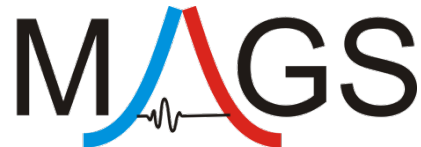


Abschlußbericht für das Verbundprojekt MAGS



Konzepte zur Begrenzung der mikroseismischen Aktivität bei der energetischen Nutzung geo- thermischer Systeme im tiefen Untergrund

Einzelprojekt EP3

**Echtzeitauswertung induzierter Erdbeben und Gefährdungs-
abschätzung bei hydraulischen Stimulationen geothermischer Re-
servoire**

Projektleiter:	Dr. Ulrich Wegler Dr. Christian Bönnemann
Förderkennzeichen:	0325191A
Laufzeit:	01.05.2010 bis 30.09.2013
Berichtszeitraum:	01.05.2010 bis 30.09.2013
Berichtersteller:	Dr. Ulrich Wegler Margarete Vasterling Monika Bischoff

Das diesem Bericht zugrunde liegende Vorhaben wurde mit Mitteln des Bundesministeriums für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit unter dem Förderkennzeichen 0325191A gefördert.

Die Verantwortung für den Inhalt dieser Veröffentlichung liegt beim Autor.

Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Stilleweg 2, 30655 Hannover
EP3: Fachbereich B4.3: CTBT, Seismologisches Zentralobservatorium

Inhalt	
Zusammenfassung	3
Kapitel I	4
I.1 Kurze Darstellung der Aufgabenstellung	4
I.2 Voraussetzungen unter denen das Vorhaben durchgeführt wurde	4
I.3 Planung und Ablauf des Vorhabens	4
I.4 Wissenschaftlicher und technischer Stand, an den angeknüpft werden konnte	6
I.5 Zusammenarbeit mit anderen Stellen	8
Kapitel II	9
II.1 Eingehende Darstellung der erzielten Ergebnisse	9
II.1.1 Datengrundlage zum Test des Echtzeitsystems	9
II.1.1.a Mikroseismische Überwachung der hydraulischen Stimulation im Rahmen des Geothermieprojekts GeneSys in Hannover (Norddeutsches Becken).....	9
II.1.1.b Mikroseismische Überwachung im Rahmen der Inbetriebnahme des Geothermiekraftwerks Insheim, Südpfalz (Oberrheingraben)	16
II.1.1.c Vorliegende Daten zur hydraulischen Stimulation in Basel, Schweiz.....	18
II.1.2 Verbesserung des Echtzeitmonitorings	19
II.1.2.a Echtzeitkreuzkorrelationsdetektor	19
II.1.2.b Automatische Magnitudenbestimmung für kleine Erdbeben	29
II.1.2.c Test der Detektionsmethode am Beispiel Insheim	30
II.1.2.d Test der Detektionsmethode am Beispiel Deep Heat Mining Basel	34
II.1.3 Echtzeitgefährdungsabschätzung, statistische Auswertung	38
II.1.3.a Methoden	38
II.1.3.b Test der Echtzeitgefährdungsabschätzung am Beispiel Deep Heat Mining Basel	44
II.1.4 Koordination	48
II.1.5 Literaturverzeichnis	49
II.2 Wichtigste Positionen des zahlenmäßigen Nachweises	50
II.3 Notwendigkeit und Angemessenheit der Arbeit	51
II.4 Verwertungsplan	51
II.5 Während der Laufzeit bei anderen Stellen bekannt gewordene Fortschritte	51
II.6 Erfolgte und geplante Veröffentlichungen	51

Zusammenfassung

Um die Seismizität bei hydraulischen Stimulationen zu begrenzen, haben wir das Konzept der kontrollierten Stimulation weiterentwickelt. Hierzu werden durch seismisches Monitoring auch kleinste induzierte Erdbeben weit unterhalb der Spürbarkeitsgrenze erfasst. Anhand der bereits aufgetretenen Mikrobeben kann dann die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten stärkerer Erdbeben abgeschätzt werden. Die berechneten Wahrscheinlichkeiten können in einem Reaktionsschema mit akzeptablen Grenzwerten verglichen werden, um beim Überschreiten Gegenmaßnahmen wie eine Reduktion der Fließrate oder einen Stopp der hydraulischen Stimulation einzuleiten.

Zur Verbesserung des seismischen Monitorings wurde ein Echtzeiterdbebendetektor entwickelt, der die Ähnlichkeit der Seismogramme induzierter Erdbeben einer Herdregion ausnutzt. Dieser Detektor korreliert simultan die Seismogrammeinhüllenden mehrerer Messstationen eines bereits bekannten Erdbebens dieser Quellregion mit den in Echtzeit im Datenzentrum ankommenden kontinuierlichen Aufzeichnungen. Mikroerdbeben können mit der entwickelten Methode bei unruhigen Aufzeichnungen an standnahen Seismometerstandorten erheblich zuverlässiger als mit den üblichen Standardverfahren erfasst werden. Der entwickelte Algorithmus wurde als Zusatzmodul in das etablierte seismologische Softwarepaket „SeisComP3“ eingebunden.

In bisher gängigen Reaktionsschemen wird zur Abschätzung der seismischen Gefährdung meist nur die Magnitude oder Bodenschwinggeschwindigkeit des stärksten bisher aufgetretenen Erdbebens berücksichtigt. Bei den hier entwickelten Methoden zur automatischen Echtzeitberechnung der Auftretenswahrscheinlichkeit für Erdbeben einer unerwünschten, stärkeren Magnitude wird die gesamte bisher detektierte Mikro-seismizität statistisch analysiert. Für den in Echtzeit erzeugten Erdbebenkatalog wird die Vollständigkeitsmagnitude, der b -Wert der Gutenberg-Richter-Beziehung sowie der „seismogene Index“ Σ bestimmt. Diese drei Größen werden beim Auftreten weiterer induzierter Erdbeben automatisch aktualisiert. Unter Verwendung der ebenfalls in Echtzeit einlaufenden hydraulischen Daten der Stimulation kann daraus die weitere Entwicklung der Seismizität vorausberechnet werden. Hieraus ergibt sich die Auftretenswahrscheinlichkeit für ein Erdbeben, das eine vorgegebene kritische Magnitude überschreitet. Dieser Wert wird ständig neu berechnet und kann in einem „Ampelschema“ mit vorgegebenen Grenzwerten verglichen werden. Neben der Fortsetzung der Stimulation wird auch der Fall eines sofortigen Endes der Stimulation betrachtet. Hier ergibt sich die Auftretenswahrscheinlichkeit aus dem modifizierten Omori-Gesetz. Die entwickelten Methoden wurden ebenfalls in das Programmpaket „SeisComP3“ integriert und mit einer graphischen Benutzeroberfläche versehen.

Die neuen Verfahren wurden an drei realen Datensätzen getestet. Bei der hydraulischen Stimulation im GeneSys-Projekt (Hannover, Norddeutsches Becken) wurde jedoch keine induzierte Seismizität registriert. Durch numerische Modellierungen der seismischen Wellenausbreitung konnten wir zeigen, dass alle induzierten Erdbeben ab einer Magnitude von $M_w = -0.5$ registriert worden wären. Im Einklang mit den früheren Projekten Horstberg und Groß Schönebeck zeigt dieses Ergebnis, dass fluid-induzierte Seismizität bei tiefer Geothermie im Norddeutschen Becken selten auftritt. Als zweites Feldexperiment wurde die Inbetriebnahme des Geothermiekraftwerks in Insheim im Oberrheingraben begleitet. Der von uns entwickelte Detektor erzielte hier eine Vollständigkeitsmagnitude von $M_L = 0,2$. Ein Vergleich mit dem manuell überprüften Katalog des Karlsruher Institut für Technologie ergab, dass ab einer Magnitude von $M_L = 0,4$ bei der automatischen Detektion weder Erdbeben verpasst wurden noch fälschlicherweise Bodenunruhe als Erdbeben interpretiert wurde. An Hand der Daten aus dem Deep Heat Mining Projekt (Basel, Oberrheingraben) wurden die Methoden zur Echtzeitgefährdungsabschätzung und das Ampelschema getestet. Bei einem von uns gewählten Schwellwert von 60% für die Auftretenswahrscheinlichkeit einer noch akzeptierten Magnitude von $M_L = 2,7$ springt die Ampel vier Stunden vor dem ersten realen Erdbeben mit $M_L = 2,7$ von grün auf gelb und knapp zwei Stunden vorher auf rot.

Kapitel I

I.1 Kurze Darstellung der Aufgabenstellung

Ziel des Forschungsverbundes MAGS war die Erstellung von Konzepten zur Begrenzung der mikroseismischen Aktivität bei der energetischen Nutzung geothermischer Systeme im tiefen Untergrund.

Aufgabe des Einzelprojekts 3 „Echtzeitauswertung induzierter Erdbeben und Gefährdungsschätzung bei hydraulischen Stimulationen geothermischer Reservoirs“ war die Entwicklung eines automatischen Auswertalgorithmus, der online übertragene seismische Rohdaten in Echtzeit auf mögliche Ereignisse prüft. Dies ist notwendig, da es bei Stimulationen zu einer schnellen Abfolge kleiner Ereignisse kommen kann, so dass eine manuelle Echtzeitauswertung nicht möglich ist. Der so in Echtzeit erstellte Erdbebenkatalog wird verwendet, um die Wahrscheinlichkeit des Auftretens stärkerer Erdbeben während der Stimulation zu berechnen und laufend zu aktualisieren. Es werden zwei Fälle betrachtet: a) Die Stimulation wird mit den aktuellen Parametern fortgeführt und b) die Stimulation wird zum aktuellen Zeitpunkt beendet (Shut-In). Die Auftretswahrscheinlichkeiten sollten als Ampelschema umgesetzt werden und so das Anpassen der hydraulischen Parameter einer Stimulation bei erhöhter Auftretswahrscheinlichkeit ermöglichen.

I.2 Voraussetzungen unter denen das Vorhaben durchgeführt wurde

Der weltweit weiter anwachsende Energiebedarf wird derzeit vorwiegend aus fossilen Brennstoffen gewonnen. Hierdurch steigt der CO₂-Anteil in der Erdatmosphäre, was zu einer unerwünschten Klimaerwärmung führen kann. Die Nutzung der tiefen Geothermie soll zukünftig einen wichtigen Beitrag zum Klimaschutz und einer zukunftsfesten Energieversorgung leisten. Die Geothermie ist nach menschlichen Maßstäben unerschöpflich. Ein weiterer wesentlicher Vorteil geothermischer Energie ist ihre Verfügbarkeit unabhängig von Tageszeiten, saisonalen Schwankungen und Witterungsbedingungen. Sie ist damit sowohl grundlastfähig als auch eine saubere Energieversorgung unabhängig von fossilen Rohstoffen. Laut eines Berichts zur Geothermie, den das Bundeskabinett am 13. Mai 2009 beschlossen hat, sollen bis zum Jahr 2020 ca. 280 Megawatt Leistung zur geothermischen Stromerzeugung installiert sein. Bei einer Leistung von ca. 5 Megawatt pro Kraftwerk entspricht dies mehr als 50 Kraftwerken. Nach 2020 wird mit einer Beschleunigung des Wachstums und einer installierten elektrischen Leistung von 850 Megawatt bis 2030 gerechnet. Dieser Ausbau der Geothermie ist derzeit durch das Auftreten induzierter Erdbeben in der Nähe geothermischer Kraftwerke gefährdet. Nach einem induzierten Erdbeben in Basel wurde das dortige Geothermieprojekt gestoppt. In Deutschland traten in der Nähe des Geothermiekraftwerks Landau Erdbeben auf, die zu Beunruhigungen in der Bevölkerung führten. Auch in Soultz-Sous-Forêts (Elsass) und in Unterhaching traten induzierte Erdbeben im Zusammenhang mit der Geothermie auf. Für die Akzeptanz der Energiegewinnung aus tiefer Geothermie ist es entscheidend, wissenschaftlich klar darzulegen, ob diese Seismizität auf Mikrobeben begrenzt bleibt oder ob eine Gefahr für Menschen und Gebäude von den induzierten seismischen Ereignissen ausgehen könnte.

I.3 Planung und Ablauf des Vorhabens

Das mit EP3 angestrebte Ziel ist die Entwicklung eines automatischen Auswertalgorithmus, um die seismische Gefährdung während der Stimulation aus der aktuellen Beobachtung abzuschätzen. Die Arbeiten hierzu waren in die folgenden vier Arbeitspakete unterteilt:

AP1 - Verbesserung des Echtzeitmonitorings beinhaltete neben Literaturrecherche und Zusammenstellen vorhandener Daten die Untersuchung frequenzabhängiger Detektoren hinsichtlich des Detektionsvermögens von Mikrobeben. Wesentliche Aufgabe in AP1 war die Entwicklung eines Echtzeit-Detektors, der die Ähnlichkeit der Ereignisse mit (fast) gleichem Herd ausnutzt (Kreuzkorrelationsdetektor). Ein weiterer Punkt war die Magnitudenbestim-

mung für die mit den sehr lokalen Netzen registrierten Mikroereignisse. Schließlich sollten die entwickelten Algorithmen in vorhandene Softwarepakete eingebunden werden.

In AP2 - Statistische Analyse wurden die Ergebnisse aus EP5 (FU Berlin) bezüglich zeitabhängiger Magnituden-Häufigkeits-Gesetze, der Entwicklung der Seismizität nach dem Shut-In und der Abhängigkeit von den hydraulischen Parametern umgesetzt. Basierend auf dem in AP1 verbesserten Echtzeitmonitoring wird die aktuelle Auftretswahrscheinlichkeit für Ereignisse einer gegebenen Magnitude in Echtzeit dargestellt.

AP3 - Umsetzung in Ampelsystem: Beziehungen zur Umrechnung zwischen Magnitude, PGV und Intensität sollen erstellt, Richtlinien zum seismischen Monitoring abgeleitet und Grenzwerte festgelegt werden. Diese sollten in der Echtzeitdarstellung umgesetzt werden.

Geplant waren zwei Feldexperimente im AP4 – Feldexperimente. Hier sollte das Echtzeitmonitoring mit mobilen Online-Stationen und die entwickelten Algorithmen zur Echtzeitauswertung getestet und bewertet werden.

Zusätzlich lag die Koordination der Verbundprojektes in EP3, was in AP5 - Verbundübergreifende Abstimmung dargestellt ist. Dies umfasste als Koordinationsaufgaben für das Verbundprojekt sowohl die Klärung der Wünsche der Genehmigungsbehörden als auch die Abstimmung innerhalb des Verbunds und die Abstimmung mit Wissenschaft, Wirtschaft und Politik.

Abbildung 1 zeigt den geplanten und den umgesetzten zeitlichen Verlauf der Arbeitspakete. Eine Differenz ergibt sich insbesondere im zeitlichen Beginn von AP1, das erst mit der Einstellung von Frau Bischoff begonnen werden konnte. Zugunsten der Feldexperimente wurden die Arbeitspakete AP2 und AP3 im Arbeitsumfang reduziert, da hier Synergien mit den Projektpartnern (AP2 – FU Berlin, AP3 – KIT) genutzt werden konnten.

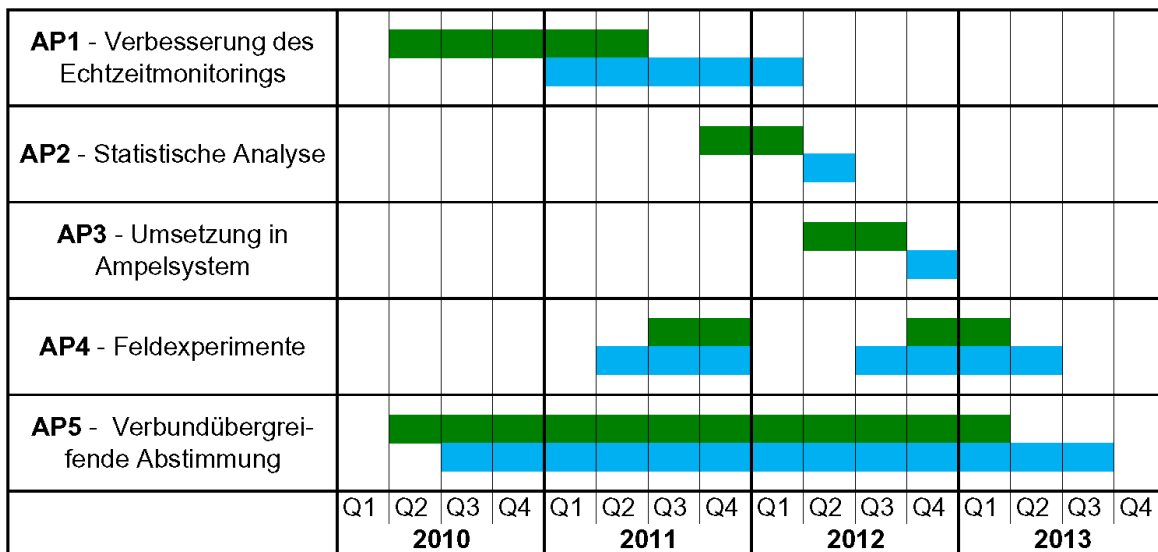


Abbildung 1: Geplanter (grün) und umgesetzter (blau) zeitlicher Ablauf der Arbeitspakete.

I.4 Wissenschaftlicher und technischer Stand, an den angeknüpft werden konnte

AP1 - Verbesserung des Echtzeitmonitorings

In der Erdbebenüberwachung werden die von Seismometern aufgezeichneten Bodenbewegungen innerhalb weniger Sekunden über Funk oder das Internet an Auswertezentren übermittelt, wo die Erdbebensignale von Auswertelgorithmen wie z.B. STA/LTA-Triggern in der kontinuierlichen Bodenunruhe detektiert werden. Zur automatischen Auswertung der Seismizität in Deutschland wurde an der BGR das Programmpaket "ALISE - Alarm- und Informationssystem für Erdbeben" (Jahnke et al., 2006) entwickelt. Ein weiteres automatisches Auswertesystem ist das Programmpaket „SeisComp3“ (Hanka et al., 2008), das im Rahmen des deutsch-indonesischen Tsunami-Frühwarnsystems am GFZ Potsdam entwickelte wurde.

Die Probleme bei der seismischen Überwachung hydraulischer Stimulationen ergeben sich einmal aus der erhöhten Bodenunruhe der Standorte (stadtnah). Des Weiteren sind viel kleinere Magnituden relevant als mit den bisher üblichen automatischen Auswertelgorithmen analysiert werden können. Um die noch zu erwartenden Erdbeben abzuschätzen, muss die bereits gemessene Seismizität ausgewertet werden. Ein weiterer Unterschied zur üblichen Erdbebenseismologie ist, dass sehr viele Mikrobeben innerhalb kurzer Zeit auftreten können (z.B. Basel, Häring et al., 2008). Dies führt dazu, dass die bisher eingesetzten Algorithmen nicht ohne weiteres auf die seismische Überwachung hydraulischer Stimulationen angewandt werden können. Das Problem sehr hoher Ereignisraten und unklarer seismischer Phasen tritt z. B. auch in der Vulkanüberwachung auf. Als Lösung wurde hier die Mustererkennung in Ergänzung zur sonst üblichen Phasendetektion vorgeschlagen (z. B. Alasonati et al., 2006). Für die Mustererkennung in seismischen Registrierungen wird deshalb die seismische Energie unter Vernachlässigung der Phaseninformation an Stelle der eigentlichen Seismogramme verwendet. Dies entspricht der Modellierung und Interpretation vollständiger Seismogrammeinhüllender. Hierfür wurden von den Antragstellern verschiedene Algorithmen entwickelt, die im Rahmen des beantragten Projekts zur Mustererkennung und zur automatischen Seismogrammauswertung eingesetzt werden sollten (z.B. Wegler et al. 2006; Sens-Schönfelder und Wegler, 2006; Przybilla et al, 2006, 2009).

AP2 - Statistische Analyse / AP3 - Umsetzung in Ampelsystem

Zur Abschätzung, wann die hydraulischen Parameter einer Stimulation geändert werden müssen bzw. wann eine Stimulation ganz abgebrochen werden muss, schlugen Bommer et al. (2006) ein sogenanntes Ampelsystem vor (grün – weiter stimulieren, gelb – Fließrate reduzieren, rot – Shut-In). Als Maß für die Stärke der Erdbeben führten diese Autoren eine Magnitude ein, die auf Messungen der maximalen Bodenschwinggeschwindigkeit beruht. Die maximale Bodenschwinggeschwindigkeit ist laut diesen Autoren besonders geeignet, da hiermit die Wahrnehmbarkeit der Erdbeben durch den Menschen sowie mögliche Gebäudeschäden abgeschätzt werden können. Die bisher vorgeschlagenen Antwortsysteme orientierten sich am stärksten in der Vergangenheit aufgetretenen Ereignis. Das Fallbeispiel Basel zeigte aber deutlich, dass auch nach der Beendigung der Stimulation noch Seismizität auftreten kann. So trat das stärkste Erdbeben erst auf, nachdem die Stimulation nach dem verwendeten Ampelsystem bereits abgebrochen worden war (Häring et al., 2008).

Eine deterministische Vorhersage von Erdbeben ist nach bisherigem Wissensstand unmöglich. Es können jedoch gewisse statistische Aussagen über die Magnituden-Häufigkeits-Verteilung nach dem Gutenberg-Richter-Gesetz getroffen werden. Der zeitliche Verlauf der Mikroseeismizität hängt von den hydraulischen Parametern ab. Nach Shapiro und Dinske (2009) nimmt bei konstanter Flussrate der verpressten Flüssigkeit die Anzahl der Mikrobeben mit einer festgelegten Magnitude linear mit der Zeit zu. Die zeitliche Entwicklung nach dem Shut-In folgt nach Langenbruch und Shapiro (2009a, b) dem Omori-Gesetz (Utsu, 1961). Dieses Gesetz beschreibt die Erdbebenrate der Nachbeben nach einem Hauptbeben. Hierdurch lässt sich die Auftrittswahrscheinlichkeit von Mikrobeben nach Beendigung der hydraulischen Stimulation abschätzen.

AP4 – Feldexperimente

Der Fachbereich 4.3 „Seismologisches Zentralobservatorium, Kernwaffenteststopp“ der BGR betreibt ein seismologisches Datenzentrum, in dem Daten von etwa 150 weltweiten seismologischen Messstationen in Echtzeit registriert werden. Die Daten permanenter und mobiler Seismometer können in die an der BGR etablierten Datenströme integriert werden. Auf die im Datenzentrum einlaufenden Daten werden verschiedene automatische Detektoren und Auswertelgorithmen angewandt.

Im Rahmen des GeneSys-Projekts entwickelt die BGR neuartige Konzepte zur Nutzung tiefer geothermischer Energie. Der Fachbereich B4.3 der BGR ist hier mit der kontinuierlichen seismischen Überwachung am Standort Hannover insbesondere während der hydraulischen Stimulation beteiligt.

Nach dem Erdbeben vom 15.08.2009 bei Landau installierte die BGR die seismologische Messstation LDAU in der Nähe des Geothermiekraftwerks Landau, die Echtzeitdaten ins Datenzentrum der BGR und zum Landeserdbebendienst Süd-West sendete.

