächter Form mit Werten bis $CC = 0,7$ zu beobachten. Diese Ereignispaare können einzig auf den drei Komponenten der Station TMO20 beobachtet werden. Die entsprechenden gemittelten Korrelationskoeffizienten zeigen somit einen Mittelwert, welcher allein aus den jeweiligen Korrelationskoeffizienten dieser drei Komponenten resultiert. In der gewichteten Netzwerkmatrix weisen die entsprechenden Matrixelemente nur wesentlich höhere Werte bis $CC = 0,75$ auf.

Vergleichbares zeigt sich für die auf der Vertikalkomponente an Station SOS3 beobachtete Ähnlichkeit zwischen einigen Ereignissen 2007 und 2008 mit den Schwarmereignissen 2012. Während in der gemittelten Netzwerkmatrix die Ähnlichkeit mit Werten bis $CC = 0,65$ nicht mehr signifikant hervortritt, zeigen sich in der gewichteten Netzwerkmatrix weiterhin Korrelationskoeffizienten mit Werten bis $CC = 0,75$. Die Zusammenführung der Komponentenmatrizen ermöglicht einen Vergleich dieser Ereignisse mit den nur an Station TMO20 beobachteten Ereignispaaren. In dem entsprechenden Matrixbereich der gewichteten Netzwerkmatrix zeigen sich übereinstimmende Ähnlichkeitsmuster mit Korrelationskoeffizienten gleicher Größenordnung, wodurch sich indirekt ein in der gemittelten Netzwerkmatrix nicht erkennbarer Zusammenhang erschließen lässt. Mit Ausnahme der genannten Zeiträume, zeigt sich zu den entsprechenden Ereignissen keine weitere Ähnlichkeit innerhalb der gewichteten Netzwerkmatrix. Dies deutet auf eine wiederkehrende

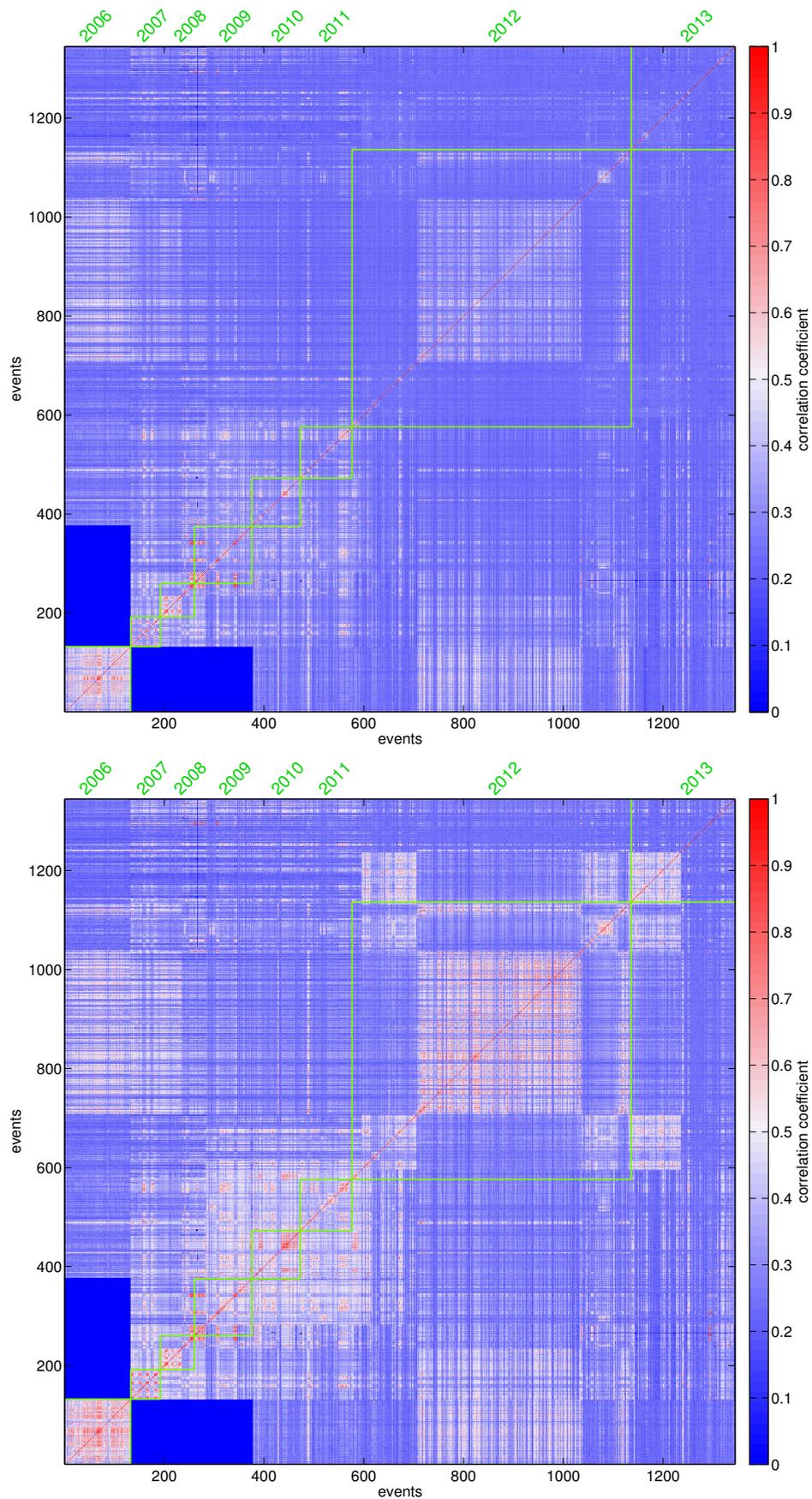


Abbildung 6.6.: Gemittelte Netzwerkmatrix (*oben*) und gewichtete Netzwerkmatrix (*unten*) für das Herdgebiet Landau. In grün sind jeweils die einzelnen Jahre des Untersuchungszeitraumes dargestellt. Dunkelblaue Bereiche ($CC = 0$) kennzeichnen Ereignispaare, die über das gesamte Stationsnetzwerk nicht beobachtet werden konnten.

partielle Reaktivierung von während der Stimulation 2006 aufgetretenen Brüchen mit zumindest teilweise ähnlichen Herdmechanismen in den Jahren 2007 bis 2013 hin. Ereignisse verschiedener Zeiträume, die als Ereignispaar eine erkennbare Ähnlichkeit zeigen und die Zeiträume somit verknüpfen, repräsentieren hierbei jeweils ein Brückenereignis (siehe Abschnitt 5.1). Diese weisen Wellenformereigenschaften mehrerer Ereignisse unterschiedlicher Zeiträume auf. Die vorliegende Datengrundlage lässt eine weitere Quantifizierung dieser These mittels anderer Stationen nicht zu. Durch die Verwendung einer Netzwerkmatrix wird ein Vergleich zwischen den unterschiedlichen Zeiträumen möglich, ein Zusammenhang kann jedoch nur mittels der gewichteten Netzwerkmatrix hergestellt werden.

Für die Zeitbereiche mit den höchsten Beobachtungsdichten in den Jahren 2011 und 2012, zeigen insbesondere die Korrelationskoeffizienten der Schwarmereignisse 2012 deutliche Unterschiede zwischen den beiden Netzwerkmatrizen. Die entsprechenden Korrelationskoeffizienten der gemittelten Netzwerkmatrix weisen hauptsächlich Werte zwischen $CC = 0,55$ und $CC = 0,75$ auf. Vereinzelt können maximale Werte bis etwa $CC = 0,8$ beobachtet werden. In der gewichteten Netzwerkmatrix zeigt ein Großteil der Einträge hingegen Werte von $CC > 0,8$. Die an einzelnen Stationen beobachtete hohe Ähnlichkeit der Ereignisse untereinander zeichnet sich somit nur in der gewichteten Netzwerkmatrix ab. Da es sich bei den meisten dieser Ereignisse um Beben mit kleinen Magnituden handelt, spiegelt sich die Berücksichtigung der SNR-Werte deutlich wieder.

Die Auflösung der nur an der Bohrlochstation TMO64 sichtbaren Muster vor und nach den Schwarmereignissen ist auch in der gewichteten Netzwerkmatrix zu erkennen. Dies liegt hauptsächlich an dem großen Einfluss der Station TMO64, welche verhältnismäßig hohe SNR-Werte aufweist und die entsprechenden Korrelationskoeffizienten somit eine höhere Gewichtung erhalten. Eine Untersuchung dieser Ereignisse an anderen Stationen kann zwar zu der Ähnlichkeitsanalyse beitragen, eine Auflösung hoher Ähnlichkeiten von Ereignissen kleiner Magnituden kann für ein anthropogen beeinflusstes Gebiet jedoch nur durch den Einsatz von Bohrlochstationen erreicht werden.

6.2. Ergebnisse der Clusteranalyse

6.2.1. Clusterbildung mit gemittelter und gewichteter Netzwerkmatrix

Die Korrelationskoeffizienten der Netzwerkmatrizen spiegeln pro Ereignispaar deren stationsübergreifende Ähnlichkeit in Abhängigkeit des verwendeten Ansatzes (gemittelt oder gewichtet) wieder. Für eine Einteilung von Ereignissen ähnlicher Wellenformen in Gruppen, wurde für beide Netzwerkmatrizen jeweils eine dreistufige Clusterzuteilung (Schwellenwerte **0,7**, **0,8** und **0,9**) mit dem in Abschnitt 5.5.2 beschriebenen Äquivalenzklassenalgorithmus durchgeführt.

Abbildung 6.7 zeigt neben der pro Schwellenwert aus den beiden Netzwerkmatrizen resultierenden Anzahl an Ereignisclustern (Ziffern in roten Quadraten), die insgesamt jeweils pro Schwellenwert geclusterten Ereignisse. Von den ursprünglich in die Analyse eingegangenen 1344 Ereignissen erhalten auf Grundlage der gewichteten Netzwerkmatrix knapp 60 % (782) eine Clusterzuteilung für einen Schwellenwert von 0,7. Der entsprechende Anteil der gemittelten Netzwerkmatrix beläuft sich auf etwa 30 % (373) der ursprünglichen Ereignisse. Mit zunehmendem Schwellenwert (0,8 und 0,9) nimmt die Anzahl an geclusterten Ereignissen für beide Netzwerkmatrizen ab, wobei der prozentuale Anteil der gemittelten Netzwerkmatrix durchgehend geringer ist.

Die Gesamtanzahl geclustelter Ereignisse ist in Abbildung 6.7 weiterhin in Abhängigkeit der Magnituden in vier Bereiche unterteilt dargestellt. Einer geringen Anzahl an Ereignissen konnte keine Magnitude zugeordnet werden (N/A). Während für die Bereiche mit

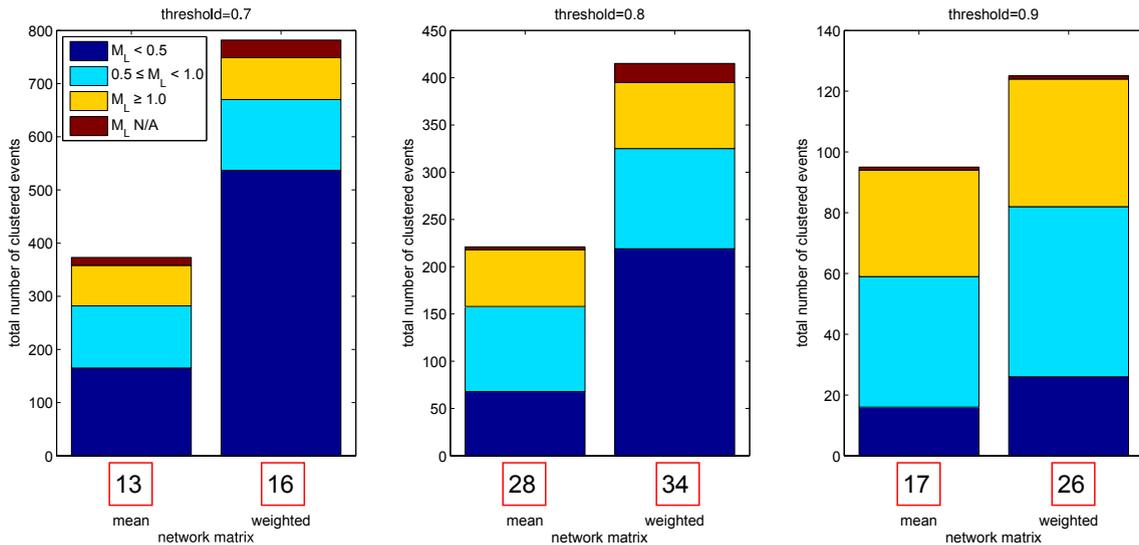


Abbildung 6.7.: Vergleich der Clusterzuteilung zwischen gemittelter (mean) und gewichteter (weighted) Netzwerkmatrix für das Herdgebiet Landau. Man beachte die unterschiedlichen Bereiche auf der Ordinate für die Schwellenwerte 0,7, 0,8 und 0,9. Die Ziffern in den roten Quadraten stehen jeweils für die aus den beiden Netzwerkmatrizen resultierende Anzahl an Ereignisclustern pro Schwellenwert.

$0,5 \leq M_L < 1$ und $M_L \geq 1$ keine signifikanten Unterschiede zwischen gemittelter und gewichteter Netzwerkmatrix über alle drei Schwellenwertschritte auftreten, zeigt sich in dem Magnitudenbereich mit $M_L < 0,5$ eine deutliche Diskrepanz. Bei Verwendung der gewichteten Netzwerkmatrix mit den Schwellenwerten 0,7 und 0,8 wird im Vergleich mit der gemittelten Netzwerkmatrix etwa die dreifache Anzahl an Ereignissen (537 zu 165) Clustern zugeteilt. Die ohne Magnitudenzuteilung geclusterten Ereignisse zeigen für die beiden Schwellenwerte 0,7 und 0,8 ebenfalls eine deutlich höhere Anzahl bei Verwendung der gewichteten Netzwerkmatrix. Für einen Schwellenwert von 0,9 ist der Anteil von Ereignissen mit $M_L < 0,5$ für beide Netzwerkmatrizen im Verhältnis gering und Ereignisse mit größeren Magnituden dominieren.

Die insbesondere für die Schwellenwerte 0,7 und 0,8 auftretenden Unterschiede verdeutlichen den Einfluss von anthropogenem Rauschen auf die Clusterzuteilung von schwachen induzierten Erdbeben mit $M_L < 0,5$. In diesen Bereichen zeigen sich die Stärken der gewichteten Netzwerkmatrix, da der Großteil der im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Ereignisse geringe Magnituden aufweist (siehe Abschnitt 4.2). Durch Berücksichtigung der SNR-Werte pro Ereignispaar auf den drei Komponenten der einzelnen Stationen verbleiben somit mehr Ereignisse in der Clusteranalyse, wodurch eine präzisere Wellenformuntersuchung sehr schwacher Ereignisse möglich ist.

Die Verwendung der gewichteten Netzwerkmatrix ermöglicht aufgrund der bisherigen Beobachtungen eine Verbesserung der Analysen für das Herdgebiet Landau. Im Folgenden beziehen sich die weiteren Ergebnisse sowie die Vergleiche mit anderen Untersuchungen deshalb ausschließlich auf die Clusterzuteilung mittels der gewichteten Netzwerkmatrix.

6.2.2. Wellenformbeispiele

Jedem der geclusterten Ereignisse wurde entsprechend der in Abschnitt 5.5.4 eingeführten Nomenklatur jeweils ein Clustername zugeteilt, wodurch die dreistufige Clusterzuteilung anhand des Clustername eindeutig nachvollzogen werden kann. Die einzelnen Clustername wurden an den entsprechenden Stellen in den in Abschnitt 4.2 beschriebenen Ereigniskatalog eingepflegt (siehe Tabelle C.1, Spalte **cl name** bzw. CD-ROM).

Da eine Darstellung der Wellenformen von Ereignissen aller resultierenden Cluster den Rahmen dieser Arbeit sprengen würde, wird im Folgenden auf einige beispielhafte Wellenformen dreier unterschiedlicher Cluster eingegangen. Mittels der am Geophysikalischen Institut verfügbaren Daten, können die Wellenformen aller übrigen Cluster reproduziert werden. Alle gezeigten Wellenformen erfüllen, auf die Korrelationskoeffizienten der gewichteten Netzwerkmatrix bezogen, jeweils einen Schwellenwert von 0,8 oder 0,9 und sind auf ihr eigenes Maximum spurnormiert dargestellt. Die Angaben der Herdzeiten sind, falls nicht anders angegeben, in UTC. In rot ist der dem entsprechenden Ereignis zugehörige Clustername dargestellt.

Cluster LB03

Die Wellenformen von Ereignissen eines Clusters sollten bei entsprechender Datenverfügbarkeit an verschiedenen Stationen des seismischen Netzwerkes jeweils eine hohe Ähnlich-

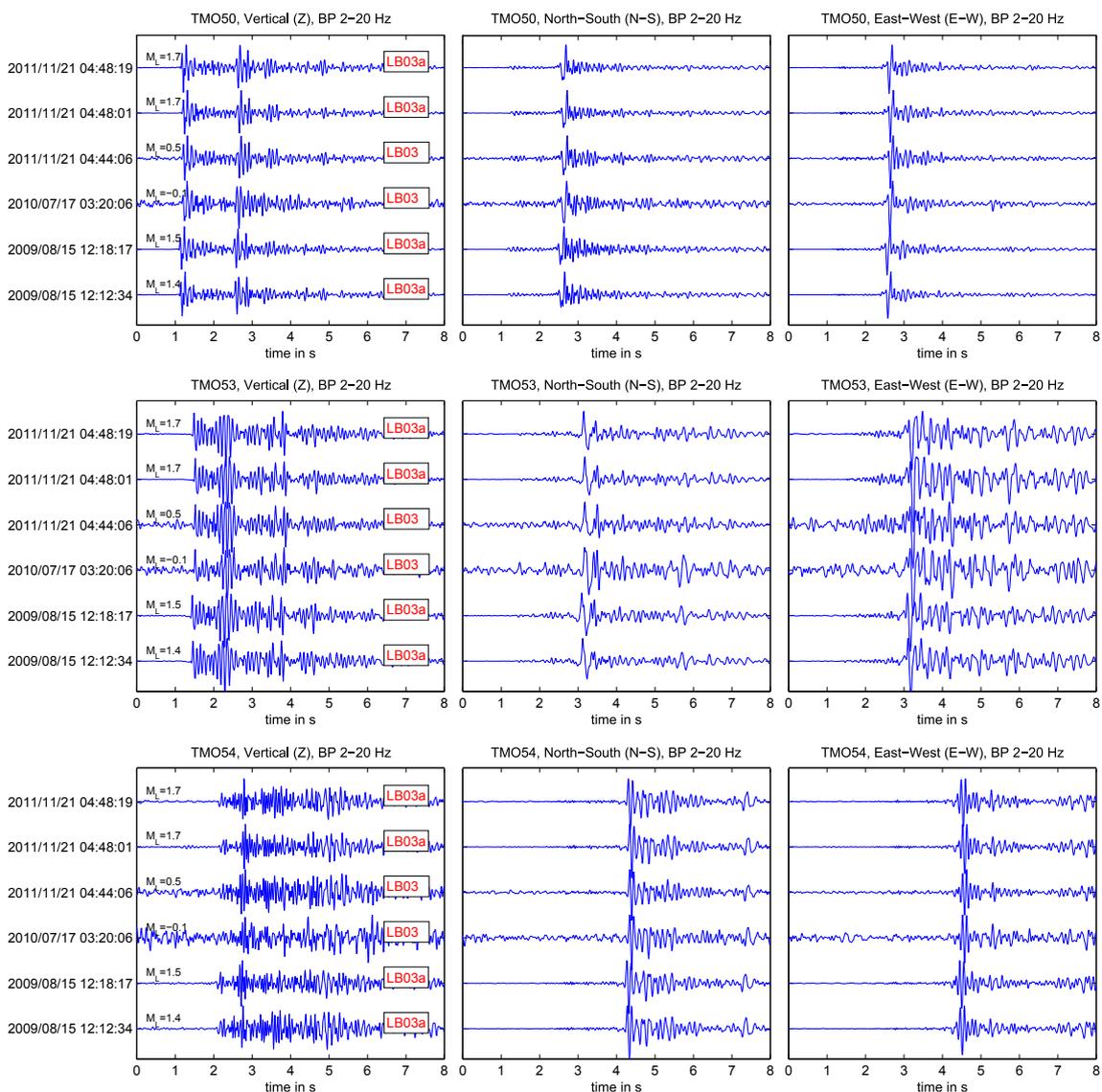


Abbildung 6.8.: Spurnormierte Wellenformen von Ereignissen des Clusters LB03 an den drei Stationen TMO50, TMO53 und TMO54. Links: Vertikalkomponente (Z), Mitte: Nord-Süd-Komponente (N-S), Rechts: Ost-West-Komponente (E-W). Man beachte die Zeit- und Magnitudenbandbreite der Ereignisse.

keit untereinander aufweisen. Abbildung 6.8 zeigt die Wellenformen des Clusters LB03 auf den jeweiligen drei Komponenten der Stationen TMO50, TMO53 und TMO54. Bei der Clusterzuteilung mit einem Schwellenwert von mindestens 0,7 wurden die sechs Ereignisse zunächst dem Cluster LB zugeordnet. Durch eine weitere Clusterzuteilung mit einem Schwellenwert von mindestens 0,8 wurden die Ereignisse dem Cluster LB03 zugeteilt. Vier der Ereignisse weisen den Clusternamen LB03a auf, welcher aus einer entsprechenden Clusterzuteilung mit einem Schwellenwert von mindestens 0,9 resultiert. Die Wellenformen zeigen an allen Stationen jeweils eine hohe Kohärenz auf jeder der drei Komponenten. Für die beiden Ereignisse mit den kleinsten Magnituden zeigen sich im Vergleich mit den übrigen Signale kleine Unterschiede im Verlauf der Wellenformen auf der N-S-Komponente der Stationen TMO50 und TMO53. Zeitlich betrachtet traten die Ereignisse über einen Zeitraum von mehr als zwei Jahren auf (2009 bis 2011), wobei die beiden Ereignisse 2009 sowie die drei Ereignisse 2011 jeweils innerhalb weniger Minuten aufgezeichnet wurden. Dieses Cluster ist somit ein Beispiel für auch nach langer Zeit wiederkehrende sehr ähnliche Wellenformen, von Ereignissen teilweise unterschiedlicher Magnitudenordnungen.

Eine Abschätzung der gegenseitigen Distanz der einzelnen Hypozentren kann mittels des von Geller und Mueller (1980) postulierten $\lambda/4$ -Kriteriums erfolgen (siehe Abschnitt 5.1). Die dominierende Frequenz der Ereignisse des Clusters LB03 liegt im Mittel bei etwa 9 Hz. Für die Annahme einer mittleren P-Wellengeschwindigkeit von 4000 m/s resultiert eine gegenseitige Distanz von knapp 110 m. Diese Abschätzung wird in Abschnitt 6.3.1 für einen Vergleich mit den für einige Ereignisse dieses Cluster vorliegenden Relativlokalisierungen von Zeiß (2013) herangezogen.

Cluster LA01 und Cluster LA09

Die in Abbildung 6.9 dargestellten Zeitreihen der Station TMO20 zeigen die Wellenformen von zehn Ereignissen, die während der Stimulation 2006 detektiert wurden. Mittels der dreistufigen Clusterzuteilung wurden die Ereignisse dem Cluster LA01 zugeordnet. Ereignisse, deren entsprechender Korrelationskoeffizient ein Schwellenwertkriterium von 0,9 erfüllt, weisen den Clusternamen LA01a auf. Die Wellenformen der innerhalb von knapp 28 Stunden aufgetretenen Ereignisse zeigen untereinander durchgehend eine hohe Ähnlichkeit auf jeweils allen drei Komponenten. Bis auf eine Ausnahme wurden allen Ereignissen Magnituden von $M_L \leq 0,5$ zugeordnet.

Eine Auswahl von Wellenformen der dem Cluster LA09 zugeteilten Schwarmereignisse 2012 an der Station TMO20 sind in Abbildung 6.10 dargestellt. Während sich auf der Vertikal- und N-S-Komponente hohe Ähnlichkeiten zeigen, ist auf der E-W-Komponente eine teilweise verhältnismäßig starke Überlagerung von Rauschen zu beobachten. Rauschanalysen zeigten, dass während des Betriebs 2006 im Rahmen des TIMO-Projektes keine vergleichbaren Rauschpegel an der Station TMO20 herrschten. Der auf der E-W-Komponente festgestellte technische Defekt kann somit eine mögliche Ursache sein.

Mittels der durchgeführten Clusteranalyse kann kein Zusammenhang zwischen den Ereignissen 2006 und 2012 hergestellt werden. Die Ereignisse beider Zeiträume wurden lediglich bis zu einem Schwellenwert von 0,7 gemeinsam dem Cluster LA zugeteilt. Die auf der N-S-Komponente der Station TMO20 beobachtete Ähnlichkeit in Form von Korrelationskoeffizienten mit Werten von teilweise $CC > 0,8$ (siehe Abbildung 6.2) spiegelt sich in den Ergebnissen der Clusteranalyse folglich nicht wieder. Da nur an der Station TMO20 ein Wellenformvergleich von Ereignissen beider Zeiträume möglich ist, können die Abbildungen 6.9 und 6.9 für eine entsprechende visuelle Untersuchung verwendet werden.

Ein Vergleich der Wellenformen aller Ereignisse 2006 und 2012 auf der N-S-Komponente zeigt durchgehend eine relativ hohe Ähnlichkeit, wobei teilweise leichte Unterschiede in den Amplituden auftreten. Auf der Vertikalkomponente ist ein deutlicher Unterschied der

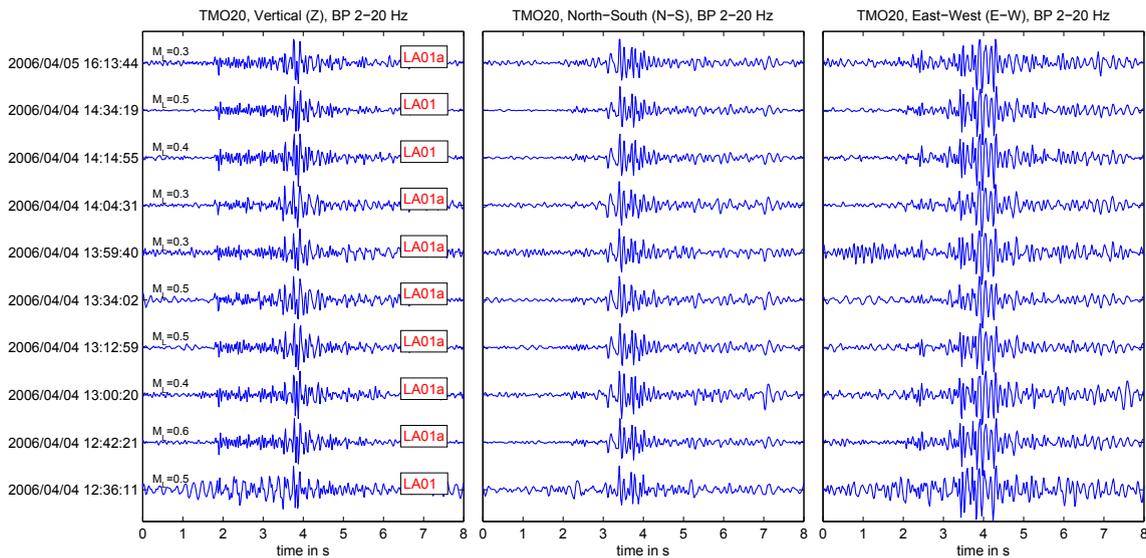


Abbildung 6.9.: Auswahl spurnormierter Wellenformen von Ereignissen des Clusters LA01 an Station TMO20 während des Stimulationsexperiments 2006. Links: Vertikalkomponente (Z), Mitte: Nord-Süd-Komponente (N-S), Rechts: Ost-West-Komponente (E-W).

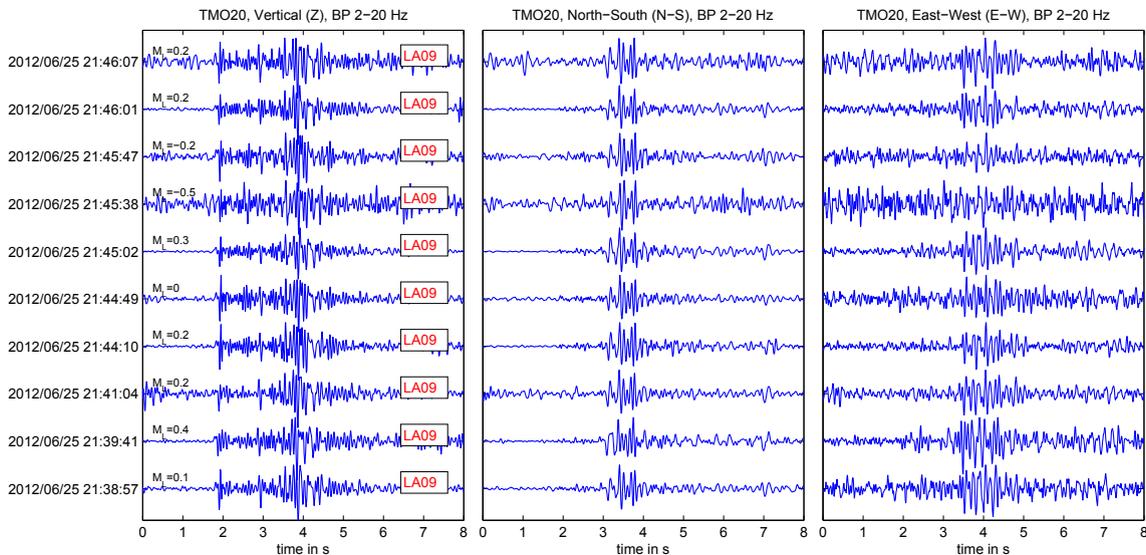


Abbildung 6.10.: Auswahl spurnormierter Wellenformen von Ereignissen des Clusters LA09 an Station TMO20 während des Bebenschwarms im Juni 2012. Links: Vertikalkomponente (Z), Mitte: Nord-Süd-Komponente (N-S), Rechts: Ost-West-Komponente (E-W).

Amplitudenverhältnisse zwischen den maximalen Ausschlägen der P- und S-Welle zu beobachten. Während die Amplitudenwerte der P- und S-Wellen für die Schwarmereignisse 2012 in etwa der gleichen Größenordnung liegen ($1 \leq A_s/A_p \leq 2$), zeigen die entsprechenden Werte der Ereignisse 2006 eine dominierende S-Welle ($2 \leq A_s/A_p \leq 3,5$). Die Wellenformen der Schwarmereignisse zeigen auf der Vertikalkomponente möglicherweise eine weitere Phase, die als deutlicher Ausschlag zwischen den Ersteinsätzen der P- und S-Wellen zu erkennen ist. Bei Vernachlässigung des Rauschpegels zeigt die E-W-Komponente der Schwarmereignisse 2012 teilweise eine gute Übereinstimmung mit den Wellenformen der Ereignisse 2006. Wird jedoch der aus der Kreuzkorrelation resultierende Korrelationskoeffizient als Maß für die Ähnlichkeit verwendet, ergeben sich durch den Rauscheinfluss auf dieser Komponente stark abgeschwächte Werte (siehe Abbildung 6.2). Aufgrund der Wellenformunterschiede auf der Vertikalkomponente und des hohen Rauschpegels auf der

E-W-Komponente kann trotz der gewichteten Netzwerkmatrix keine Ähnlichkeit zwischen den beiden Zeiträumen mittels der verwendeten Clusterzuteilung hergestellt werden.

Die Ereignisse beider Zeiträume weisen Magnituden gleicher Größenordnung auf und visuell können insbesondere auf der N-S-Komponente Ähnlichkeiten beobachtet werden. Wie in Abschnitt 6.1.3 angenommen deutet dies auf eine Reaktivierung von während der Stimulation 2006 aufgetretenen Brüchen mit leicht veränderten Herdmechanismen im Jahr 2012 hin.

6.3. Interpretation und Diskussion der Ergebnisse

Für eine Interpretation der Ergebnisse aus der Clusteranalyse werden diese im Folgenden mit Erkenntnissen anderer Untersuchungen und den geologischen und tektonischen Verhältnissen verglichen und diskutiert.

6.3.1. Vergleich mit Relativlokalisierungen, Herdflächenlösungen und zeitlicher Entwicklung der Seismizität

Durch einen Vergleich zwischen Clusterzuordnungen, Lokalisierungen und bestimmten Herdflächenlösungen kann die Plausibilität der jeweiligen Ergebnisse gegenseitig überprüft und für Interpretationen verwendet werden. Da für die Auflösung vorhandener Untergrundstrukturen und Störungszonen nur die gegenseitige Lage der Hypozentren von Ereignissen relevant ist, nicht jedoch die absolute Position, bezieht sich der Vergleich im Folgenden lediglich auf Relativlokalisierungen. Aufgelöste Strukturen können in ihrer Gesamtheit innerhalb der vertikalen und horizontalen Fehlerbereiche beliebig verschoben werden.

Schwellenwert 0,7

Von den insgesamt 71 durch Zeiß (2013) relativ lokalisierten Ereignissen für das Herdgebiet Landau (siehe Abbildung 3.3) wurden nicht alle einem Cluster zugeteilt. Weiterhin liegt nicht für jedes geclusterte Ereignis eine Relativlokalisierung vor. Die Verteilung der Epizentren von Ereignissen, die mittels eines Schwellenwertes von 0,7 Clustern zugeteilt wurden, sind in Abbildung 6.11, Feld A dargestellt. Relativlokalisierungen von Ereignissen, die dieses Schwellenwertkriterium nicht erfüllen, sind nicht aufgeführt. Von den insgesamt sieben farblich kodierten Clustern LA-LL zeigen sich zwei Bereiche, welche zusammen den Großteil der Ereignisse umfassen. Die Epizentren des in blauer Farbkodierung dargestellten Clusters LA (⊕) zeigen eine NE-SW orientierte Ausrichtung (ca. 40° von N nach E), während die Ereignisse des in rot eingefärbten Clusters LB (⊕) einen Trend in Richtung NNW-SSE aufweisen (ca. 35° von N nach W). Das in unmittelbarer Nähe der Injektionsbohrung liegende Cluster LH (⊕) zeigt eine Orientierung in N-S-Richtung. Für die übrigen Cluster LD (⊕), LE (⊕), LI (⊕) und LL (⊕) kann aufgrund nur weniger verfügbarer Relativlokalisierungen keine Aussage bezüglich einer Orientierung gemacht werden.

Ein Vergleich mit dem in Abbildung 6.12 dargestellten zeitlichen Verlauf der Seismizität seit Juli 2009 zeigt, dass Ereignisse eines Cluster teilweise in unterschiedlichen Zeiträumen bis 2013 aufgetreten sind. Mit Ausnahme des Bereichs in der Nähe der Injektionsbohrung, erstreckt sich die seismische Aktivität der Jahre 2009 und 2010 größtenteils über die gesamten beobachteten Strukturen. Die bis etwa Ende 2011 beobachtete Seismizität beschränkt sich auf die Ereignisse der Cluster LB, LD, LH, LI und LL. Während sich für das Cluster LA in diesem Zeitraum keine Aktivität abzeichnet, tritt ab Juni 2012 wieder verstärkt Seismizität in dem entsprechenden Bereich auf. Für das Cluster LB können ebenfalls einige ab 2012 auftretende Ereignisse beobachtet werden. Insgesamt betrachtet ergibt sich somit keine signifikante zeitliche Korrelation zwischen auftretender Seismizität und Clusterzuteilung.

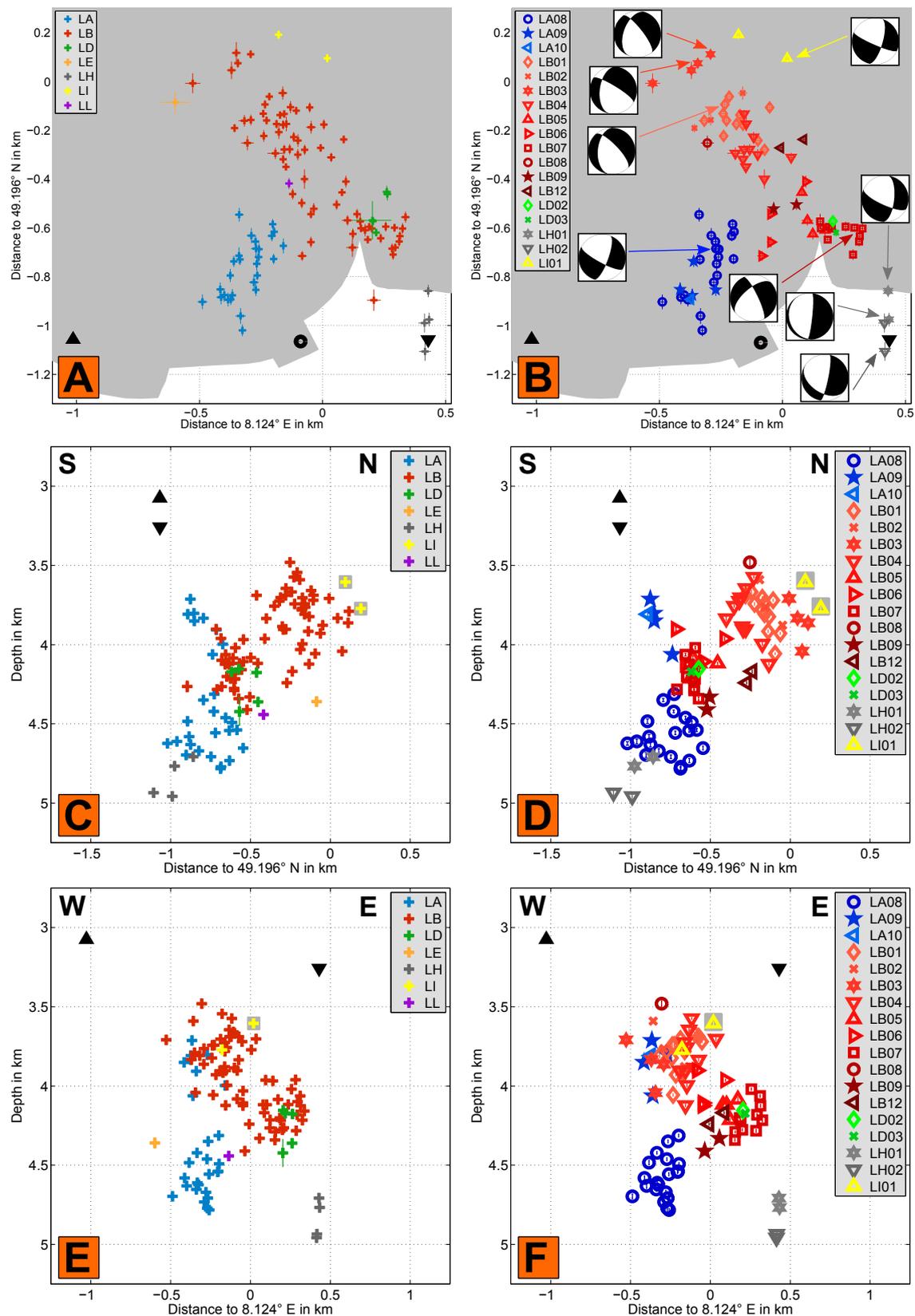


Abbildung 6.11.: Relative Lokalisierungen und Clusterverteilung für das Herdgebiet Landau. Dargestellt sind die Epizentren (oben, **A** und **B**), die N-S-Herdtiefenverteilung (Mitte, **C** und **D**) und die E-W-Herdtiefenverteilung (unten, **E** und **F**), jeweils für die Schwellenwerte 0,7 (links, LA-LL) und 0,8 (rechts, LA08-LI01). Im Text wird auf die entsprechenden Buchstaben verwiesen. In **B** sind weiterhin die von Ritter et al. (2013) bestimmten Herdflächenlösungen abgebildet. Schwarze Symbole kennzeichnen das Geothermiekraftwerk Landau (●), sowie die Lage bzw. Teufe der Injektionsbohrung (▼) und der Förderbohrung (▲).

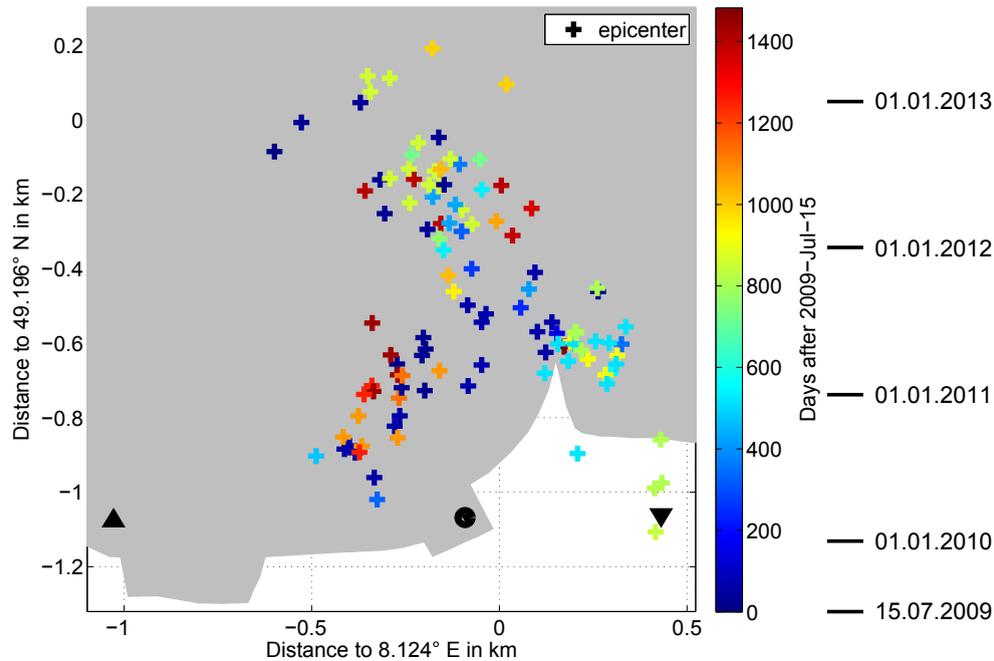


Abbildung 6.12.: Zeitliche Entwicklung der Seismizität für das Herdgebiet Landau. Dargestellt sind die relativ lokalisierten Epizentren von Ereignissen, die bei der Clusterzuteilung ein Schwellenwertkriterium von 0,7 erfüllen. Die farbliche Kodierung gibt die Zeit in Tagen seit dem 15.07.2009 wieder. Schwarze Symbole kennzeichnen das Geothermiekraftwerk Landau (●), sowie die Lage der Injektionsbohrung (▼) und der Förderbohrung (▲).

Die in Abbildung 6.11, in Feld C und E für einen Schwellenwert von 0,7 dargestellten Tiefenschnitte zeigen die Verteilungen der Herdtiefen in N-S- und E-W-Richtung. Die relativ lokalisierten Hypozentren weisen für alle aufgeführten Ereignisse Herdtiefen zwischen 3,4 km und 5 km auf (Zeiß, 2013) und liegen somit durchgehend tiefer als die Landungspunkte der Injektions- und Förderbohrung. Für das Cluster LB nehmen die Herdtiefen in nord-westlicher Richtung mit zunehmender Distanz von dem Landungspunkt der Injektionsbohrung ab (Abbildung 6.11, Feld C). Der von West nach Ost verlaufende Schnitt in Abbildung 6.11, Feld E zeigt für LB eine von Westen nach Osten einfallende Struktur. Das Cluster LA zeigt in beiden Schnitten zwei separierte Bereiche in unterschiedlichen Tiefen, wobei die eine Anhäufung in etwa einer Tiefe von 3,7 km bis 4 km und die andere in einer Tiefe von knapp 4,3 km bis 4,8 km beobachtet werden kann. Die fünf Ereignisse des Clusters LD sind in etwa der selben Tiefe wie die beiden einzelnen Ereignisse der Cluster LE und LL zwischen 4,2 km und 4,4 km angeordnet. Einen geringen Unterschied bezüglich der Herdtiefe weisen die beiden Ereignisse des Clusters LI auf. Die tiefsten relativ lokalisierten Ereignisse liegen genau unterhalb der Teufe der Injektionsbohrung und sind dem Cluster LH zugeordnet. Innerhalb des Clusters deutet sich eine Separierung mit jeweils zwei Ereignissen in leicht unterschiedlichen Herdtiefen an.

Die schon für einen Schwellenwert von 0,7 deutlich auftretende räumliche Trennung insbesondere der beiden Cluster LA und LB sowie die Orientierungen der zu beobachtenden Strukturen, weisen auf verschiedene Störungszonen mit unterschiedlichen Bruchmechanismen hin.

Schwellenwert 0,8

Bei Betrachtung der in Abbildung 6.11, Feld B dargestellten relativ lokalisierten Epizentren für eine Clusterzuteilung mit Schwellenwert 0,8 zeigt sich für die Cluster LA, LB,

Tabelle 6.1.: Ereignisdaten für die in Abbildung 6.11 dargestellten Herdflächenlösungen des Herdgebietes Landau.

Herdzeit t_0 (UTC)	Ereignisname	Clustername	M_L
2010-12-12 04:20:17.159	eq_20101212_0420_AB_LER	LB07 (■)	2,0
2011-07-10 20:18:52.444	eq_20110710_2018_AA_LER	LB01 (◇)	1,3
2011-10-04 10:07:28.991	eq_20111004_1007_AA_LER	LH01 (★)	1,5
2011-10-04 15:05:11.883	eq_20111004_1505_AA_LER	LH01 (★)	1,7
2011-10-31 06:18:25.288	eq_20111031_0618_AA_LER	LH02 (▼)	1,9
2011-11-21 04:48:01.222	eq_20111121_0448_AA_LER	LB03 (★)	1,7
2011-11-21 04:48:19.545	eq_20111121_0448_AB_LER	LB03 (★)	1,7
2012-04-02 07:38:08.137	eq_20120402_0738_AA_LER	LI01 (▲)	1,2
2012-08-21 09:07:17.553	eq_20120821_0907_AA_LER	LA08 (●)	1,6

LD und LH eine Separierung in mehrere kleinere Gruppen, die der Übersicht wegen im Folgenden als Untercluster bezeichnet werden. Diese sind jeweils durch unterschiedliche Symbole gekennzeichnet. Die farbliche Kodierung gibt die bisherige Clusterzugehörigkeit aus Abbildung 6.11, Feld A wieder. Ereignisse der Cluster LE und LL sind nach einer Clusterzuteilung mit Schwellenwert 0,8 nicht mehr zu beobachten, da diese das Schwellenwertkriterium nicht erfüllen.