Literatur und Dokumentationsdienste

- Alasonati, P., Wassermann J., Ohrnberger, M., Signal classification by wavelet-based hidden Markov models: application to seismic signals of volcanic origin, in: H.M. Mader, S.G. Coles, C.B. Connor and L.J. Connor (eds.), *Statistics in Volcanology*, Special Publications of IAVCEI, 1, Geological Society, London, 161-174, 2006.
- Bommer, J., Oates, S., Cepeda, J. M., Lindholm, C., Bird, J., Torres, R., Marroqin, G., Rivas, J., Control of hazard due to seismicity induced by a hot fractured rock geothermal project, *Engineering Geology*, v. 83, pp. 287-306, 2006.
- Häring, M.O., Schanz, U., Ladner, F. und Dyer, B.C., Characterisation of the Basel 1 enhanced geothermal system, *Geothermics*, v. 37, pp. 469-495, 2008.
- Hanka, W., J. Saul, B. Weber, J. Becker und GITEWS Team, Timely regional Tsunami warning and rapid global earthquake monitoring, *Orfeus newsletter*, vol. 8, no. 1, 2008.
- Jahnke G., Gestermann, N., Schick, A., Ceranna, L. und Henger, M., Operation of the Earthquake Alert and Information System ALISE, Meeting of the German Geophysical Society (DGG), Bremen, Mar., 2006.
- Langenbruch, C. und Shapiro, S. A., Omori law for fluid induced microseismicity and its dependency on parameters of reservoir and source. In 71st EAGE Conference Exhibition, Extended abstract, Amsterdam, 2009a.
- Langenbruch, C. und Shapiro, S. A., Induced seismicity after termination of rock stimulations: Possibilities for reservoir characterization. In 79th SEG Conference Expanded Abstracts, pages Paper-RC5.1, Houston, 2009b.
- McGarr, A., Simpson, D. und Seeber, L., Case histories of induced and triggered seismicity. In: Lee, W.H.K., Kanamori, H., Jennings, P.C. & Kisslinger, C. (eds.), *International handbook of earthquake and engineering seismology*, Part A, Academic Press, Amsterdam, 647-661, 2002.
- Przybilla, J., Korn, M. und Wegler, U., Radiative transfer of elastic waves versus finite difference simulations in two-dimensional random media, *J. Geophys. Res.*, 111, B04305, doi:10.1029/2005JB003952, 2006.
- Przybilla, J., Wegler, U., und Korn, M., Estimation of crustal scattering parameters with elastic radiative transfer theory. *Geophys. J. Int.*, v. 178, pp.1105–1111 doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04204.x, 2009.
- Sens-Schönfelder, C. und Wegler, U., Radiative transfer theory for estimation of the seismic moment. *Geophys. J. Int.*, 167:1363–1372, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03139.x, 2006.
- Schellschmidt, R., Jung, R., Bönnemann, C. und Schulz, R., Stand und Potenziale der Tiefergeothermie in Deutschland, *energie | wasser-praxis*, 12/2008, 48-51, 2008.
- Schulz, R., Agemar, T., Alten, A.-J., Kühne, K., Maul, A.-A., Pester, S. und Wirth, W., Aufbau eines geothermischen Informationssystems für Deutschland. - *Erdöl Erdgas Kohle* 123, 2: 76-81; Hamburg, 2007.
- Shapiro, S. und Dinske, C., Scaling of seismicity induced by nonlinear fluid-rock interaction, *J. Geophys. Res.*, vol. 114, B09307, doi:10.1029/2008JB006145, 2009.

Utsu, T., 1961. A statistical study of the occurrence of aftershocks, *Geophysical Magazine*, vol. 30, pages 521-605, 1961.

Wegler, U., Korn, M. und Przybilla J., Modelling full seismogram envelopes using radiative transfer theory with Born scattering coefficients. *Pure Appl. Geophys.*, 163:503–531, 2006.

Es wurden neben den im Projekt beschafften Stationen keine weiteren Geräte sowie Verfahren oder Schutzrechte für die Durchführung des Vorhabens genutzt.

I.5 Zusammenarbeit mit anderen Stellen

Im Rahmen des Verbundprojekts bestand enge Zusammenarbeit mit den Verbundpartnern. Hervorgehoben seien hier der Austausch mit EP1 (KIT) bezüglich des Monitorings um Landau und Insheim und mit EP5 (FU Berlin) hinsichtlich der Algorithmen zur Berechnung der Auftrittswahrscheinlichkeit für Ereignisse einer gegebenen Magnitude. Für die Umsetzung der Algorithmen in SeisComP3 wurde mit der gempa GmbH über einen Auftrag zusammengearbeitet.

Des Weiteren wurde sowohl mit Industrie und Genehmigungsbehörden als auch mit anderen Forschungsprojekten zusammengearbeitet (siehe hierzu Kapitel II.1.10). Explizit zu nennen sind hier die Datennutzungsvereinbarung als Grundlage für die Bereitstellung von Daten und die Zusammenarbeit mit der geo x GmbH, der Pfalzwerke geofuture GmbH, der BESTEC GmbH und dem Landeserdbebendienst Rheinland-Pfalz bezüglich des mikroseismischen Monitorings im Raum Landau und Insheim.

Kapitel II

II.1 Eingehende Darstellung der erzielten Ergebnisse

II.1.1 Datengrundlage zum Test des Echtzeitsystems

Im Projektplan war die wissenschaftliche Begleitung von zwei hydraulischen Stimulationen vorgesehen. Hierbei sollte in praktischen Anwendungen der vollständige Ablauf von der seismologischen Datenerfassung mit mobilen Online-Seismometern über die Echtzeitdatenauswertung mittels des entwickelten Detektors bis hin zu den automatischen Gefährdungsanalysen und Reaktionsplänen getestet werden. Als erstes Feldexperiment wurde die Stimulation des GeneSys-Projekts in Hannover gewählt. Hierbei konnte jedoch nur der erste Teil, die automatische Datenerfassung und Übertragung ins Datenzentrum, hinreichend getestet werden. Da keine induzierte Seismizität gemessen wurde, konnten weder Detektoren noch Reaktionsschemen im erforderlichen Maß bewertet werden. Im Projektzeitraum hat allerdings keine weitere hydraulische Stimulation in Deutschland stattgefunden, so dass als zweites Datenbeispiel die Inbetriebnahme des Geothermiekraftwerks in Insheim betrachtet wurde. Hierbei konnten neben der Datenerfassung und -übertragung auch der entwickelte automatische Detektor getestet werden. Das Modul zur Echtzeit-Gefährdungsabschätzung (siehe Kapitel II.1.8) ist für hydraulische Stimulationen ausgelegt. Um auch diese entwickelten Methoden zu bewerten, wurden zusätzlich als drittes Datenbeispiel die vorhandenen hydraulischen und mikroseismischen Daten der Stimulation des Deep Heat Mining Projekts in Basel betrachtet.

II.1.1.a Mikroseismische Überwachung der hydraulischen Stimulation im Rahmen des Geothermieprojekts GeneSys in Hannover (Norddeutsches Becken)

Als erstes Feldexperiment wurde die Stimulation des GeneSys-Projekts (Tischner et al., 2013) wissenschaftlich begleitet. GeneSys ist ein Geothermieprojekt der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), das als Pilotprojekt der tiefen Geothermie die Erdwärmennutzung in den mächtigen Sedimenten des Norddeutschen Beckens erkunden sollte. Ziel war es, den Gebäudekomplex des Geozentrums Hannover mit Heizenergie zu versorgen. Als Konzept sollte hier nur eine tiefe Bohrung verwendet werden, die zyklisch abwechselnd und angepasst an den Wärmebedarf zur Produktion, bzw. Injektion genutzt werden sollte. Wegen des hohen angetroffenen Salzgehalts und daraus resultierenden Salzausfällungen konnte das Projekt ab Herbst 2011 nicht wie geplant fortgeführt werden. Die Bohrung wurde 2009 auf die vertikale Tiefe von 3834 m abgeteuft. Die Zielformation des mittleren Buntsandsteins wurde zwischen 3420 m und 3670 m Tiefe erreicht. Die Bohrung wurde mit verschiedenen geologischen, mineralogischen und geophysikalischen Verfahren angesprochen. Die vorgefundenen Permeabilitäten des Zielhorizonts waren für das vorgesehene Konzept zu gering und machten daher eine Stimulationsmaßnahme notwendig. Von anderen hydraulischen Stimulationen aus der Geothermie ist bekannt, dass begleitende Mikroseismizität auftreten kann. Es wurde daher ein mikroseismisches Monitoringnetzwerk aufgebaut, wobei zwei Ziele verfolgt wurden: (1) Die seismische Gefährdung sollte anhand der während der Stimulation auftretenden Mikroseismizität abgeschätzt werden, um mit Hilfe eines Reaktionsschemas gegebenenfalls bei zu hoher Gefährdung die Stimulation abubrechen. (2) Die Mikroerdbeben sollten als diagnostisches Werkzeug eingesetzt werden, insbesondere um die Lage und Größe des erzeugten unterirdischen Wärmetauschers besser abzuschätzen.

Das mikroseismische Echtzeit-Netzwerk bestand aus permanenten Seismometerstationen, die in der Nähe der Bohrung sowie in zwei konzentrischen Ringen mit jeweils vier Stationen um die Bohrung GT1 installiert wurden (*Abbildung 2, Tabelle 1*). Zu den bohrlochnahen Stationen zählt das Bohrlochgeophon (P180), das in einer Tiefe von 180 m installiert wurde. Die beiden Stationen HAN0 und HAN0D liegen direkt nebeneinander, aber in zwei verschiede-

nen Bohrungen mit den Tiefen 100 m bzw. 180 m. Zusätzlich wurde auch die Breitbandstation A055 bohrlochnah im Gebäude des Geozentrums betrieben. Der erste Ring mit einem Radius von 1 km besteht aus den vier Bohrlochstationen HAN1, HAN2, HAN3 und HAN4 in 100 m Tiefe. Diese Stationen wurden bereits 2008 in Zusammenarbeit mit dem Leibniz Institut für angewandte Geophysik (LIAG) aufgebaut. Zunächst war nur ein Offline-Betrieb mit dem Ziel der Charakterisierung des Reservoirs vorgesehen. Später wurde als weiteres wichtiges Ziel die seismische Überwachung und Gefährdungsabschätzung definiert und eine Echtzeitdatenübertragung installiert. Der äußere Ring mit einem Radius von 4 km war mit Oberflächenseismometern instrumentiert. Diese Stationen (HAN6, HAN7, HAN8 und HAN9) wurden ab Beginn der Bohrung und insbesondere während der hydraulischen Stimulation ebenfalls mit einer Echtzeitdatenübertragung ausgerüstet. Dies war somit ein guter Test für unser im Rahmen von MAGS vorgesehenes Konzept zur Echtzeitdatenübertragung. Es stellte sich heraus, dass die Datenübertragung mit einer hohen Abtastfrequenz von 250 Hz über Mobilfunk zunächst nicht so zuverlässig funktionierte wie vorgesehen. Diese Erfahrung hatte zur Folge, dass unter anderem bei dem später beschafften Übertragungssystem der MAGS-Stationen andere Router zum Einsatz kamen sowie auf Stationen ohne Stromanschluss ganz verzichtet wurde. (Diese Verbesserungsmaßnahmen waren erfolgreich, so dass die später installierten Seismometer bei Insheim nun eine sehr zuverlässige Echtzeitdatenübertragung aufweisen.) Zusätzlich zu den Echtzeitstationen wurde das GeneSys-Überwachungsnetz während der Stimulationsphase um die 8 temporären Messstationen aus dem MAGS-Projekt (HAN11-HAN18), die aber im Offline-Modus betrieben wurden, sowie eine weitere BGR-Station (MEIT) ergänzt.

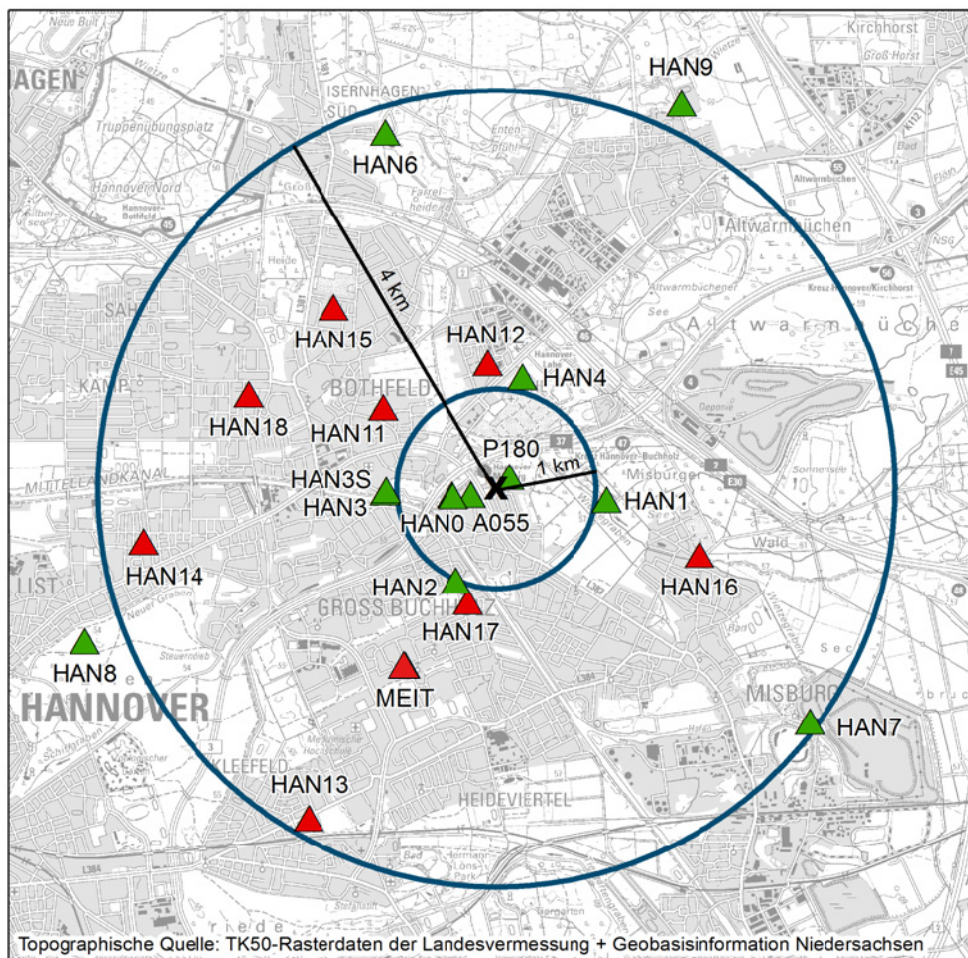


Abbildung 2: Netzwerkkonfiguration der seismologischen Überwachung des GeneSys-Projekts in konzentrischer Anordnung um die Bohrung GT1 (x) aus 12 permanenten Stationen mit Echtzeitübertragung (grün) und 9 temporären Stationen im Offline-Modus (rot), die nur während der Stimulationsphase installiert waren. Details s. Text.

Tabelle 1: Stationsparameter der Oberflächen- und Bohrlochstationen. Das permanente Netz zur Überwachung des GeneSys-Projekts wurde durch temporäre Oberflächenstationen während der Stimulationsphase ergänzt. Ältere Daten der mit * gekennzeichneten Stationen wurden in Zusammenarbeit mit dem LIAG erhoben.

	Station	Betreiber	Länge (°)	Breite (°)	Höhe (m)	Digitalisierer	Seismometer	Datenverfügbarkeit im BGR-Archiv
permanente Stationen	A055	BGR	52,4049	9,8226	47	Reftek 130	STS-2	seit 07.09.2009
	HAN0	BGR	52,4049	9,8198	-35	Reftek 130	SM-6	seit 07.09.2009*
	HAN0D	BGR	52,4048	9,8199	-121	Reftek 130	GS-11	seit 01.06.2010*
	HAN1	BGR	52,4043	9,8426	-44	Reftek 130	SM-6	seit 14.07.2010*
	HAN2	BGR	52,3972	9,8202	-45	Reftek 130	SM-6	seit 14.07.2010*
	HAN3	BGR	52,4052	9,8099	-44	Reftek 130	SM-6	seit 14.07.2010*
	HAN3S	BGR	52,4054	9,8101	56	Reftek 130	LE3Dlite	seit 01.03.2010*
	HAN4	BGR	52,4155	9,8304	-45	Reftek 130	SM-6	seit 14.07.2010*
	HAN6	BGR	52,4377	9,8106	56	Reftek 130	LE3Dlite	01.12.2009 - 21.06.2011
	HAN7	BGR	52,3841	9,8722	47	Reftek 130	LE3Dlite	26.01.2010 - 01.06.2011
	HAN8	BGR	52,3921	9,7654	46	Reftek 130	LE3Dlite	18.01.2010 - 17.06.2011
	HAN9	BGR	52,4400	9,8543	62	Reftek 130	LE3Dlite	18.01.2010 - 21.06.2011
	P180	BGR	52,4065	9,8283	-133	Reftek 130	GS-11	seit 12.05.2010
temporäre Stationen	HAN11	MAGS	52,4129	9,8098	54	Quanterra Q330S+	LE3Dlite	20.05.2011 - 06.06.2011
	HAN12	MAGS	52,4168	9,8253	55	Quanterra Q330S+	LE3Dlite	19.05.2011 - 06.06.2011
	HAN13	MAGS	52,3759	9,7981	55	Quanterra Q330S+	LE3Dlite	20.05.2011 - 03.06.2011
	HAN14	MAGS	52,4010	9,7742	53	Quanterra Q330S+	LE3Dlite	20.05.2011 - 08.06.2011
	HAN15	MAGS	52,4220	9,8026	54	Quanterra Q330S+	LE3Dlite	20.05.2011 - 07.06.2011
	HAN16	MAGS	52,3993	9,8562	58	Quanterra Q330S+	LE3Dlite	20.05.2011 - 30.05.2011
	HAN17	MAGS	52,3953	9,8220	55	Quanterra Q330S+	LE3Dlite	20.05.2011 - 30.05.2011
	HAN18	MAGS	52,4142	9,7900	53	Quanterra Q330S+	LE3Dlite	20.05.2011 - 07.06.2011
	MEIT	BGR	52,3910	9,8138	61	Reftek 130	LE3D / 5s	20.05.2011 - 30.05.2011

Da zum Zeitpunkt der GeneSys-Stimulation die weiter unten beschriebenen im Einzelprojekt 3 entwickelten Methoden zur Echtzeitdatenauswertung und -gefährdungsabschätzung noch nicht zur Verfügung standen, wurden hier zunächst Standardmethoden eingesetzt. Ein automatischer STA/LTA-Detektionsalgorithmus mit verschiedenen Empfindlichkeitsstufen sorgte für die Analyse der aufgezeichneten seismischen Signale und für die rechtzeitige Information über erhöhte Seismizität im Sinne einer erhöhten Alarmbereitschaft. Im Falle von maximalen Bodenschwingungsgeschwindigkeiten oberhalb von 1 mm/s hätte das verwendete Reaktionsschema zum Stopp der Injektion geführt. Während der Stimulation waren jeweils ein Seismologe und ein Ingenieur im Dauereinsatz. So wurde die zeitnahe Auswertung und

Bewertung der auftretenden Seismizität sichergestellt und bei technischen Problemen konnte zeitnah Abhilfe geschaffen werden.

Das Ergebnis des mikroseismischen Monitorings war, dass während der gesamten Zeit kein seismisches Ereignis registriert wurde, das durch die Arbeiten im Geothermieprojekt GeneSys induziert wurde. Hieraus ergab sich die Fragestellung, ob dies darauf zurückzuführen ist, dass nur schwache Ereignisse aufgetreten sind, die wegen der geringen Datenqualität der Stationen im Stadtgebiet nicht beobachtet wurden, oder ob tatsächlich kein seismisches Ereignis aufgetreten ist. Weitergehend lässt sich die Frage so umformulieren: Ab welcher Magnitude wäre ein hypothetisches Mikroerdbeben mit dem bestehenden Netzwerk registriert worden? Diese Fragestellung war im ursprünglichen Arbeitsplan zum MAGS-Projekt nicht vorgesehen, wurde hier aber zusätzlich behandelt. Zunächst wurde die Bodenunruhe an den einzelnen Standorten systematisch bewertet. Hierzu wurden Spektrogramme aller Stationen berechnet. Es zeigten sich deutliche Unterschiede zwischen Tages- und Nachtzeiten sowie zwischen Arbeitstagen und Wochenenden. Weil das Projekt und daraus folgend auch die Überwachungsstationen im Stadtgebiet liegen, sind anthropogene Quellen die Hauptursache für die seismische Bodenunruhe. Sie ist stark ausgeprägt bei den tiefen Frequenzen unseres Messbereichs von 20 Hz und darunter, wobei die Stationen nachts und am Wochenende ruhiger sind als tagsüber und während eines Arbeitstags (Abbildung 3). Durch eine systematische Auswertung über einen längeren Zeitraum wurden mittlere Werte sowohl für die Bodenunruhe bei Nacht als auch bei Tag für jede Seismometerstation bestimmt, wobei zwischen den drei Frequenzbereichen 1-10 Hz, 10-50 Hz sowie 50-125 Hz unterschieden wurde. Hierbei zeigte sich insbesondere auch, dass an den Bohrlochstationen das Rauschniveau um ca. einen Faktor 10 geringer war als an den Oberflächenstationen.

Eine erste einfache Bewertung der Stationsqualität erhält man aus dem Vergleich mittlerer Rauschamplituden mit Grenzwerten der DIN 4150-3, die Anhaltswerte zur Einwirkung von Erschütterungen im Bauwesen gibt. Der kleinste Anhaltswert für sehr empfindliche Gebäude liegt bei 3 mm/s. Der einfache Vergleich (Abbildung 4) zeigt, dass das Rauschniveau um drei Dekaden unter den Anhaltswerten liegt. Daher war das Überwachungsnetz geeignet, mindestens alle schadensrelevanten Erschütterungen durch induzierte Seismizität im Rahmen des Geothermieprojekts GeneSys aufzuzeichnen. Weil auch Signale mit deutlich schwächeren Bodenschwinggeschwindigkeiten beobachtet werden konnten, war auch die Früherkennung von steigender Häufigkeit und Magnitude von Erdbeben sichergestellt.

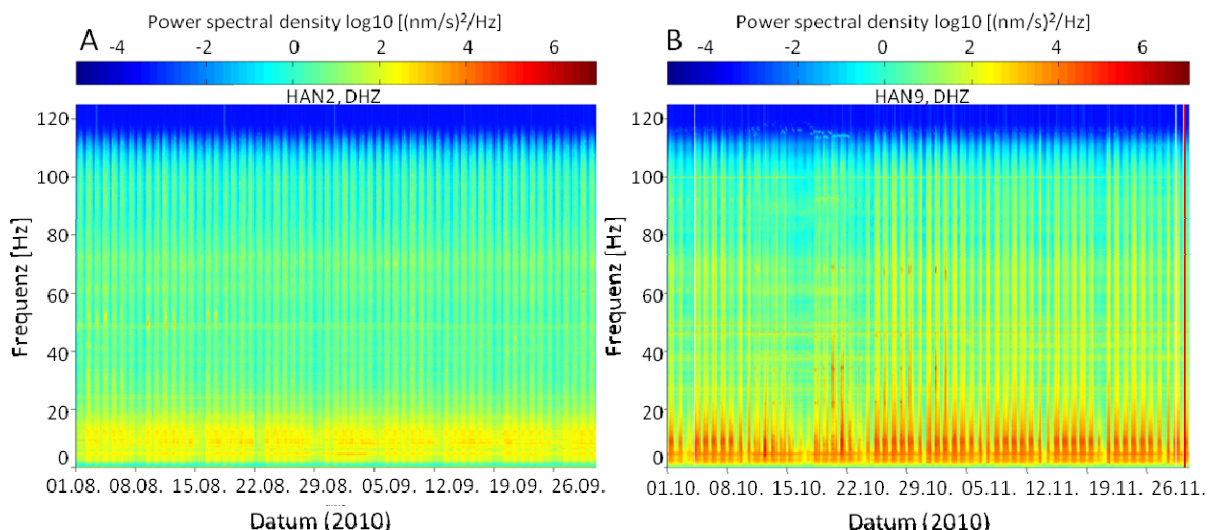


Abbildung 3: Spektrogramme der Bohrlochstation HAN2 (A) und der Oberflächenstation HAN9 (B). Gezeigt ist jeweils die aufgezeichnete Bodenunruhe als Funktion der Frequenz und der Zeit für einen Zeitbereich von ca. 2 Monaten. Man beachte die wiederkehrenden Änderungen im Rauschniveau mit einer Periode von einem Tag (Tag-Nacht-Unterschiede) und mit einer Periode von sieben Tagen (Wochentag-Wochenende).