Die aus dem Cluster LA hervorgegangenen drei Untercluster weisen bezüglich der Epizentren keine scharfe räumliche Trennung auf und verteilen sich über die gesamte NNE-SSW-gerichtete Struktur. In den Tiefenschnitten in Abbildung 6.11, Feld D und F kann das Untercluster LA08 (●) jedoch den in etwa 4,3 km bis 4,8 km liegenden Ereignissen zugeordnet werden, welche in unterschiedlichen Zeiträumen zwischen 2008 und 2013 aufgetreten sind. Die Lokalisierungen des flacher liegenden Unterclusters LA09 (★) zeigen einen Teil der im Jahr 2012 aufgetretenen Schwarmereignisse. Das einzige relativ lokalisierte Ereignis des Unterclusters LA10 (◀) trat am 19.12.2012 auf und weist in etwa dieselbe Herdtiefe wie die Ereignisse des Unterclusters LA09 auf. Die Separierung der Ereignisse für einen Schwellenwert von 0,8 zeigt, dass zwar allgemein eine Ähnlichkeit zwischen den einzelnen Unterclustern besteht, detaillierter betrachtet jedoch kleine räumliche Unterschiede auftreten. Für die Ereignisse aller drei Untercluster konnte weiterhin zumindest teilweise eine Ähnlichkeit mit den Stimulationsereignissen 2006 beobachtet werden (siehe Abschnitt 6.1.3 bzw. Abbildungen 6.9 und 6.10). Trotz fehlender Lokalisierung kann angenommen werden, dass diese Ereignisse räumlich im Bereich der Untercluster LA08, LA09 und LA10 aufgetreten sind. Durch die von Ritter et al. (2013) für ein Ereignis des Unterclusters LA08 bestimmte Herdflächenlösung (Abbildung 6.11, Feld B und Tabelle 6.1) kann auf eine leicht in Richtung NNE-SSW verlaufende und steil einfallende Bruchfläche geschlossen werden. Auf dieser werden durch die Injektion von Fluiden seit 2006 vermutlich wiederkehrend unterschiedliche Bereiche reaktiviert, woraus die teilweise beobachteten Wellenformähnlichkeiten abgeleitet werden können.

Für einige der aus dem roten Cluster LB resultierenden zehn Untercluster können hingegen scharfe Separierungen beobachtet werden. Die durch hohe Wellenformähnlichkeit in Abbildung 6.8 gezeigte Zusammengehörigkeit von Ereignissen des Unterclusters LB03 (★) zeigt sich auch in den entsprechenden Relativlokalisierungen. Sowohl die nordwestlich lokalisierten Epizentren (Abbildung 6.11, Feld B) als auch die Herdtiefen (Abbildung 6.11, Feld D und F) weisen nur geringe gegenseitige Distanzen zwischen 35 m und 155 m bzw. zwischen 30 m und 180 m auf. Die für dieses Cluster in Abschnitt 6.2.2 mittels des $\lambda/4$ -Kriteriums abgeschätzte gegenseitige Distanz von etwa 110 m zeigt somit eine ähnliche Größenordnung. Da von Geller und Mueller (1980) keine Angaben bezüglich des Grads der Wellenform-

ähnlichkeit zur Anwendung des $\lambda/4$ -Kriteriums gemacht wurden, dient diese Abschätzung hier nur als Anhaltspunkt zur Prüfung der Plausibilität zwischen Clusterzuteilung und Relativlokalisierungen. Die beiden zugehörigen Herdflächenlösungen des Unterclusters LB03 (Abbildung 6.11, Feld B und Tabelle 6.1) zeigen jeweils Abschiebungen mit Blattverschiebungskomponenten und lassen auf in Richtung NNW-SSE verlaufende Verwerfungsflächen schließen (Ritter et al., 2013). Weitere bezüglich Epizentrum und Herdtiefe räumlich stark konzentrierte Relativlokalisierungen mit verhältnismäßig vielen Ereignissen zeigen die Untercluster LB01 (\blacklozenge), LB04 (\blacktriangledown) und LB07 (\blacklozenge). Die für LB01 und LB07 jeweils für ein Ereignis vorliegenden Herdflächenlösungen (Abbildung 6.11, Feld B und Tabelle 6.1) zeigen ebenfalls Abschiebungen mit Blattverschiebungskomponenten und möglichen in Richtung NNW-SSE orientierten Bruchflächen, wobei sich insbesondere für LB07 ein leicht unterschiedlicher Herdmechanismus abzeichnet. Für die übrigen rötlich kodierten Untercluster liegen jeweils nur einzelne Ereignisse vor. Die beiden größten aufgetretenen Beben mit Magnituden von $M_L = 2,4$ und $M_L = 2,7$ sind den Unterclustern LB06 (\blacktriangleright) bzw. LB02 (\blackcross) zugeordnet. Aufgrund der beobachteten räumlichen Trennung, den jedoch sehr ähnlichen vier Herdflächenlösungen der Untercluster LB01, LB03 und LB07, kann eine in mehrere Abschnitte unterteilte Bruchzone vermutet werden. Die in Abbildung 6.12 dargestellte Seismizität bezüglich der Zeit zeigt, dass die einzelnen Bereiche in unterschiedlichen Zeiträumen wiederkehrend reaktiviert werden.

Da für das Cluster LI bei Verwendung eines Schwellenwertes von 0,8 keine Separierung resultiert werden beide Ereignisse dem Untercluster LI01 zugeordnet (\blacktriangle). Die für eines der beiden Ereignisse vorliegende Herdflächenlösung (Abbildung 6.11, Feld B und Tabelle 6.1) zeigt eine Ähnlichkeit zu der Lösung für das Beben des Unterclusters LA08. Das Untercluster LI01 hebt sich somit deutlich von den Herdmechanismen des angrenzenden Unterclusters LB03 ab.

Ein starker Kontrast bezüglich der Herdflächenlösungen kann weiterhin für die aus dem Cluster LH resultierenden beiden Untercluster LH01 (\blackstar) und LH02 (\blacktriangledown) beobachtet werden. Die genau unterhalb der Injektionsbohrung aufgetretenen Beben weisen auf steile in N-S-Richtung orientierte Bruchzonen hin (Abbildung 6.11, Feld B). Zeitlich traten die beiden tiefer liegenden Beben des Untercluster LH02 etwa eine bzw. vier Wochen nach den beiden flacher lokalisierten Ereignissen auf. Da die Seismizität nach Abbildung 6.12 in diesem Bereich erst weit nach Inbetriebnahme des Kraftwerkes im Jahr 2011 auftrat, kann dies auf ein Versickern von Fluiden mit zunehmender Betriebsdauer unterhalb der Bohrteufe hindeuten.

Für die aus Cluster LD hervorgehenden Untercluster LD02 (\blacklozenge) und LD03 (\blackcross) liegen keine Herdflächenlösungen vor.

6.3.2. Mögliche Zusammenhänge mit lokalen geologischen und tektonischen Strukturen

Die Zusammenführung aller Ergebnisse zeigt, dass die Seismizität für das Herdgebiet Landau zeitlich wiederkehrend hauptsächlich entlang zweier Strukturen in NNW-SSE- bzw. NNE-SSW-Richtung auftritt. Bei detaillierter Betrachtung zerfallen die beiden entsprechenden Cluster LA und LB in mehrere räumlich konzentrierte Untercluster. Das Untercluster LI01 sowie die beiden aus Cluster LH resultierenden Untercluster LH01 und LH02 zeigen bezüglich der Lokalität und den Herdflächenlösungen keinen direkten Zusammenhang mit den anderen Störungen. Es kann vermutet werden, dass es sich hierbei um zwei separate kleinere Bruchzonen handelt, die jedoch nur innerhalb kurzer Zeiträume aktiv waren und es bisher zu keiner Reaktivierung kam.

Durch die Einbeziehung der lokalen tektonischen Verhältnisse kann ein direkter Zusammenhang mit den Beobachtungen hergestellt werden. Die beiden links in Abbildung 6.13

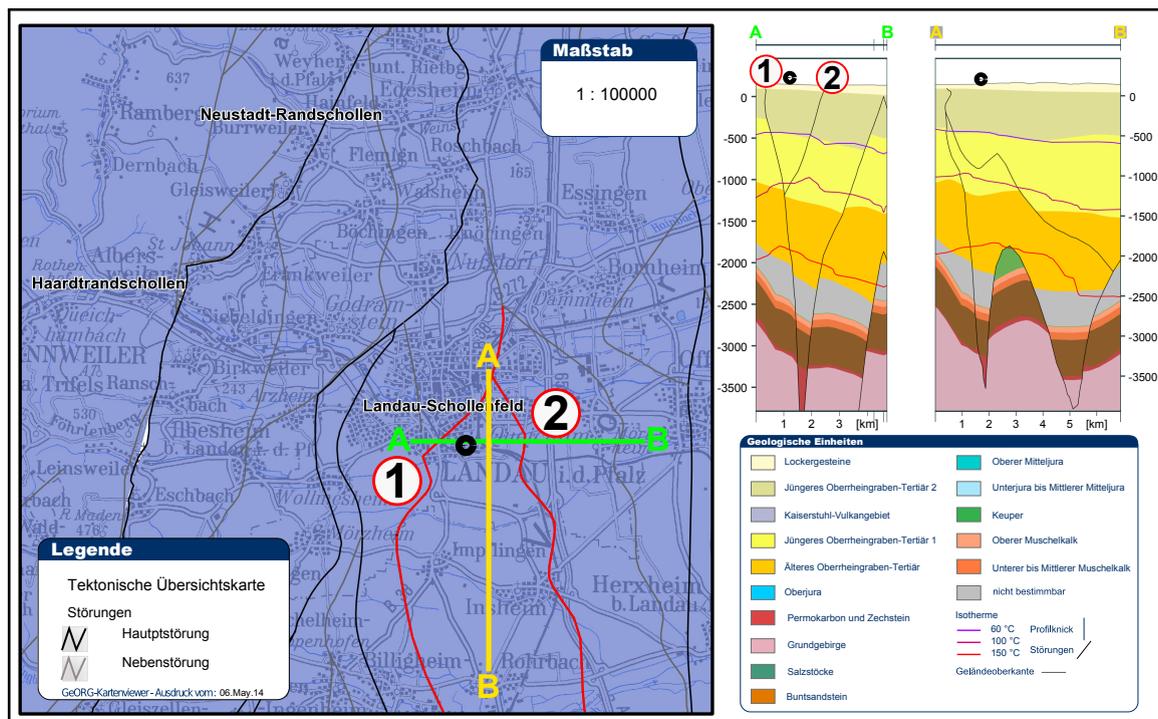


Abbildung 6.13.: Bekannte Störungszonen um Landau. Die relevanten Nebenstörungen sind links zur besseren Darstellung rot eingefärbt und weiterhin mit den beiden Ziffern ① und ② markiert. Die entsprechenden Profile der auf der rechten Seite dargestellten Tiefenschnitte sind farblich in grün (West-Ost) und gelb (Nord-Süd) kodiert. Der schwarze Kreis (●) kennzeichnet die Lage des Geothermiekraftwerks Landau (Quelle: <http://maps.geopotenziale.eu/>, siehe GeORG-Projektteam, 2013).

rot dargestellten Nebenstörungen ① und ② weisen von Süden kommend zunächst eine leichte Orientierung in Richtung NNW-SSE auf. Während Störung ② ihre Orientierung beibehält, ändert die westliche Störung ① ihre Ausrichtung südlich von Landau und verläuft in Richtung NNE-SSW. Beide Störungen vereinigen sich innerhalb des Stadtgebietes von Landau zu einer Störung, welche im Folgenden eine N-S-Ausrichtung zeigt.

Ein Vergleich mit den durch die Relativlokalisierung aufgelösten Strukturen zeigt eine hohe Übereinstimmung zwischen den Störungsverläufen und den bestimmten Epizentren in Abbildung 6.11, Feld A bzw. B. Die durch das Cluster LA charakterisierte Struktur weist in Richtung von Störung ① und die Epizentren von Cluster LB zeigen eine ähnliche Orientierung wie Störung ②. Es kann somit angenommen werden, dass die Seismizität die vorhandenen Störungszonen abbildet. Für die Tiefenschnitte zeigen sich hingegen nur bedingt Übereinstimmungen zwischen Beobachtungen und Störungszonen. Die entsprechenden Tiefenschnitte für das in grün dargestellte West-Ost-Profil sowie das in gelb abgebildete Nord-Süd-Profil zeigen für Störung ① jeweils einen relativ steilen Einfall, welcher sich auch in den Beobachtungen für Cluster LA abzeichnet (Abbildung 6.11, Feld E bzw. F). Störung ② fällt für das grüne Profil nach Westen ein, was dem in Abbildung 6.11, Feld C bzw. D beobachteten Einfall des Cluster LB nach Osten widerspricht. Mit Tiefen bis 4,5 km reicht die durch Cluster LB abgebildete Struktur deutlich tiefer als die entsprechende Störung ②.

Wie weiter oben erwähnt, kann die gesamte Struktur innerhalb der Fehlerbereiche der Lokalisierungen verschoben werden. Die abgebildeten Tiefenschnitte basieren weiterhin auf Daten von im Rahmen des GeORG-Projektes aus einzelnen Stützstellen erzeugten Modellen, wodurch die wahren Untergrundstrukturen, insbesondere mit zunehmender Tiefe, nur

bedingt wiedergeben werden können (GeORG-Projektteam, 2013). Die Interpretationen bezüglich der in Abbildung 6.13 dargestellten Tiefenverläufe von bekannten Störungszonen in diesem Gebiet sind deshalb kritisch zu hinterfragen.

7. Das Herdgebiet Insheim: Ergebnisse und Interpretation

Analog zu dem Herdgebiet Landau wurde in Abschnitt 4.3 für das Herdgebiet Insheim pro Station ein Ereignisvektor mit jeweils 619 Elementen angelegt. Die Wellenformen der einzelnen Ereignisse wurden ebenfalls mittels der in Abschnitt 5 beschriebenen Methoden hinsichtlich ihrer Ähnlichkeit und Clusterzugehörigkeit untersucht. In den folgenden Abschnitten werden die entsprechenden Ergebnisse aufgeführt und analog zu den Untersuchungen für Landau mit Erkenntnissen bisheriger Analysen sowie den lokalen geologischen und tektonischen Verhältnissen zusammengeführt. Die Abfolge der einzelnen Unterkapitel entspricht der Gliederung für die Ergebnisse des Herdgebietes Landau. Ein Vergleich der beiden Herdgebiete Landau und Insheim erfolgt in Kapitel 8.

7.1. Ergebnisse der Ähnlichkeitsanalyse

7.1.1. Datenverfügbarkeit

Die in Abbildung 7.1 dargestellte Divisionsmatrix für das Herdgebiet Insheim gibt elementweise die Anzahl von Stationen wieder, an welchen das entsprechende Ereignispaar auf jeweils allen drei Komponenten beobachtet wurde. Keines der aus 619 Ereignissen resultierende Ereignispaar kann an jeder der für das Herdgebiet Insheim verwendeten 15 Stationen untersucht werden. Die sechs im Jahr 2008 detektierten Beben traten während und kurze Zeit nach der zwischen Juni und September durchgeführten Bohrung für die Reinjektion auf. In diesem Zeitraum waren lediglich die SOS-Stationen des Betreibers installiert, von welchen jedoch nur Daten der Stationen SOS2, SOS3 und SOS6 für die Auswertung vorliegen (siehe Abschnitt 4.1). Ein Vergleich der Wellenformen dieser Ereignisse mit später aufgetretenen Beben ist somit nur an diesen drei Stationen möglich. Während die kurz nach einer Stimulation im April 2009 detektierten Ereignisse weiterhin nur an den SOS-Stationen aufgezeichnet werden konnten, wurde durch den Stationsausbau mittels KABBA-Stationen im Juli 2009 die Beobachtungsdichte erhöht. Für die entsprechenden Ereignispaare von hauptsächlich während einer weiteren Stimulation zwischen März und April 2010 detektierten Beben liegen Daten von fünf bis maximal zehn Stationen vor. Nach der Inbetriebnahme der Bohrlochstation TMO64 im Februar 2012 konnten die meisten Ereignispaare an acht bis elf Stationen untersucht werden. Für vereinzelte Ereignispaare war eine Beobachtung an bis zu 13 Stationen möglich.

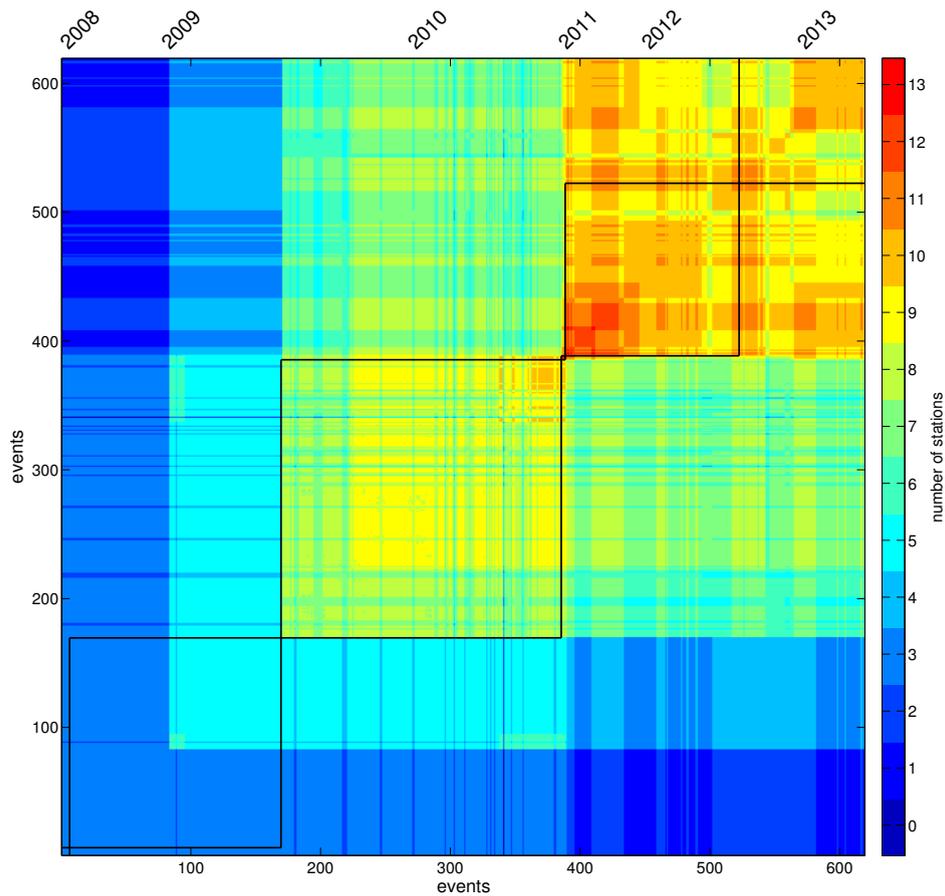


Abbildung 7.1.: Divisionsmatrix für das Herdgebiet Insheim zur Darstellung der Datenverfügbarkeit. Eine Beobachtung an einer Station umfasst jeweils drei Komponenten. In schwarz sind die einzelnen Jahre des Untersuchungszeitraumes dargestellt. Dunkelblaue Bereiche (Stationsanzahl = 0) kennzeichnen Ereignispaare, die über das gesamte Stationsnetzwerk nicht beobachtet werden konnten.

7.1.2. Komponentenmatrizen

Mittels der vorliegenden Ereignisvektoren wurden für die verwendeten 15 Stationen jeweils drei Komponentenmatrizen erstellt, welche in den Abbildungen 7.2, 7.3, 7.4 und 7.5 dargestellt sind.

Die Wellenformen der 2008 detektierten sechs Ereignisse sowie die der kurz nach der Stimulation im April 2009 aufgetretenen Ereignisse, können nur an den Stationen SOS2, SOS3 und SOS6 auf gegenseitige Ähnlichkeit untersucht werden (Abbildung 7.4). In den Komponentenmatrizen der beiden Stationen SOS2 und SOS3 treten vereinzelt hohe Korrelationskoeffizienten mit Werten bis $CC = 0,95$ auf. An Station SOS6 zeichnet sich auf den N-S- und E-W-Komponenten ein deutliches aus dem Großteil der Ereignispaare bis Juli 2009 resultierendes Ähnlichkeitsmuster mit Korrelationskoeffizienten zwischen $CC = 0,8$ und $CC = 0,96$ ab. Die entsprechende Vertikalkomponente zeigt dieses Muster nur in abgeschwächter Form. Ein nur an diesen Stationen möglicher Vergleich mit später aufgetretenen Beben zeigt auf den Komponentenmatrizen der Stationen SOS2 und SOS3 nur vereinzelt Korrelationskoeffizienten mit Werten von $CC > 0,8$. Für Station SOS6 hingegen können auf den N-S- und E-W-Komponenten zwischen Juli 2009 und 2013 in unterschiedlichen Zeiträumen hohe Korrelationskoeffizienten ($CC > 0,9$) beobachtet werden. Während die Station SOS6 in unmittelbarer Nähe westlich des Geothermiekraftwerkes Insheim betrieben wird, weisen die beiden westlich bzw. nordwestlich von Landau installierten Stationen

SOS2 bzw. SOS3 deutlich größere Epizentraldistanzen zu dem Herdgebiet Insheim auf (siehe Abbildung 4.1). Die auftretenden Unterschiede zwischen den Komponentenmatrizen der einzelnen Stationen können somit auf die mit zunehmender Distanz abnehmenden SNR-Werte zurückgeführt werden, welche nach Abschnitt 5.4.2 einen direkten Einfluss auf die Korrelationskoeffizienten zeigen.

An den beiden KABBA-Stationen TMO53 und TMO54 ist seit ihrer Inbetriebnahme im Juli 2009 eine durchgehende Beobachtung aller ab diesem Zeitpunkt resultierenden Ereignispaare möglich (Abbildung 7.2). Für die Station TMO53 zeigen sich auf den N-S- und E-W- Komponenten über den gesamten Zeitraum Korrelationskoeffizienten mit Werten zwischen $CC = 0,7$ und $CC = 0,8$. Deutliche Ähnlichkeitsmuster mit nahe der Diagonalelemente angeordneten Korrelationskoeffizienten von teilweise $CC > 0,95$ können für mehrere Ereignispaare 2012 und 2013 beobachtet werden. Auf der Vertikalkomponente zeichnen sich diese Muster nur in abgeschwächter Form ab. Während die Vertikal- und N-S-Komponenten der Station TMO54 vergleichbare Muster zeigen, tritt auf der E-W-Komponente eine hohe Ähnlichkeit unter dem Großteil der Ereignispaare auf. Die entsprechenden Korrelationskoeffizienten weisen fast durchgehend Werte von $CC > 0,9$ auf. Nur vereinzelte Matrixelemente von Ereignispaaren zeigen Werte mit $CC < 0,6$. Dies weist auf eine hohe Ähnlichkeit aller an dieser Station auf der E-W-Komponente aufgezeichneten Wellenformen untereinander hin und zeigt Parallelen zu den Beobachtungen von Station TMO50 für das Herdgebiet Landau (siehe Abschnitt 6.1.2). Erste Untersuchungen zeigen auch hier eine mögliche Abhängigkeit von hohen Amplitudenwerten auf der E-W-Komponente, die hauptsächlich auf die Abstrahlcharakteristiken der unterschiedlichen Wellentypen eines Scherbruches (siehe Abschnitt 2.2), sowie mögliche im Umkreis von Insheim auftretende lokale Verstärkungseffekte (Groos et al., 2013b) zurückgeführt werden können.

Die an den Stationen TMO53 und TMO54 auftretenden Ähnlichkeitsmuster für Ereignispaare 2012 und 2013 zeigen sich bei entsprechender Datenverfügbarkeit weiterhin in den Komponentenmatrizen der Stationen TMO59, TMO61, TMO64 (alle Abbildung 7.3), SOS5, SOS6 (beide Abbildung 7.4) und SOS8 (Abbildung 7.5), wobei sich die Werte der entsprechenden Korrelationskoeffizienten aufgrund des SNR-Einflusses teilweise unterscheiden. An den beiden Stationen SOS7 und SOS9 (beide Abbildung 7.5) weist ein Großteil der entsprechenden Matrixelemente auf den N-S- und E-W-Komponenten hohe Korrelationskoeffizienten von $CC > 0,8$ auf. Die Vertikalkomponenten dieser beiden Stationen zeigen hingegen fast durchgehend niedrige Korrelationskoeffizienten. Für die Bohrlochstation TMO64 zeichnen sich die Ähnlichkeitsmuster auf der N-S- und E-W-Komponente trotz der verhältnismäßig großen Distanz zwischen Herdgebiet und Station mit Korrelationskoeffizienten von $CC > 0,85$ ab. Der Nutzen von Bohrlochstationen für eine aussagekräftige Ähnlichkeitsanalyse wird somit nochmals hervorgehoben.

Für die Station TMO20 (Abbildung 7.2) können bis auf vereinzelte Ereignispaare keine hohen Korrelationskoeffizienten beobachtet werden, was analog zu den Stationen SOS2 und SOS3 auf die Distanz zwischen Herdgebiet und Station, sowie anthropogene Einflüsse zurückzuführen ist. Aufgrund der jeweils geringen Datenverfügbarkeit an den beiden Stationen TMO50 (Abbildung 7.2) und TMO58 (Abbildung 7.3) können an diesen nur wenige Ereignispaare untersucht werden.

Ein Vergleich zwischen den Komponentenmatrizen aller Stationen für das Herdgebiet Insheim zeigt, dass die Ähnlichkeitsmuster mit Ausnahme der Matrizen der Stationen SOS6 und SOS8, hauptsächlich nur auf den Horizontalkomponenten Korrelationskoeffizienten mit Werten von $CC > 0,9$ aufweisen. Auf den Vertikalkomponenten sind nur vereinzelt Matrixelemente mit entsprechend hohen Korrelationskoeffizienten zu beobachten.

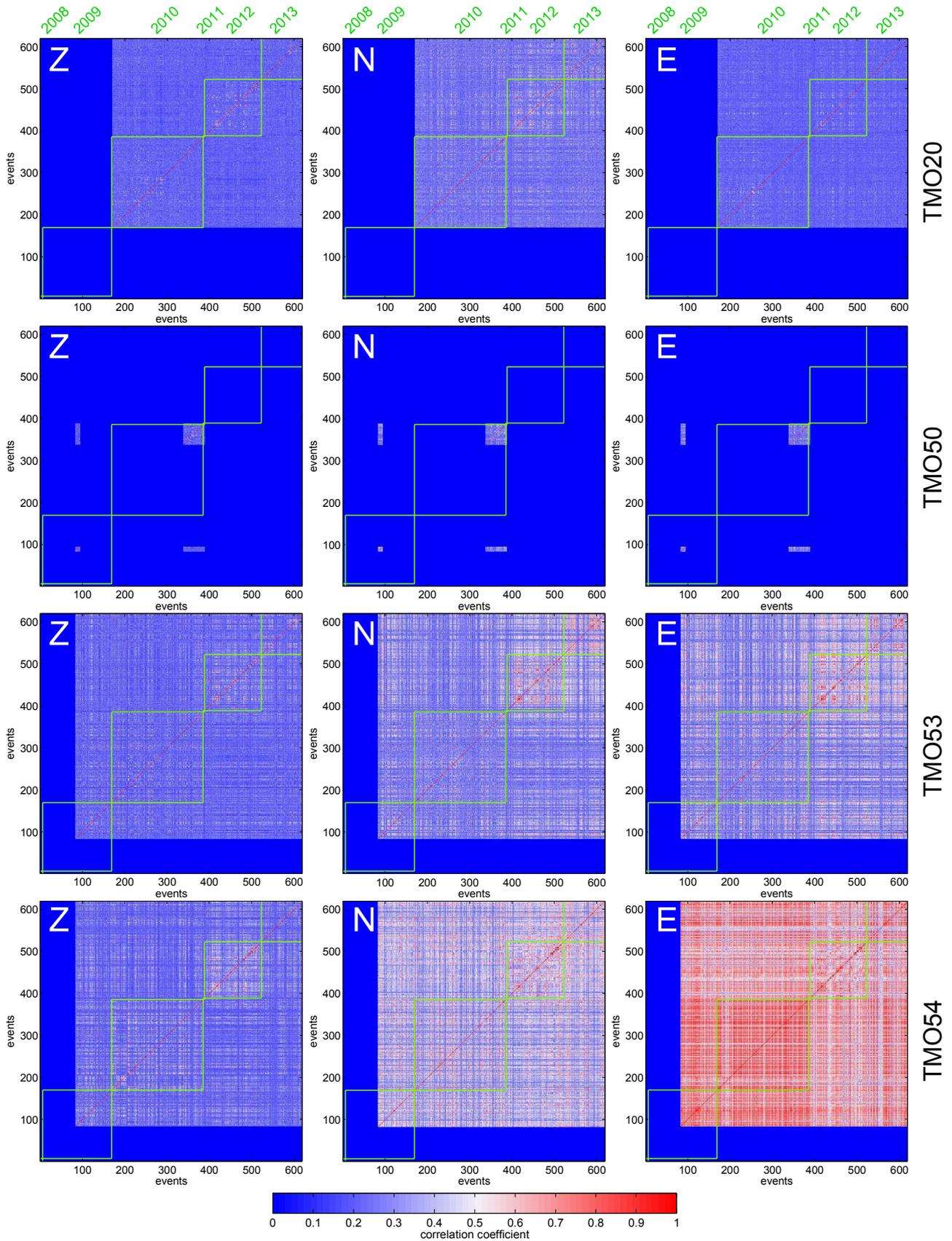


Abbildung 7.2.: Komponentenmatrizen der Stationen TMO20, TMO50, TMO53 und TMO54 für das Herdgebiet Insheim. In grün sind die einzelnen Jahre des Untersuchungszeitraumes dargestellt. Dunkelblaue Bereiche ($CC = 0$) kennzeichnen Ereignispaare, die an der entsprechenden Station nicht beobachtet werden konnten.

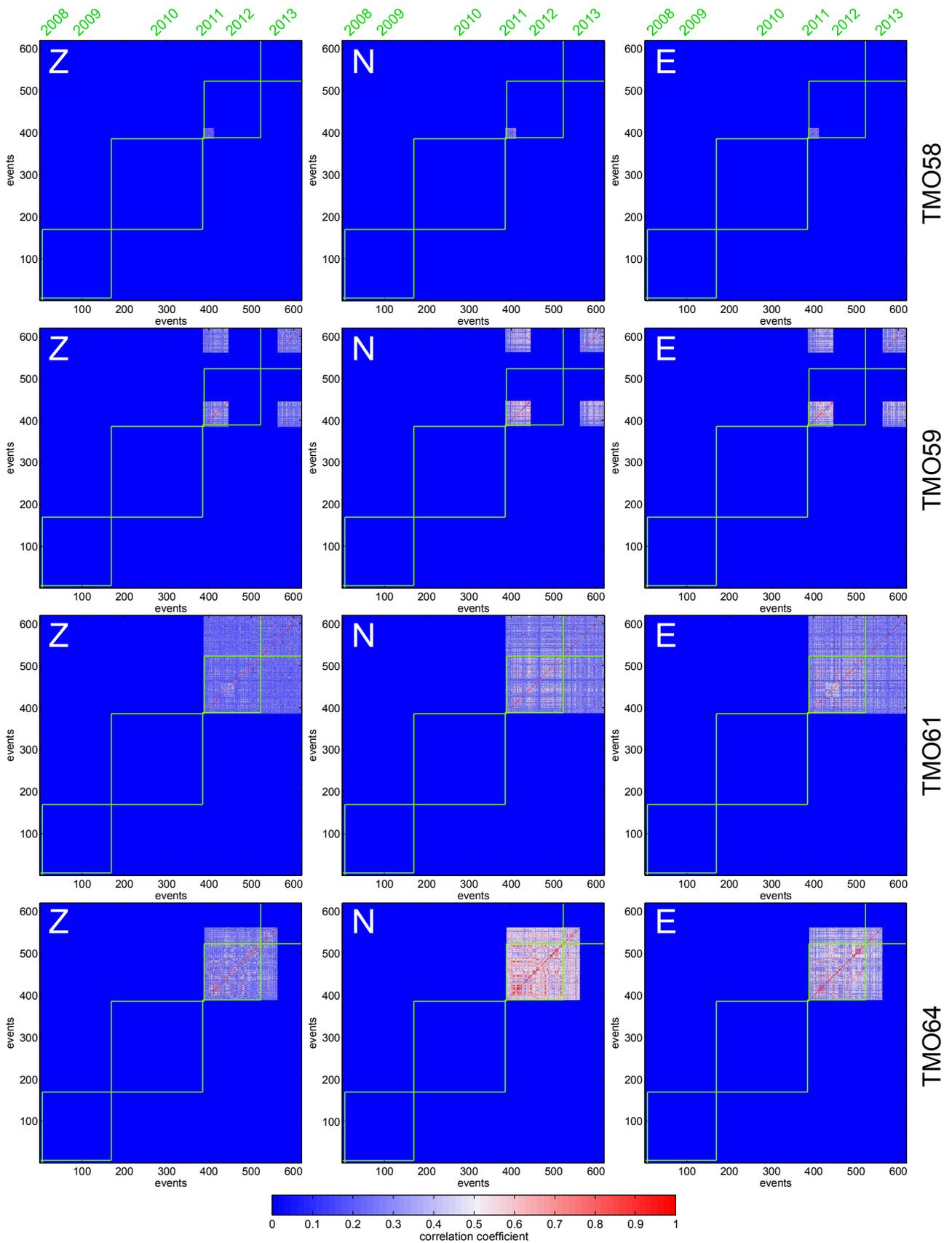


Abbildung 7.3.: Komponentenmatrizen der Stationen TMO58, TMO59, TMO61 und TMO64 für das Herdgebiet Insheim. In grün sind die einzelnen Jahre des Untersuchungszeitraumes dargestellt. Dunkelblaue Bereiche ($CC = 0$) kennzeichnen Ereignispaare, die an der entsprechenden Station nicht beobachtet werden konnten.

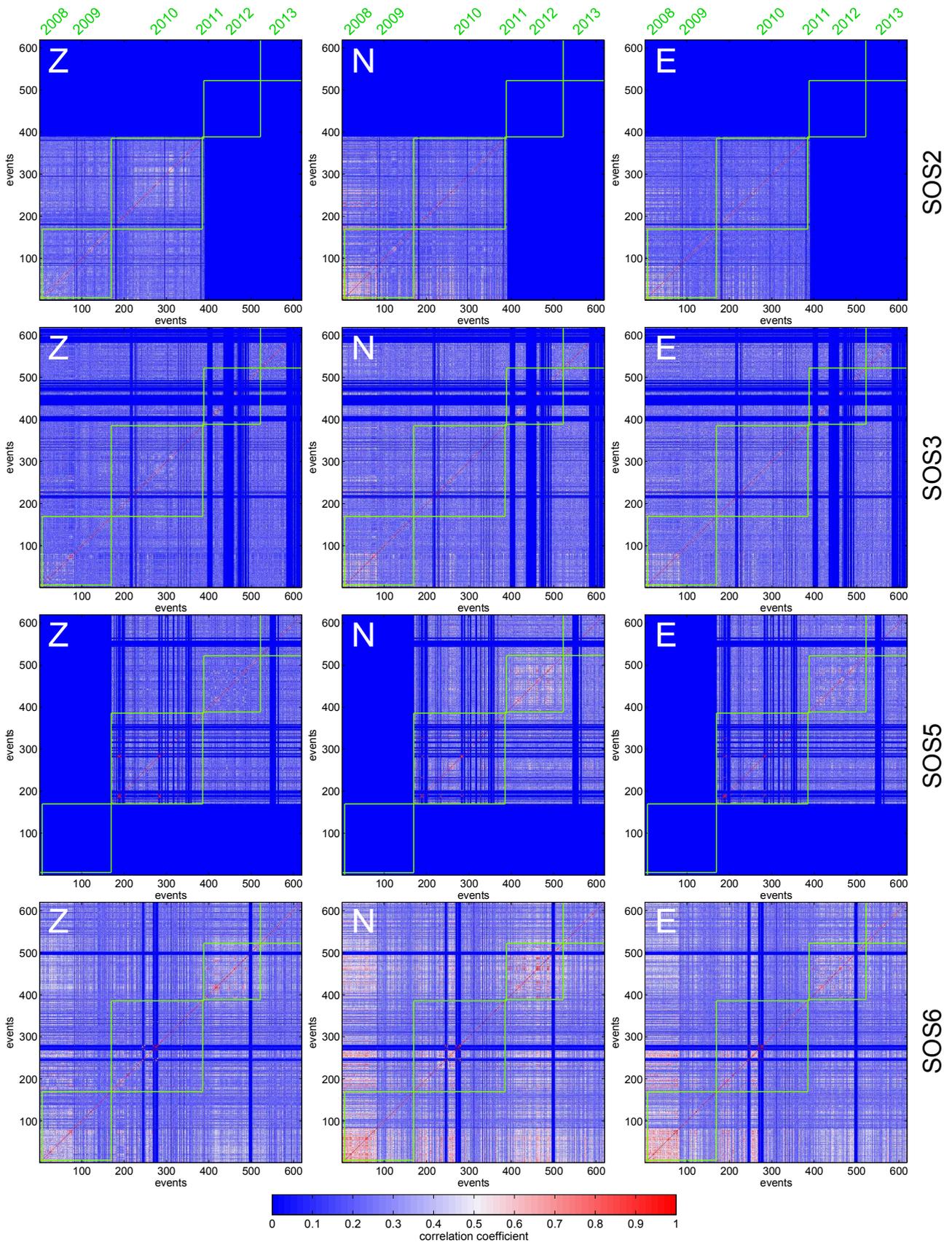


Abbildung 7.4.: Komponentenmatrizen der Stationen SOS2, SOS3, SOS5 und SOS6 für das Herdgebiet Insheim. In grün sind die einzelnen Jahre des Untersuchungszeitraumes dargestellt. Dunkelblaue Bereiche ($CC = 0$) kennzeichnen Ereignispaare, die an der entsprechenden Station nicht beobachtet werden konnten.

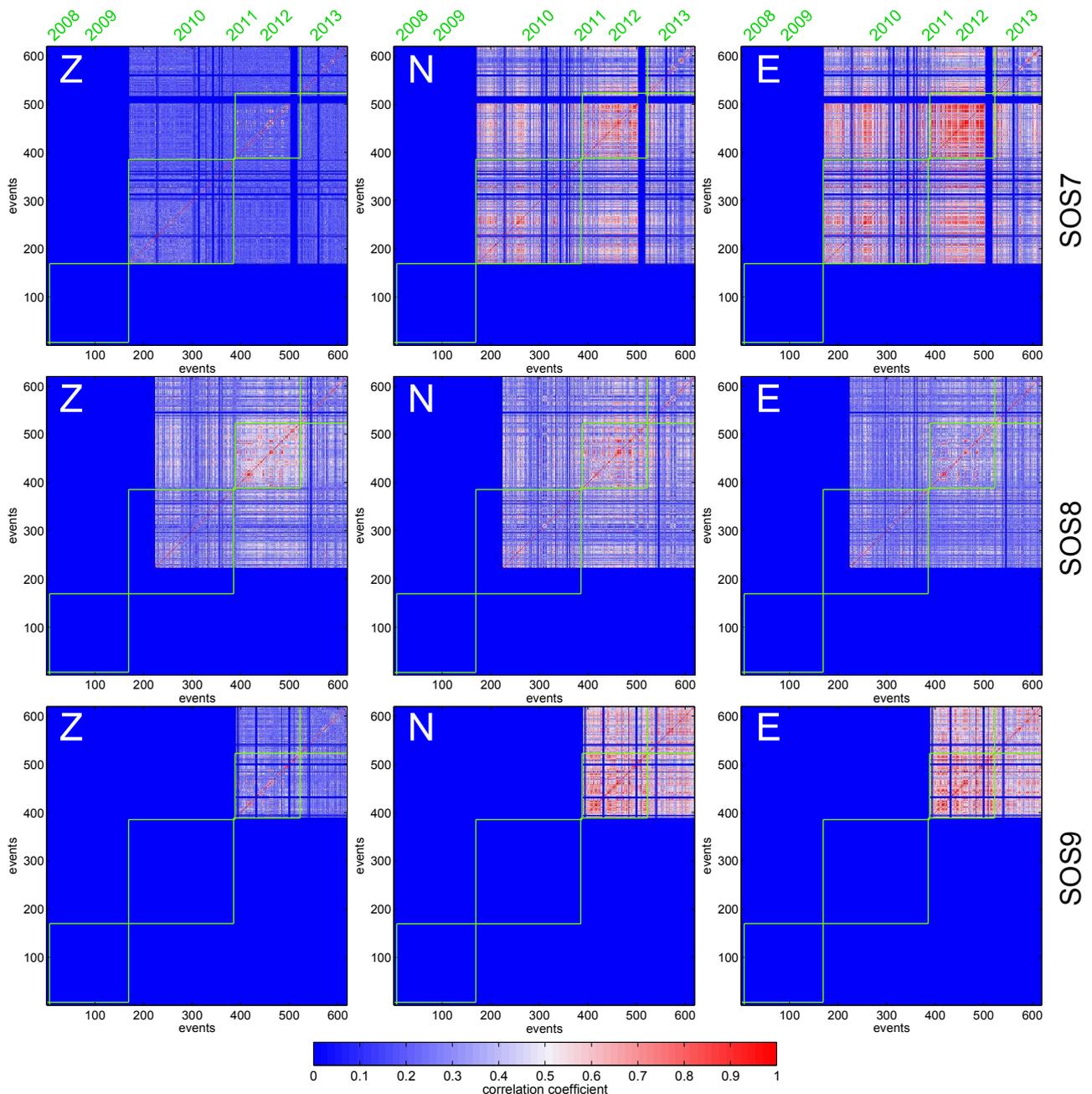


Abbildung 7.5.: Komponentenmatrizen der Stationen SOS7, SOS8 und SOS9 für das Herdgebiet Insheim. In grün sind die einzelnen Jahre des Untersuchungszeitraumes dargestellt. Dunkelblaue Bereiche ($CC = 0$) kennzeichnen Ereignispaare, die an der entsprechenden Station nicht beobachtet werden konnten.

7.1.3. Netzwerkmatrizen

Für eine stationsübergreifende Analyse der Ereignispaare des Herdgebietes Insheim wurden die beiden in Abschnitt 5.4 beschriebenen Ansätze zur Bildung einer Netzwerkmatrix verwendet. Die resultierende gemittelte Netzwerkmatrix ist in Abbildung 7.6 oben, die gewichtete Netzwerkmatrix unten dargestellt.

Durch die Zusammenfügung der einzelnen Komponentenmatrizen ist mittels der beiden Netzwerkmatrizen eine Analyse der Ereignispaare über den gesamten Untersuchungszeitraum möglich. Die einzige auftretende Datenlücke resultiert aus den Beobachtungen zwi-

schen den bis Juli 2009 nur an den SOS-Stationen aufgezeichneten Ereignissen und einem Beben vom 14.04.2010 (eq_20100414_1627_AA_KIT).

Ein Vergleich zwischen den beiden Netzwerkmatrizen zeigt deutliche Unterschiede für bestimmte Matrixbereiche. Für die nur an den SOS-Stationen zu beobachtenden Ereignispaare bis Juli 2009 resultieren in der gemittelten Netzwerkmatrix meist Korrelationskoeffizienten mit Werten zwischen $CC = 0,55$ und $CC = 0,7$. Der entsprechende Bereich der gewichteten Netzwerkmatrix zeigt deutlich die Ähnlichkeit zwischen den einzelnen Ereignissen dieses Zeitraumes mit teilweise $CC > 0,9$. Durch die Berücksichtigung der SNR-Werte für jedes Ereignispaar fallen die entsprechenden Korrelationskoeffizienten der Station SOS6 aufgrund ihrer geringen Distanz zu dem Herdgebiet hier deutlich ins Gewicht.

Während in der gemittelten Netzwerkmatrix für die Ereignispaare ab Juli 2009 bis 2013 meist Matrixelemente mit Korrelationskoeffizienten bis $CC = 0,5$ auftreten, zeigt die gewichtete Netzwerkmatrix über einen Großteil des Zeitraumes Korrelationskoeffizienten zwischen $CC = 0,65$ und $CC = 0,75$. Insbesondere die bei entsprechender Datenverfügbarkeit in den meisten Komponentenmatrizen zu beobachtenden Ähnlichkeitsmuster für die Ereignispaare 2012 und 2013 zeichnen sich in der gewichteten Netzwerkmatrix mit deutlich höheren Korrelationskoeffizienten ab ($CC > 0,85$).

Für den Bereich Juli 2009 bis 2013 zeigt sich in der gewichteten Netzwerkmatrix weiterhin der deutliche Einfluss der E-W-Komponente der Station TMO54 (Abbildung 7.2), welche fast durchgehend Korrelationskoeffizienten von $CC > 0,9$ aufweist. Dieser Einfluss kann auf die verhältnismäßig hohen SNR-Werte der einzelnen Korrelationskoeffizienten dieser Komponentenmatrix zurückgeführt werden, woraus entsprechend starke Gewichtungen resultieren.