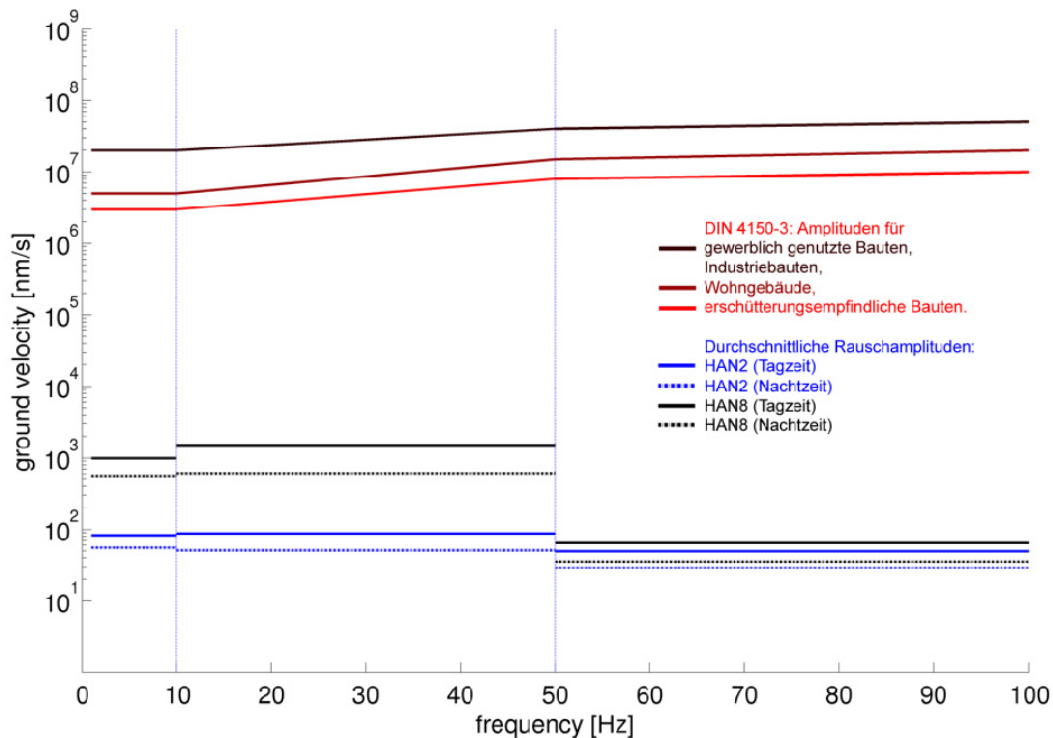


Abbildung 4: Vergleich der mittleren Rauschamplitude an einer typischen Oberflächen- (schwarz) und einer typischen Bohrlochstationen (blau). Die mittlere Bodenunruhe in den drei Frequenzbereichen 1-10 Hz, 10-50 Hz und 50-125 Hz ist jeweils für die Nachtzeit (gestrichelt) und die Tagzeit (durchgezogen) gezeigt. Die drei Grenzwerte für drei verschiedene Gebäudeklassen aus der DIN4150-3 sind als rote Linien dargestellt.

Für eine abschließende Bewertung der Seismizität im Projekt GeneSys ist eine Abschätzung der Detektions- und Vollständigkeitsschwelle des Stationsnetzes notwendig. Wenn die Stärke des schwächsten noch registrierbaren Ereignisses bekannt ist, lässt sich daraus im Umkehrschluss postulieren, wie stark seismische Ereignisse eventuell aufgetretener aber nicht beobachteter Mikroseismizität maximal gewesen sind. Hierzu wird über Modellierungen abgeschätzt, welche Signalamplituden von hypothetischen Ereignissen im geothermischen Reservoir für verschiedene Magnitudenwerte zu erwarten sind. Diese werden dann mit den beobachteten Rauschniveaus der Stationen verglichen und im Hinblick auf ihre Detektionsfähigkeit bewertet.

Die synthetischen Wellenformen werden nach der Reflectivity-Methode (Kennet, 1983; Müller, 1985) berechnet. Als Quelle wird ein hypothetisches induziertes seismisches Ereignis im Geothermiereservoir angenommen. Die Koordinaten dieser hypothetischen Quelle werden auf das Bohrlochtiefste festgesetzt. Als Mechanismus wird hier vereinfacht eine Explosionsquelle angenommen, bei der die resultierenden Signale eine dominierende Frequenz von 20 Hz haben. Die mittlere Abstrahlung für Scherbrüche könnte in genaueren Analysen ein realistisches Modell weiter annähern. Das Geschwindigkeitsmodell (Abbildung 5) zur Modellierung wurde für die P-Wellen aus Sonic-Log und VSP-Messungen abgeleitet (Orilski et al., 2011). Charakteristisch sind die mächtigen Sedimente geringer Geschwindigkeiten des Norddeutschen Beckens. Der markante Geschwindigkeitssprung in einer Tiefe von etwa 2400 m von 3600 m/s auf 4700 m/s repräsentiert die geologische Grenze zwischen den Sedimenten des Jura und der Trias. Als Wert für den Qualitätsfaktor, der die Dämpfungseigenschaften beschreibt, wird $Q_P = 100$ verwendet.

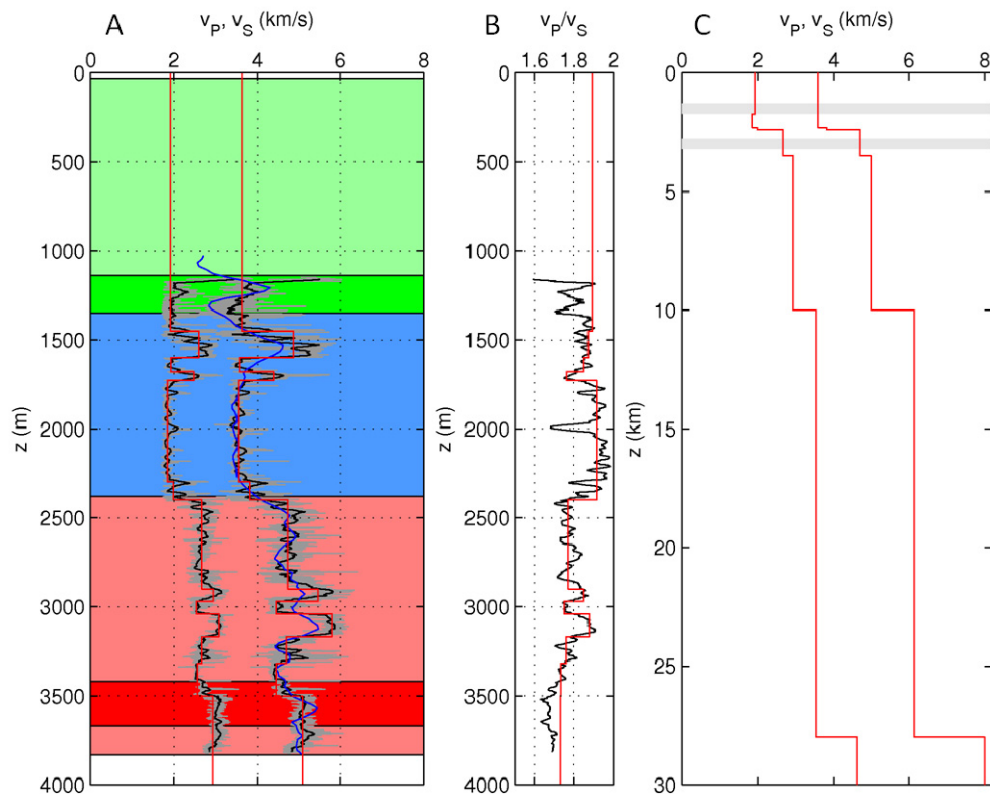


Abbildung 5: Geschwindigkeitsmodelle am GeneSys-Standort in Hannover. A: v_p und v_s aus Sonic-Log-Messungen (grau, schwarz: geglättete Werte) und VSP-Messung (blau) in der Bohrung (Orilski et al., 2011). Die daraus abgeleiteten roten Kurven wurden für die seismische Modellierung verwendet. Farblich hinterlegt sind die geologischen Einheiten (Kreide, grün; Jura, blau; Trias, rot). B: Aus den Sonic-Log-Messungen hergeleitetes v_p/v_s -Verhältnis (schwarz, abgeleitet: rot). C: Für die synthetischen Berechnungen verwendetes Modell bis in 30 km Tiefe. In den grau hinterlegten Tiefenbereichen bei 1,5 km und bei 3 km wurden entsprechend den Sonic-Log-Messungen dünne Schichten erhöhter Geschwindigkeiten eingefügt.

Abbildung 6 zeigt das Beispiel einer Seismogrammsection für synthetische Wellenformen für Epizentralentfernungen bis 5800 m. Die direkte Welle erreicht die bohrlochnahen Stationen nach etwa 0,8 s. Eine spätere Phase wird ab einer Entfernung von etwa 1500 m sichtbar.

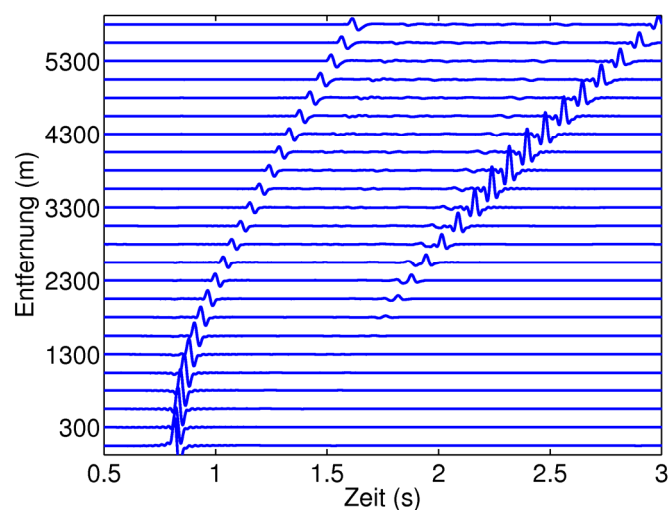


Abbildung 6: Synthetische Seismogramme für eine seismische Quelle in ca. 4000 m Tiefe für Epizentralentfernungen bis 5800 m.

Die Maximalamplituden der synthetischen Seismogramme werden entfernungsabhängig gemessen und mit den Rauschamplituden an den Stationen in den entsprechenden Entfernungen von der Bohrung verglichen. Bei diesem Vergleich werden die unterschiedlichen Rauschniveaus zu verschiedenen Tageszeiten berücksichtigt. Die mittlere Rauschamplitude für den Zeitraum zwischen 12:00 und 16:00 Uhr wird hier stellvertretend für den Tag, der Zeitraum zwischen 0:00 und 4:00 Uhr stellvertretend für die Nacht ausgewertet.

Die synthetischen Berechnungen der erwarteten Signalamplituden und der anschließende Vergleich mit den gemessenen Rauschniveaus werden für verschiedene Magnituden der hypothetischen Quelle wiederholt. Getestet werden Momentenmagnituden M_w zwischen -1 und 0.

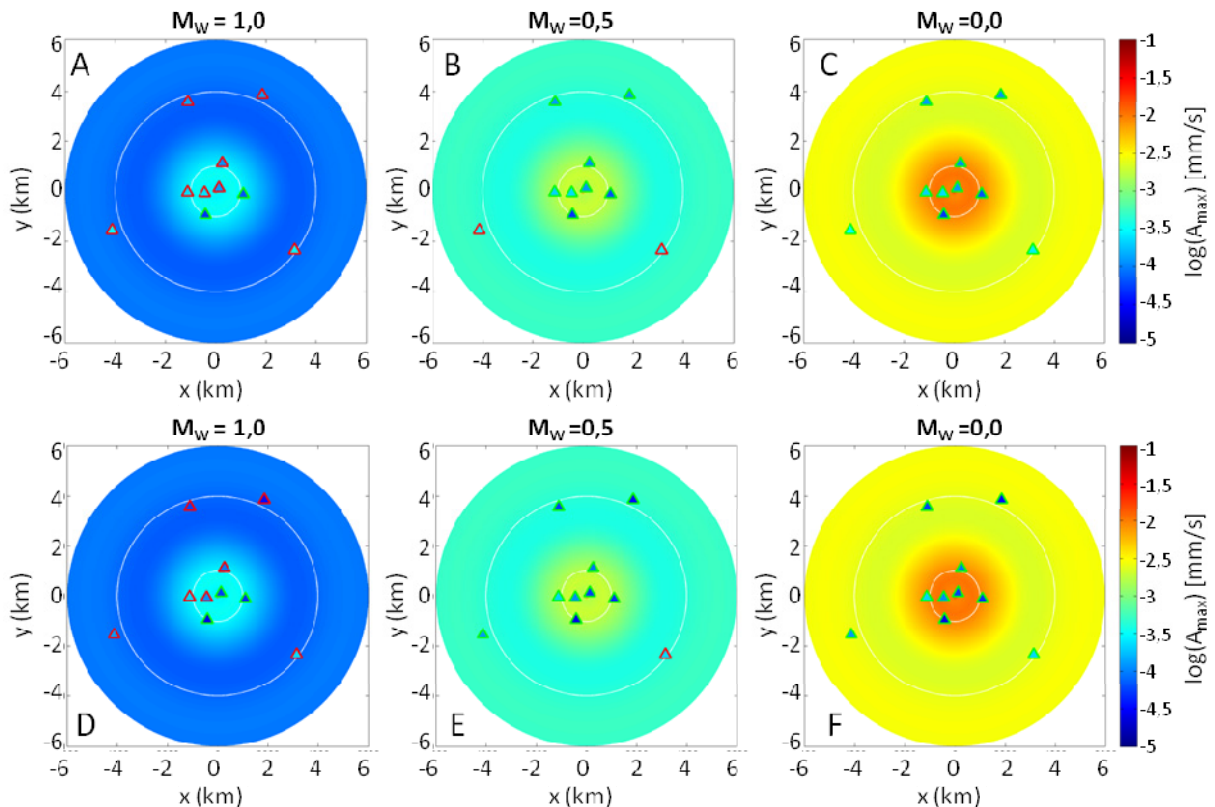


Abbildung 7: Vergleich des Rauschniveaus bei 20 Hz an allen Echtzeit-Stationen des Netzwerks (Farbe der Dreiecke) mit den synthetischen Signalamplituden (Hintergrundfarbe) für verschiedene Magnituden ($M_w = -1,0$: A und D, $M_w = -0,5$: B und E und $M_w = 0,0$: C und F). In der oberen Zeile wurde das Tagesrauschniveau verwendet, während die drei unten Abbildungen der Nachtsituation entsprechen. Stationen, an denen die modellierte Signalamplitude kleiner als dreimal das Rauschniveau ist, wurden rot umrandet (keine Stationsdetektion). Die Stationen, an denen das modellierte Signal das gemessene Rauschniveau um mehr als den Faktor 3 überschreitet, wurden grün umrandet (Stationsdetektion). Bei der Forderung, dass für eine sichere Ereignisdetektion das Signal/Rausch-Verhältnis von drei an mindestens vier Stationen überschritten sein muss, sind Ereignisse mit Magnituden $M_w \geq -0,5$ detektierbar (B und E).

Erfahrungsgemäß kann ein Ereignis sicher detektiert werden, wenn das Signal/Rausch-Verhältnis größer als 3 ist. Mit dieser Bedingung lässt sich aus dem beschriebenen Vergleich die Detektionsschwelle der jeweiligen Stationen abschätzen. Eine zusammenfassende Darstellung der Auswertung für das gesamte Stationsnetz zeigt Abbildung 7. Der Vergleich der erwarteten Signalamplituden in Entfernungen bis 6000 m von der Bohrung mit den Amplituden der Bodenunruhe an den Stationen ist in einer Kartenansicht dargestellt. Um Fehldetektionen aufgrund lokaler Störungen, die zu Triggerungen an nur einzelnen Stationen führen, zu vermeiden, wird in der Praxis häufig eine zusätzliche Koinzidenzbedingung eingeführt. Der Ereignisdetektor spricht nur an, wenn eine Triggerung an mehreren Stationen erfolgt. In unserer Abschätzung der Detektionsschwelle fordern wir deshalb, dass das Signal/Rausch-Verhältnis von 3 an mindestens vier Stationen gegeben sein muss, um ein Ereignis sicher zu detektieren. Die Detektionsschwelle des GeneSys-Netzes wird mit diesen Bedingungen zu $M_w = -0.5$ abgeschätzt. Dieser Wert ist in guten Einklang mit ähnlichen Vollständigkeitsmagnituden, die mit anderen Methoden für die Netzwerke in Landau/Insheim und Unterhaching bestimmt wurden.

Neben den früheren Projekten Horstberg und Groß Schönebeck in Norddeutschland sind damit das GeneSys-Projekt insgesamt und besonders die Stimulationsmaßnahme der Bohrung ein weiteres Beispiel für eine erfolgreiche Stimulation ohne das Auftreten von Mikro-seismizität.

Die Abschätzung der Detektionsschwelle kann mit Beobachtungen anderer seismischer Quellen im Raum Hannover verglichen werden. Die einzigen seismischen Quellen, die beobachtet und lokalisiert werden konnten, waren die Perforationssprengung in der Bohrung und die Sprengung einer Bombe aus dem zweiten Weltkrieg in ca. 7 km Entfernung. Für letztere wurde eine Magnitude von 0,5 bestimmt. Das seismische Signal war über das gesamte Netzwerk mit einem hohen Signal/Rausch-Verhältnis auswertbar.

Durch das Projektteam GeneSys der BGR wurden der interessierten Öffentlichkeit umfangreiche Informationsmöglichkeiten angeboten. Aktuelle Informationen über den Status des Projekts und ausgeführte Arbeiten wurden auf einer Internetseite bereitgestellt. Die direkten Anwohner wurden durch Informationsblätter und durch eine Informationsveranstaltung im GeoZentrum über die bevorstehenden Stimulationsmaßnahmen informiert. Auch die Gefahren der induzierten Seismizität sowie das verwendete Reaktionsschema zur Minimierung der Gefährdung wurden vorgestellt. Ein Live-Seismogramm wurde ebenfalls auf der Internetseite eingeblendet.

II.1.1.b Mikroseismische Überwachung im Rahmen der Inbetriebnahme des Geothermiekraftwerks Insheim, Südpfalz (Oberrheingraben)

Um das Echtzeitmonitoring und die entwickelten Algorithmen im Anwendungsfall zu testen, wurde als zweites Feldexperiment die Inbetriebnahme des Geothermiekraftwerks in Insheim (Betreiber: Pfalzerwerke geofuture GmbH) im Oberrheingraben begleitet. Hier sollen aus dem 165°C heißen Thermalwasser 4,8 MW elektrische und 6-10 MW thermische Leistung gewonnen werden. Die Fließrate wird dabei langsam stufenweise auf bis zu 80 l/s gesteigert.

Durch das Karlsruher Institut für Technologie (KIT) sowie durch die vom Betreiber beauftragten Firmen BESTEC GmbH und DMT GmbH & Co. KG wurden in der Südpfalz bereits seismische Netzwerke betrieben. Zusätzlich stellte die BGR die im Rahmen von MAGS beschafften acht Online-Mobilstationen auf. In enger Zusammenarbeit mit dem Kraftwerksbetreiber Pfalzerwerke geofuture GmbH, dem KIT, der BESTEC GmbH und dem Landeserdbendienst Rheinland-Pfalz wurden während zweier Feldkampagnen im August und September 2012 die Kommunikationsstrategie der Messungen abgestimmt, die Standorte ausgewählt und die Stationen installiert. Die Mobilstationen sind mit Seismometern vom Typ Lenartz LE-3Dlite (Eckfrequenz 1 Hz) und Digitalisierern vom Typ Quanterra Q330S+ ausgestattet (Abbildung 8). Die Aufzeichnung erfolgt mit 200 Hz. Für die Datenübertragung werden neueste Router verwendet, damit der Übertragungsstandard LTE getestet werden kann, der eine hohe Stabilität der Datenübertragung verspricht. Die Daten werden in Echtzeit in das Datenzentrum der BGR gesendet und sind über SeedLink verfügbar. Die Funkverbindung kann auch zur Fernwartung der Stationen genutzt werden.

Die Standorte wurden so ausgewählt, dass sie das bestehende Netzwerk aus Stationen des KIT und des Betreibers sinnvoll ergänzen (Abbildung 9). Entsprechend der FKPE-Richtlinie (Baisch et al., 2012) wurden in bis zu 8 km Entfernung um das Kraftwerk (8 km \approx 2 \times Reservoirtiefe) seismisch möglichst ruhige Standorte ausgesucht. Um eine möglichst hohe Zuverlässigkeit der Datenübertragung zu gewährleisten, wurden alle Stationen mit Stromanschluss installiert.

II.1.1.c Vorliegende Daten zur hydraulischen Stimulation in Basel, Schweiz

Im Dezember 2006 wurde beim Deep Heat Mining Projekt in Basel eine hydraulische Stimulation durchgeführt. Zwischen dem 2.12. und dem 8.12. wurden insgesamt 11.570 m³ Wasser injiziert. Die Fließrate wurde dabei erst schrittweise auf bis zu maximal 3300 l/m erhöht, nach Zunahme der Seismizität jedoch entsprechend dem Reaktionsschema bis zum Shut-In zurückgefahren und schließlich die Bohrung geöffnet (Bleed-Off). Kurz vor dem Bleed-Off trat ein Erdbeben mit einer Lokalmagnitude von $M_L = 3,4$ auf (Haering et al., 2008). Die Stimulation wurde umfangreich seismologisch überwacht. Ein Großteil dieser Aufzeichnungen ist frei verfügbar (verwendete Stationen siehe Abbildung 10), so dass der von uns entwickelte Detektor auf diese Daten angewandt werden konnte. Der so erzeugte Erdbebenkatalog wird gemeinsam mit Injektionsparametern aus der Literatur als Eingangsdatensatz für den Test der Echtzeit-Gefährdungsabschätzung bereitgestellt.

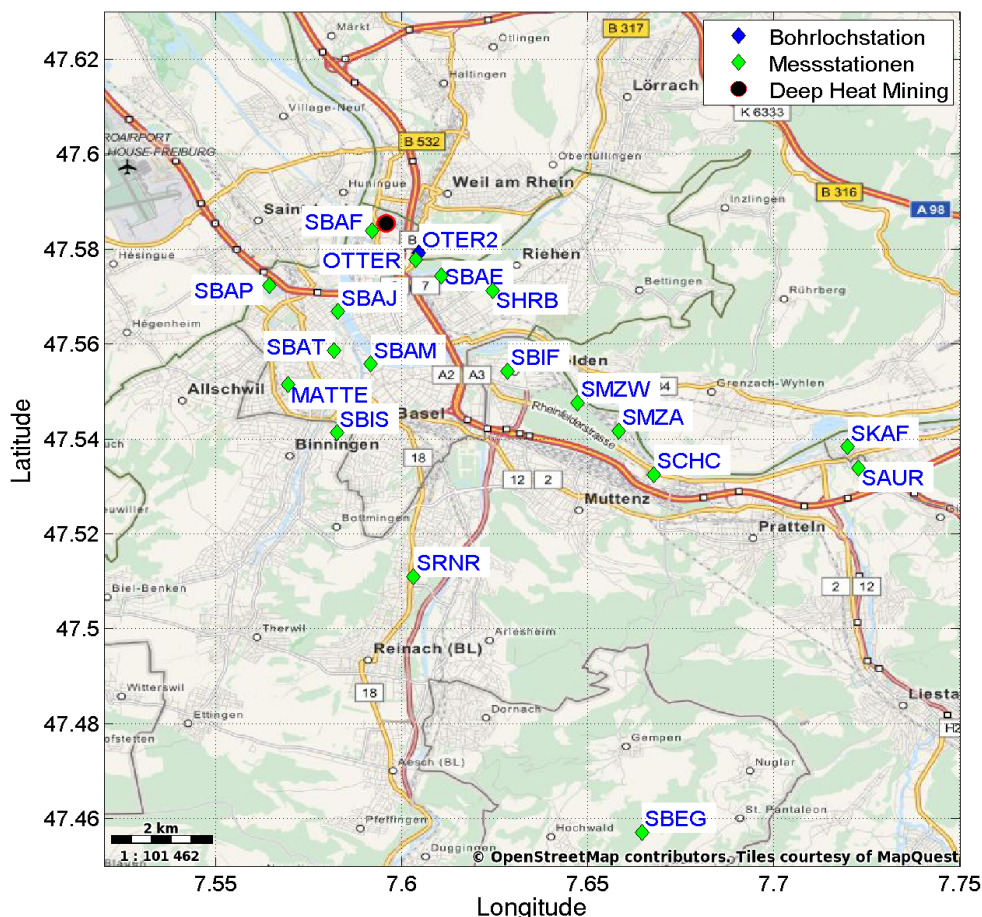


Abbildung 10: Karte der verwendeten seismologischen Stationen des Schweizerischen Erdbebendienstes bei Basel, wobei Oberflächenstationen als grüne und Bohrlochstationen als blaue Rauten dargestellt sind. Der Ort der Injektionsbohrung in Basel ist durch den schwarz-roten Kreis markiert.

II.1.2 Verbesserung des Echtzeitmonitorings

II.1.2.a Echtzeitkreuzkorrelationsdetektor

Ein grundsätzliches Problem beim Erdbebenmonitoring besteht darin, schwache aber in der Nähe des aufzeichnenden Seismometers liegende Erschütterungsquellen von stärkeren aber weiter entfernt liegenden Quellen zu unterscheiden. Da die Stärke der Bodenschwingung mit der Entfernung abnimmt, können beide Quellen einen ähnlich starken Ausschlag am Seismometer verursachen. Zur zuverlässigen automatischen Detektion eines Erdbebens werden daher in der Regel die Aufzeichnungen an mehreren Seismometern gleichzeitig betrachtet. Dazu werden die am Seismometerstandort aufgezeichneten Bodenbewegungen automatisch digitalisiert und innerhalb weniger Sekunden über Funk oder das Internet an Auswertezentren übermittelt. Dort werden die Daten verschiedener Seismometer zusammengeführt und die Erdbebensignale von Auswerteargorithmen im kontinuierlichen Hintergrundrauschen detektiert.

Die Standardmethode ist die Detektion mit Hilfe von STA/LTA-Triggern, die die aktuelle seismische Energie in einem kurzen Zeitfenster mit einem langfristigen Mittelwert vergleichen (Abbildung 11). Werden von verschiedenen Seismometern innerhalb eines kurzen Zeitfensters Stationsdetektionen gemeldet, sucht ein Lokalisierungsalgorithmus durch systematisches Ausprobieren ein mögliches Erdbebenzentrum, das möglichst viele der Detektionen durch die erwarteten Ankunftszeiten seismischer Wellen erklärt. Solche automatischen Auswerteargorithmen können heutzutage innerhalb weniger Minuten nach dem Auftreten eines Erdbebens Informationsmeldungen ausgeben. Zur automatischen Auswertung der Seismizität in Deutschland wurde an der BGR das Programmpaket "ALISE - Alarm- und Informationssystem für Erdbeben" (Jahnke et al., 2006) entwickelt. Ein weiteres automatisches Auswertesystem ist das Programmpaket „SeisComP3“ (Hanka et al., 2008), das im Rahmen des deutsch-indonesischen Tsunami-Frühwarnsystems am GeoForschungsZentrum Potsdam (GFZ) entwickelt wurde. Dieses Programmpaket ist auch an der BGR installiert und wird bei uns ebenfalls zum Echtzeitmonitoring der Seismizität in Deutschland eingesetzt. Die bisherigen Entwicklungen konzentrierten sich hierbei auf die schnelle Analyse großer Schadenserdbeben. Des Weiteren wurden die meisten verwendeten Seismometer an speziell ausgewählten Standorten fernab von Städten aufgestellt, um eine besonders geringe Bodenunruhe zu erreichen.

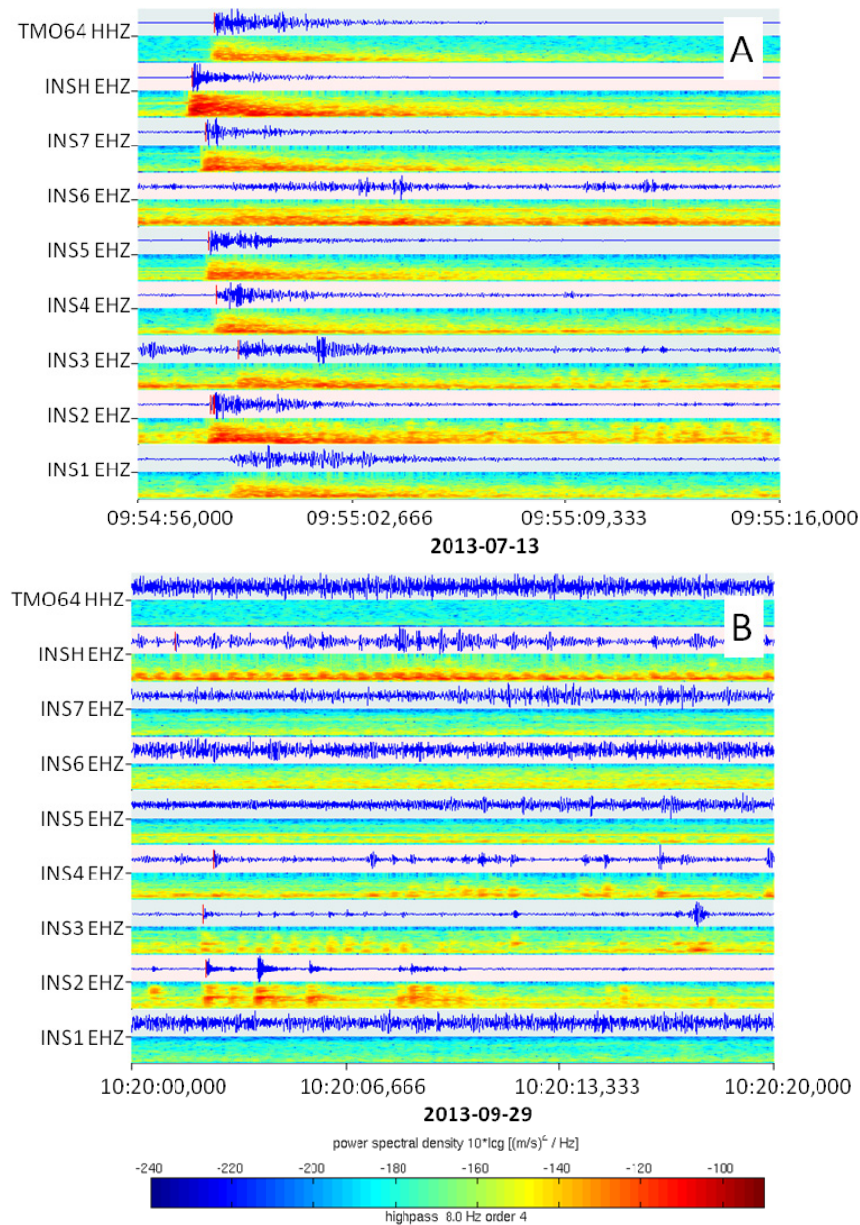


Abbildung 11: Beispiele für STA/LTA-Detektionen. A: erfolgreiche Detektion eines Mikroerdbebens. B: typische Fehldetektion durch gleichzeitig an mehreren Stationen (hier INS2, INS3, INS4 und INSH) verstärkt auftretende Bodenunruhe.

Ein Hauptproblem bei der seismischen Überwachung hydraulischer Stimulationen ist, dass die Standorte der Erdwärmekraftwerke in der Nähe oder innerhalb von Städten liegen und daher an den seismischen Überwachungsstationen erheblich größere Bodenunruhe herrscht als an sonst üblichen Seismometerstandorten. Die Vielzahl an lokalen Erschütterungsquellen in der Nähe des Seismometernetzes führt bei den oben beschriebenen Standardalgorithmen zu einer inakzeptablen Anzahl von Fehldetektionen, bei denen die Bodenunruhe fälschlicherweise als Erdbeben gedeutet wird (Abbildung 11 B). Darüberhinaus führen auch die Seismometerstandorte auf Sedimentgesteinen zu einer höheren seismischen Bodenunruhe als bei den sonst üblichen Stationen auf Festgestein. Neben der Bodenunruhe kommt als weitere Herausforderung hinzu, dass viel kleinere Magnituden relevant sind. Dies ist der Fall, weil erstens induzierte Erdbeben aufgrund der geringen Herdtiefe bei gleicher Magnitude höhere Bodenschwingungsgeschwindigkeiten an der Erdoberfläche erzeugen als natürliche Erdbeben. Sie werden somit von der Bevölkerung leichter verspürt. Zweitens ist die Toleranz gegenüber durch Menschen verursachten Erdbeben geringer als gegenüber natürlichen Erdbeben. Drittens können Mikrobenben verwendet werden, um die seismische Gefährdung

abzuschätzen. Hierbei ist die gemessene Häufigkeit kleiner Erdbeben wichtig, um die Wahrscheinlichkeit größerer Erdbeben abzuschätzen. Ein letzter wichtiger Unterschied zur üblichen Erdbebenseismologie ist, dass sehr viele Mikrobeben innerhalb kurzer Zeit auftreten können. So lag die Ereignisrate bei der Stimulation in Basel bei bis zu 150-200 registrierten Ereignissen pro Stunde (Häring et al., 2008). Die genannten Unterschiede führen dazu, dass die bisher eingesetzten Algorithmen nicht ohne weiteres auf die seismische Überwachung hydraulischer Stimulationen angewandt werden können.

Im Rahmen des Forschungsprojekts MAGS wurde ein neuer Detektionsalgorithmus entwickelt, der nicht auf den üblichen STA/LTA-Triggern sondern auf einer Kreuzkorrelation mit bekannten Musterereignissen beruht. Im Gegensatz zu den herkömmlichen Algorithmen funktioniert diese Methode auch bei unruhigen Seismometerstandorten in Stadtgebieten mit vielen nahegelegenen schwachen Erschütterungsquellen. Hierbei ist der wesentliche Vorteil, dass erheblich weniger durch Bodenunruhe verursachte Fehldetektionen, wie z.B. in *Abbildung 11 B* gezeigt, auftreten. Die geringe Fehlerrate wurde erreicht, indem nicht bloß die Ankunftszeiten der seismischen Phasen automatisch detektiert sondern die vollständigen Seismogrammeinhüllenden analysiert und mit bekannten Mustern verglichen wurden. Die Robustheit wurde hier durch die Einbeziehung von Amplitudeninformationen und der gesamten Wellenform inklusive der später eintreffenden, gestreuten Phasen erreicht. Darüber hinaus wurden auch die beiden weiteren Ziele erreicht, dass die Methode auch bei kleinen Magnituden noch zuverlässig arbeitet und eine eventuell auftretende große Menge an Ereignissen getrennt und in kurzer Zeit verarbeiten werden kann. Die wesentlichen Prozessierungsschritte sind in *Abbildung 12* dargestellt. Die in Echtzeit eingehenden Daten werden in einem aktuellen Zeitfenster mit den vorliegenden Musterereignissen korreliert. Überschreitet der Korrelationskoeffizient einen festgelegten Schwellwert, wird eine Detektion ausgelöst. Aus dem Verhältnis der Amplitude der aktuellen Daten und des Musterereignisses wird dann die Magnitude bestimmt. Es wird eine Detektion mit Herdzeit, Magnitude und Herdort, der vom Musterereignis übernommen wird, ausgegeben.

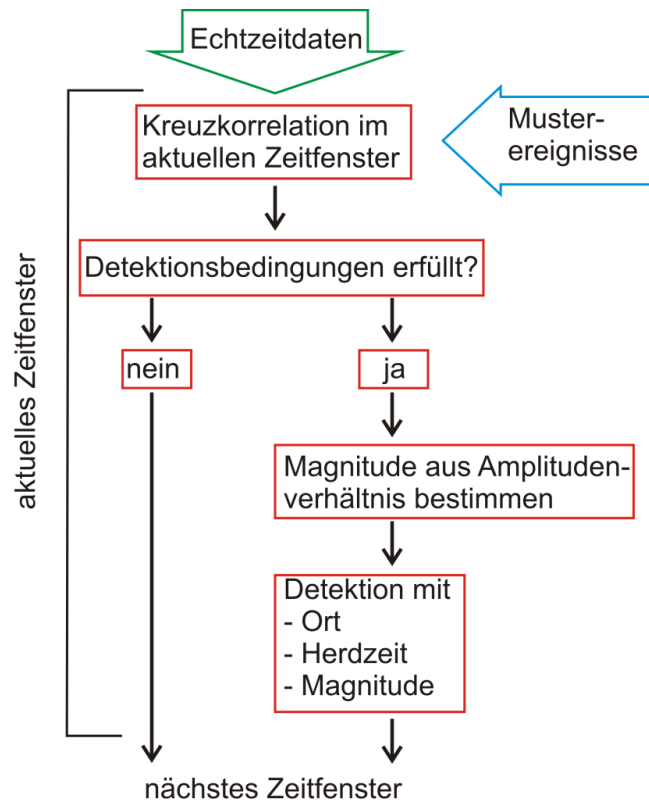


Abbildung 12: Ablaufschema des entwickelten Kreuzkorrelationsdetektors.

Die in Echtzeit im Datenzentrum eintreffenden kontinuierlichen Aufzeichnungen werden zunächst im Frequenzbereich 10 Hz bis 40 Hz bandpassgefiltert, um eine hohe Sensitivität für hochfrequente Mikrobeben zu erreichen. Danach werden aus den Seismogrammen mittels der folgenden rekursiven und kausalen Formel die Seismogrammeinhüllenden e_i^j berechnet:

$$e_i^j = \frac{2}{L_m} \sqrt{\sum_{k=i-L_m}^{k=i} (y_k^j)^2} \quad (1)$$

Hierbei bezeichnen i und k jeweils Zähler für die Zeit, während j die Spurnummer ist. (Da wir nur 3-Komponenten-Seismometer verwendet haben, entspricht die Anzahl der Spuren dreimal der Anzahl der Seismometer.) y_k^j ist die bandpassgefilterte Seismogrammspur, von der die Einhüllende berechnet wird. L_m ist die Anzahl der Datenpunkte, über die eine zeitliche Mittelung zur Glättung der Spur durchgeführt wird. *Abbildung 13* zeigt einige Beispiele für die Berechnung von Seismogrammeinhüllenden aus ihren Seismogrammen. Die quadrierte Seismogrammeinhüllende ist proportional zur Energiedichte der Bodenschwingung. Die weiter unten beschriebene Korrelationstechnik kann sowohl direkt auf die Seismogramme y_k^j als auch auf die Seismogrammeinhüllenden e_i^j angewandt werden. Die Einhüllenden ändern sich bei Variationen im Herdort oder im Herdmechanismus des Erdbebens nur geringfügig, während bei den Seismogrammen insbesondere die späten gestreuten Wellen stark im Raum fluktuieren. Die Unempfindlichkeit der Einhüllenden ist einerseits ein Vorteil, da somit auch Mikrobeben erkannt werden, die sich im Herdmechanismus oder in der Lokation etwas vom Musterereignis unterscheiden. Andererseits steigt die Gefahr, dass auch tektonische Erdbeben außerhalb des Reservoirs hinreichend ähnlich zum Musterereignis sind und somit fälschlicherweise eine Detektion auslösen. Ein weiterer Vorteil der Einhüllenden ist, dass sie deutlich tieffrequenter Signale darstellen als die Seismogramme selbst. Dies ermöglicht, insbesondere nach der in Gleichung 1 durchgeführten Glättung, ein Resampling mit größerer zeitlicher Abtastrate durchzuführen. Durch diese Datenreduktion wird die Korrelation im Echtzeitalgorithmus deutlich weniger rechenintensiv.

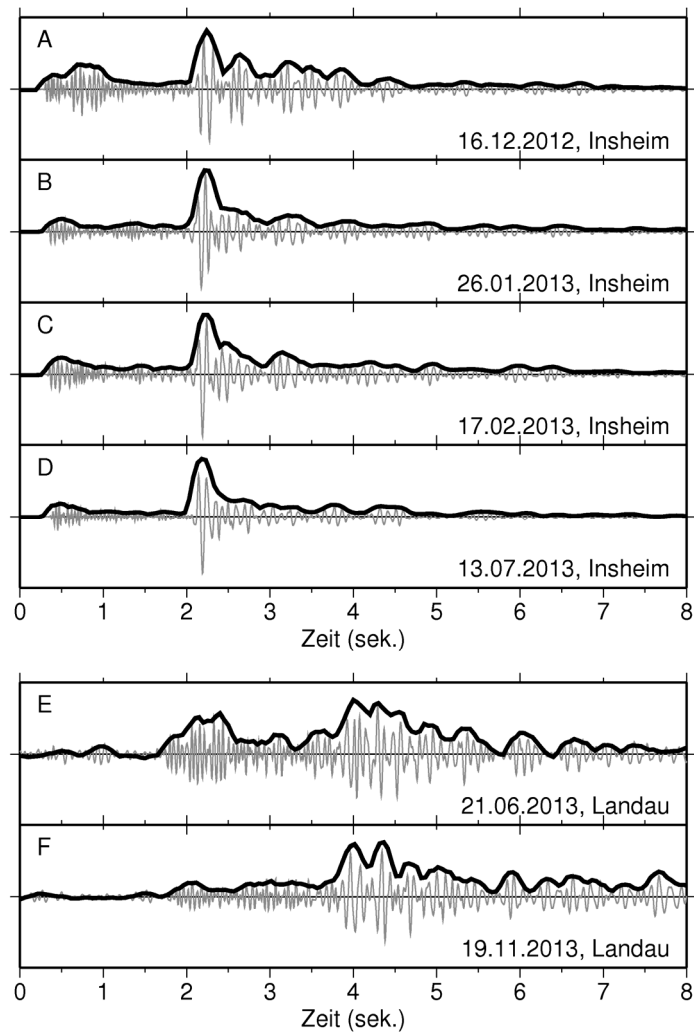


Abbildung 13: Beispiele für Seismogramme (dünne, graue Linien) und Seismogrammeinhüllende (dicke, schwarze Linien). A-D zeigen vier verschiedene Erdbeben aus Insheim, während E-F den Signalen von zwei Erdbeben in Landau entsprechen. Gezeigt ist jeweils die Ost-Komponente der Station INSH.

Die Korrelationstechnik für Seismogramme wurde in den MAGS-Einzelprojekten 1 (Karlsruhe) und 2 (München) angewandt, während wir uns im hier beschriebenen Einzelprojekt 3 im Wesentlichen auf die Korrelation von Seismogrammeinhüllenden konzentriert haben. Die von uns entwickelten Computeralgorithmen können aber ohne weiteres auch auf die Wellenformen angewandt werden. *Abbildung 13* zeigt Beispiele für die Ähnlichkeit der Aufzeichnungen verschiedener Mikrobeben aus dem Reservoir in Insheim sowohl für die Seismogramme als auch für die Seismogrammeinhüllenden. Das Signal unterscheidet sich deutlich von den Signalen aus Landau.

Bei der Verwendung der Energiedichte ist die immer vorhandene Bodenunruhe bei der Berechnung der Kreuzkorrelation problematisch. Obwohl die Seismogramme nach der Bandpassfilterung mittelwertfrei sind, handelt es sich bei den Seismogrammeinhüllenden immer um rein positive Zeitreihen. Die Standardabweichung der durch die Bodenunruhe verursachten Schwingungen um die Nulllage erscheint in den Einhüllenden als eine konstante Verschiebung zu positiven Zahlen (schwarze Kurve in *Abbildung 14*). Wenn nun eine Kreuzkorrelation zwischen der konstant-positiven Unruhespur und dem Masterereignis berechnet wird, ergibt sich ein hoher Ähnlichkeitswert, der zu Detektionen führen kann, auch wenn kein Erdbeben vorliegt (rote Zeitreihen in *Abbildung 15*). Eine Lösung dieses Problems besteht darin, das Unruheniveau von den Einhüllendenspuren sowohl des Masterevents als auch des aktuellen Zeitfensters abzuziehen (rote Kurve in *Abbildung 14* und grüne, bzw. blaue

Zeitreihe in *Abbildung 15*). Die Bodenunruhe e_{noise}^j wird in einem Zeitfenster vor dem eigentlichen Erdbebensignal berechnet:

$$e_{noise}^j = \frac{1}{L_n} \sqrt{\sum_{i=1}^{L_n} e_i^j} \quad (2)$$

Hierbei sind i und j die Zähler für die Zeit und die Spurnummer und L_n ist die Länge des Fensters, in dem die Bodenunruhe abgeschätzt wird. Die in einem oder mehreren Zeitfenstern vor dem erwarteten Erdbebensignal abgeschätzte Bodenunruhe wird dann von der Einhüllendenspur abgezogen:

$$\hat{e}_i^j = e_i^j - e_{noise}^j \quad (3)$$

Das Zeitfenster, in dem die Bodenunruhe berechnet wird, liegt vor dem Signalzeitfenster, in dem die Korrelation berechnet wird (*Abbildung 14*).

Abbildung 15 zeigt, dass durch das Abziehen des Unruheniveaus die Anzahl der Fehldetektionen verringert wird: Wenn das Masterereignis mit mittelwertfreiem Rauschen korreliert wird, ergibt sich der gewünschte kleine Korrelationskoeffizient (blaue und grüne Kurven in *Abbildung 15*). Da das verwendete Noise-Zeitfenster selbst auch wieder Signale enthalten kann, verwenden wir zwei alternative Zeitfenster zum Abschätzen des Noiseniveaus, wobei der kleinere der beiden berechneten Noise-Level im Signalfenster abgezogen wird. Der Abstand zwischen beiden Noise-Fenstern sollte größer als die Signallänge sein, damit eines der beiden Intervalle außerhalb des Signals liegt.

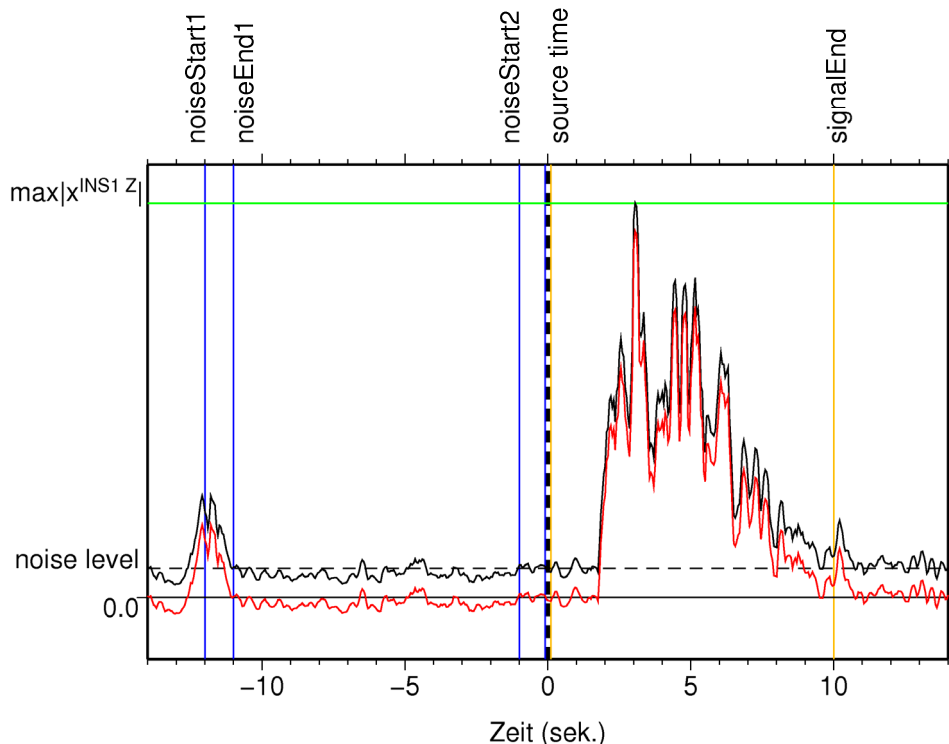


Abbildung 14: Geglättete Seismogrammein-hüllende eines bandpassgefilterten Seismogramms des Erdbebens bei Insheim vom 17.02.2013 um 20:07:16 (M_L 2,0). Gezeigt ist die vertikale Komponente der Station INS1 vor dem Abziehen des Unruhe-Niveaus (schwarz) und danach (rot). Das Unruhe-Niveau (dünne schwarz gestrichelte Linie) wird in den zwei mit blauen senkrechten Linien markierten Noise-Zeitfenstern gemessen. Die Korrelation wird im mit orangen Linien markierten Signalzeitfenster durchgeführt. Das Ende des zweiten Noise-fensters und der Anfang des Signalfensters sind in diesem Fall mit der Herdzeit des Erdbebens identisch (dicke schwarz gestrichelte Linie). Die grüne Linie markiert das Maximum $\max|x^{INS1 Z}|$ der Spur INS1 Z, aus dem die Magnitude bestimmt wird.