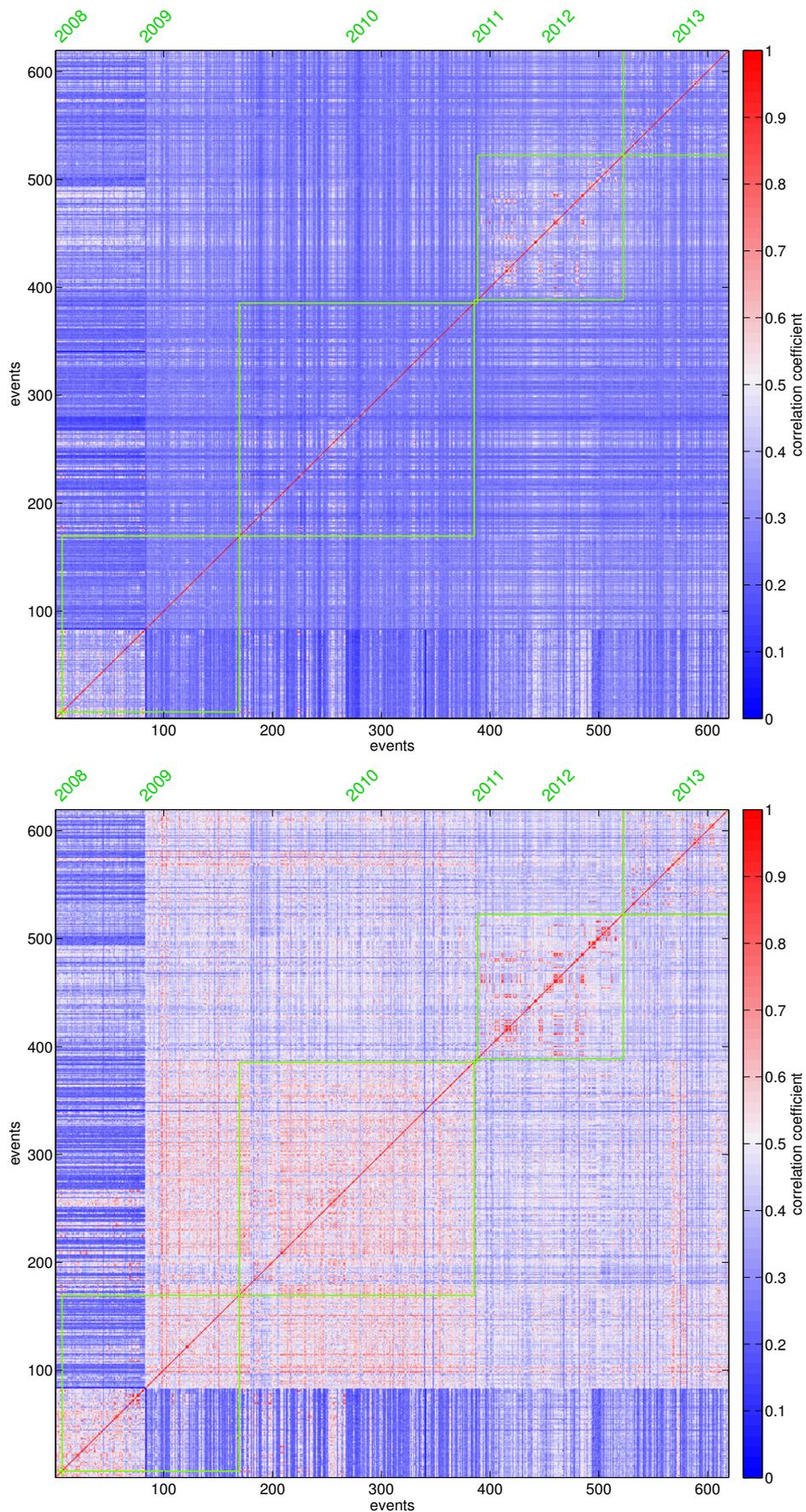


Abbildung 7.6.: Gemittelte Netzwerkmatrix (*oben*) und gewichtete Netzwerkmatrix (*unten*) für das Herdgebiet Insheim. In grün sind jeweils die einzelnen Jahre des Untersuchungszeitraumes dargestellt. Dunkelblaue Bereiche ($CC = 0$) kennzeichnen Ereignispaare, die über das gesamte Stationsnetzwerk nicht beobachtet werden konnten.

7.2. Ergebnisse der Clusteranalyse

7.2.1. Clusterbildung mit gemittelter und gewichteter Netzwerkmatrix

Mittels des Äquivalenzklassenalgorithmus (siehe Abschnitt 5.5.2) wurde für die beiden Netzwerkmatrizen des Herdgebietes eine dreistufige Clusterzuteilung mit den Schwellenwerten **0,7**, **0,8** und **0,9** durchgeführt.

In Abbildung 7.7 sind neben der pro Schwellenwert aus den beiden Netzwerkmatrizen resultierenden Anzahl an Ereignisclustern (Ziffern in roten Quadraten), die insgesamt jeweils pro Schwellenwert geclusterten Ereignisse dargestellt. Bei Verwendung der gewichteten Netzwerkmatrix werden von den ursprünglich 619 in die Analyse eingegangenen Ereignissen knapp 80 % (492) einem der 14 Cluster für einen Schwellenwert von 0,7 zugeteilt. Der überwiegende Anteil dieser Ereignisse (254) weist Magnituden von $M_L < 0,5$ auf, gefolgt von den Ereignissen mit $0,5 \leq M_L < 1$ (173), $M_L \geq 1$ (57) und den acht Ereignissen ohne Magnitudenzuteilung (N/A). Auf Grundlage der gemittelten Netzwerkmatrix werden in etwa 25 % (146) der gesamten Ereignisse für einen Schwellenwert von 0,7 einem Cluster zugeteilt. Im Vergleich zu der gewichteten Netzwerkmatrix ist die Anzahl an Ereignisclustern (24) jedoch deutlich höher. Die Verteilung auf die Magnitudenbereiche ist ausgeglichen, wobei keine Ereignisse ohne Magnitudenzuteilung geclustert werden.

Die Clusterzuteilung mittels eines Schwellenwertes von 0,8 zeigt für beide Netzwerkmatrizen eine Abnahme der Gesamtanzahl geclustelter Ereignisse gegenüber einem Schwellenwert von 0,7. Bei Verwendung der gewichteten Netzwerkmatrix zeichnet sich durch die resultierenden 39 Ereigniscluster weiterhin eine deutliche Separierung ab, wobei der Anteil von Ereignissen mit $M_L < 0,5$ im Verhältnis zu den anderen Magnitudenbereichen leicht abgenommen hat. Die entsprechende auf der gemittelten Netzwerkmatrix basierende Clusterzuteilung für diesen Magnitudenbereich weist nur noch drei geclusterte Ereignisse auf. Für einen Schwellenwert von 0,9 wird die Clusterzuteilung für beide Netzwerkmatrizen von Ereignissen mit $0,5 \leq M_L < 1$ und $M_L \geq 1$ dominiert.

Analog zu den Untersuchungen des Herdgebietes Landau (siehe Abschnitt 6.2.1) zeigen sich die Stärken der gewichteten Netzwerkmatrix für Ereignisse mit Magnituden von $M_L < 0,5$

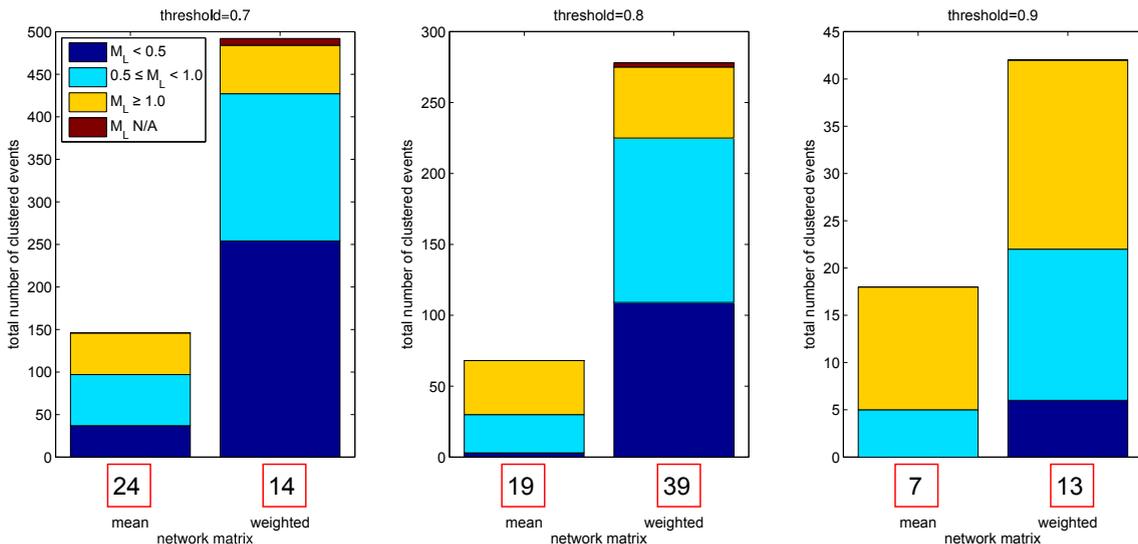


Abbildung 7.7.: Vergleich der Clusterzuteilung zwischen gemittelter (mean) und gewichteter (weighted) Netzwerkmatrix für das Herdgebiet Insheim. Man beachte die unterschiedlichen Bereiche auf der Ordinate für die Schwellenwerte 0,7, 0,8 und 0,9. Die Ziffern in den roten Quadraten stehen jeweils für die aus den beiden Netzwerkmatrizen resultierende Anzahl an Ereignisclustern pro Schwellenwert.

bei Verwendung der Schwellenwerte 0,7 und 0,8. Im Folgenden wird deshalb ausschließlich auf die Ergebnisse der gewichteten Netzwerkmatrix Bezug genommen.

7.2.2. Wellenformbeispiele

Aufgrund des Umfangs an geclusterten Ereignissen wird im Folgenden auf einige beispielhafte Wellenformen zweier resultierender Ereigniscluster für das Herdgebiet Insheim eingegangen. Diese erfüllen, auf die Korrelationskoeffizienten der gewichteten Netzwerkmatrix bezogen, jeweils einen Schwellenwert von 0,8 oder 0,9. Die Angaben der Herdzeiten sind, falls nicht anders angegeben, in UTC. In rot ist der dem entsprechenden Ereignis zugehörige Clustername dargestellt. Die den übrigen geclusterten Ereignissen zugewiesenen Clusternamen wurden weiterhin in den in Abschnitt 4.2 beschriebenen Ereigniskatalog eingepflegt (siehe Tabelle C.1, Spalte **cl name** bzw. CD-ROM).

Cluster IA05

Die in Abbildung 7.8 dargestellten Zeitreihen der Station SOS6 zeigen die Wellenformen von 19 Ereignissen mit Magnituden von $0 \leq M_L \leq 2$, die in einem Zeitraum zwischen Oktober 2008 und August 2013 aufgetreten sind. Durch die Clusterzuteilung mit einem Schwellenwert von mindestens 0,7 wurden die Ereignisse zunächst dem Cluster IA zugeordnet. Eine weitere Clusterzuteilung mit einem Schwellenwert von mindestens 0,8 führte zu

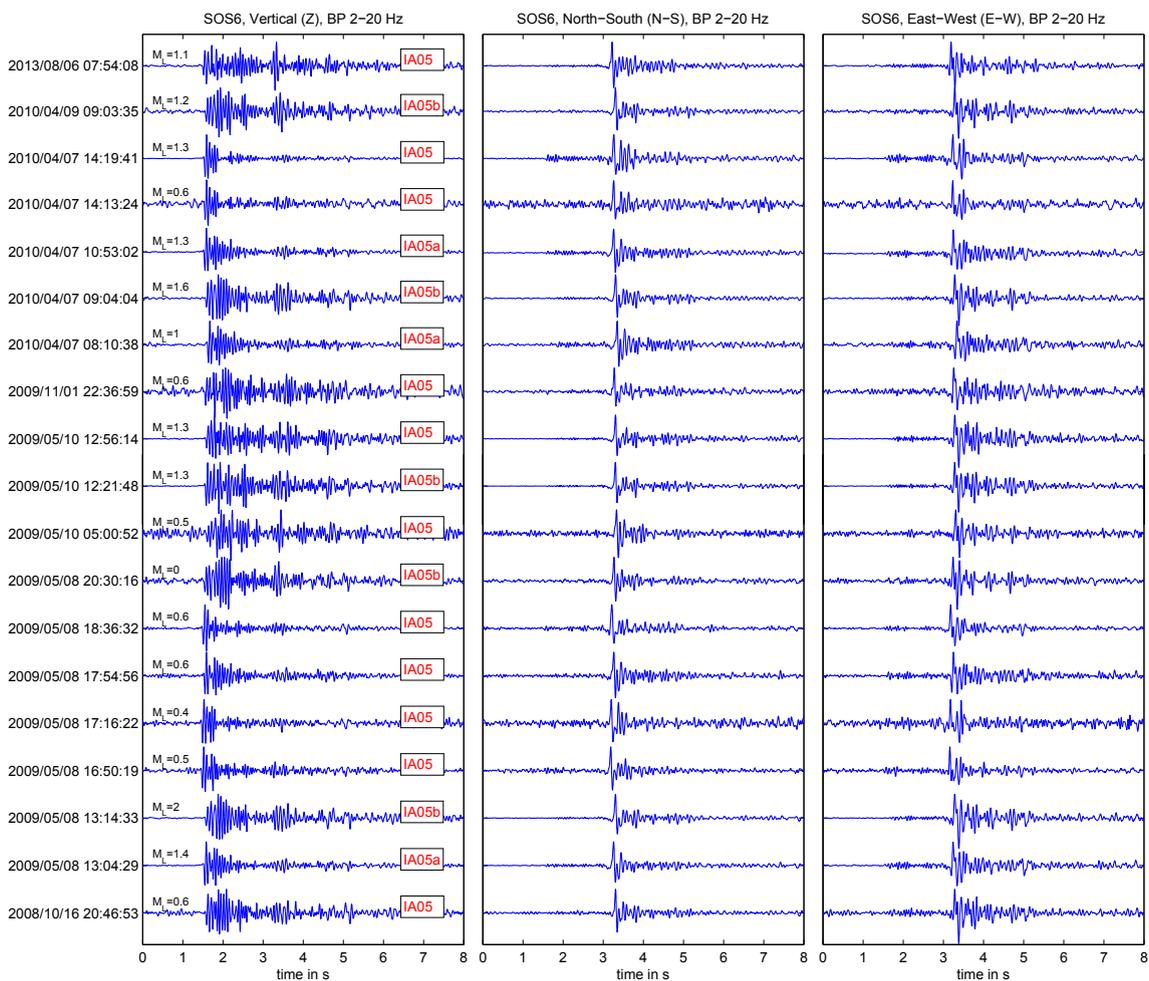


Abbildung 7.8.: Auswahl spurnormierter Wellenformen von Ereignissen des Clusters IA05 an Station SOS6. Links: Vertikalkomponente (Z), Mitte: Nord-Süd-Komponente (N-S), Rechts: Ost-West-Komponente (E-W).

einer Einordnung der Ereignisse in Cluster IA05. Die Clusternamen IA05a und IA05b weisen auf eine Clusterzuteilung der entsprechenden Ereignisse mit einem Schwellenwert von mindestens 0,9 hin. Auf den beiden Horizontalkomponenten zeigt sich durchgehend eine hohe Ähnlichkeit der Wellenformen untereinander, wobei vereinzelt kleine Amplitudenunterschiede in den Wellenformverläufen beobachtet werden können. Die Wellenformen der Vertikalkomponente weisen teilweise deutliche Unterschiede im Bereich der P-Wellenkoda auf, wodurch die Einteilung dieser Ereignisse in ein gemeinsames Cluster somit hauptsächlich auf der Wellenformähnlichkeit der Horizontalkomponenten beruht (siehe Abschnitt 7.1.2).

Mit Ausnahme des Ereignisses im August 2013, umfasst dieses Cluster Beben, die zeitlich eng mit Bohrungen und Stimulationen der Geothermieanlage Insheim korrelieren. Das Ereignis von Oktober 2008 trat kurz nach Vollendung der Injektionsbohrung im September auf. Die im Mai und November 2009, sowie die im April 2010 aufgetretenen Beben ereigneten sich kurz nach bzw. während durchgeführten Zirkulationstests. Dies deutet auf eine wiederkehrende Reaktivierung derselben Bruchstruktur in Zusammenhang mit Zustandsänderungen innerhalb des geothermischen Reservoirs hin. Aufgrund der genähert konstanten Laufzeitdifferenzen zwischen P- und S-Welle ($t_s - t_p$) kann auf räumlich konzentrierte Bebenherde geschlossen werden. Die dominierende Frequenz der Ereignisse des Cluster IA05 liegt im Mittel bei etwa 13 Hz. Bei Annahme einer mittleren P-Wellengeschwindigkeit von 4000 m/s kann die gegenseitigen Distanz der einzelnen Hypozentren mittels des $\lambda/4$ -Kriteriums auf etwa 77 m abgeschätzt werden. Diese Abschätzung wird in Abschnitt 7.3.1 für einen Vergleich mit den für einige Ereignisse dieses Cluster vorliegenden Relativlokalisierungen von Zeiß (2013) herangezogen.

Cluster IG01

Das Cluster IG01 umfasst insgesamt 13 Ereignisse, die in dem Zeitraum 28.10.-19.11.2012 aufgetreten sind. Abbildung 7.9 zeigt die Wellenformen von zehn der Ereignisse an den drei Stationen SOS6, TMO54 und TMO64. Die angegebenen Clusternamen resultieren aus der dreistufigen Clusterzuteilung mit den Schwellenwerten 0,7 (IG), 0,8 (IG01) und 0,9 (IG01a). Für alle drei Stationen zeigt sich jeweils eine hohe gegenseitige Kohärenz der Wellenformen auf den einzelnen Komponenten. Während die Wellenformen der beiden herdnahen Stationen SOS6 ($\Delta \approx 700$ m) und TMO54 ($\Delta \approx 2,5$ km) auf der Vertikalkomponente scharfe Einsätze mit schnell abklingender Koda zeigen, weisen die entsprechenden Wellenformen der Station TMO64 ($\Delta \approx 5,3$ km) eine komplexere Charakteristik auf. Aufgrund des längeren Laufweges zwischen Hypozentrum und Stationsstandort zeichnet sich hier deutlich der Einfluss der komplexen Untergrundstrukturen (siehe Abschnitt 3.1) auf die Wellenformen ab. Die an der Bohrlochstation TMO64 aufgezeichneten Wellenformen weisen weiterhin trotz der verhältnismäßig großen Distanz zwischen Herdvolumen und Stationsstandort durch die Abschirmung vor anthropogenen Einflüssen hohe SNR-Werte auf. Für vereinzelte Ereignisse mit $M_L \leq 0,6$ zeigen sich auf den Horizontalkomponenten von Station TMO64 höhere SNR-Werte als auf den entsprechenden Komponenten der herdnahen Station SOS6.

Die Inbetriebnahme des Geothermiekraftwerkes Insheim erfolgte im November 2012 und liegt somit innerhalb des Zeitfensters der aufgetretenen Ereignisse des Clusters IG01. Da dem Cluster keine Ereignisse früherer oder späterer Zeiträume zugeordnet wurden, kann auf eine kurzzeitig über etwa drei Wochen aktive Bruchzone geschlossen werden. Die Ereignisse des Clusters weisen im Mittel eine dominierende Frequenz von etwa 14 Hz auf. Für die Annahme einer mittleren P-Wellengeschwindigkeit von 4000 m/s resultiert mittels des $\lambda/4$ -Kriteriums eine gegenseitige Distanz der Hypozentren von etwa 70 m. Diese Abschätzung dient in Abschnitt 7.3.1 für eine gegenseitige Plausibilitätsprüfung zwischen den von

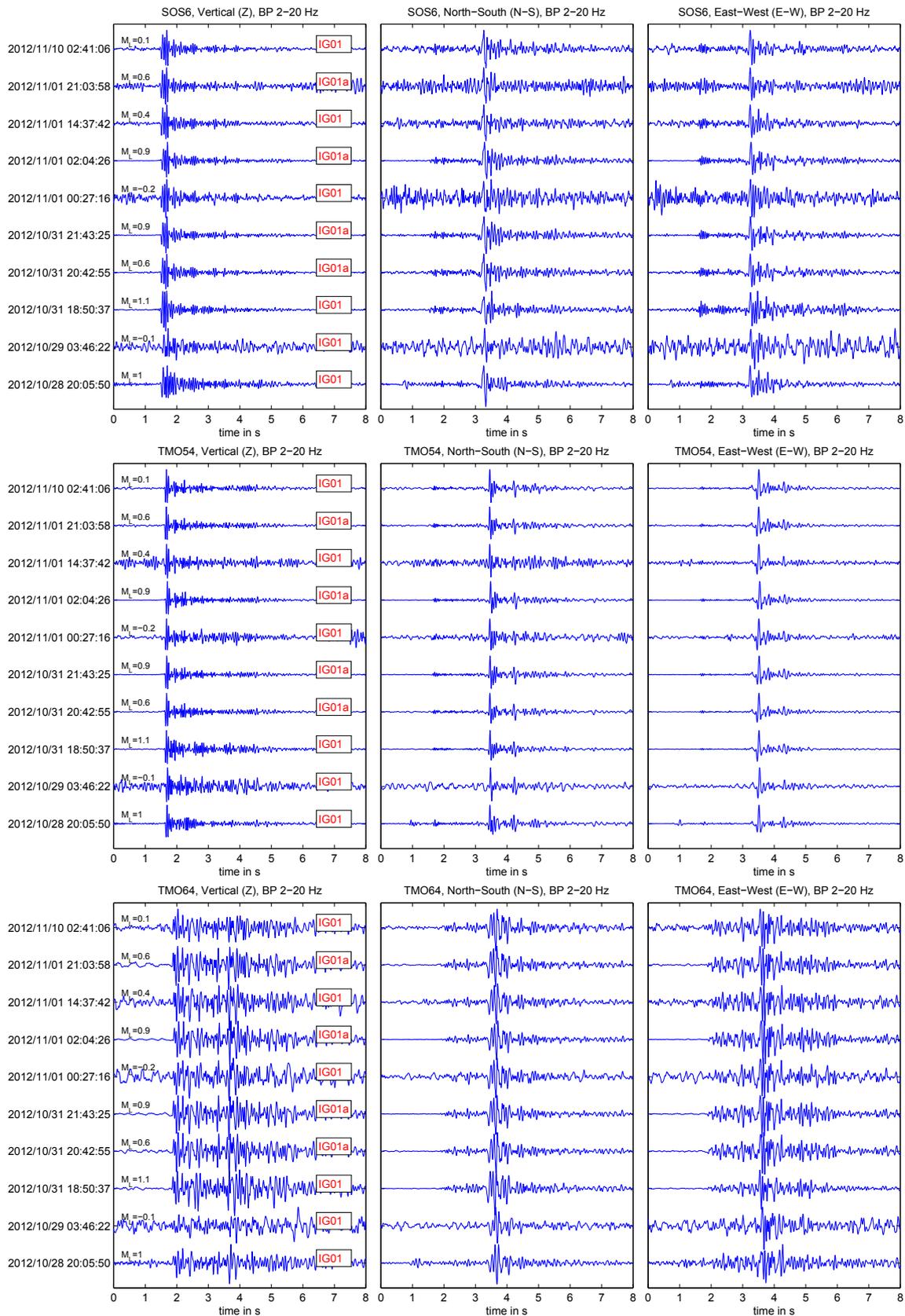


Abbildung 7.9.: Spurnormierte Wellenformen von Ereignissen des Clusters IG01 an den drei Stationen SOS6, TMO54 und TMO64. Links: Vertikalkomponente (Z), Mitte: Nord-Süd-Komponente (N-S), Rechts: Ost-West-Komponente (E-W).

Zeiß (2013) bestimmten Relativlokalisierungen und den Clusterzuteilungen für das Cluster IG01.

7.3. Interpretation und Diskussion der Ergebnisse

Für eine Interpretation der Ergebnisse aus der Clusteranalyse werden diese im Folgenden mit Erkenntnissen anderer Untersuchungen und den geologischen und tektonischen Verhältnissen verglichen und diskutiert.