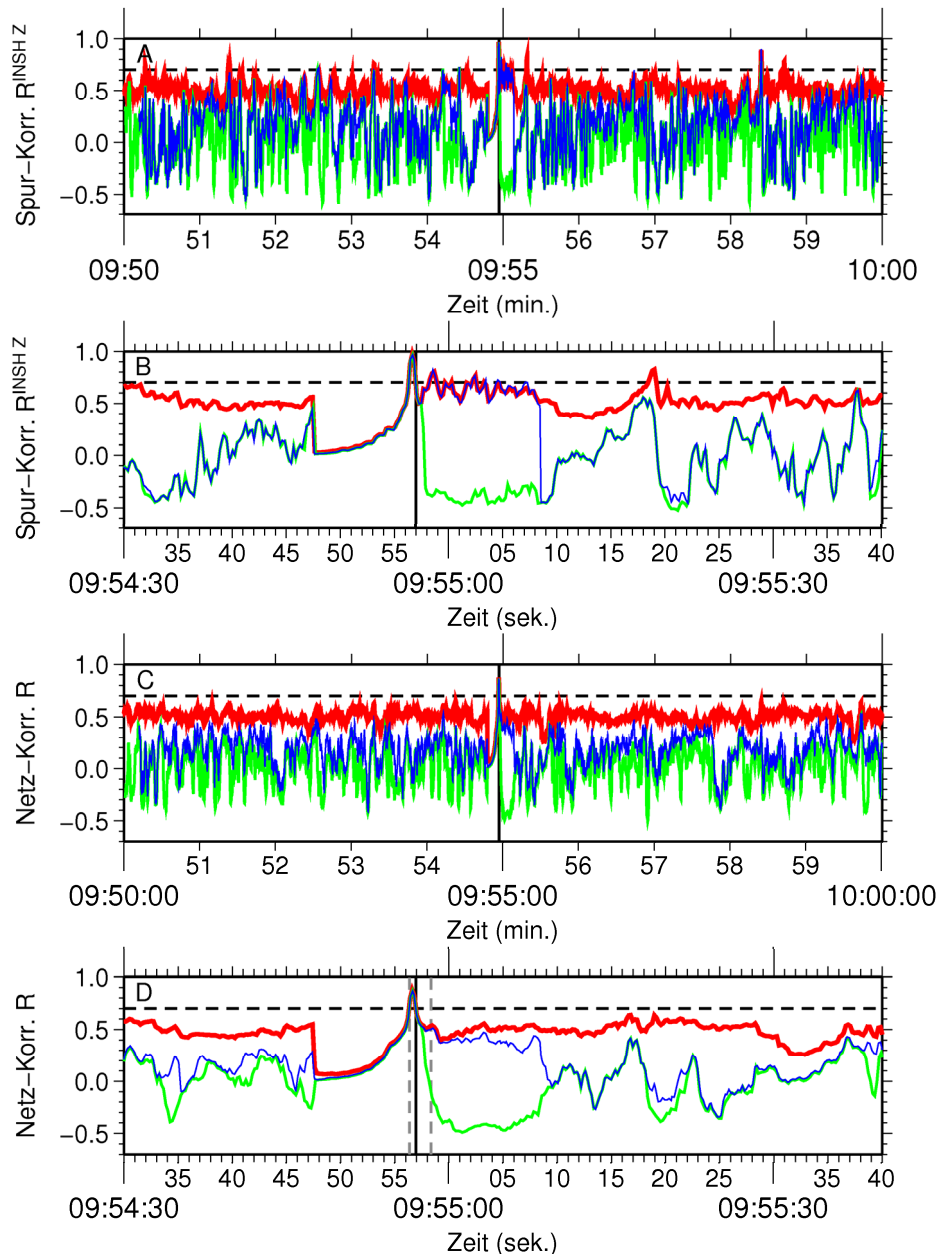


Abbildung 15: (A): Spurkorrelationskoeffizienten $R^{INSH Z}$ für die vertikale Komponente der Station INSH als Funktion der Zeit. Als Masterereignis wurde das Erdbeben vom 26.01.2013 um 19:48 (M_L 1,8) bei Insheim verwendet. Die rote Zeitreihe stellt den Korrelationskoeffizienten ohne Abziehen des Unruheniveaus dar. Der Korrelationskoeffizient bei Verwendung eines Noisezeitfensters ist grün dargestellt, während die Kurve bei der Verwendung von zwei Noisezeitfenstern blau ist. Die senkrechte schwarze Linie markiert die Herdzeit des Erdbebens bei Insheim vom 13.07.2013 um 09:54:57 (M_L 1,4). Die waagerechte gestrichelte Linie kennzeichnet den Detektionsschwellwert von $R_1 = 0,7$. (B): Wie A aber für ein kleineres Zeitfenster um die Detektion. (C und D): Wie A und B, aber für den Netzwerkkorrelationskoeffizienten R und den Schwellwert $R_2 = 0,7$, wobei hier die 18 Spurkorrelationskoeffizienten der Stationen INS1, INS2, INS5, INS7, INSH und TMO64 eingingen. In D ist zusätzlich noch das Zeitfenster von zwei Sekunden zum Suchen des Maximums des Netzwerkkorrelationskoeffizienten R durch die grau gestrichelten senkrechten Linien markiert.

Um die Ähnlichkeit zwischen den aktuell eintreffenden Echtzeitdaten und dem bereits bekannten Masterereignis abzuschätzen, berechnen wir zunächst für jede Spur die normierte Einzelspurkorrelation R^j (ohne Zeitverschiebung):

$$R^j = \frac{1}{\sqrt{\left[\sum_{i=1}^L (\hat{e}_i^j)^2\right] \left[\sum_{i=1}^L (\hat{f}_i^j)^2\right]}} \sum_{i=1}^L \hat{e}_i^j \hat{f}_i^j \quad (4)$$

wobei i und j wieder die Zähler für die Zeit und die Spurnummer sind. L ist die Länge des Signalzeitfensters, in dem die Korrelation berechnet wird. \hat{e}_i^j und \hat{f}_i^j sind die um das Unruhe-niveau korrigierten Seismogrammeinhüllenden des Masterereignisses und des aktuellen Zeitfensters. *Abbildung 15 A* und *B* zeigen die berechneten Einzelspurkorrelationen für die vertikale Komponente der Station INSH einmal in einem langen Zeitfenster und einmal in einem kurzen Zeitfenster: Zum Zeitpunkt, an dem das Erdbeben vorliegt, liegt die Einzelspurkorrelation deutlich über dem Schwellwert von 0,7. Zu den anderen Zeiten, in denen Bodenunruhe gemessen wurde, liegt die Einzelspurkorrelation im Allgemeinen unterhalb des Schwellwerts. Dies trifft insbesondere für die blauen und grünen Kurven zu, bei denen vor der Korrelation das mittlere Nisniveau abgezogen wurde. Um nun eine Erdbebedetektion auszulösen, müssen zwei Bedingungen erfüllt sein. Die erste davon ist:

$$R^j \geq R_1; \quad j = 1 \text{ bis } \hat{N}; \quad N_{min} \leq \hat{N} \leq N \quad (5)$$

Hierbei ist R^j der Einzelspurkorrelationskoeffizient für den gerade betrachteten Zeitschritt und die Einzelspur j . R_1 ist ein konfigurierbarer Einzelspurschwellwert, der im Bereich 0,6 - 0,8 liegen sollte. N ist die Anzahl der zur Korrelation verwendeten Spuren, die bei der Verwendung von 3-Komponenten-Seismometern der dreifachen Anzahl der Seismometer im Masterevent entspricht. N_{min} ist die konfigurierbare Anzahl der Spuren, die die Ähnlichkeitsbedingung erfüllen müssen, während \hat{N} die Anzahl der Spuren ist, die die Ähnlichkeitsbedingung tatsächlich erfüllen. Hierbei sollte N_{min} bei ca. 60 - 80% der Gesamtzahl N liegen. Die Bedingung fordert also, dass nicht alle aber doch viele Spuren im aktuellen Zeitfenster den Spuren des Masterevents ähnlich seien sollen. Eine kleine Anzahl von Spuren darf unähnlich sein, da wir jeder Zeit mit lokal hoher Bodenunruhe an einigen Stationen rechnen müssen. Der Parameter N_{min} ist auch nützlich, um den Ausfall von Stationen oder Probleme bei der Datenübertragung abzufangen: Eine Detektion soll auch dann noch möglich sein, wenn nicht die Daten aller Stationen vorliegen.

Wenn die Bedingung nicht erfüllt ist, wird keine Detektion ausgelöst. Das Zeitfenster auf dem einkommenden Datenstrom wird um einen einstellbaren Zeitschritt verschoben und die Berechnung startet für das neue Zeitfenster erneut. Für die Zeitschritte, für die die erste Detektionsbedingung erfüllt ist, wird nun in einem zweiten Schritt die Netzwerkkorrelation R berechnet:

$$R = \frac{1}{\sqrt{\left[\sum_{j=1}^{\hat{N}} \sum_{i=1}^L (\hat{e}_i^j)^2\right] \left[\sum_{j=1}^{\hat{N}} \sum_{i=1}^L (\hat{f}_i^j)^2\right]}} \sum_{j=1}^{\hat{N}} \sum_{i=1}^L \hat{e}_i^j \hat{f}_i^j \quad (6)$$

Bei dieser Matrix-Korrelation wird sowohl über die Zeitschritte i im Zeitfenster L als auch über die Spuren j , die eine ausreichende Einzelspurähnlichkeit aufweisen, summiert. Die Anzahl \hat{N} der ähnlichen Spuren wurde bereits für die erste Bedingung berechnet. Im Gegensatz zur ersten Bedingung werden nun auch die Amplitudenverhältnisse zwischen verschiedenen Spuren (und somit zwischen verschiedenen weit entfernten Seismometerstationen) berücksichtigt. Die zweite Detektionsbedingung lautet nun:

$$R \geq R_2 \quad (7)$$

Hierbei ist R_2 ein zweiter einstellbarer Schwellwert, der die Netzwerkähnlichkeit beurteilt und in einem ähnlichen Bereich wie R_1 liegen sollte. Wenn auch die zweite Bedingung erfüllt ist,

liegt eine Erdbebedetektion vor. Abbildung 15 C und D zeigen die Netzwerkkorrelation für ein Stationsnetzwerk aus 6 Stationen (18 Spuren) jeweils in einem langen und einem kurzen Zeitfenster. Man erkennt, dass durch die gleichzeitige Verwendung mehrerer Spuren der Korrelationskoeffizient im Falle eines Zeitfensters mit Bodenunruhe deutlich unterhalb des Schwellwerts liegt (blaue und grüne Zeitreihen in *Abbildung 15 C*), während dies bei der Einzelspurkorrelation nicht immer der Fall war (blaue und grüne Zeitreihen in *Abbildung 15 A*). Um die Herdzeit des detektierten Erdbebens noch genauer festzulegen, wird in einem einstellbaren Zeitfenster nach der ersten Detektion das Maximum des Netzwerkkorrelationskoeffizienten gesucht. Hier verwenden wir eine Fensterlänge von zwei Sekunden (*Abbildung 15 D*). Die Herdzeit wird durch die Zeit des maximalen Korrelationskoeffizienten festgelegt. Der Algorithmus erlaubt die einkommenden Daten mit mehreren Masterevents gleichzeitig zu vergleichen (*Abbildung 16*). Wenn mehrere Masterevents zu einer Gruppe zusammengefasst sind, fasst der Algorithmus auch die verschiedenen Detektionen zu einem Ereignis zusammen. Hierzu wird das gleiche Zeitfenster wie zur Festlegung der Herdzeit verwendet: Liegt für ein Masterevent eine Detektion vor, wird in einem konfigurierbaren Zeitfenster (hier: zwei Sekunden) vor und nach der festgestellten Herdzeit verglichen, ob noch eine weitere Detektion eines anderen Masterevents dieser Gruppe vorliegt. Wenn ja, werden diese zwei Detektionen zu einem Ereignis zusammengefasst, das derjenigen Detektion mit der größeren Netzwerkkorrelation R entspricht. *Abbildung 16* zeigt eine Beispieldetektion für ein Mikrobeben in Insheim mit drei verschiedenen Masterevents. Für die zwei Masterevents aus Insheim liegt der Netzwerkkorrelationskoeffizient deutlich über dem Schwellwert und beide ermittelten Herdzeiten (die jeweiligen Maxima der blauen und roten Kurve) liegen innerhalb eines Zeitfensters von 2 Sekunden. Die beiden Detektionen werden deshalb zusammengefasst. Das Masterevent aus Landau (grüne Kurve) zeigt keine Detektion an, da der Schwellwert von $R_2 = 0,7$ hier nicht überschritten wird.

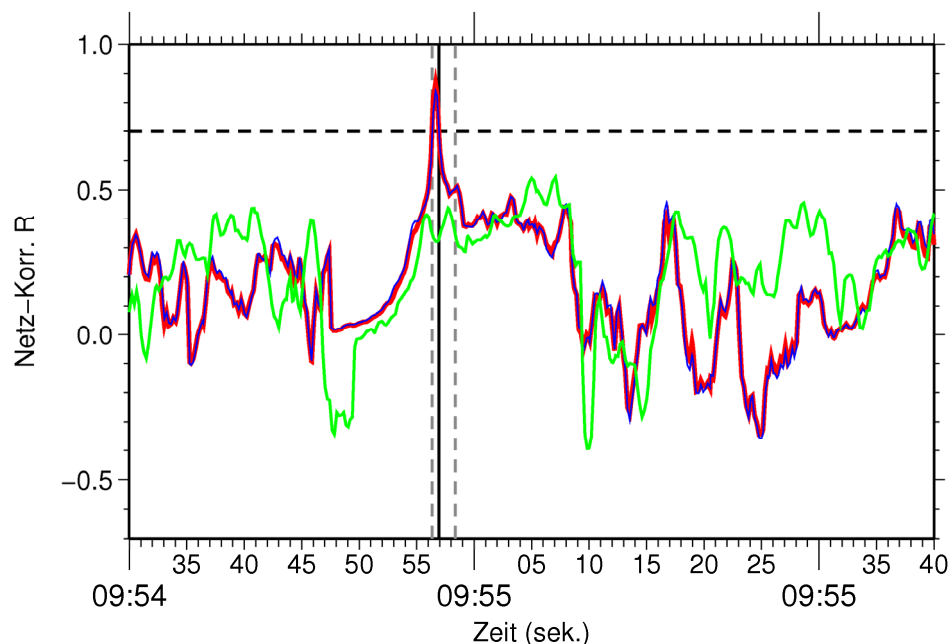


Abbildung 16: Netzwerkkorrelationskoeffizienten R als Funktion der Zeit. Die senkrechte schwarze Linie markiert die Herdzeit des Erdbebens bei Insheim vom 13.07.2013 um 09:54:57. Das Zeitfenster von zwei Sekunden zum Suchen des absoluten Maximums des Netzwerkkorrelationskoeffizienten R ist durch die grau gestrichelten senkrechten Linien gekennzeichnet. Der Detektionsschwellwert von $R_2 = 0,7$ ist durch die waagerechte schwarz gestrichelte Linie dargestellt. Bei Verwendung des Erdbebens vom 26.01.2013, 19:48:28 ($M_L 1,8$) bei Insheim als Masterereignis ergibt sich die rote Spur, während die (fast identische) blaue Spur die Korrelation mit den Signalen des Erdbebens vom 17.02.2013, 20:07:16 ($M_L 2,0$) bezeichnet. Die grüne Spur ergibt sich bei der Korrelation mit dem Erdbeben vom 21.06.2013, 14:52:01 ($M_L 1,1$) bei Landau.

Eine Lokalisierung des detektierten Erdbebens wird nicht durchgeführt. Der Herdort wird auf den Herdort des Masterevents mit der größten Netzwerkkorrelation R festgelegt. Die beschriebenen Methoden wurden in zwei verschiedenen Versionen implementiert: Zuerst wurde ein Computer-Code unter Matlab programmiert. Dieser wurde hauptsächlich für die Entwicklungsphase und zur Analyse bereits im Datenzentrum gespeicherten Daten verwendet (Offline-Modus). Für die Verarbeitung von Echtzeitdaten müssen zusätzlich eine mögliche Zeitverzögerung bei der Datenübertragung oder der vollständige Ausfall von Stationen berücksichtigt werden (*Abbildung 17*). Des Weiteren müssen automatische Benachrichtigungs-E-mails und/oder Alarmierungs-SMS verschickt werden. Diese Probleme sind in vorhandenen Softwarepaketen bereits hinreichend gelöst. Daher wurden in einem Unterauftrag die entwickelten Algorithmen in das existierende Echtzeitprogrammpaket „SeisComP3“ (Hanka et al., 2008) implementiert und mit den dort vorhandenen Lösungen zur Echtzeitdatenverarbeitung und Alarmierung verknüpft.

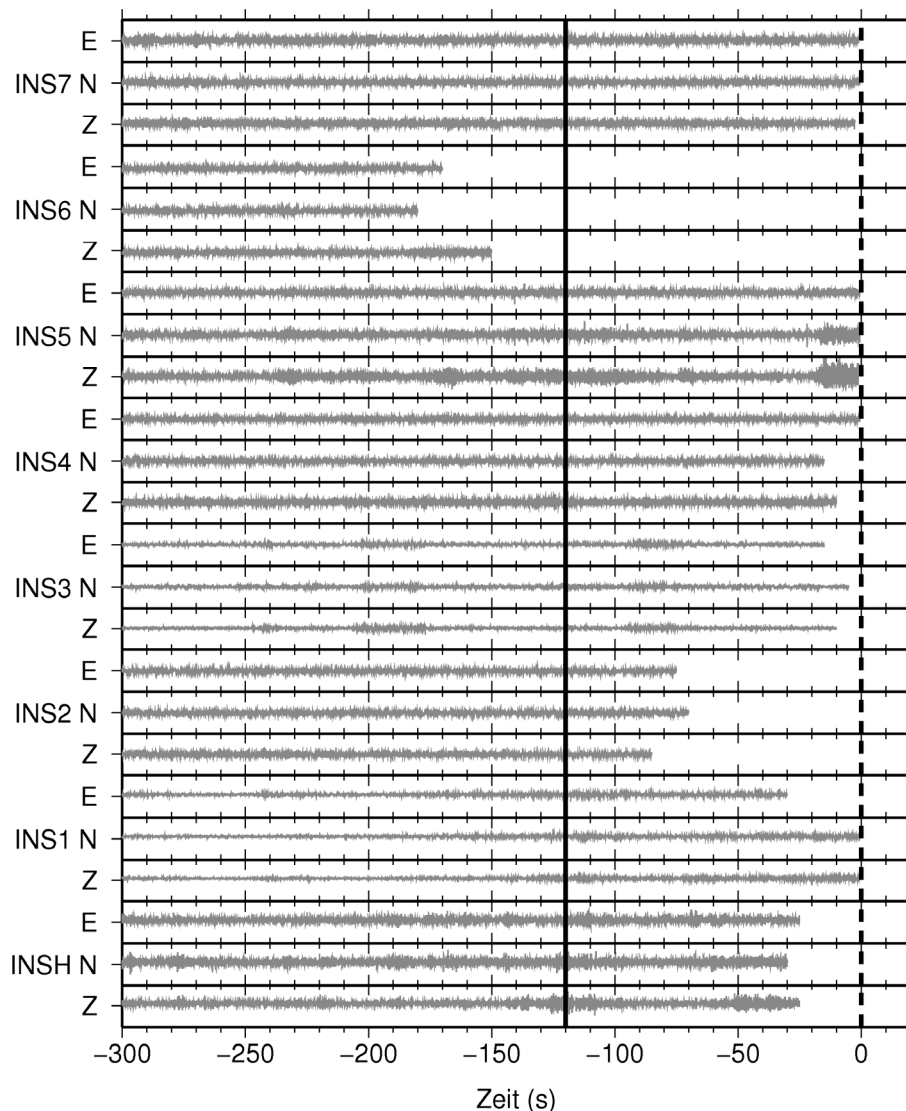


Abbildung 17: 3-Komponenten-Seismogramme an den Stationen INSH, INH1, ..., INS7. Die gestrichelte schwarze Linie kennzeichnet die Gegenwart, während die durchgezogene schwarze Linie eine Grenze in der Vergangenheit markiert, bis zu der Daten für das gegenwärtige Zeitfenster berücksichtigt werden. An der Station INS6 liegt in diesem Beispiel eine Störung vor, so dass keine aktuellen Daten im Datenzentrum eintreffen. Die Datenübertragung von den Stationen INS5 und INS7 hingegen verursacht nur eine geringe Zeitverzögerung.

II.1.2.b Automatische Magnitudenbestimmung für kleine Erdbeben

Wenn ein Erdbeben detektiert wurde, wird schließlich noch die Magnitude als Maß für seine Stärke bestimmt. Hierbei kommen für die Anwendung bei lokalen Seismometernetzen die Lokalmagnitude und die Momentenmagnitude in Frage. Die in den 30er Jahren entwickelte Lokalmagnitude, die auch als Richter-Magnitude bezeichnet wird, wird folgendermaßen bestimmt (Richter, 1935):

$$M_L^j = \log_{10}(\max_i |y_i^j|) - A_0(r) \quad (8)$$

Hierbei ist M_L^j die Stationslokmagnitude an der Station j und \log_{10} der Logarithmus zur Basis 10. y_i^j bezeichnet den Wert des Seismogramms am j-ten Seismometer zum i-ten Zeitpunkt, wobei mit einem Wood-Anderson-Seismometer gemessen werden muss. $\max_i |y_i^j|$ bedeutet, dass der maximale Wert des Absolutbetrages des Seismogramms verwendet wird. $A_0(r)$ ist eine entfernungsabhängige Korrektur, die von Richter (1935) empirisch bestimmt und in einer Tabelle publiziert wurde. Die Stationslokmagnitude muss an mehreren Seismometern bestimmt und gemittelt werden, um die Netzwerklokmagnitude M_L zu erhalten:

$$M_L = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N M_L^j \quad (9)$$

wobei N die Anzahl der Stationen ist.

Diese Definition der Lokalmagnitude hat für die Anwendung auf induzierte Mikrobeben zwei wesentliche Nachteile. Erstens wird die Herdtiefe nicht berücksichtigt. Dies hat zur Folge, dass die Lokalmagnitude erst in einer Entfernung bestimmt werden darf, die deutlich über den üblichen Herdtiefen tektonischer Erdbeben von 10-15 km liegt (Richter, 1935). Somit müssen Seismometerstandorte verwendet werden, die ca. 30 km und mehr vom Bebenherd entfernt liegen. Bei den hier interessierenden Mikroerdbeben liegt die Signalstärke in dieser Entfernung schon unterhalb des Rauschniveaus und die Amplitude kann nicht mehr gemessen werden. Zweitens werden Wood-Anderson-Seismometer heutzutage nicht mehr verwendet. Eine digitale Simulation der Übertragungsfunktion ist zwar möglich, aber auch hier tritt das Problem auf, dass die Definition für kleine Erdbeben nicht geeignet ist: Der Frequenzbereich, für den das Wood-Anderson-Seismometer ausgelegt war, stimmt nicht mit dem Frequenzbereich überein, in dem Mikroerdbeben seismische Wellen abstrahlen. Somit würde auch hier die Bodenunruhe im Seismogramm dominieren und eine Amplitude könnte nicht abgelesen werden. Das erste Problem lässt sich durch ein stärkeres Referenzerdbeben, das am selben Ort wie das Mikroerdbeben stattfand, lösen. Hierbei wird die Magnitude des Mikroerdbebens relativ zur Magnitude des Referenzerdbebens bestimmt:

$$M_{L,y}^j = M_{L,x} + \log_{10} \frac{\max_i |y_i^j|}{\max_i |x_i^j|} \quad (10)$$

Hierbei ist $M_{L,y}^j$ die Magnitude des Mikroerdbebens an der Station j, während $M_{L,x}$ die Magnitude des Referenzerdbebens ist. (Diese konnte mit Standardmethoden bestimmt werden, da das Signal ausreichend stark war.) $\max_i |y_i^j|$ und $\max_i |x_i^j|$ sind die gemessenen Absolutamplituden des Mikroerdbebens beziehungsweise des Referenzerdbebens an der Station j. Der entfernungsabhängige Term A_0 entfällt bei dieser Relativmessung, da beide Erdbeben am selben Ort (und in derselben Tiefe) stattfinden. Somit können bei der Relativbestimmung auch Seismometer eingesetzt werden, die in der Nähe des Mikroerdbebens aufzeichnen.

Neben der Lokalmagnitude ist die Momentenmagnitude M_w eine weitere wichtige Skala, um die Stärke von Erdbeben einzuschätzen (Hanks und Kanamori, 1979). Insgesamt ist die Bestimmung der Momentenmagnitude aber komplizierter als die Bestimmung der Lokalmagnitude. Daher wurde für unseren Algorithmus, der eine vollständige Automatisierung vorsieht, der Lokalmagnitude M_L der Vorzug gegeben. Die Entwicklung von Algorithmen zur automatischen Bestimmung der Momentenmagnitude für Mikroerdbeben scheint aber eine wichtige Zukunftsaufgabe zu sein.

Im von uns implementierten automatischen Auswertalgorithmus berechnen wir für jede Detektion eine Magnitude relativ zur Magnitude des Masterevents.

Als erster Schritt wird für jede Spur j die Spurmagnitude $M_{L,f}^j$ berechnet:

$$M_{L,f}^j = M_{L,e} + \log_{10} \frac{\max_i |f_i^j|}{\max_i |e_i^j|} \quad (11)$$

Hierbei ist $M_{L,e}$ die bekannte Magnitude des Masterevents. f_i^j und e_i^j bezeichnen die Werte der geglätteten Seismogrammeinhüllenden der j -ten Seismometerspur zum i -ten Zeitpunkt, wobei e für die Daten des Masterevents und f für die Daten des detektierten Zeitfensters stehen. $\max_i |$ bedeutet, dass der maximale Wert des Absolutbetrages im Korrelationszeitfenster verwendet wird (Abbildung 14). Zur exakten Definition der Lokalmagnitude treten zwei Unterschiede auf. Erstens werden Seismogrammeinhüllende anstelle von Seismogrammen verwendet. Diese haben aber bis auf die angewandte Glättung die gleichen Maximalwerte. Der zweite Unterschied ist kritischer, da ein beliebig einstellbarer Bandpassfilter anstelle eines Wood-Anderson-Simulationsfilters verwendet wird. Damit hierbei noch korrekte Magnituden berechnet werden, müssen wir annehmen, dass der Magnitudenunterschied zwischen den beiden Ereignissen gering ist und der vorher verwendete Bandpassfilter geeignet gewählt wurde.

Nachdem an allen Spuren, die die Ähnlichkeitsbedingung in Gleichung 5 erfüllen, die Spurmagnitude bestimmt wurde, wird durch Mittelung über die Anzahl \hat{N} die Netzwerkmagnitude M_L^{BGR} berechnet:

$$M_L^{BGR} = \frac{1}{\hat{N}} \sum_{j=1}^{\hat{N}} M_{L,f}^j \quad (12)$$

Dieses so bestimmte Stärkemaß entspricht in einem Magnitudenbereich, der nicht zu stark von der Magnitude des Masterevents abweicht, in etwa der Lokalmagnitude M_L .

II.1.2.c Test der Detektionsmethode am Beispiel Insheim

Um die Zuverlässigkeit des neuen, automatischen Algorithmus zu testen, wurde ein Vergleich mit manuell erstellten und durch einen Seismologen überprüften Auswertungen durchgeführt. Hierbei nehmen wir an, dass die manuell erstellten Erdbebenkataloge hinreichend zuverlässig und somit richtig sind. Für den Vergleich wurde der neu entwickelte Detektor auf Daten der MAGS-Stationen bei Insheim für den Testzeitraum von vier Monaten von November 2012 bis Februar 2013 angewandt. Der so automatisch erzeugte Erdbebenkatalog wurde mit dem manuell erstellten Katalog des Projektpartners KIT (EP1) verglichen. Dieser umfasst sowohl Ereignisse mit Absolut-Lokalisierung und Magnitude als auch solche Ereignisse, die zwar detektiert wurden und für die eine Magnitude bestimmt werden konnte, die aber nicht lokalisierbar waren. Grundlage für die Anwendung des Detektors bildet eine Auswahl von mindestens einem Musterereignis. Die kontinuierlichen Daten werden hiermit verglichen, so dass als Musterereignis ein mit dem BGR-Stationsnetz registriertes Ereignis gewählt wird. Für Insheim wurden die Ereignisse vom 26.01.2013 (M_L 1,8) und vom 17.02.2013 (M_L 2,0) verwendet. Um die Ereignisse aus Insheim von denen aus Landau abgrenzen zu können, wird zusätzlich ein Landau-Musterereignis angegeben. Die Eckdaten sind in *Tabelle 2* zusammengefasst.

Um für die konfigurierbaren Parameter des Detektors die optimalen Werte zu bestimmen, wurden verschiedene Konfigurationen im Playback-Modus (Prozessieren von Archiv-Daten) getestet. Als geeigneter Schwellwert für den Einzelspur-Korrelationskoeffizienten wurde ein Wert von $R_1 = 0,7$ ermittelt. Dieser muss an 60% der Stationen bzw. Spuren, die im Musterereignis vorhanden sind, überschritten werden ($N_{\min} = 0.6 N$). Für den Netzwerkkorrelationskoeffizienten wird ebenfalls ein Wert von $R_2 = 0,7$ angesetzt.

Tabelle 2: Eckdaten der Musterereignisse für Landau und Insheim, Quelle: Landeserdbendienst Rheinlandpfalz

Muster	Datum Uhrzeit	Länge (°)	Breite (°)	Tiefe (km)	M_L	Stationen
Insheim 1	26.01.2013 19:48:27,710	49,16	8,15	5	1,8	INS1, INS2, INS5, INS7, INSH, TMO54, TMO64
Insheim 2	17.02.2013 20:07:15,750	49,16	8,15	4	2,0	INS1, INS2, INS5, INS7, INSH, TMO54, TMO64
Landau	21.06.2013 14:27:53,410	49,19	8,11	3	1,2	INS4, INS7, INSH, TMO54, TMO55, TMO64

Der automatisch erzeugte Katalog für den Testzeitbereich umfasst insgesamt 242 Ereignisse, wovon 166 Insheim und die anderen 76 Landau zugeordnet werden. Keines der Landau-Ereignisse des BGR-Katalogs entspricht einem Insheim-Ereignis des KIT-Referenzkatalogs oder umgekehrt. Dies zeigt, dass die automatische Unterscheidung zwischen den benachbarten Standorten zuverlässig funktioniert. Es werden im Folgenden nur die Insheim-Ereignisse betrachtet, da die Begleitung der Inbetriebnahme des Kraftwerks in Insheim Ziel der Untersuchung war. Die Magnitudenverteilung des BGR- und des KIT-Katalogs ist in *Abbildung 18* dargestellt. Beide Kataloge weisen die größte Anzahl von Ereignissen im Magnitudenbereich von $M_L = -0,2$ bis $M_L = 0,2$ auf. Der BGR-Katalog beinhaltet gegenüber dem KIT-Katalog allerdings mehr Ereignisse mit sehr kleinen Magnituden ($M_L < 0$).

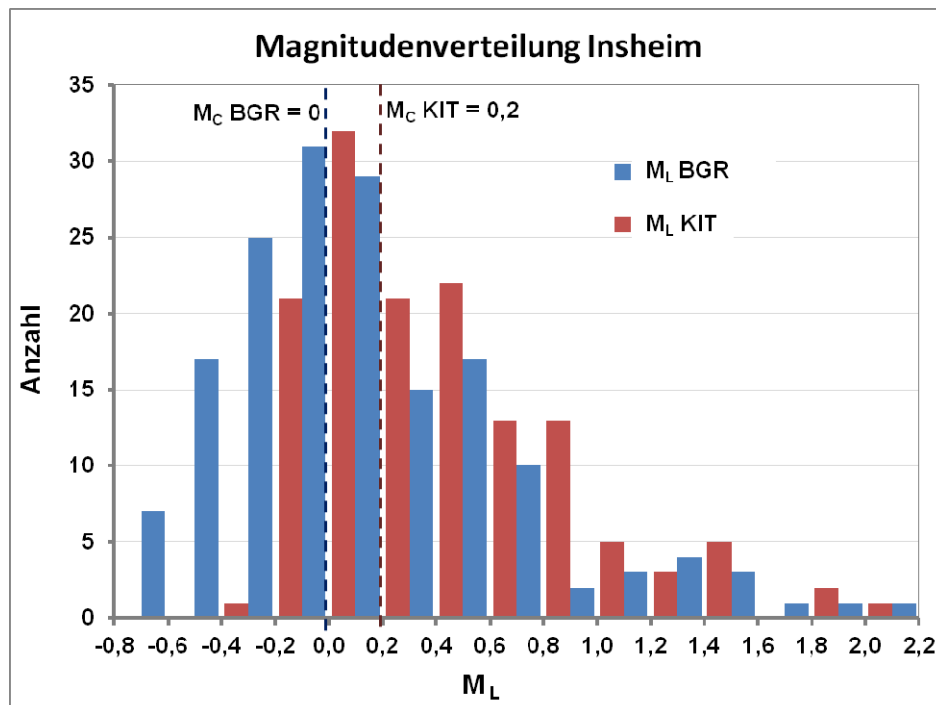


Abbildung 18: Magnitudenverteilung für Insheim für den Zeitraum November 2012 bis Februar 2013. Blau: Katalog der BGR (SeisComp3, nichtkorrigierte Magnitude); rot: Referenzkatalog des Projektpartners KIT (EP1). Die Vollständigkeitsmagnituden M_c^{BGR} und M_c^{KIT} entsprechen den Maxima der jeweiligen Verteilungen.

Die Gegenüberstellung der Magnitudenwerte für Ereignisse, die in beiden Katalogen vorhanden sind (*Abbildung 19*) zeigt, dass die automatisch bestimmten Magnituden im BGR-Katalog etwas kleiner sind als die des KIT-Referenzkatalogs. Eine Geradenanpassung (rote Kurve in *Abbildung 19*) ergibt den folgenden Zusammenhang:

$$M_L^{BGR} = 1,07 M_L^{KIT} - 0,26 \quad (13)$$

Um eine bessere Vergleichbarkeit der beiden Kataloge zu erreichen, wird für den BGR-Katalog zusätzlich eine korrigierte Magnitude eingeführt:

$$M_L^{BGR\ korr} = (M_L^{BGR} + 0,26)/1,07 \quad (14)$$

Die Korrektur bewirkt, dass die BGR- und KIT-Magnituden im Mittel identisch sind (grüne Kurve in *Abbildung 19*). Für einzelne Beben kann aber eine Abweichung in der Magnitude bestehen bleiben, wobei die Standardabweichung 0,1 beträgt (*Abbildung 20*).

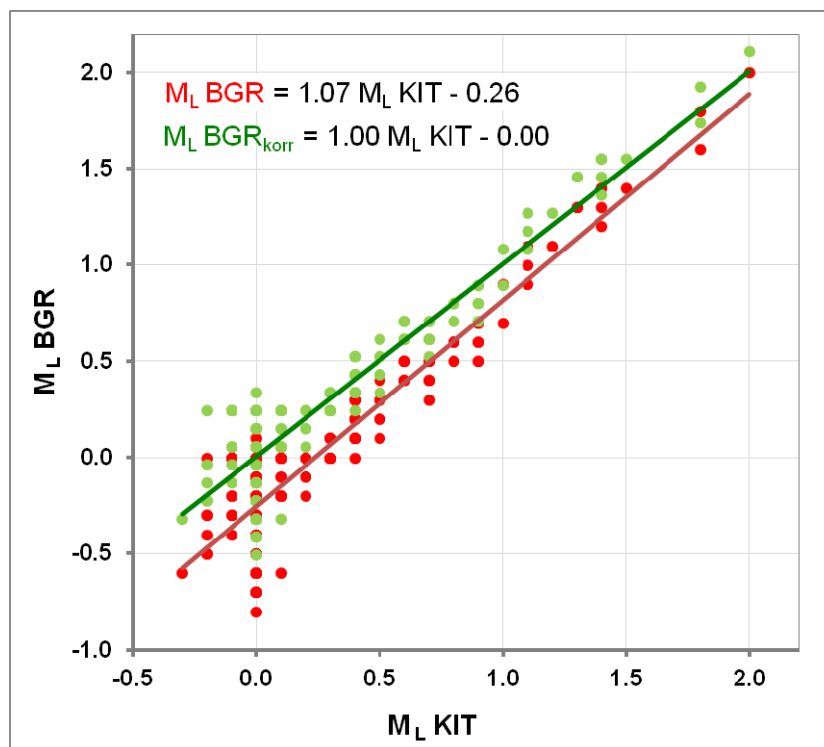


Abbildung 19: Gegenüberstellung der Magnituden des Vergleichskatalogs aus EP1 und der Magnituden aus dem SeisComp3-Modul vor der Korrektur (rot) und nach der Korrektur (grün).

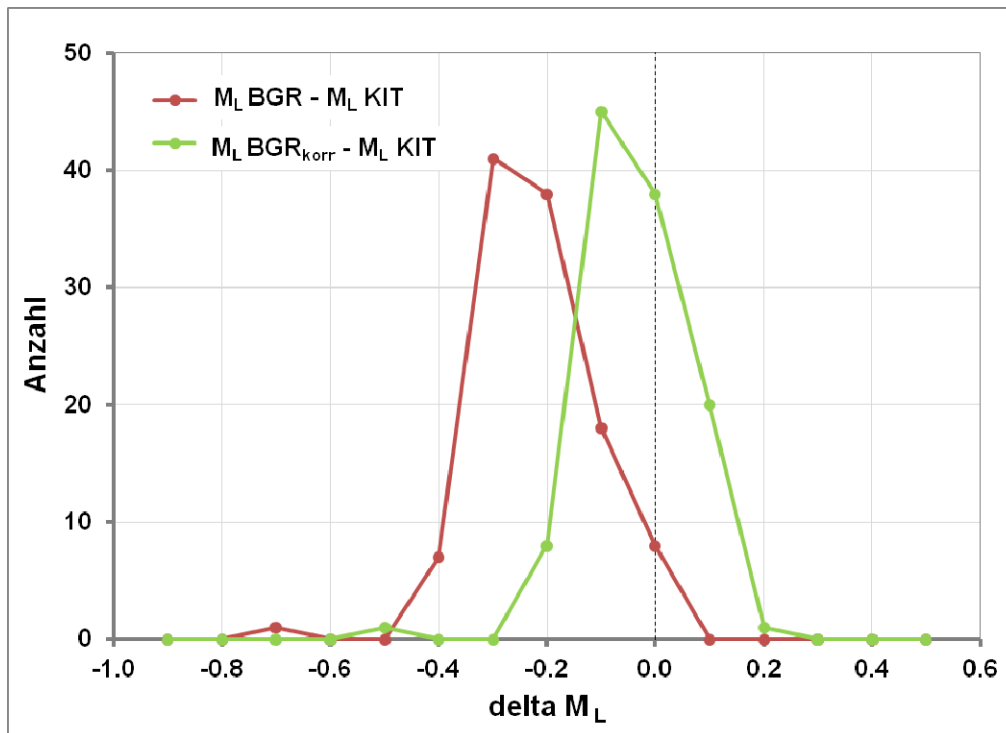


Abbildung 20: Häufigkeit der Differenz zwischen KIT- und BGR-Magnituden vor der Korrektur (rot) sowie nach der Korrektur (grün). Die Standardabweichung der Magnitudendifferenz beträgt in beiden Fällen 0,1.

Abbildung 21 zeigt die Anzahl der Ereignisse, die jeweils nur in einem Katalog aufgeführt sind, als Funktion der Magnitude. Alle Erdbeben mit einer Magnitude größer als 0,4 sind in beiden Katalogen verzeichnet. Dies bedeutet eine sehr hohe Zuverlässigkeit des automatischen Detektors in diesem Magnitudenbereich, da weder Erdbeben verpasst wurden (nur im KIT-Katalog) noch fälschlicherweise Bodenunruhe als Erdbeben interpretiert wurde (nur im BGR-Katalog). Die Vollständigkeitsmagnitude M_C wird für beide Kataloge als Maximum der Magnitudenhäufigkeitsverteilung bestimmt (Abbildung 18). Sie beträgt für den Referenzkatalog des KIT $M_C^{KIT} = 0,2$, für den unkorrigierten BGR-Katalog $M_C^{BGR} = 0,0$ und für den korrigierten BGR-Katalog $M_C^{BGR\ korr} = 0,2$. Dies ist konsistent mit dem Auftreten kleinerer Abweichungen zwischen den beiden Katalogen für Magnituden unterhalb von 0,4. Der BGR-Katalog beinhaltet sechs Ereignisse mit $0,2 < M_L^{BGR\ korr} < 0,4$, die im KIT-Katalog nicht enthalten sind. Bei zwei dieser Detektionen mit einer Magnitude größer als 0,2 handelt es sich um Ereignisse, nicht um Fehldetektionen. Dies zeigt, dass die Vollständigkeitsmagnitude nur ein statistisches Maß ist. Tatsächlich können einige wenige Ereignisse oberhalb dieser Magnitude im Katalog fehlen, die aber keinen Einfluss auf die spätere Gefährdungsabschätzung haben. Die anderen vier Detektionen traten alle an einem Tag auf und sind durch eine lokale Störung verursacht, die innerhalb weniger Minuten regelmäßig auftritt und an den Stationen INSH und INS7 deutliche Signale hervorruft. Eine systematische Bewertung der automatischen BGR-Detektionen unterhalb der Vollständigkeitsmagnitude M_C^{KIT} wurde nicht durchgeführt. Da in diesem Magnitudenbereich der KIT-Katalog unvollständig ist, wäre eine aufwendige manuelle Bewertung jeder einzelnen Detektion durch einen Seismologen erforderlich, auf die hier verzichtet wurde. Stichproben zeigen, dass in diesem Magnitudenbereich sowohl weitere kleinere Erdbeben detektiert wurden, jedoch teilweise auch Fehldetektionen vorliegen.

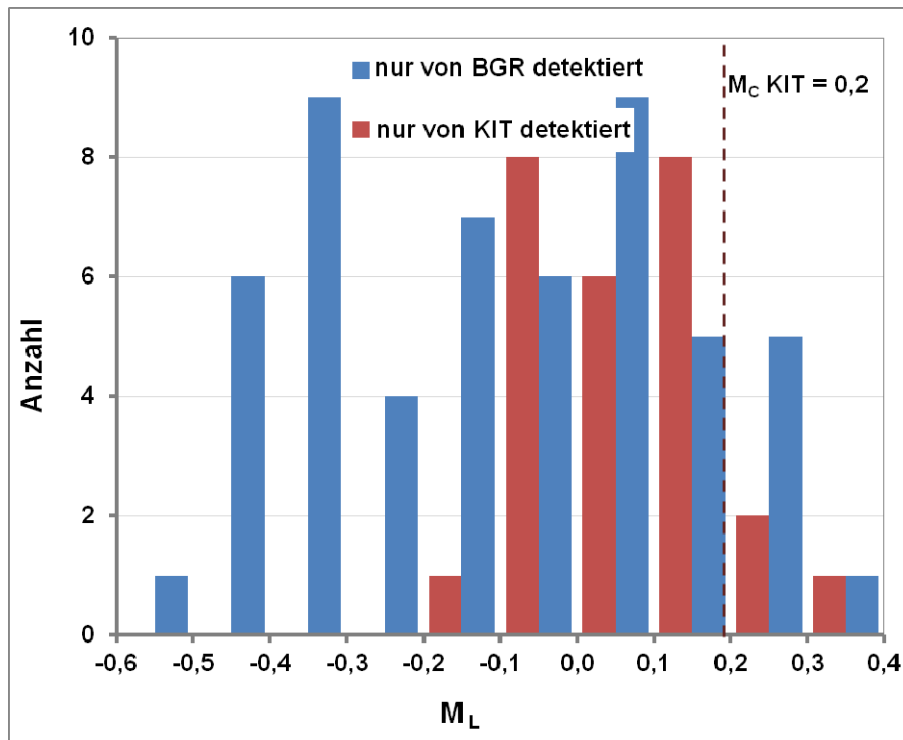


Abbildung 21: Häufigkeit der Insheim-Ereignisse, die nur in jeweils einem Katalog gelistet sind; blau: nur im BGR-Katalog (korrigierte Magnitude), rot: nur im Referenzkatalog des KIT.

Die im Playback optimierten Konfigurationsparameter sind Grundlage für das derzeit laufende BGR-Monitoringsystem. Dieses prozessiert die online übertragenen Daten in Echtzeit und liefert Detektionen mit Herdzeit, Ort und Magnitude innerhalb weniger Sekunden nach Auftreten des Ereignisses. Alarmmeldungen werden direkt aus SeisComp3 als Email an verschiedene MAGS2-Projektteilnehmer versandt (zurzeit: BGR, Landeserdbebendienst Rheinland-Pfalz, Fa. BESTEC GmbH). Das Echtzeitsystem läuft zuverlässig seit Oktober 2013 im Routinemodus und soll im Rahmen von MAGS2 weiter betrieben werden.

II.1.2.d Test der Detektionsmethode am Beispiel Deep Heat Mining Basel

Für den Basel-Datensatz wird zunächst ebenfalls die Zuverlässigkeit und Vollständigkeit der automatischen Detektionen durch den neu entwickelten Kreuzkorrelationsdetektor getestet. Hierzu wird der Detektor auf die frei verfügbaren seismologischen Daten aus dem Raum Basel angewandt und der so erhaltene Katalog mit dem offenen Katalog ECOS09 des Schweizerischen Erdbebendienstes (SED) verglichen. Betrachtet wird der Zeitraum 02.12.2006 bis 19.12.2006, der die hydraulische Stimulation des Deep Heat Mining-Projekts (Häring et al., 2008) und einige folgende Tage beinhaltet. Schwellwert sowohl für den Einzelspur- als auch für den Netzwerkkorrelationskoeffizienten ist $R_1 = R_2 = 0,7$. Dieser muss wie in Insheim an mindestens 60% der Stationen, bzw. Spuren überschritten werden ($N_{\min} = 0,6 N$). Als Musterereignisse werden das größte Ereignis (M_L 3,4), das direkt in Basel lokalisiert wurde, und ein weiteres, etwas nordwestlich gelegenes Event verwendet (*Tabelle 3*).

Tabelle 3: Eckdaten der Musterereignisse für Basel, Quelle: Katalog des Schweizerischen Erdbebendienst (ECOS09)

Muster	Datum Uhrzeit	Länge (°)	Breite (°)	Tiefe (km)	M_L	Stationen
Basel	08.12.2006 16:48:39	47,58	7,6	5	3,4	OTTER, SAUR, SBAE,SBAF, SBAJ, SBAM, SBAP, SBAT, SBEG, SBIF, SBIS, SCHS, SKAF, SMZA, SMZW, SRHB, SRNR
SE Mul- house	08.12.2006 09:08:16	47,63	7,54	10	1,58	OTTER, SAUR, SBAF, SBAP, SBAT, SBIS, SKAF, SMZW, SRHB

Abbildung 22 zeigt den zeitlichen Verlauf der detektierten Ereignisse gemeinsam mit den Injektionsdaten während der Stimulation. Die Magnituden-Häufigkeits-Verteilung ist in *Abbildung 23* dargestellt. Beide Kataloge weisen die größte Anzahl von Ereignissen im Magnitudenbereich von $M_L = 1,0$ bis $M_L = 1,4$ auf. Der BGR-Katalog beinhaltet gegenüber dem ECOS09-Katalog insgesamt mehr Ereignisse.