7.3.1. Vergleich mit Relativlokalisierungen, Herdflächenlösungen und zeitlicher Entwicklung der Seismizität

Wie in dem entsprechenden Abschnitt für das Herdgebiet Landau beschrieben (siehe Abschnitt 6.3.1), beziehen sich die folgenden Vergleiche mit Lokalisierungen ausschließlich auf die relativ bestimmten Epizentren bzw. Hypozentren.

Schwellenwert 0,7

Analog zu dem Herdgebiet Landau wurden nicht alle der von Zeiß (2013) relativ lokalisierten 71 Ereignisse des Herdgebietes Insheim einem Cluster zugeteilt. Desweiteren liegt nicht für alle geclusterten Ereignisse eine entsprechende Relativlokalisierung vor. Abbildung 7.10, Feld A zeigt die Verteilung der Epizentren von Ereignissen, die mittels eines Schwellenwertes von mindestens 0,7 einem Cluster zugeteilt wurden. Relativlokalisierungen von Ereignissen, die dieses Schwellenwertkriterium nicht erfüllen, sind nicht aufgeführt. Für die insgesamt acht farblich kodierten Cluster IA-IM zeigen sich deutliche Unterschiede bezüglich der jeweils zugehörigen Ereignisanzahl. Das in blauer Farbkodierung dargestellte Cluster IA (⊕) umfasst einen Großteil der Ereignisse und zeigt eine in Richtung NNW-SSE orientierte Verteilung (ca. 30° von N nach E) der entsprechenden Epizentren über eine Distanz von etwa 2,7 km. Die Epizentren der sechs Ereignisse des Clusters IG (⊕) liegen räumlich konzentriert und weisen eine Orientierung in Richtung NW-SE auf (45° von N nach W). Für die übrigen Cluster IC (⊕), IE (⊕), IJ (⊕), IK (⊕), IL (⊕) und IM (⊕) liegen jeweils ein bzw. zwei relativ lokalisierte Ereignisse vor. Eine Abschätzung der Orientierung ist somit nicht möglich.

Die in Abbildung 7.10, in Feld C und E für einen Schwellenwert von 0,7 dargestellten Tiefenschnitte zeigen die Verteilungen der Herdtiefen in N-S- und E-W-Richtung. Die Hypozentren aller aufgeführten Ereignisse liegen in Herdtiefen zwischen 4,4 km und 6,5 km und somit deutlich tiefer als die Landungspunkte der beiden Injektionsbohrungen bzw. der Förderbohrung. Während die unterhalb und südlich der beiden Injektionsbohrungen lokalisierten Ereignisse des Clusters IA variierende Herdtiefen zwischen 4,9 km und 6,1 km aufweisen, zeigen sich für fünf weiter nördlich angeordnete Hypozentren desselben Clusters einheitliche Tiefen von etwa 4,7 km (Abbildung 7.10, Feld C). Die beiden in Abbildung 7.10, Feld A innerhalb des bebauten Gebietes Insheim und im Umfeld von Cluster IE lokalisierten Ereignisse des Clusters IA weisen Herdtiefen von 5,5 km bzw. 5,8 km auf. Der von West nach Ost verlaufende Tiefenschnitt in Abbildung 7.10, Feld E zeigt für das Cluster IA eine von Osten nach Westen unter 45° bezüglich der Vertikalen einfallende Struktur. Für die Ereignisse des Clusters IG zeigt sich analog zu den Epizentren in beiden Vertikalschnitten eine räumliche Konzentration mit konstanten Herdtiefen von etwa 5,6 km. Die übrigen lokalisierten Ereignisse weisen unterschiedliche Herdtiefen auf, wobei die Hypozentren der jeweils zwei Ereignisse der Cluster IE, IJ, IL und IM clusterweise räumlich nahe beieinander angeordnet sind.

Der in Abbildung 7.11 dargestellte zeitliche Verlauf der Seismizität seit 18.10.2009 zeigt eine Konzentration von Ereignissen im Umfeld der beiden Reinjektionsbohrungen, die bis

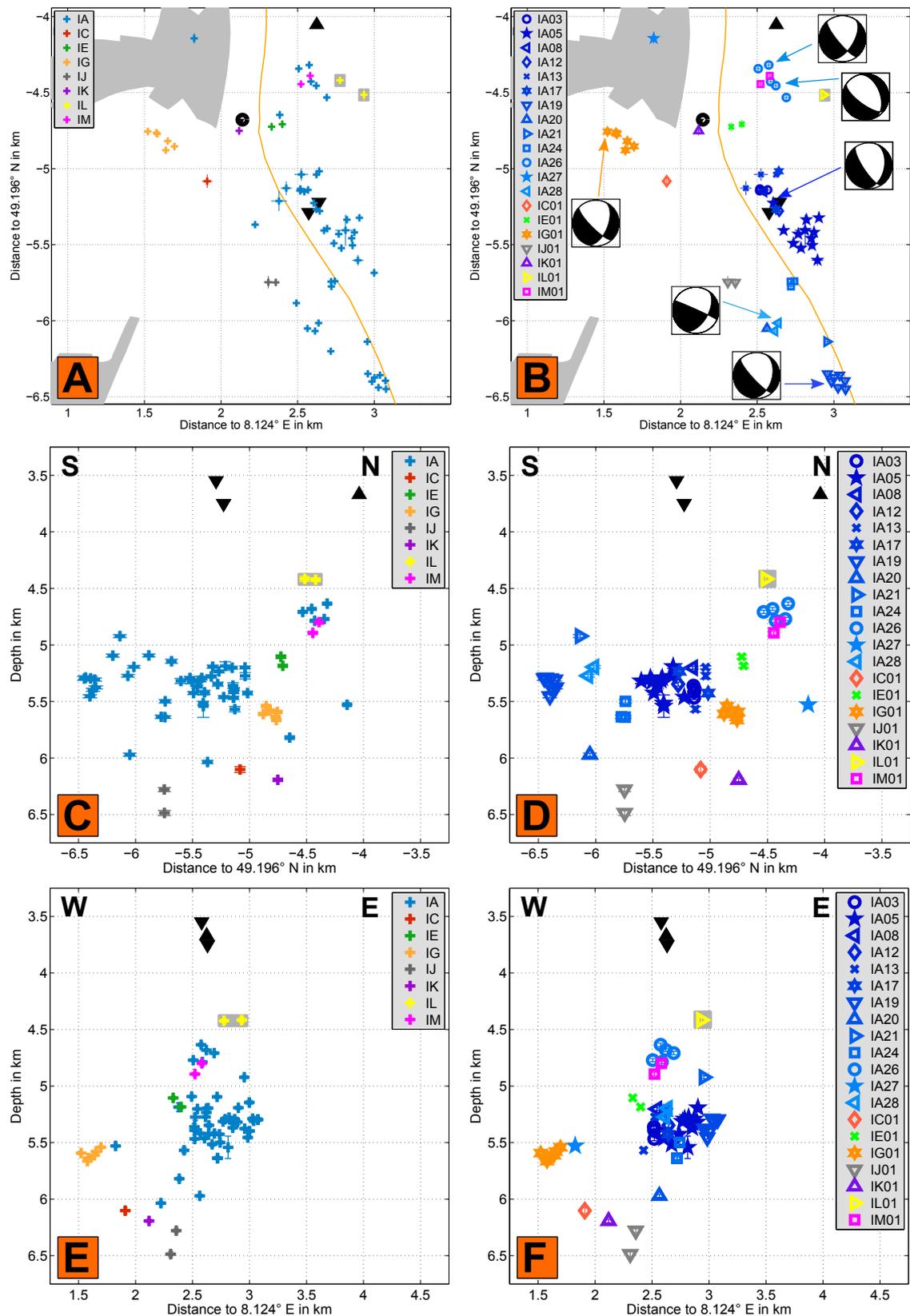


Abbildung 7.10.: Relative Lokalisierungen und Clusterverteilung für das Herdgebiet Insheim. Dargestellt sind die Epizentren (oben, **A** und **B**), die N-S-Herdtiefenverteilung (Mitte, **C** und **D**) und die E-W-Herdtiefenverteilung (unten, **E** und **F**), jeweils für die Schwellenwerte 0,7 (links, IA-IM) und 0,8 (rechts, IA03-IM01). Im Text wird auf die entsprechenden Buchstaben verwiesen. In **B** sind weiterhin die von Ritter et al. (2013) bestimmten Herdflächenlösungen abgebildet. Schwarze Symbole kennzeichnen das Geothermiekraftwerk Landau (●), sowie die Lage bzw. Teufe der Injektionsbohrungen (▼) und der Förderbohrung (▲).

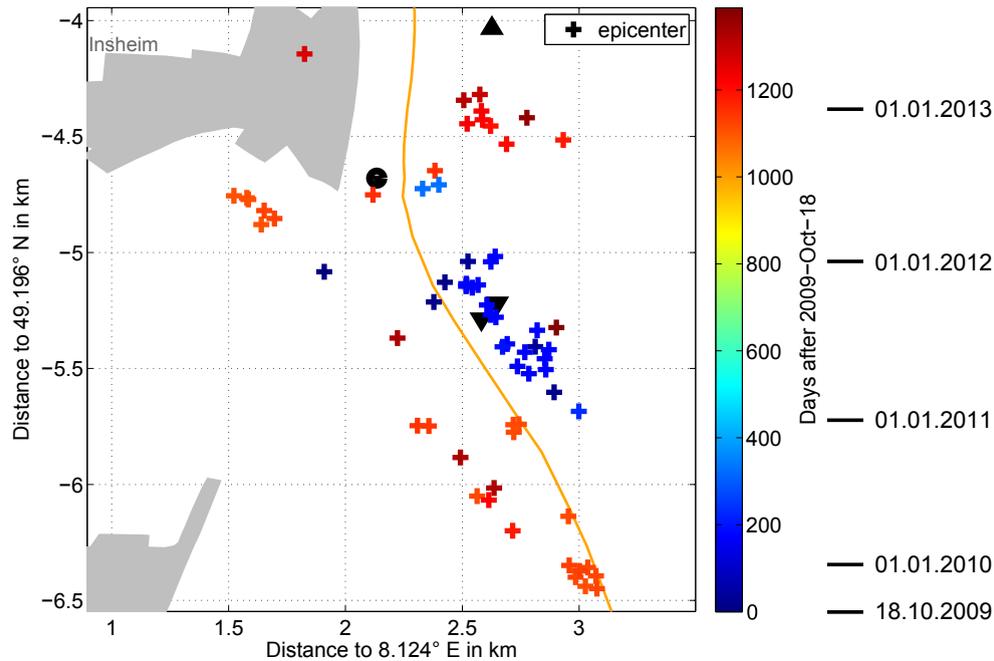


Abbildung 7.11.: Zeitliche Entwicklung der Seismizität für das Herdgebiet Insheim. Dargestellt sind die relativ lokalisierten Epizentren von Ereignissen, die bei der Clusterzuteilung ein Schwellenwertkriterium von 0,7 erfüllen. Die farbliche Kodierung gibt die Zeit in Tagen seit dem 18.10.2009 wieder. Schwarze Symbole kennzeichnen das Geothermiekraftwerk Insheim (●), sowie die Lage der beiden Injektionsbohrungen (▼) und der Förderbohrung (▲).

etwa November 2010 aufgetreten sind und den Clustern IA, IC und IE zugeordnet wurden. In diesen Zeitraum fallen die Arbeiten an den Bohrungen sowie mehrere Stimulationen bzw. Zirkulationstests. Von November 2010 bis November 2012 tritt mit Ausnahme weniger nicht lokalisierter Ereignisse keine Seismizität in dem Herdgebiet Insheim auf (siehe Abbildung 4.3). Nach Inbetriebnahme der Geothermieanlage Insheim im November 2012 zeigt sich erneut eine deutliche Zunahme der Seismizität. Die räumliche Lage der Epizentren unterscheidet sich mit Ausnahme eines Ereignisses hierbei von den bis November 2010 aufgetretenen Ereignissen nahe der Injektionsbohrungen. Bis auf ein Ereignis zeigt sich bezüglich der vorliegenden Relativlokalisierungen somit keine deutliche Seismizität in bereits früher aktiven Bereichen. Dies deckt sich mit den teilweise separierten Hypozentren von Ereignissen der Cluster IG, IJ, IK, IL und IM. Da ein Teil der Ereignisse seit November 2012 ebenfalls dem Cluster IA zugeordnet wurde, deutet dies auf sehr ähnliche Bruchmechanismen in unterschiedlichen Gebieten hin. Durch vorhandene Brückenereignisse (siehe Abschnitt 5.1) kann somit trotz der räumlichen Trennung und eventuell leicht variierenden Untergrundstrukturen eine Verknüpfung dieser Ereignisse für einen Schwellenwert von 0,7 erfolgen.

Schwellenwert 0,8

Bei Betrachtung der in Abbildung 7.10, Feld B dargestellten relativ lokalisierten Epizentren für eine Clusterzuteilung mit Schwellenwert 0,8 zeigt sich einzig für das Cluster IA eine Separierung in insgesamt 13 Untercluster. Der Großteil der im Umfeld der beiden Reinjektionsbohrungen bis November 2010 aufgetretenen und lokalisierten Ereignisse ist dem Untercluster IA05 (★) zugeordnet. Sowohl die Epizentren als auch die in den Tiefenschnitten in Abbildung 7.10, Feld D und F dargestellten Hypozentren weisen mit Ausnahme eines

Tabelle 7.1.: Ereignisdaten für die in Abbildung 7.10 dargestellten Herdflächenlösungen des Herdgebietes Insheim.

Herdzeit t_0 (UTC)	Ereignisname	Clustername	M_L
2010-04-09 12:36:33.178	eq_20100409_1236_AA_LER	IA05 (★)	2,2
2012-10-31 18:50:37.040	eq_20121031_1850_AA_LER	IG01 (★)	1,1
2012-11-12 12:53:01.873	eq_20121112_1253_AA_LER	IA19 (▼)	1,5
2013-01-26 19:48:27.151	eq_20130126_1948_AA_LER	IA26 (●)	1,8
2013-05-04 15:27:01.049	eq_20130504_1527_AA_LER	IA26 (●)	1,4
2013-06-05 19:30:25.302	eq_20130605_1930_AA_LER	IA28 (◄)	0,8

Ereignisses geringe gegenseitige Distanzen zwischen 44 m und 95 m auf. Die in Abschnitt 7.2.2 mittels des $\lambda/4$ -Kriteriums abgeschätzte Hypozentralentfernung für Ereignisse dieses Unterclusters liegt mit 77 m somit in etwa derselben Größenordnung. Ein Vergleich mit der in Abbildung 7.8 dargestellten Auswahl ähnlicher Wellenformen an der Station SOS6 und dem zeitlichen Verlauf der Seismizität in Abbildung 7.11 zeigt, dass das Untercluster IA05 neben den Ereignissen zwischen Oktober 2009 und November 2010 weiterhin ein lokalisiertes Ereignis von August 2013 umfasst. Für das in Abbildung 7.8 aufgeführte Ereignis vom Oktober 2008, sowie weitere seit Mai 2013 aufgezeichnete und dem Untercluster IA05 zugewiesene Ereignisse (siehe Ereigniskatalog auf CD-ROM) liegen keine Relativlokalisierungen vor. Die Beobachtungen deuten somit auf eine seit der Bohrung 2008 bis November 2010 wiederkehrend reaktivierte Bruchfläche in unmittelbarer Umgebung der Reinjektionsbohrungen hin. Nach einer aseismischen Phase wird dieses Areal seit Mai 2013 erneut reaktiviert. Die von Ritter et al. (2013) für ein Ereignis des Unterclusters IA05 bestimmte Herdflächenlösung zeigt eine Blattverschiebung mit starker Abschiebungskomponente und lässt auf eine in Richtung NW-SE ausgerichteten Bruchfläche schließen (Abbildung 7.10, Feld B und Tabelle 7.1). Für die übrigen im Umfeld der beiden Reinjektionsbohrungen angeordneten Unterclustern IA03 (●), IA08 (◄), IA12 (◊), IA13 (✕) und IA17 (★) ist nach November 2010 keine wiederkehrend auftretende Seismizität zu beobachten (siehe Ereigniskatalog auf CD-ROM). Die entsprechenden Hypozentren weisen jedoch ähnliche Herdtiefen wie die Ereignisse des Unterclusters IA05 auf. Durch die Zusammengehörigkeit der Ereignisse dieser Untercluster bis zu einem Schwellenwert von 0,7 können somit ähnliche Bruchmechanismen in ausschließlich während den Bohrungen und Stimulationen aktivierten und separiert angeordneten Bruchzonen angenommen werden.

Die übrigen aus dem Cluster IA resultierenden Untercluster verteilen sich über die gesamte in Richtung NNW-SSE orientierte Struktur und weisen vertikal sowie horizontal meist eine scharfe gegenseitige räumliche Trennung auf (Abbildung 7.10, Feld B, D und F), welche in der Clusterzuteilung mit einem Schwellenwert von 0,7 nicht zu beobachten ist. Mit Ausnahme der beiden Untercluster IA19 (▼) und IA26 (●) entfallen auf die Zuteilungen IA20 (▲), IA21 (▶), IA24 (■), IA27 (★) und IA28 (◄) jeweils drei oder weniger Ereignisse. Ein Vergleich mit dem zeitlichen Verlauf der Seismizität in Abbildung 7.11 und dem Ereigniskatalog (siehe Ereigniskatalog auf CD-ROM) zeigt, dass für keines der Untercluster Ereignisse vor Inbetriebnahme des Kraftwerkes aufgetreten sind. Die Herdflächenlösungen von Ereignissen der einzelnen Untercluster (Abbildung 7.10, Feld B und Tabelle 7.1) zeigen durchgehend Abschiebungen mit Blattverschiebungskomponenten und leicht variierenden in Richtung NW-SE ausgerichteten Bruchflächen (Ritter et al., 2013). Durch den Zusammenhang zwischen auftretender Seismizität und Clusterzuteilung kann somit eine Aktivierung von neuen Bruchzonen entlang der in Richtung NNW-SSE orientierten Struktur nach Inbetriebnahme des Geothermiekraftwerkes Insheim im November 2012 durch in den Untergrund eingebrachte Fluide vermutet werden.

zwischen der in unterschiedlichen Zeiträumen aufgetretenen Seismizität und den Clusterzuteilungen. Die übrigen Cluster zeigen trotz sehr ähnlicher Herdflächenlösungen räumlich keine direkten Zusammenhänge untereinander.

Durch die Zusammenführung der Relativlokalisierungen mit lokalen tektonischen Verhältnissen zeigt sich eine Korrelation zwischen der aufgetretenen Seismizität und einer bekannten Störungszone im Umfeld der Geothermieanlage Insheim. Für den Bereich Insheim weist die in Abbildung 7.12 rot eingefärbte Nebenstörung ③ in Richtung NW-SE (ca 30° von E nach W) und zeigt somit eine hohe Übereinstimmung mit der durch alle Epizentren der Relativlokalisierungen aufgelösten Struktur (Abbildung 7.10, Feld A bzw. B). Eine kleinere durch das Untercluster IG01 aufgelöste mögliche Nebenstörung ist in den bekannten Störungsverläufen nicht aufgeführt.

Der entsprechende Tiefenschnitt des in grün dargestellten West-Ost-Profiles zeigt für Störung ③ einen unter etwa 20° bezüglich der Vertikalen von Ost nach West einfallenden Verlauf. Ein Vergleich mit der durch die Relativlokalisierungen aufgelösten Struktur zeigt eine Übereinstimmung bezüglich der Einfallrichtung. Der Einfallswinkel der Struktur weist mit etwa 45° bezüglich der Vertikalen hingegen Unterschiede zu dem Störungsverlauf auf (Abbildung 7.10, Feld E bzw. F). Mit Tiefen bis 6,5 km reicht die durch Zeiß (2013) aufgelöste Struktur nach Abbildung 7.12 bis in das kristalline Grundgebirge. Ein Zusammenhang mit der bei Insheim an die Oberfläche tretenden Störung ② kann deshalb als gering betrachtet werden, da diese sich in etwa 2000 m Tiefe mit Störung ① vereinigt, die Seismizität bezüglich der Relativlokalisierungen unter Insheim jedoch deutlich tiefer auftritt.

Da die tektonischen und geologischen Daten wie in Abschnitt 6.3.2 erwähnt, auf Modellen mit vereinzelt Stützstellen basieren (GeORG-Projektteam, 2013), können mögliche durch die Relativlokalisierungen aufgelöste kleinräumige Strukturen und realitätsnahe Tiefenverläufe in diesen nicht enthalten sein. Die Interpretationen bezüglich der in Abbildung 7.12 dargestellten Tiefenverläufe von bekannten Störungszone in diesem Gebiet sind deshalb analog zu dem Herdgebiet Landau kritisch zu hinterfragen.

8. Zusammenfassung und Ausblick

Im Rahmen der vorliegenden Masterarbeit werden Wellenformähnlichkeiten von insgesamt 1963 im Umfeld der beiden geothermischen Anlagen Landau und Insheim detektierten mikroseismischen Ereignissen ($M_L < 2$) zwischen 2006 und 2013 untersucht. Die Ähnlichkeit zweier Wellenformen (Ereignispaar) wird hierbei mittels einer normierten Kreuzkorrelationsfunktion bestimmt. Der als Korrelationskoeffizient bezeichnete maximale Wert dieser Funktion repräsentiert das Maß der Ähnlichkeit zwischen den beiden seismischen Wellenformen. Die Ähnlichkeiten aller an einer Station möglichen Ereignispaare werden jeweils separat für die drei Raumkomponenten Z, N-S und E-W in einer Korrelationsmatrix dargestellt. Pro Station resultieren somit jeweils drei Komponentenmatrizen, welche die Ähnlichkeiten der Wellenformen auf den unterschiedlichen Komponenten zeigen (Abschnitt 6.1.2 bzw. 7.1.2).

- *Ist eine umfassende Ähnlichkeitsanalyse möglich?*

Da nicht alle verwendeten Stationen über den gesamten Untersuchungszeitraum aktiv waren und oftmals Datenlücken vorlagen, konnte für beide Herdvolumen an keiner Station eine kontinuierliche Ähnlichkeitsanalyse über den gesamten Zeitraum durchgeführt werden (Abschnitt 6.1.1 bzw. 7.1.1). Durch die Bildung einer sogenannten gemittelten Netzwerkmatrix konnte dieses Problem für beide Herdvolumen teilweise behoben und ein stationsübergreifender indirekter Vergleich hergestellt werden. Als weiteres Problem konnte der direkte Einfluss des seismischen Rauschens in dem Untersuchungsgebiet auf die Korrelationskoeffizienten identifiziert werden. Mit Ausnahme der Bohrlochstation TMO64 variiert dieser Einfluss von Station zu Station und zeigt auch innerhalb einzelner Komponenten auftretende zeitliche Unterschiede (Abschnitt 5.4.2). An einzelnen Stationen deutlich sichtbare Ähnlichkeitsmuster konnten dadurch in den resultierenden gemittelten Netzwerkmatrizen nur teilweise beobachtet werden. Um den Einfluss des seismischen Rauschens kompensieren zu können, bzw. abzuschwächen, wurde eine gewichtete Netzwerkmatrix entwickelt, in welcher der Korrelationskoeffizient für jedes Ereignispaar basierend auf dem entsprechenden Signal-Rausch-Verhältnis (SNR) individuell mittels einer Sigmoidfunktion gewichtet wird (Abschnitt 5.4.3). Der Einfluss von Stationen bzw. Komponenten mit verhältnismäßig hohen Rauschpegeln auf die jeweiligen Korrelationskoeffizienten der Netzwerkmatrix wurde dadurch deutlich verringert. Für die beiden Herdgebiete kann eine präzise und aussagekräftige Ähnlichkeitsanalyse von Mikroerdbeben somit nur durch eine Berücksichtigung des seismischen Rauschens bzw. durch den Betrieb von Bohrlochstationen erreicht werden. Die Installation weiterer Bohrlochstationen in dem Untersuchungsgebiet ist deshalb für zukünftige Analysen dieser Art zu empfehlen.