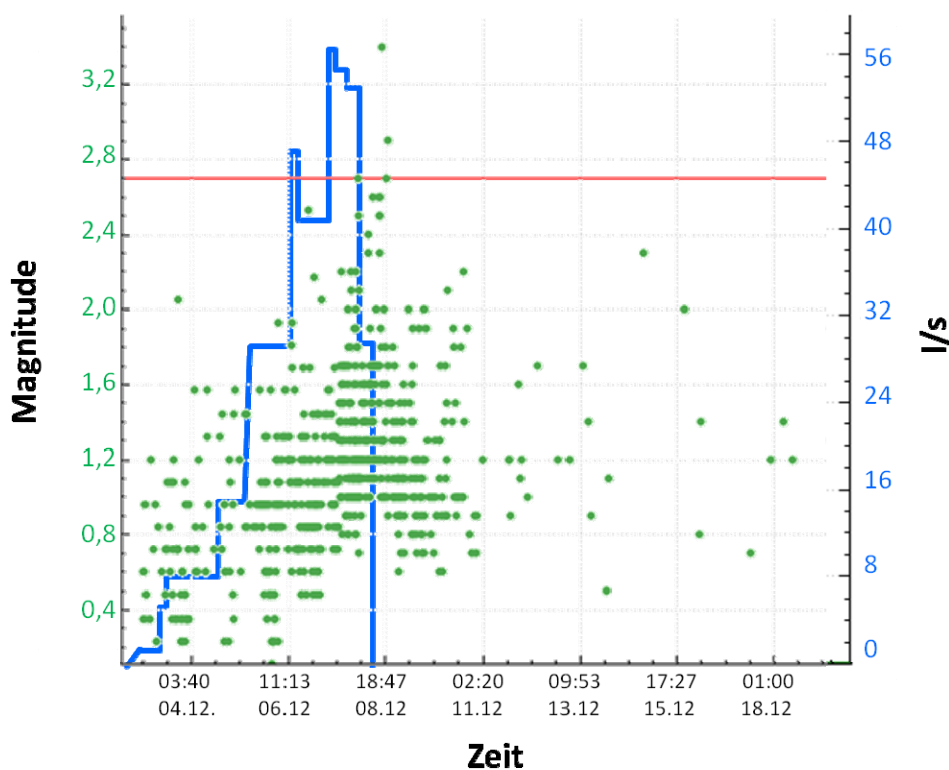


Abbildung 22: Durch Anwendung des Detektors wird ein Erdbebenkatalog erzeugt (grüne Punkte), der gemeinsam mit den Injektionsdaten (nach Haering et al., 2008; blaue Linie) als Eingangsdaten für die Gefährdungsabschätzung dient. Die rote Linie markiert die von uns zu Testzwecken gewählte maximal tolerierbare Magnitude von $M_{krit} = 2,7$.

Bei der Gegenüberstellung der Magnitudenwerte für Ereignisse, die in beiden Katalogen vorhanden sind (rote Punkte in *Abbildung 24*), zeigt sich eine Abhängigkeit der Magnitudendifferenz vom Wert der Magnitude. Der BGR-Katalog wird daher ähnlich wie in Insheim korrigiert:

$$M_L^{BGR\ korr} = (M_L^{BGR} - 0,51)/0,83 \quad (15)$$

Die Abhängigkeit der Differenz vom Wert der Magnitude wird so behoben (grüne Punkte in *Abbildung 24*). Dies bewirkt, dass sich die Differenz zwischen ECOS09 und BGR-Katalog von im Mittel 0,28 auf Null verschiebt (rote, bzw. grüne Kurve in *Abbildung 25*). Zudem wird die Verteilung symmetrischer.

Die Vollständigkeitsmagnitude M_C wird wieder für beide Kataloge als Maximum der Magnitudenhäufigkeitsverteilung bestimmt. Sie beträgt für den Referenzkatalog ECOS09 $M_C^{ECOS09} = 1,2$, für den unkorrigierten BGR-Katalog $M_C^{BGR} = 1,4$ und für den korrigierten BGR-Katalog $M_C^{BGR\ korr} = 1,2$. *Abbildung 26* zeigt, dass nur zwei der im Referenzkatalog vorhandenen Ereignisse nicht vom Kreuzkorrelationsdetektor gefunden werden. Hingegen beinhaltet der BGR-Katalog eine Vielzahl von Ereignissen auch größer der Vollständigkeitsmagnitude von ECOS09, die dieser nicht enthält. Diese wurden manuell verifiziert. Es handelt sich um Ereignisse, nicht um Fehldetektionen.

Es ist damit gezeigt, dass der Kreuzkorrelationsdetektor in SeisComp3 einen verlässlichen Erdbebenkatalog für die Stimulation liefert. Dieser kann somit als Eingangsdatensatz für das zweite entwickelte Modul, die Echtzeitgefährdungsabschätzung, verwendet werden.

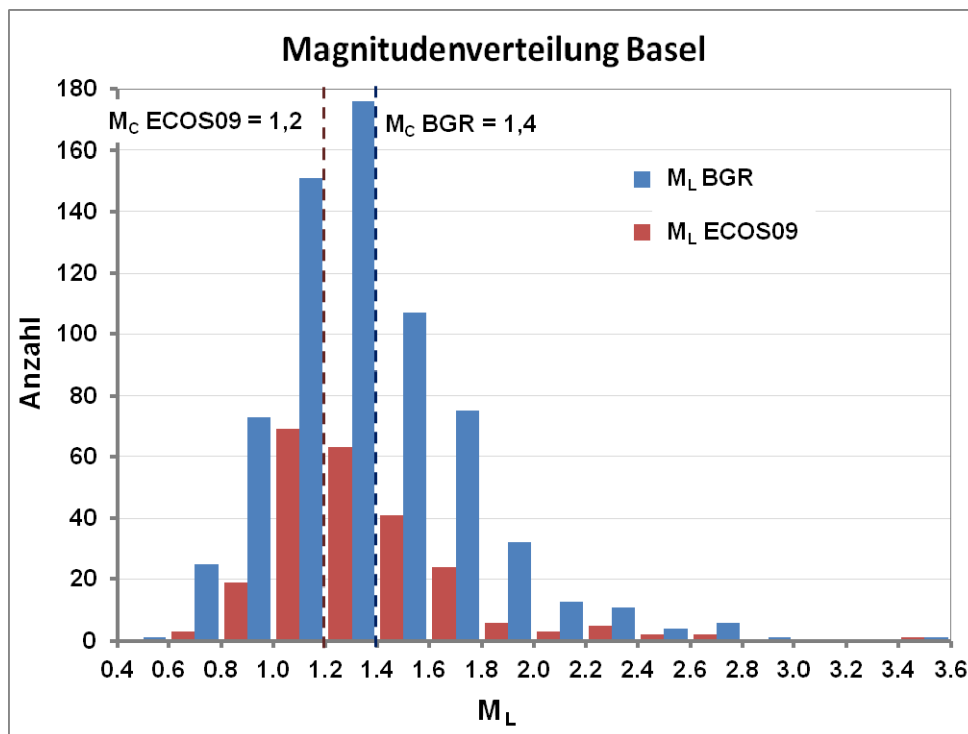


Abbildung 23: Magnitudenverteilung für Basel für den Zeitraum 03.12.2006 – 19.12.2006. Blau: automatisch erzeugter Katalog der BGR (SeisComp3, nichtkorrigierte Magnitude); rot: manueller Referenzkatalog ECOS09 des Schweizerischen Erdbebendienstes.

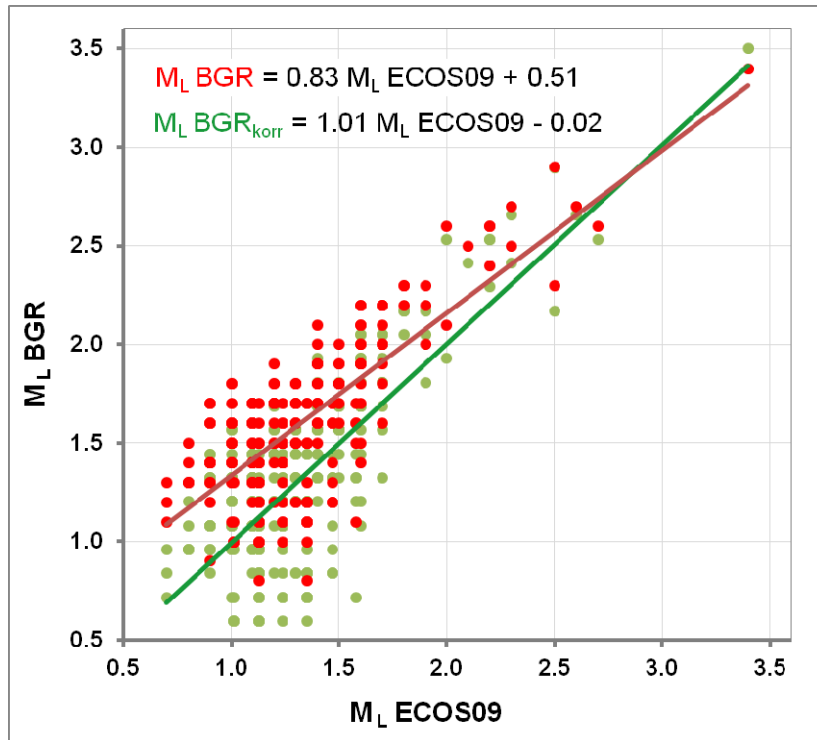


Abbildung 24: Gegenüberstellung der Magnituden des Vergleichskatalogs ECOS09 und der Magnituden aus dem entwickelten SeisComP3-Modul.

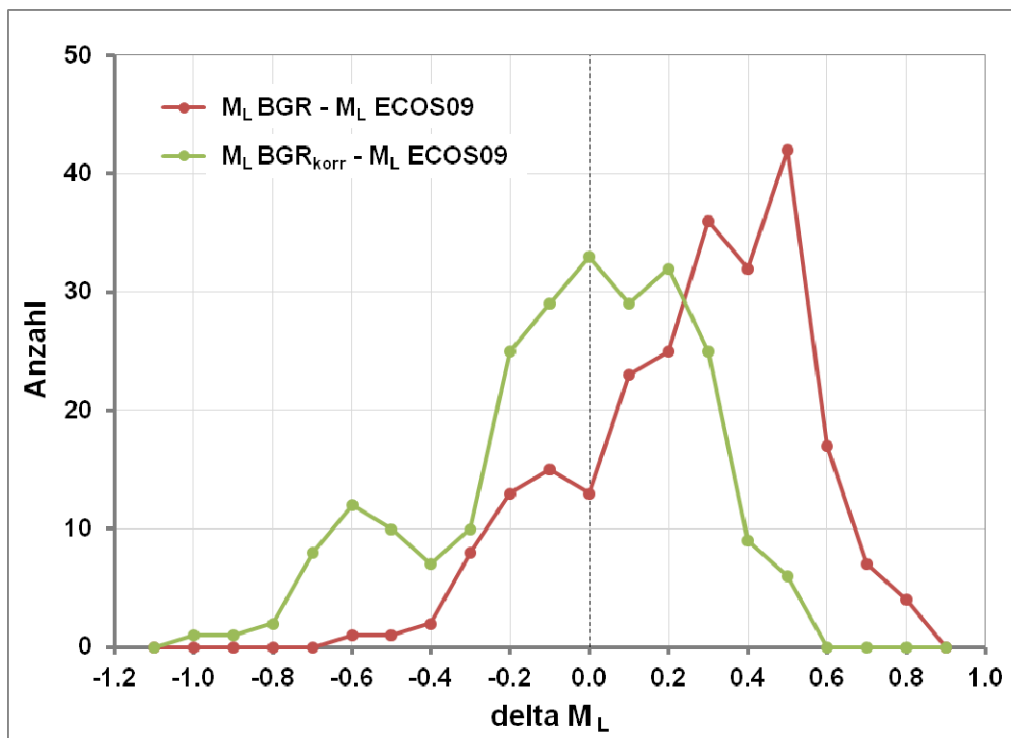


Abbildung 25: Häufigkeit der Differenz zwischen BGR - und ECOS09-Magnituden; rot: Differenz $M_L^{BGR} - M_L^{ECOS09}$, grün: Differenz $M_L^{BGR\ korr} - M_L^{ECOS09}$.

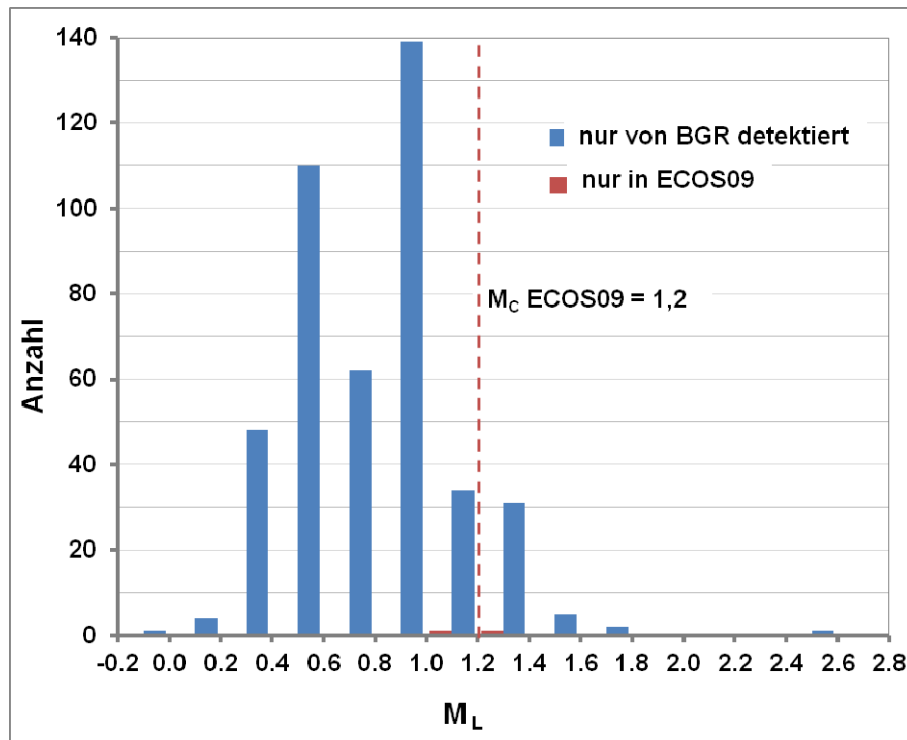


Abbildung 26: Häufigkeit der Ereignisse, die nur in jeweils einem Katalog gelistet sind; blau: nur im BGR-Katalog (korrigierte Magnitude), rot: nur im Referenzkatalog ECOS09. Die gestrichelte rote Linie markiert die Vollständigkeitsmagnitude des Vergleichskatalogs $M_C^{ECOS09} = 1,2$.

II.1.3 Echtzeitgefährdungsabschätzung, statistische Auswertung

II.1.3.a Methoden

Während einer hydraulischen Stimulation sollte die Seismizität ständig überwacht werden, um anhand der gemessenen Mikrobeben die seismische Gefährdung abzuschätzen. Der aktuelle Wert der Gefährdung wird in einem Reaktionsplan mit einem oder mehreren Grenzwerten verglichen, bei deren Überschreiten Gegenmaßnahmen getroffen werden müssen. Bommer et al. (2006) schlugen z.B. als Reaktionsplan ein Ampelsystem vor, bei dem grün bedeutet, dass wie bisher weiter stimuliert werden darf. Gelb zeigt an, dass eine Reduktion der Fließrate notwendig ist, während rot für den Abbruch der hydraulischen Stimulation steht. Ein ähnliches System wurde auch für die Stimulation in Basel angewandt (Häring et al., 2008), das aber vier Stufen (grün, gelb, orange und rot) hat. Diese bisher vorgeschlagenen Antwortsysteme orientierten sich am stärksten in der Vergangenheit aufgetretenen Ereignis. Das Fallbeispiel Basel zeigt aber deutlich, dass auch nach dem Ende der Stimulation noch Seismizität auftreten kann. So trat das stärkste Erdbeben erst auf, nachdem die Stimulation nach dem verwendeten Ampelsystem bereits abgebrochen worden war (Häring et al., 2008). Eine exakte Vorhersage von Erdbeben ist nach bisherigem Wissensstand noch nicht möglich. Es können aber statistische Aussagen über die zukünftige Auftretswahrscheinlichkeit gemacht werden. Die Gutenberg-Richter-Relation, zum Beispiel, sagt etwas über die Magnituden-Häufigkeits-Verteilung, d.h. die Anzahl großer Erdbeben im Verhältnis zur Anzahl kleiner Erdbeben, aus. Diese Relation gilt auch für die Seismizität während hydraulischer Simulationen oder während des Betriebs geothermischer Kraftwerke. Hierdurch lässt sich die Auftretswahrscheinlichkeit großer Erdbeben an Hand der Häufigkeit kleiner Erdbeben abschätzen. Der zeitliche Verlauf der Seismizität hängt von den hydraulischen Parametern der Stimulation ab. Nach Shapiro und Dinske (2009) nimmt die Anzahl der Mikrobeben mit einer festgelegten Magnitude linear mit dem verpressten Flüssigkeitsvolumen zu. Die zeitliche Entwicklung nach dem Shut-In (Beendigung der hydraulischen Stimulation und Schließen

des Bohrlochs) folgt nach Langenbruch und Shapiro (2010) der Omori-Utsu-Relation für Nachbeben (Utsu et al., 1995). Somit kann auch die Auftrittswahrscheinlichkeit von Mikrobeben nach dem Ende der hydraulischen Stimulation abgeschätzt werden. Im Rahmen von MAGS haben wir diese bekannten Relationen verwendet, um in einem automatischen Auswertesystem ständig die Wahrscheinlichkeit zukünftiger Erdbeben zu berechnen. Diese Methode berücksichtigt die Statistik aller bisher aufgetretenen Erdbeben und hängt somit nicht nur von einem einzigen, möglicherweise untypischem, Ereignis ab.

Die im Rahmen von MAGS an der FU Berlin (EP5) entwickelten Algorithmen führen eine statistische Analyse der Gesamtheit der bisher registrierten Ereignisse durch, um die Auftrittswahrscheinlichkeit für weitere seismische Ereignisse bestimmter Magnituden zu berechnen. Es wird sowohl für eine angenommene Fortführung der Stimulation mit der aktuellen Fließrate als auch für ein angenommenes Beenden der Stimulation (Shut-In) die Auftrittswahrscheinlichkeit für den aktuellen Zeitpunkt bestimmt und für einen definierten Zeitbereich vorausberechnet. Die hydraulischen Parameter der Stimulation können dann bei zu hoher Auftrittswahrscheinlichkeit für ein Erdbeben kritischer Magnitude angepasst werden.

Als Eingangsdaten verwenden wir die hydraulischen Parameter (Fließrate und Volumen) der Stimulation. Diese Daten müssen während der Stimulation in Echtzeit zur Verfügung gestellt werden, um eine realistische Gefährdungsabschätzung durchzuführen. Im konkreten Seis-Comp3-Modul werden die Daten mit Hilfe einer ASCII-Datei übergeben, die während der Stimulation ständig aktualisiert werden muss. Als weiterer Eingabedatensatz wird ein Erdbebenkatalog benötigt, der für jedes Mikrobeben mindestens die Ereigniszeit und die Magnitude enthält. Dieser Katalog kann z.B. in Echtzeit vom oben beschriebenen Ereignisdetektor erzeugt werden.

Zur statistischen Auswertung muss zunächst eine gewisse Anzahl von Mikrobeben detektiert worden sein. In diesem frühen Stadium der Stimulation erfolgt die Gefährdungsabschätzung daher wie in den bisherigen Standardreaktionsschemen ausschließlich anhand des bisher aufgetretenen stärksten Ereignisses. Wurde die kritische Magnitude überschritten, muss die Stimulation gestoppt werden. Anderenfalls darf weiter stimuliert werden. Liegt eine ausreichende Anzahl an Mikrobeben mit einer Magnitudenverteilung über z.B. drei Magnitudenbins (Binbreite im Beispiel: 0,25 Magnituden) vor, wird zunächst die Vollständigkeitsmagnitude M_C des in Echtzeit erzeugten Erdbebenkatalogs berechnet. Diese ergibt sich als das Maximum der inkrementellen Magnituden-Häufigkeits-Kurve (*Abbildung 18* und *Abbildung 23*). In einem zweiten Schritt wird nun der b-Wert der Gutenberg-Richter-Beziehung sowie der „seismogene Index“ Σ (Shapiro und Dinske, 2009) berechnet, in dem nach der Methode der kleinsten Quadrate eine Gerade an die kumulative Magnituden-Häufigkeits-Kurve angepasst wird (*Abbildung 27*). Es gilt (Shapiro und Dinske, 2009):

$$\log_{10}(N_{\geq M}) = -bM + \log_{10}(V_I) + \Sigma \quad (16)$$

Hierbei ist \log_{10} der Logarithmus zur Basis Zehn. $N_{\geq M}$ ist die Anzahl der gemessenen Beben mit Magnitude größer als M und b ist der b-Wert der Gutenberg-Richter-Beziehung. V_I ist das injizierte Volumen und Σ ist der seismogene Index. Der b-Wert ergibt sich aus der Steigung der Geraden, während sich aus dem um den Logarithmus des injizierten Volumens korrigierten y-Achsenabschnitt der seismogene Index ergibt. Zur Anpassung werden nur Magnituden verwendet, die erstens größer als die Vollständigkeitsmagnitude M_C sind und zweitens mindestens durch 8 Erdbeben belegt sind (*Abbildung 27*). Die Parameter b-Wert, seismogener Index Σ und Vollständigkeitsmagnitude M_C werden ständig aktualisiert. Der zeitliche Verlauf zeigt anfangs noch starke Schwankungen. Mit zunehmender Anzahl von Ereignissen werden die Parameter aber stabiler (*Abbildung 28*).

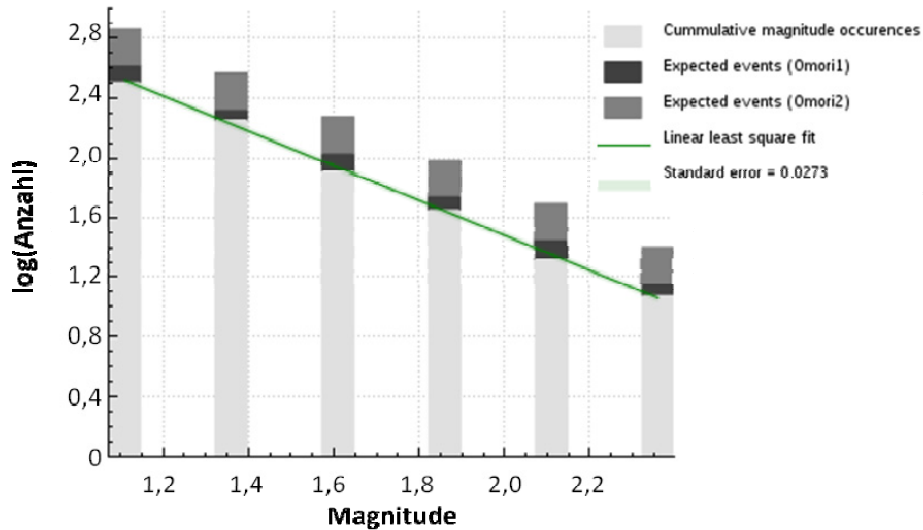


Abbildung 27: Gutenberg-Richter Relation zur Berechnung des b -Wertes und des seismogenen Index Σ . Die hellgrauen Balken zeigen die bisher aufgetretenen Ereignisse und die dunkelgrauen Balken die nach dem Omori-Gesetz beim Shut-In noch zu erwartenden Ereignisse (mittelgrau Omori2, dunkelgrau Omori1). In grün dargestellt ist die lineare Regression und hellgrün hinterlegt die Standardabweichung.