- *Treten Ereigniscluster auf?*

Für die auf den Ähnlichkeitsanalysen basierenden Clusteranalysen der beiden Herdgebiete wurde ein Äquivalenzklassenansatz verwendet, der unter Vorgabe eines Schwellenwertes entsprechende Ereignisse hoher Wellenformähnlichkeit in Cluster zuteilt. Durch eine dreistufige Clusterzuteilung mit den Schwellenwerten 0,7, 0,8 und 0,9 konnte zum einen die Entwicklung der Clusterzuteilung einzelner Ereignisse bezüglich der Schwellenwerte analysiert werden, zum anderen aber auch nach Ereignispaaren mit sehr hohen Korrelationskoeffizienten gesucht werden. Durch die gewichteten Netzwerkmatrizen beider Herdvolumen konnten insbesondere Ereignisse mit geringen Magnituden von $M_L < 0,5$ und daraus resultierenden niedrigen SNR-Werten Clustern zugeteilt werden (Abschnitt 6.2.1 bzw. 7.2.1). Die für beide Herdgebiete identifizierten Cluster umfassen jeweils unterschiedlich viele Ereignisse, deren Wellenformen in Abhängigkeit des verwendeten Schwellenwertes clusterweise meist durchgehend hohe Kohärenzen auf jeweils allen drei Komponenten zeigen.

- *Zeigen sich Übereinstimmungen mit bekannten Relativlokalisierungen und Herdflächenlösungen, sowie der lokalen Geologie und Tektonik?*

Durch die Anwendung des von Geller und Mueller (1980) postulierten $\lambda/4$ -Kriteriums konnten für Ereignisse einiger beispielhafter Cluster die gegenseitigen Distanzen zwischen den einzelnen Hypozentren auf meist weniger als 100 m abgeschätzt werden. Ein Vergleich mit den von Zeiß (2013) bestimmten Relativlokalisierungen zeigt für beide Herdgebiete ähnliche Größenordnungen. Die durch die Relativlokalisierungen aufgelösten Strukturen weisen weiterhin eine hohe räumliche Übereinstimmung mit den identifizierten Clustern bzw. Unterclustern auf (Abschnitt 6.3.1 bzw. 7.3.1). Während sich für das Herdgebiet Landau ein komplexes Störungssystem mit mehreren unterschiedlich orientierten Bruchzonen abzeichnet, weisen die Epizentren des Herdgebietes Insheim eine einheitliche Orientierung in Richtung NNW-SSE auf. Ein Vergleich mit den von Ritter et al. (2013) erstellten Herdflächenlösungen bestätigt diese Beobachtungen. Die Einbeziehung lokaler geologischer und tektonischer Gegebenheiten zeigt mögliche Zusammenhänge zwischen der in beiden Herdgebieten auftretenden Seismizität und bekannten Störungszonen. Hierbei zeichnen die bestimmten Epizentren des Herdgebietes Landau die beiden in Abbildung 6.13 dargestellten Störungen ① und ② nach. Die Seismizität Insheim kann mit der weiter östlich verlaufenden Störung ③ in Verbindung gebracht werden (Abbildung 7.12). Obwohl beide Geothermieanlagen räumlich eine geringe gegenseitige Distanz aufweisen, zeigen die entsprechenden Herdgebiete unterschiedliche Charakteristiken. Während für das Herdgebiet Landau über den gesamten Zeitraum zwischen 2006 und 2013 die Seismizität wiederkehrend bestimmte Bruchzonen reaktiviert (Abbildung 6.12), tritt die in dem Herdgebiet Insheim beobachtete Aktivität gebündelter in mehreren kurzen Zeitabschnitten auf (Abbildung 7.11). Nur für ein Untercluster (IA05) können über längere Zeiträume wiederkehrende Ereignisse beobachtet werden. Für detailliertere Auflösungen vorhandener Störungsverläufe könnte eine automatisierte Relativlokalisierung der übrigen Ereignisse mittels des Doppeldifferenzalgorithmus von Waldhauser (2001) auf Grundlage von durch Kreuzkorrelationen bestimmten Laufzeitdifferenzen erfolgen.

Durch die enge Korrelation zwischen seismischer Aktivität und dem Betrieb der beiden Geothermiekraftwerke Landau und Insheim kann eine Verursachung der Seismizität durch Injektion von Fluiden in den vorgespannten Untergrund als sehr wahrscheinlich angenommen werden. Die injizierten Fluide breiten sich vermutlich entlang vorhandener Störungen aus und reaktiveren insbesondere für das Herdgebiet Landau die einzelnen Cluster zeitlich wiederkehrend. Die aus der Analyse von Wellenformähnlichkeiten resultierenden Cluster decken sich meist mit den vorhandenen Relativlokalisierungen und zeigen räumlich konzentrierte Bebenherde. Durch den Vergleich mit Herdflächenlösungen kann für beide Herdgebiete ein Zusammenhang mit lokalen tektonischen Strukturen hergestellt werden.

Literaturverzeichnis

- Arrowsmith, S. J. und L. Eisner, 2006. A technique for identifying microseismic multiplets and application to the Valhall field, North Sea. *Geophysics*, **71**(2), 31–40.
- Asanuma, H., Y. Kumano, A. Hotta, U. Schanz, N. H. und M. Häring, 2007. Analysis of microseismic events from a stimulation at Basel, Switzerland. *GRC Transactions*, **31**, 265–270.
- Aster, R. C. und J. Scott, 1993. Comprehensive characterization of waveform similarity in microearthquake data sets. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **83**(4), 1307–1314.
- Baisch, S., L. Ceranna und H.-P. Harjes, 2008. Earthquake cluster: what can we learn from waveform similarity? *Bull. Seism. Soc. Am.*, **98**(6), 2806–2814.
- Cattaneo, M., P. Augliera, D. Spallarossa und C. Eva, 1997. Reconstruction of seismogenic structures by multiplet analysis: an example of Western Liguria, Italy. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **87**(4), 971–986.
- Cattaneo, M., P. Augliera, D. Spallarossa und V. Lanza, 1999. A waveform similarity approach to investigate seismicity patterns. *Natural Hazards*, **19**(2–3), 123–138.
- D’Alessandro, A., G. Mangano, G. D’Anna und D. Luzio, 2013. Waveforms clustering and single-station location of microearthquake multiplets recorded in the northern Sicilian offshore region. *Geophys. J. Int.*, **194**(3), 1789–1809.
- Deichmann, N. und M. Garcia-Fernandez, 1992. Rupture geometry from high-precision relative hypocentre locations of microearthquake clusters. *Geophys. J. Int.*, **110**, 501–517.
- Ferretti, G., M. Massa und S. Solarino, 2005. An improved method for the recognition of seismic families: application to the Garfagnana–Lunigiana area, Italy. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **95**(5), 1903–1915.
- Fischer, G., 2008. *Lineare Algebra*. Vieweg+Teubner, Wiesbaden, Germany.
- Frémont, M.-J. und S. D. Malone, 1987. High precision relative locations of earthquakes at Mount St. Helens, Washington. *J. Geophys. Res.*, **92**(B10), 10,223–10,236.
- Frietsch, M., 2013. *Seismische Scherwellenanisotropie der Oberkruste in der Südpfalz*. Diplomarbeit, Karlsruher Institut für Technologie.
- Frisch, W. und M. Meschede, 2011. *Plattentektonik: Kontinentalverschiebung und Gebirgsbildung*. Wissenschaftliche Buchgesellschaft (WBG), Darmstadt, Germany.
- Gaßner, L., 2014. *3D Finite-Differenzen Modellierung von mikroseismischen Ereignissen im Bereich Landau in der Pfalz*. Masterarbeit, Karlsruher Institut für Technologie.

- Geller, J. und C. S. Mueller, 1980. Four similar earthquakes in central California. *Geophys. Res. Lett.*, **7**(10), 821–824.
- GeORG-Projektteam, 2013. *Geopotenziale des tieferen Untergrundes im Oberrheingraben*. Fachlich–Technischer Abschlussbericht des Interreg–Projekts GeORG, Teil 1 – LGRB–Informationen 28, Freiburg i. Br., GER.
- Groos, J., J. Zeiß, M. Grund und J. R. R. Ritter, 2013a. Zur Mikroseismizität im Umfeld der Geothermie–Kraftwerke Landau und Insheim, Südpfalz. In *73. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft*. DGG, Leipzig, Germany.
- Groos, J. C., R. Fritschen und J. R. R. Ritter, 2013b. Untersuchung induzierter Erdbeben hinsichtlich ihrer Spürbarkeit und eventueller Schadenswirkung anhand DIN 4150. *Bauingenieur*, **88**, 374–384.
- Grund, M., 2011. *Detektion seismischer Ereignisse mit Kreuzkorrelation*. Bachelorarbeit, Karlsruher Institut für Technologie.
- Herfurth, S., 2010. *Charakterisierung der Seismizität im Mittleren Oberrheingraben*. Diplomarbeit, Karlsruher Institut für Technologie.
- Igarashi, T., T. Matsuzawa und A. Hasegawa, 2003. Repeating earthquakes and interplate aseismic slip in the northeastern japan subduction zone. *J. Geophys. Res.*, **108**(B5), 2156–2202.
- Keilen, K., W. Robrecht, T. Bode, C. Bönnemann, B. Schmidt, J. Ritter, N. Gestermann, T. Plenefisch, U. Wegler, R. Schulz, O. Heidbach, K. Erbas, S. Baisch, E. Rothert, B. Rogulic, P. Hauße, J. Baumgärtner, T. Hettkamp, D. Teza, R. Fritschen, R. Baria, W. Pettitt und J. Andrews, 2010. *Das seismische Ereignis bei Landau vom 15. August 2009*. Abschlussbericht der Expertengruppe „Seismisches Risiko bei hydrothermalen Geothermie“, Hannover, GER.
- Kocon, K. und M. van der Baan, 2012. Quality assessment of microseismic event locations and traveltimes using a multiplet analysis. *The Leading Edge*, **31**(11), 1330–1337.
- Kwiatak, G. und Y. Ben-Zion, 2013. Assessment of P and S wave energy radiated from very small shear-tensile seismic events in a deep South African mine. *J. Geophys. Res.*, **118**, 3630–3641.
- Lay, T. und T. C. Wallace, 1995. *Modern Global Seismology*. Academic Press, San Diego, CA, USA.
- Massa, M., E. Eva, D. Spallarossa und C. Eva, 2006a. Detection of earthquake clusters on the basis of waveform similarity: an application in the monferrato region (Piedmont, Italy). *J. Seismol.*, **10**(1), 1–22.
- Massa, M., G. Ferretti, D. Spallarossa und C. Eva, 2006b. Improving automatic location procedure by waveform similarity analysis: an application in the south western Alps (Italy). *Phys. Earth Planet. Inter.*, **154**(1), 18–29.
- Maurer, H. und N. Deichmann, 1995. Microearthquake cluster detection based on waveform similarities, with an application to the western Swiss Alps. *Geophys. J. Int.*, **123**, 588–600.
- Moriya, H., H. Niitsuma und R. Baria, 2003. Quality assessment of microseismic event locations and traveltimes using a multiplet analysis. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **93**(4), 1606–1620.

- Nishigami, K., 1987. Clustering structure and fracture process of microearthquake sequences. *J. Phys. Earth*, **35**, 425–448.
- Plenkers, K., J. R. R. Ritter und M. Schindler, 2013. Low signal-to-noise event detection based on waveform stacking and cross-correlation: application to a stimulation experiment. *J. Seismol.*, **17**(1), 27–49.
- Poupinet, G., W. L. Ellsworth und J. Frechet, 1984. Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets: an application to the Calaveras fault, California. *J. Geophys. Res.*, **89**(B7), 5719–5731.
- Press, W. H., S. A. Teukolsky, W. T. Vetterling und B. P. Flannery, 2007. *Numerical Recipes, The Art of Scientific Computing, Third Edition*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Ritter, J., L. Gaßner und J. Groos, 2013. Fault plane solutions of microseismic events near Landau and Insheim, SW Germany. In *Geophys. Res. Abstr. Vol. 15, EGU2013-5630*. EGU, Wien, Austria.
- Ritter, J. R. R., 2011. Konzeptionelle Ansätze zur Überwachung induzierter Seismizität im Oberrheingraben in Rheinland-Pfalz. *Mainzer geowiss. Mitt.*, **39**, 157–176.
- Ritter, J. R. R., M. Wagner, B. Wawerzinek und F. Wenzel, 2008. Aims and first results of the TIMO project – Tiefenstruktur des mittleren Oberrheingrabens. *Geotect. Res.*, **95**(1), 151–154.
- Schad, A., 1962. Das Erdölfeld Landau. *Abh. geol. Landesamt Baden-Württemberg*, **4**, 81–101.
- Schaff, D. P., G. H. R. Bokelmann, W. L. Ellsworth, E. Zankerka, F. Waldhauser und G. C. Beronza, 2004. Optimizing correlation techniques for improved earthquake location. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **94**(2), 705–721.
- Scherbaum, F., 2001. *Of Poles and Zeros, Fundamentals of Digital Seismology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands.
- Schweitzer, J., 2001. HYPOSAT—an enhanced routine to locate seismic events. *Pure Appl. Geophys.*, **158**(1–2), 277–289.
- Smith, S. W., 1997. *The Scientist and Engineer’s Guide to Digital Signal Processing*. California Technical Publishing, San Diego, CA, USA.
- Tsujiura, M., 1983. Characteristic frequencies for earthquake families and their tectonic implications: evidence from earthquake swarms in the Kanto district, Japan. *Pure Appl. Geophys.*, **121**(4), 573–600.
- von Seggern, D. H., 2006. *CRC Standard Curves and Surfaces with Mathematica, Second Edition*. Chapman and Hall/CRC, Boca Raton, FL, USA.
- Waldhauser, F., 2001. HypoDD—a computer program to compute double-difference earthquake locations. *U.S. Geological Survey Open-File Report 01-113*.
- Walter, R., 2007. *Geologie von Mitteleuropa*. E. Schweizerbart’sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart, Germany.
- Wehling-Benatelli, S., D. Becker, M. Bischoff, W. Friederich und T. Meier, 2013. Indications for different types of brittle failure due to active coal mining using waveform similarities of induced seismic events. *Solid Earth*, **4**(2), 405–422.

Zeiß, J., 2013. *Präzise Lokalisierung mikroseismischer Ereignisse im Umfeld geothermischer Kraftwerke in der Südpfalz*. Diplomarbeit, Karlsruher Institut für Technologie.

Abbildungsverzeichnis

2.1. Abstrahlcharakteristiken für einen Scherbruch	5
3.1. Geologische Übersicht des mittleren Oberrheingrabens	8
3.2. Tektonische Übersicht des mittleren Oberrheingrabens	8
3.3. Relativlokalisierungen von Ereignissen der Herdgebiete Landau und Insheim	11
4.1. Stationsstandorte	14
4.2. Stationsaktivität	15
4.3. Detektierte seismische Ereignisse pro Woche für die Herdgebiete Landau und Insheim im Zeitraum März 2006 bis September 2013	17
5.1. Wellenformbeispiele für ein Multiplet des Herdgebietes Landau an Station SOS3	22
5.2. Normierte Kreuzkorrelationsfunktion zweier seismischer Zeitreihen	24
5.3. Seismogrammmontage zur Festlegung von Mindestlaufzeiten und Zeitfen- stern für die Kreuzkorrelation	25
5.4. Schematische Darstellung einer Korrelationsmatrix	27
5.5. Einfluss des Neuabtastprozesses auf das Amplitudenspektrum eines band- passgefilterten Signals	28
5.6. Schematische Darstellung der Komponentenmatrizen für drei Stationen . . .	28
5.7. Schematische Darstellung einer gemittelten Netzwerkmatrix	30
5.8. Komponentenmatrizen und SNR-Werte zur Untersuchung des Einflusses des SNR auf Korrelationskoeffizienten	31
5.9. Seismogrammmontage zur Festlegung von Mindestlaufzeiten und Zeitfen- stern für die Bestimmung des SNR	33
5.10. Einfluss des SNR auf den Korrelationskoeffizienten	34
5.11. Funktionsgraph der erweiterten Sigmoidfunktion	37
5.12. Schematische Darstellung einer gewichteten Netzwerkmatrix	38
5.13. Schematische Darstellung des verwendeten Clusteralgorithmus	40
5.14. Darstellung der pro Schwellenwert resultierenden Anzahl an Ereignisclus- tern für die beiden Herdgebiete Landau und Insheim	41
6.1. Divisionsmatrix für das Herdgebiet Landau	44
6.2. Komponentenmatrizen der Stationen TMO19, TMO20, TMO50 und TMO53 für das Herdgebiet Landau	47
6.3. Komponentenmatrizen der Stationen TMO54, TMO58, TMO59 und TMO61 für das Herdgebiet Landau	48
6.4. Komponentenmatrizen der Stationen TMO64, SOS2, SOS3 und SOS5 für das Herdgebiet Landau	49
6.5. Komponentenmatrizen der Stationen SOS6, SOS7, SOS8 und SOS9 für das Herdgebiet Landau	50

6.6.	Gemittelte Netzwerkmatrix und gewichtete Netzwerkmatrix für das Herdgebiet Landau	52
6.7.	Vergleich der Clusterzuteilung zwischen gemittelter und gewichteter Netzwerkmatrix für das Herdgebiet Landau	54
6.8.	Wellenformbeispiele des Clusters LB03 an den drei Stationen TMO50, TMO53 und TMO54	55
6.9.	Wellenformbeispiele des Clusters LA01 an der Station TMO20	57
6.10.	Wellenformbeispiele des Clusters LA09 an der Station TMO20	57
6.11.	Vergleich von relativen Lokalisierungen, Clusterverteilung und Herdflächenlösungen für das Herdgebiet Landau	59
6.12.	Zeitliche Entwicklung der Seismizität für das Herdgebiet Landau	60
6.13.	Bekannte Störungszonen um Landau	63
7.1.	Divisionsmatrix für das Herdgebiet Insheim	66
7.2.	Komponentenmatrizen der Stationen TMO20, TMO50, TMO53 und TMO54 für das Herdgebiet Insheim	68
7.3.	Komponentenmatrizen der Stationen TMO58, TMO59, TMO61 und TMO64 für das Herdgebiet Insheim	69
7.4.	Komponentenmatrizen der Stationen SOS2, SOS3, SOS5 und SOS6 für das Herdgebiet Insheim	70
7.5.	Komponentenmatrizen der Stationen SOS7, SOS8 und SOS9 für das Herdgebiet Insheim	71
7.6.	Gemittelte Netzwerkmatrix und gewichtete Netzwerkmatrix für das Herdgebiet Insheim	73
7.7.	Vergleich der Clusterzuteilung zwischen gemittelter und gewichteter Netzwerkmatrix für das Herdgebiet Insheim	74
7.8.	Wellenformbeispiele des Clusters IA05 an der Station SOS6	75
7.9.	Wellenformbeispiele des Clusters IG01 an der drei Stationen SOS6, TMO54 und TMO64	77
7.10.	Vergleich von relativen Lokalisierungen, Clusterverteilung und Herdflächenlösungen für das Herdgebiet Insheim	79
7.11.	Zeitliche Entwicklung der Seismizität für das Herdgebiet Insheim	80
7.12.	Bekannte Störungszonen um Insheim	82
B.1.	Stationsnetzwerk am 01.04.2009	99
B.2.	Stationsnetzwerk am 01.04.2010	99
B.3.	Stationsnetzwerk am 01.04.2013	100
D.4.	Übertragungsfunktionen der verwendeten Sensoren	103

Tabellenverzeichnis

4.1. Verwendete Stationen mit Standort, Sensortyp, Betreiber und Messzeitraum	16
4.2. Von der Analyse ausgeschlossene Ereignisse mit Herdzeit, Gebietskennung und Ereignisname.	18
5.1. Mindestlaufzeiten pro Station für die beiden Herdvolumen Landau und Insheim	26
6.1. Ereignisdaten für die in Abbildung 6.11 dargestellten Herdflächenlösungen des Herdgebietes Landau	61
7.1. Ereignisdaten für die in Abbildung 7.10 dargestellten Herdflächenlösungen des Herdgebietes Insheim	81
C.1. Ausschnitt des Ereigniskatalogs	102
E.2. Verzeichnisse und Inhalte der dieser Arbeit beigelegten CD-ROM	105

Danksagungen

Zuallererst möchte ich mich bei Joachim Ritter und Jörn Groos bedanken, die mir während der gesamten Arbeit immer hilfreich zur Seite standen und neben nützlichen Tipps auch bei allen anderen aufgetretenen Problemen geholfen haben. Die vielen Freiheiten haben mir ermöglicht, auch Dinge abseits der eigentlichen Fragestellung zu untersuchen. Jörn danke ich insbesondere für seine allgegenwärtige Hilfe bezüglich technischer Fragen und das Korrekturlesen, auch nach seinem Weggang vom GPI.

Herrn Prof. Friedemann Wenzel danke ich für die Übernahme des Korreferats.

Der gesamten Seismo-Arbeitsgruppe danke ich für hilfreiche Ratschläge und Anmerkungen. Die wöchentlichen Arbeitsgruppentreffen waren immer eine große Bereicherung und sei es nur um ein gutes Schnitzel als Mittagessen nach einem ausgefallenen Frühstück zu bekommen.

Für (lustige) seismologische und nicht fachliche Gespräche danke ich Michael, Jens und Tobi, mit denen ich den Großteil der „arbeitsfreien“ Zeit am Institut verbracht habe. Michael danke ich weiterhin für das Korrekturlesen der fast fertigen Arbeit und viele hilfreiche Anmerkungen.

Meinem alten Schulkumpel Consi danke ich für detaillierte Anmerkungen zu allen möglichen mathematischen Formulierungen und der Zeichensetzung.

Meinen Eltern und Geschwistern, sowie meiner Freundin Carina danke ich für jegliche Art von Unterstützung während meines gesamten Studiums. Ich bin froh, dass ihr immer an mich geglaubt habt. Ohne euch wäre ich sicherlich nicht soweit gekommen ;)

Last but not least möchte ich Alexander Gerst dafür danken, dass er mich durch seinen Vortrag an meiner ehemaligen Schule auf das Gebiet der Geophysik gebracht hat, was ich bis heute nicht bereue. Die daraus resultierenden stundenlangen Recherchen und die Eindrücke von Vulkanbildern auf seiner Homepage haben maßgeblich zu der Wahl meines Studienfaches beigetragen. Nicht erst seit seiner Berufung ins ESA-Astronautenkorps ist er beruflich mein großes Vorbild geworden. Bei Fertigstellung dieser Arbeit arbeitete er im Rahmen der Expeditionen 40 und 41 auf der ISS als Bordingenieur, was mich abermals zu stundenlangem Lesen von Missionsbloqs und dergleichen verleitete. In diesem Sinne: Danke und viele Grüße auf die ISS, ich wäre gern auch da oben!

Anhang

A. Karlsruhe Seismology Processing (KaSP) Toolbox

Die Karlsruhe Seismology Processing (KaSP) Toolbox für MATLAB enthält Funktionen und Programme für die Bearbeitung seismologischer Fragestellungen. Diese werden von Mitarbeitern der Arbeitsgruppe Seismologie des Geophysikalischen Instituts (GPI) des Karlsruher Instituts für Technologie (KIT) laufend aktualisiert und weiterentwickelt.

Die im Rahmen dieser Arbeit entwickelten Programme sind in einem Unterzweig der in der KaSP-Toolbox enthaltenen KABBA-Toolbox unter `KABBA_SeismicEvents_similarity` abgelegt.

Für die Koordination mit anderen Analysen wird ein SVN-Repository verwendet, welches bei entsprechender Berechtigung unter folgender Adresse abgerufen werden kann:

`http://gpitrsvn.gpi.uni-karlsruhe.de/repos/KASP/KaSP_toolbox`

Eine ausführliche Dokumentation der KaSP-Toolbox sowie weitere Informationen sind unter der Adresse `http://gpitrsvn.gpi.uni-karlsruhe.de:8000/KASP/` verfügbar.

B. Entwicklung des seismologischen Stationsnetzwerkes

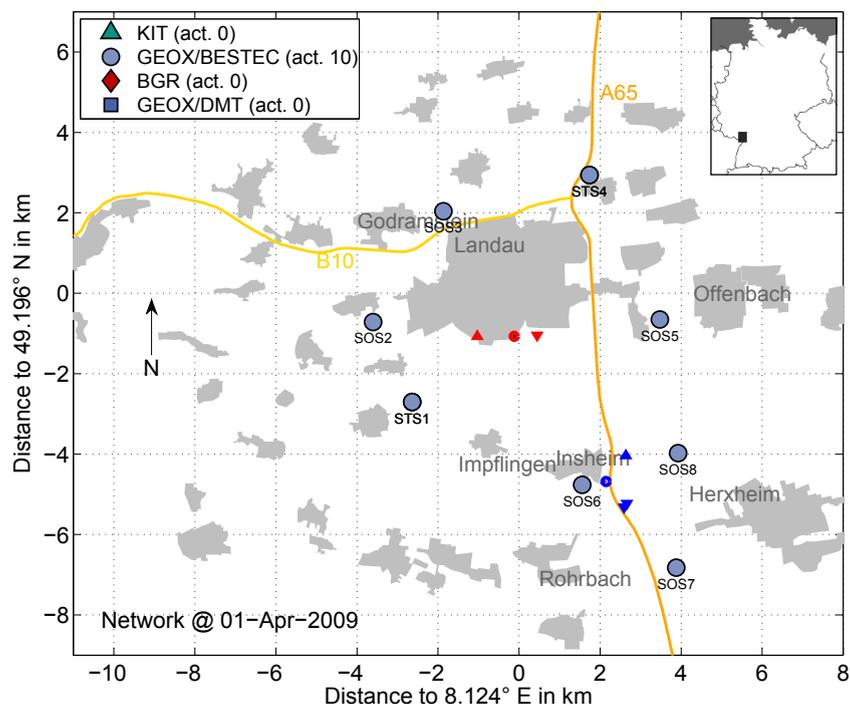


Abbildung B.1.: Stationsnetzwerk am 01.04.2009. Die roten Symbole markieren die Lage des Geothermiekraftwerks Landau (●), sowie die der Förderbohrung (▲) und der Reinjektionsbohrung (▼). Für das Kraftwerk Insheim sind die entsprechenden Symbole farblich blau kodiert (●, ▲ und ▼).

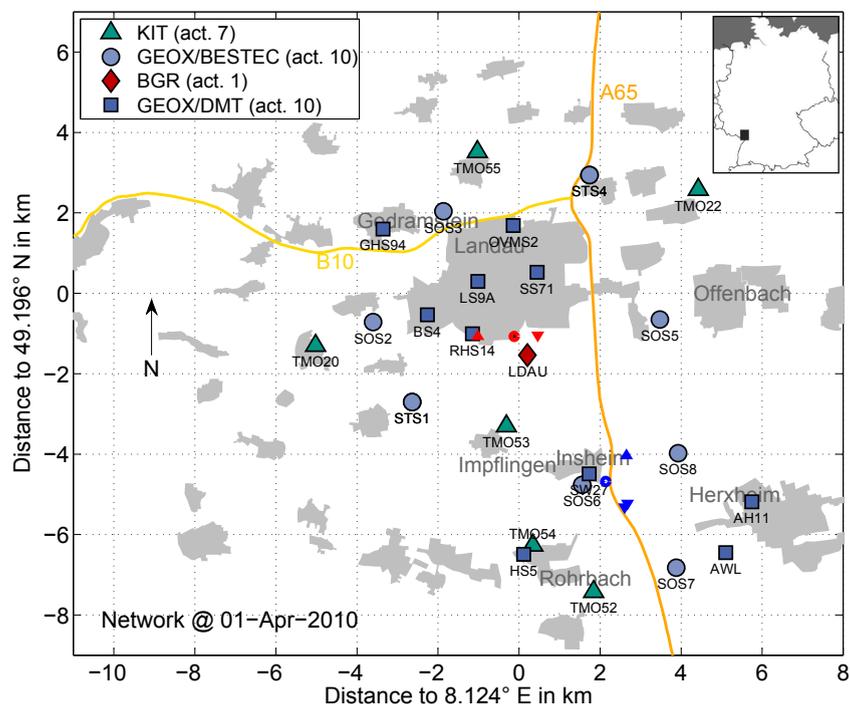


Abbildung B.2.: Stationsnetzwerk am 01.04.2010. Die roten Symbole markieren die Lage des Geothermiekraftwerks Landau (●), sowie die der Förderbohrung (▲) und der Reinjektionsbohrung (▼). Für das Kraftwerk Insheim sind die entsprechenden Symbole farblich blau kodiert (●, ▲ und ▼).

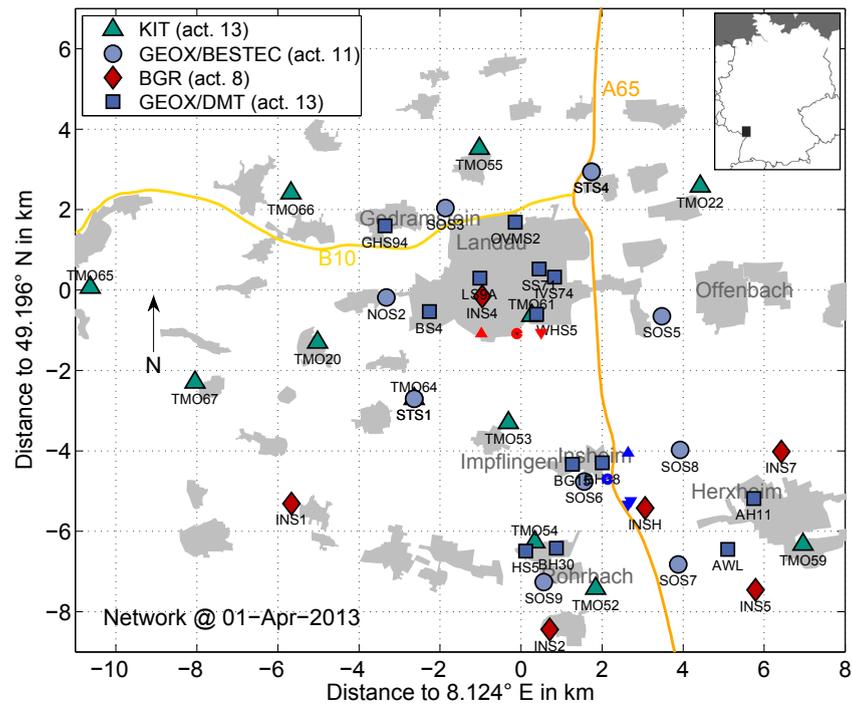


Abbildung B.3.: Stationsnetzwerk am 01.04.2013. Die roten Symbole markieren die Lage des Geothermiekraftwerks Landau (●), sowie die der Förderbohrung (▲) und der Reinjektionsbohrung (▼). Für das Kraftwerk Insheim sind die entsprechenden Symbole farblich blau kodiert (●, ▲ und ▼).

C. Ereigniskatalog (Ausschnitt)

Wie in Abschnitt 4.2 beschrieben, wurde der komplette Ereigniskatalog aufgrund seines Umfangs mit allen verfügbaren Informationen auf der dieser Arbeit beigelegten CD-ROM in Form einer Textdatei abgelegt (siehe Anhang E Tabelle E.2).

Mittels der Textdatei wurde eine PDF-Datei erzeugt, in der nur die für diese Arbeit relevanten Größen aufgelistet sind. Tabelle C.1 zeigt einen Ausschnitt dieser PDF-Datei, welche in kompletter Form ebenfalls auf der CD-ROM abgelegt ist (siehe Anhang E Tabelle E.2).

Nachfolgend sind die Bedeutungen der in Tabelle C.1 verwendeten Abkürzungen für die einzelnen Größen, sowie die entsprechenden Einheiten aufgelistet:

t0:	Herzzeit (yyyy-mm-dd_HH:MM:SS.FFF)
err t0:	Herzzeitfehler in s
mag:	Lokalmagnitude
err mag:	Magnitudenfehler
lat:	geogr. Breite in ° N (abs. Lok.)
err lat:	Breitenfehler in ° N
lon:	geogr. Länge in ° S (abs. Lok.)
err lon:	Längenfehler in ° S
dep:	Tiefe in km (abs. Lok.)
err dep:	Tiefenfehler in km
cl name:	Clustername
cl evnum:	Clusterereignisnummer
area:	Gebietskennung
evname:	Ereignisname
loc ag:	lokalisiert durch (Agentur)

Tabelle C.1.: Ausschnitt des Ereigniskatalogs

t0	err t0	mag	err mag	lat	err lat	lon	err lon	dep	err dep	cl name	cl evnum	area	evname	loc ag
2010-04-19_08:08:30.190	-	0.4	-	-	-	-	-	-	-	IA	130	Insheim	eq_20100419_0808_AA_KIT	KIT
2010-04-20_06:24:28.820	-	-	-	-	-	-	-	-	-	LB	30	Landau	eq_20100420_0624_AA_KIT	KIT
2010-04-20_22:06:52.260	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Insheim	eq_20100420_2206_AA_KIT	KIT
2010-04-21_17:20:57.250	-	0.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Insheim	eq_20100421_1720_AA_KIT	KIT
2010-04-25_06:50:44.420	-	0.5	-	-	-	-	-	-	-	IA	131	Insheim	eq_20100425_0650_AA_KIT	KIT
2010-04-25_21:27:03.330	-	0.5	-	-	-	-	-	-	-	IE	1	Insheim	eq_20100425_2127_AA_KIT	KIT
2010-04-27_22:16:00.860	-	0.2	-	-	-	-	-	-	-	IA	132	Insheim	eq_20100427_2216_AA_KIT	KIT
2010-04-28_23:30:26.320	-	-0.4	-	-	-	-	-	-	-	IA	133	Insheim	eq_20100428_2330_AA_KIT	KIT
2010-04-29_09:50:38.921	0.044	1.2	0.2	49.145	0.222	8.161	0.219	5.44	0.24	IA05	57	Insheim	eq_20100429_0950_AA_KIT	KIT
2010-04-29_12:44:39.270	-	0.5	-	-	-	-	-	-	-	IA05	58	Insheim	eq_20100429_1244_AA_KIT	KIT
2010-04-29_19:48:49.020	-	0.5	-	-	-	-	-	-	-	IA	134	Insheim	eq_20100429_1948_AA_KIT	KIT
2010-05-01_18:55:45.285	-	0.4	-	-	-	-	-	-	-	IE	2	Insheim	eq_20100501_1855_AA_KIT	KIT
2010-05-02_13:29:07.290	-	0.8	0.2	-	-	-	-	-	-	IA	135	Insheim	eq_20100502_1329_AA_KIT	KIT
2010-05-08_20:40:36.110	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Insheim	eq_20100508_2040_AA_KIT	KIT
2010-05-11_01:03:35.290	-	0.1	-	-	-	-	-	-	-	IA	136	Insheim	eq_20100511_0103_AA_KIT	KIT
2010-05-13_21:14:14.060	-	0.1	-	-	-	-	-	-	-	IA	137	Insheim	eq_20100513_2114_AA_KIT	KIT
2010-05-15_18:06:06.587	-	0.5	-	-	-	-	-	-	-	LA08c	9	Landau	eq_20100515_1806_AA_KIT	KIT
2010-05-17_18:28:35.690	-	-0.2	0.2	-	-	-	-	-	-	LB	31	Landau	eq_20100517_1828_AA_KIT	KIT
2010-05-18_21:56:36.470	-	0.2	-	-	-	-	-	-	-	IA18	3	Insheim	eq_20100518_2156_AA_KIT	KIT
2010-05-22_12:50:48.190	-	0.3	-	-	-	-	-	-	-	IF	1	Insheim	eq_20100522_1250_AA_KIT	KIT
2010-05-22_12:55:30.720	-	0.4	-	-	-	-	-	-	-	IF01	1	Insheim	eq_20100522_1255_AA_KIT	KIT
2010-05-29_19:17:43.755	-	-	0.2	-	-	-	-	-	-	LE	2	Landau	eq_20100529_1917_AB_KIT	KIT
2010-05-29_19:17:50.713	0.04	0.6	0.2	49.193	0.156	8.125	0.146	3.58	0.43	-	-	Landau	eq_20100529_1917_AA_KIT	KIT
2010-06-02_23:33:09.417	-	-0.2	-	-	-	-	-	-	-	LB04	5	Landau	eq_20100602_2333_AA_KIT	KIT
2010-06-02_23:33:22.788	-	-0.3	-	-	-	-	-	-	-	LB	32	Landau	eq_20100602_2333_AB_KIT	KIT
2010-06-02_23:35:04.670	0.023	0.9	0.2	49.192	0.1	8.123	0.109	3.44	0.34	LB04b	2	Landau	eq_20100602_2335_AA_KIT	KIT
2010-06-03_00:12:01.405	-	-0.3	-	-	-	-	-	-	-	LB01	7	Landau	eq_20100603_0012_AA_KIT	KIT
2010-06-05_11:15:42.883	0.061	1	0.2	49.142	0.245	8.172	0.255	5.37	0.35	IA	138	Insheim	eq_20100605_1115_AA_KIT	KIT
2010-06-09_18:45:31.060	-	0.3	-	-	-	-	-	-	-	LA08	8	Landau	eq_20100609_1845_AA_KIT	KIT
2010-06-09_23:45:47.773	0.03	0.9	0.3	49.187	0.133	8.119	0.146	4.48	0.29	LA08e	2	Landau	eq_20100609_2345_AA_KIT	KIT
2010-06-14_23:43:59.060	-	0.2	-	-	-	-	-	-	-	IA	139	Insheim	eq_20100614_2343_AA_KIT	KIT
2010-06-25_20:12:28.655	-	-	-	-	-	-	-	-	-	LB	33	Landau	eq_20100625_2012_AA_KIT	KIT
2010-06-25_20:15:27.785	0.049	0.3	0.2	49.19	0.2	8.127	0.226	3.54	0.46	LB07	1	Landau	eq_20100625_2015_AA_KIT	KIT
2010-06-25_20:21:43.877	-	0.1	-	-	-	-	-	-	-	LB07	2	Landau	eq_20100625_2021_AA_KIT	KIT
2010-06-25_20:31:11.095	-	-0.1	-	-	-	-	-	-	-	LB07	3	Landau	eq_20100625_2031_AA_KIT	KIT
2010-06-25_20:40:21.008	-	-	-	-	-	-	-	-	-	LB07	4	Landau	eq_20100625_2040_AA_KIT	KIT
2010-06-25_20:40:23.070	-	0.2	0.2	-	-	-	-	-	-	LB07	5	Landau	eq_20100625_2040_AC_KIT	KIT
2010-06-25_20:40:46.763	-	-0.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Landau	eq_20100625_2040_AB_KIT	KIT
2010-06-25_21:23:54.553	-	0.2	-	-	-	-	-	-	-	LB07	6	Landau	eq_20100625_2123_AA_KIT	KIT
2010-07-13_13:35:22.130	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Landau	eq_20100713_1335_AA_KIT	KIT
2010-07-13_19:51:13.032	-	0.4	0.2	-	-	-	-	-	-	-	-	Insheim	eq_20100713_1951_AA_KIT	KIT
2010-07-13_21:11:35.090	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Insheim	eq_20100713_2111_AA_KIT	KIT
2010-07-14_00:59:06.300	-	-0.2	-	-	-	-	-	-	-	LB06	4	Landau	eq_20100714_0059_AA_KIT	KIT
2010-07-14_03:33:58.840	-	-0.2	-	-	-	-	-	-	-	LB	34	Landau	eq_20100714_0333_AA_KIT	KIT
2010-07-15_14:51:30.921	0.049	1.4	0.3	49.195	0.178	8.123	0.219	3.78	0.36	LB	35	Landau	eq_20100715_1451_AA_LER	LEDRP, KIT
2010-07-15_14:51:51.760	-	0.1	-	-	-	-	-	-	-	LB	36	Landau	eq_20100715_1451_AB_KIT	KIT
2010-07-17_03:20:06.350	-	-0.1	-	-	-	-	-	-	-	LB03	2	Landau	eq_20100717_0320_AA_KIT	KIT
2010-07-17_03:20:17.852	-	0.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Landau	eq_20100717_0320_AB_KIT	KIT
2010-07-17_03:20:42.140	-	-0.2	-	-	-	-	-	-	-	LB	37	Landau	eq_20100717_0320_AC_KIT	KIT
2010-07-17_03:21:10.935	-	-0.2	0.2	-	-	-	-	-	-	LB	38	Landau	eq_20100717_0321_AA_KIT	KIT
2010-08-05_08:25:14.920	-	0.1	-	-	-	-	-	-	-	LB	39	Landau	eq_20100805_0825_AA_KIT	KIT
2010-08-05_17:19:42.670	-	-0.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Landau	eq_20100805_1719_AA_KIT	KIT
2010-08-09_01:46:37.960	-	0.2	-	-	-	-	-	-	-	IA	140	Insheim	eq_20100809_0146_AA_KIT	KIT
2010-08-23_02:09:54.540	-	-	-	-	-	-	-	-	-	IA	141	Insheim	eq_20100823_0209_AA_KIT	KIT
2010-08-29_10:57:00.188	-	0.1	-	-	-	-	-	-	-	LB	40	Landau	eq_20100829_1057_AA_KIT	KIT

D. Übertragungsfunktionen der verwendeten Seismometer

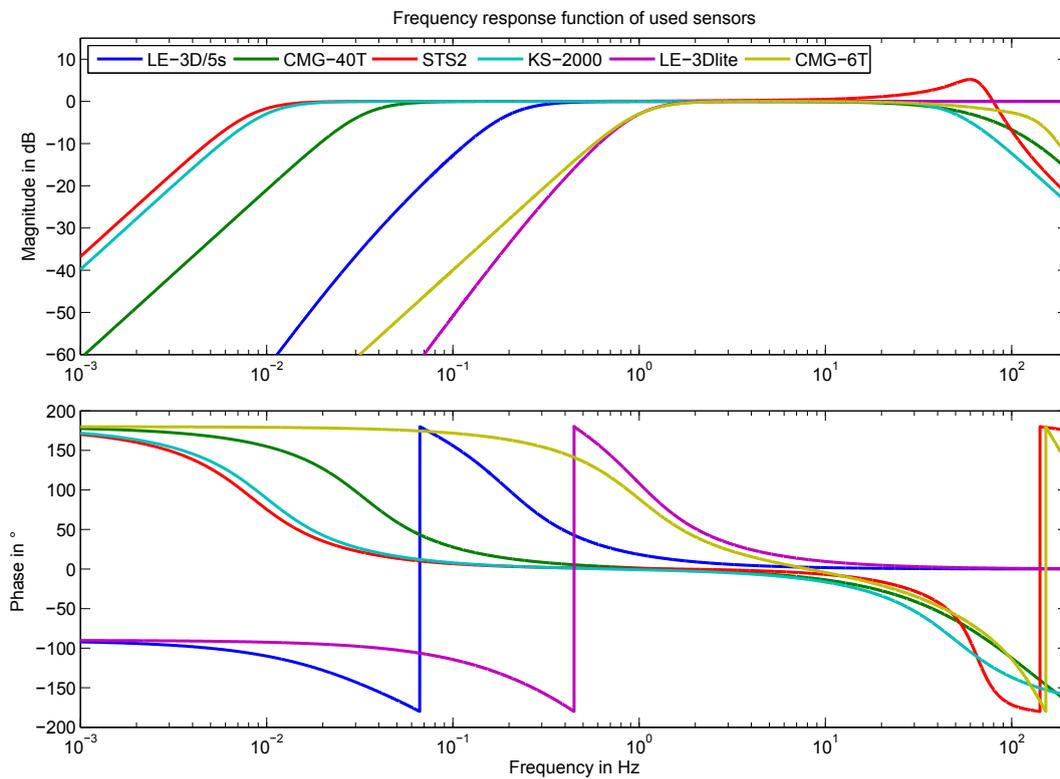


Abbildung D.4.: Übertragungsfunktionen der verwendeten Sensoren (siehe Tabelle 4.1 und Abschnitt 4.3). Oben: Amplitudenübertragungsfunktion, Unten: Phasenverschiebung.

E. Inhalt der beigelegten CD-ROM

Dieser Masterarbeit ist eine CD-ROM beigelegt, die neben dem kompletten verwendeten Ereigniskatalog als PDF- und txt-Datei, sowie allen in dieser Arbeit verwendeten Abbildungen in höherer Auflösung, auch weitere Schaubilder, Diagramme und Korrelationsmatrizen enthält. Diese konnten aufgrund des Umfangs nicht alle in die gedruckte Version dieser Arbeit aufgenommen werden, obwohl sie ebenfalls zu den einzelnen Analysen und Interpretationen beigetragen haben. Weiterhin ist eine PDF-Version der vorliegenden Masterarbeit enthalten. Für die Weitergabe aller auf dieser CD-ROM abgelegten Daten ist die Zustimmung des Autors erforderlich. In Tabelle E.2 sind die Inhalte der auf der CD-ROM angelegten Verzeichnisse beschrieben.

Tabelle E.2.: Verzeichnisse und Inhalte der dieser Arbeit beigelegten CD-ROM.

Verzeichnis	Inhalt
01_Plots	Alle in der vorliegenden Arbeit verwendeten Abbildungen in höherer Auflösung, sowie weitere nicht in der gedruckten Version enthaltene Schaubilder, Diagramme etc., jeweils separat für die beiden Herdgebiete LANDAU und INSHEIM
02_EQ_catalog	Der Ereigniskatalog mit allen Informationen als txt-Datei (EQlist_20140327_131240_with_clusters.txt), sowie mit den für diese Arbeit relevanten Einträgen als PDF-Datei (event_catalog_with_clusters_2006_2013.pdf).
03_License	Lizenz für das Programm rpgen (Kwiatek und Ben-Zion, 2013).
04_Thesis	Die vorliegende Masterarbeit als PDF-Datei mit Hyperlinks (Masterarbeit_Michael_Grund_2014.pdf).