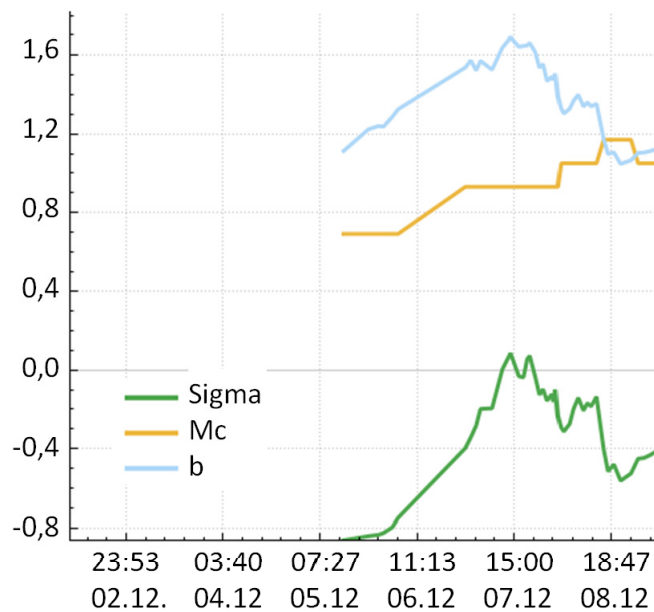


Abbildung 28: Zeitlicher Verlauf von b -Wert (hellblau), seismogenem Index Σ (grün) und Vollständigkeitsmagnitude M_c (orange).

Für die Fortführung der Stimulation mit der aktuellen Fließrate wird die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten größerer Beben aus der Anzahl der bereits aufgetretenen kleinen Beben bestimmt. Die Anzahl $N_{\geq M}^{\text{on}}$ der zu erwartenden Ereignisse größer einer gegebenen Magnitude M wird nach Shapiro und Dinske (2009) berechnet:

$$N_{\geq M}^{\text{on}}(t) = V_1(t) \cdot 10^{\Sigma(t_0) - b(t_0)M}. \quad (17)$$

Dabei ist $t \geq t_0$ eine in der Zukunft liegende Zeit, wobei ein festes Intervall (z.B. 24 Stunden) angegeben wird, für das zu jedem Zeitpunkt t_0 die Vorausberechnung durchgeführt wird. Hierbei wird für alle Zeiten zwischen t_0 und t die erwartete Anzahl an Ereignissen berechnet. $V_1(t)$ ist das zum zukünftigen Zeitpunkt t injizierte Volumen unter der Annahme, dass die der-

zeitige Fließrate beibehalten wird. $b(t_0)$ und $\Sigma(t_0)$ sind die zum derzeitigen Zeitpunkt t_0 bestimmten Werte für den b -Wert und den seismogenen Index. M ist eine beliebige Magnitude, wobei sowohl Magnitudenwerte angenommen werden dürfen, die bereits aufgetreten sind als auch solche, die bisher noch nicht gemessen wurden. Insbesondere wird auch eine kritische Magnitude festgelegt, die bei der Stimulation nicht überschritten werden darf. Die berechnete „Anzahl“ $N_{\geq M}^{on}$ ist hier im Gegensatz zur beobachteten Anzahl in Gleichung 16 nun keine ganze Zahl mehr, sondern liegt insbesondere für die kritische Magnitude im Allgemeinen unterhalb von Eins, da das Erdbeben ja gerade nicht auftreten soll.

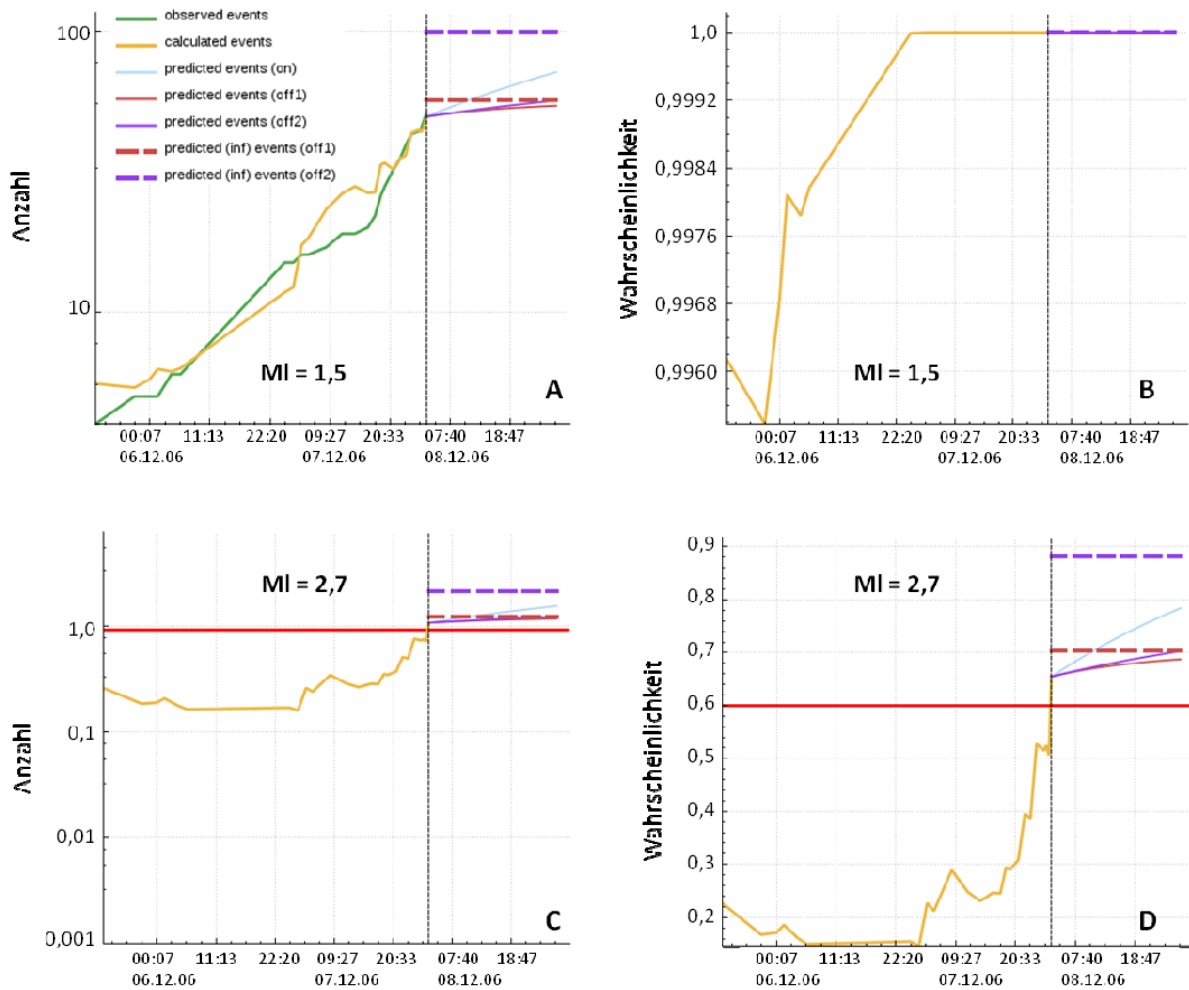


Abbildung 29: (A) Anzahl der Erdbeben mit einer Magnitude größer als 1,5 als Funktion der Zeit. Die beobachtete Anzahl ist als grüne Kurve eingezeichnet, während die berechnete Kurve in beige dargestellt ist. Die gestrichelte senkrechte schwarze Linie markiert den aktuellen Zeitpunkt t_0 . Für zukünftige Zeiten werden 5 Kurven dargestellt: Die Anzahl $N_{\geq M}^{on}(t)$ für die nächsten 24 Stunden unter Annahme einer Fortführung der Stimulation mit der derzeitigen Fließrate (hellblau) sowie die Anzahlen $N_{\geq M}^{off1}(t)$ und $N_{\geq M}^{off2}(t)$ für die nächsten 24 Stunden unter Annahme eines Shut-Ins und einem p -Wert von 8 (durchgezogen rot) bzw. einem p -Wert von 2 (durchgezogen violett). Die beiden gestrichelten Linien stellen die Grenzwerte dieser Anzahlen nach unendlich langer Zeit dar, wobei rot wieder einem p -Wert von 8 und violett einem p -Wert von 2 entsprechen. (B) Die entsprechenden Wahrscheinlichkeiten für alle Kurven. (Da schon viele Erdbeben mit Magnitude größer als 1,5 aufgetreten sind, ist die Wahrscheinlichkeit hier schon für alle Kurven fast identisch zu 1). (C) wie (A), aber für eine Magnitude von $M = 2,7$. Da diese Magnitude auch als kritische Magnitude definiert wurde, ist zusätzlich der Grenzwert für das Umspringen der Ampel auf „rot“ als dicke rote Linie eingezeichnet. Eine grüne Kurve für beobachtete Erdbeben existiert noch nicht, da bisher kein Erdbeben dieser Magnitude auftrat. (D) Wie (B), aber für eine Magnitude von $M = 2,7$.

Abbildung 29 A und C zeigen zwei Beispiele für eine Vorausberechnung bei angenommener Fortführung einer hydraulischen Stimulation mit konstanter Fließrate, einmal für eine kleine Magnitude, die bereits registriert wurde, und einmal für eine größere Magnitude, die bisher nicht aufgetreten ist.

Für die stärkeren Magnituden ist es sinnvoll neben der Anzahl $N_{\geq M}^{on}$ auch die Auftrittswahrscheinlichkeit $\tilde{P}_{\geq M}^{on}(t)$ eines Ereignisses, das die gegebene Magnitude M überschreitet, zu berechnen. Es gilt:

$$\tilde{P}_{\geq M}^{on}(t) = 1 - \exp(-N_{\geq M}^{on}(t)). \quad (18)$$

Hierbei wird vorausgesetzt, dass verschiedene Erdbeben unabhängig voneinander auftreten, d.h. einen Poisson-Prozess darstellen (Langenbruch et al., 2011). Zwei Beispiele sind in den *Abbildung 29 B und D* dargestellt.

Zu jedem Zeitpunkt wird neben der mit konstanter Fließrate fortgeführten Stimulation auch der alternative Fall eines sofortigen Endes (Shut-In) betrachtet. Die Anzahl der zu erwartenden Ereignisse größer einer gegebenen Magnitude $N_{\geq M}^{off}$ nach dem Shut-In wird nach der modifizierter Omori-Relation berechnet (Langenbruch und Shapiro, 2010)

$$N_{\geq M}^{off}(t) = N_{\geq M}^{off}(t_0) \cdot \left[1 + \frac{1 - \left(\frac{t}{t_0}\right)^{1-p}}{p-1} \right]. \quad (19)$$

Die Anzahl bis zur Zeit t ist abhängig von der Anzahl der Ereignisse mit dieser Magnitude zum Zeitpunkt des Ausschaltens $N_{\geq M}^{off}(t_0)$ und dem Omori-Parameter p . Dieser beschreibt das Abklingverhalten der Seismizität beim Shut-In. Je größer der Wert, desto schneller klingt die Seismizität ab. *Abbildung 29 A und C* zeigen zwei Beispiele für die Vorausberechnung der erwarteten Anzahl der Erdbeben unter der Annahme eines sofortigen Shut-Ins, wobei einmal ein p -Wert von 2 und einmal ein p -Wert von 8 angenommen wurden. Da die Seismizität nun nicht mehr beeinflusst werden kann, ist neben der Vorausberechnung für ein festes Zeitintervall auch die Gesamtanzahl der zu erwartenden Erdbeben nach beliebig langer Zeit relevant. Es ergibt sich ($p > 1$):

$$N_{\geq M}^{off}(t \rightarrow \infty) = N_{\geq M}^{off}(t_0) \cdot \left[1 + \frac{1}{p-1} \right]. \quad (20)$$

Dieser Grenzwert ist ebenfalls in *Abbildung 29 C* dargestellt. Für die Auftrittswahrscheinlichkeit $\tilde{P}_{\geq M}^{off}(t)$ gilt wie oben (Barth et al., 2013):

$$\tilde{P}_{\geq M}^{off}(t) = 1 - \exp(-N_{\geq M}^{off}(t)). \quad (21)$$

Diese vorausberechneten Wahrscheinlichkeiten sind in *Abbildung 29 B und D* dargestellt. Als Eingabeparameter für das Reaktionsschema werden eine kritische Magnitude M^{crit} und eine kritische Wahrscheinlichkeit $\tilde{P}_{\geq M}^{crit}$ angegeben. Die aktuell berechneten Wahrscheinlichkeiten $\tilde{P}_{\geq M}^{on}(t)$ und $\tilde{P}_{\geq M}^{off}(\infty)$ für die kritische Magnitude $M = M_{krit}$ werden mit der kritischen Wahrscheinlichkeit $\tilde{P}_{\geq M}^{crit}$ verglichen, um die Zustände „grün“, „gelb“ und „rot“ im Ampelschema zu definieren:

- Grün: $\tilde{P}_{\geq M}^{on}(t) < \tilde{P}_{\geq M}^{crit}$ und $\tilde{P}_{\geq M}^{off}(\infty) < \tilde{P}_{\geq M}^{crit}$. Beim Fortführen der Stimulation mit der aktuellen Fließrate überschreitet im Vorausberechnungszeitraum die Auftrittswahrscheinlichkeit für ein Ereignis mit kritischer Magnitude M_{krit} den Schwellwert nicht. Bei sofortigem Ende der Stimulation (Shut-In) wird der Schwellwert für diese Magnitude auch nach unendlich langer Zeit nicht überschritten.
- Gelb: $\tilde{P}_{\geq M}^{on}(t) > \tilde{P}_{\geq M}^{crit}$ und $\tilde{P}_{\geq M}^{off}(\infty) < \tilde{P}_{\geq M}^{crit}$. Beim Fortführen der Stimulation wird im Vorausberechnungszeitraum der Schwellwert für die Auftrittswahrscheinlichkeit eines Ereignisses mit M_{krit} überschritten. Bei sofortigem Ende der Stimulation (Shut-In) wird der Schwellwert für diese Magnitude nach unendlich langer Zeit jedoch nicht überschritten.

- Rot: $\tilde{P}_{\geq M}^{\text{off}}(\infty) > \tilde{P}_{\geq M}^{\text{crit}}$. Bei sofortigem Ende der Stimulation (Shut-In) wird der Schwellwert für die kritische Magnitude nach unendlich langer Zeit überschritten.
- „Threshold Magnitude Exceeded“: Ein Erdbeben mit einer Magnitude größer als M_{krit} ist aufgetreten.

Durch die Umkehrung von Gleichung 21 kann jeder Auftretswahrscheinlichkeit auch eine Anzahl zugeordnet werden. Hierdurch kann eine kritische Anzahl $N_{\geq M}^{\text{crit}}$ definiert werden, die der kritischen Wahrscheinlichkeit entspricht:

$$N_{\geq M}^{\text{crit}} = \ln\left(\frac{1}{1 - \tilde{P}_{\geq M}^{\text{crit}}}\right) \quad (22)$$

Diese kritische Anzahl ist als dicke rote Linie in *Abbildung 29 C* für die kritische Magnitude $M_{\text{krit}} = 2,7$ eingezeichnet. Die Anzahl von $N_{\geq M}^{\text{crit}} = 0,9$ entspricht einer Wahrscheinlichkeit von $\tilde{P}_{\geq M}^{\text{crit}} = 0,6$, die als dicke rote Linie in *Abbildung 29 D* eingetragen ist.

Für eine weitergehende Darstellung der Methode und der theoretischen Hintergründe sei auf den Bericht von EP5 (FU Berlin), Kapitel 2.1.2 und 2.1.3 verwiesen.

Diese Methoden zur Gefährdungsabschätzung wurden in das Echtzeitauswerteprogramm SeisComP3 integriert und können mit dem weiter oben beschriebenen Detektor kombiniert werden. *Abbildung 30* zeigt eine typische graphische Ausgabe des entwickelten SeisComP3-Moduls.

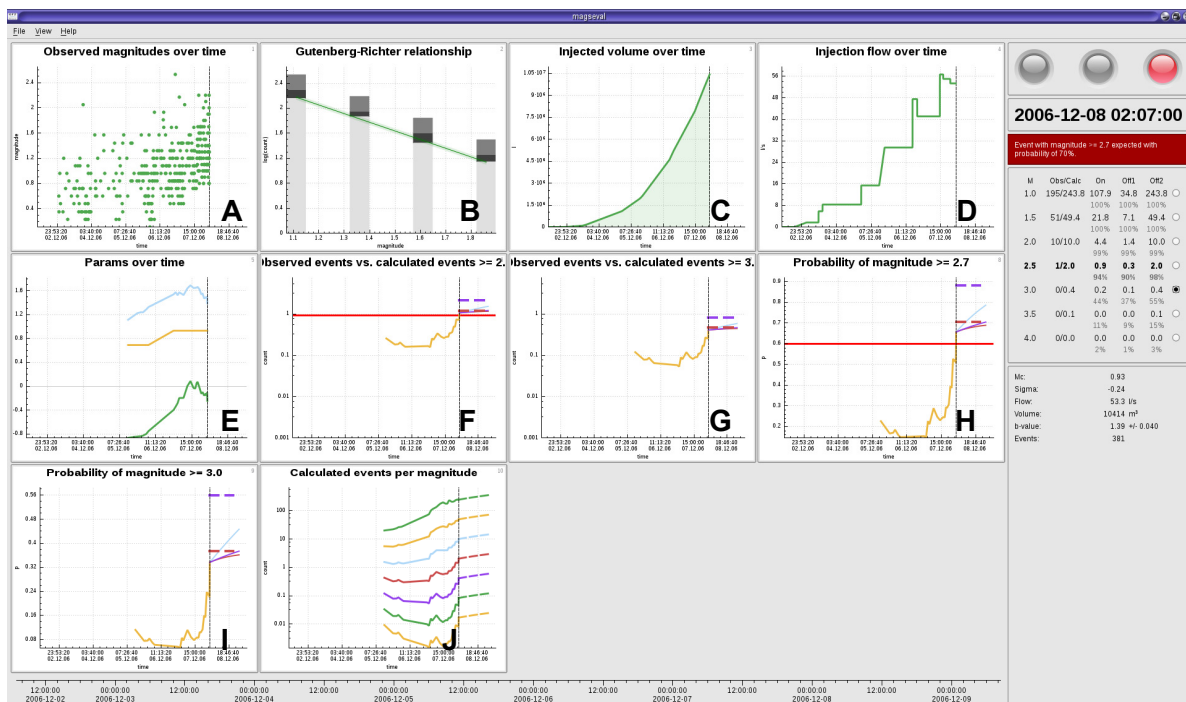


Abbildung 30: GUI des SeisComP3-Moduls zur Berechnung von Auftretswahrscheinlichkeiten: A – seismische Ereignisse (Eingangsdaten), B – Gutenberg-Richter-Relation, C – injiziertes Volumen, D – Fließrate, E - zeitlicher Verlauf des b-Werts (hellblau), des seismogenen Index (grün) und der Vollständigkeitsmagnitude (orange), F - Anzahl der berechneten (beige) und der beobachteten Ereignisse (grün) mit der definierten kritischen Anzahl für die kritische Magnitude (hier $M_{\text{krit}} = 2,7$) und die Vorausberechnung (Stimulation fortführen: hellblau, Shut-In für zwei Omori-Parameter: rot, bzw. lila), G – wie F für eine aus der Tabelle rechts wählbare Magnitude (hier $M_L = 4$), H – zeitlicher Verlauf der Auftretswahrscheinlichkeit (beige) und Vorausberechnung (Stimulation fortführen: hellblau, Shut-In für zwei Omori-Parameter: rot, bzw. lila), I – wie H für eine aus der Tabelle rechts wählbare Magnitude (hier $M_L = 4$), J – zeitliche Entwicklung der Auftretswahrscheinlichkeit für verschiedene Magnituden. Im rechten Teil ist die Ampel angezeigt, sowie eine tabellarische Übersicht der Auftretswahrscheinlichkeit für verschiedene Magnituden.

II.1.3.b Test der Echtzeitgefährdungsabschätzung am Beispiel Deep Heat Mining Basel

Als Anwendungsbeispiel wird die Stimulation von Deep Heat Mining Basel betrachtet (Datenbasis siehe II.1.3). Eingangsdaten bilden der mit dem Kreuzkorrelationsdetektor erzeugte Katalog und die Injektionsdaten nach Haering et al., 2008 (Abbildung 22). Es ergibt sich am Ende des betrachteten Zeitraums die in *Abbildung 27* dargestellte Gutenberg-Richter-Verteilung. Die hellgrauen Balken zeigen die bisher aufgetretenen Ereignisse und die dunkelgrauen Balken die nach dem modifizierten Omori-Gesetz (Gleichung 19) beim Shut-In noch zu erwartenden Ereignisse. Da der Omori-Parameter (p-Wert) in der Regel nicht genau bekannt ist, werden in der SeisComP3-Implementierung die Auftretswahrscheinlichkeiten für zwei Werte berechnet. Diese repräsentieren je einen Untergrund, bei dem die Seismizität schnell (Omori1 = 8, dunkelgrau), bzw. langsam abklingt (Omori2 = 2, mittelgrau).

Zum Testen der Gefährdungsabschätzung und des Ampelsystems wird eine kritische Magnitude $M_{krit} = 2,7$ vorgegeben. Der Schwellwert für die Auftretswahrscheinlichkeit eines Ereignisses mit M_{krit} wird auf $\tilde{P}_{\geq M}^{crit} = 60\%$ gesetzt. Die Vorausberechnungen erfolgen für die nächsten 24 h ab dem aktuellen Zeitpunkt. Die aktuelle Auftretswahrscheinlichkeit für ein Ereignis mit M_{krit} wird entsprechend dem Schwellwert als Ampel angezeigt. In *Abbildung 31* sind die vier Ampelstufen dargestellt.

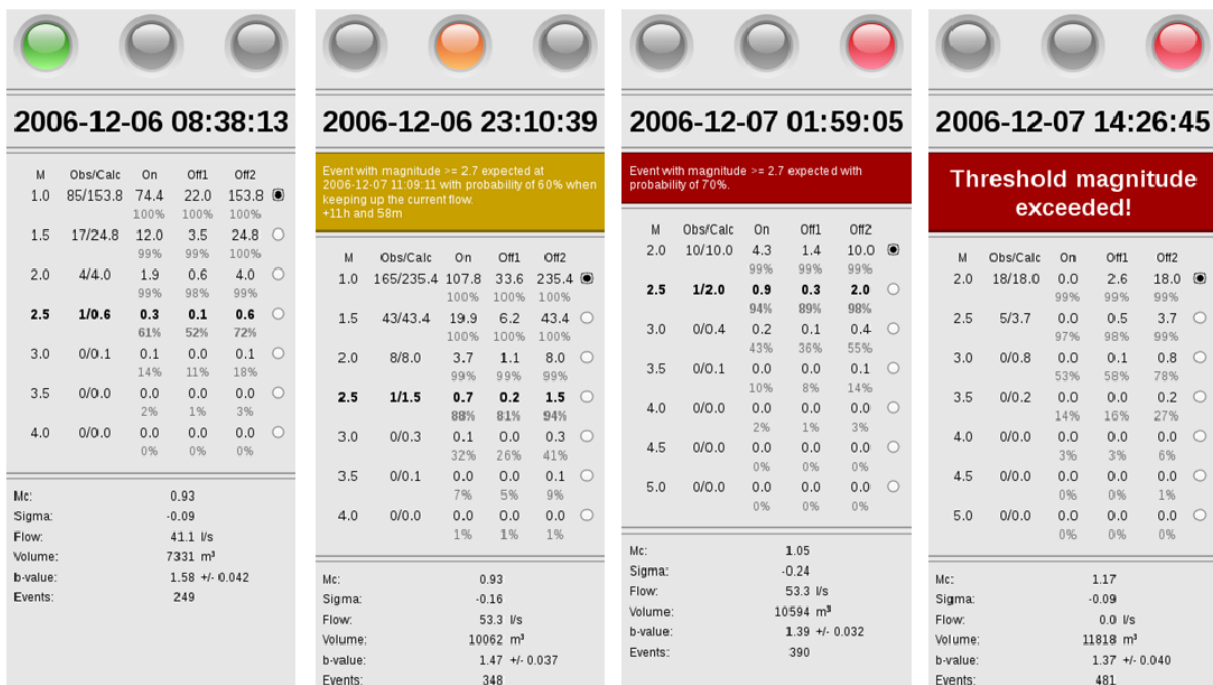


Abbildung 31: Verschiedene Stadien des Ampelsystems: grün – gelb – rot – Schwellwert überschritten aus dem SeisComP3-Modul bei der Anwendung auf die Basel-Daten.

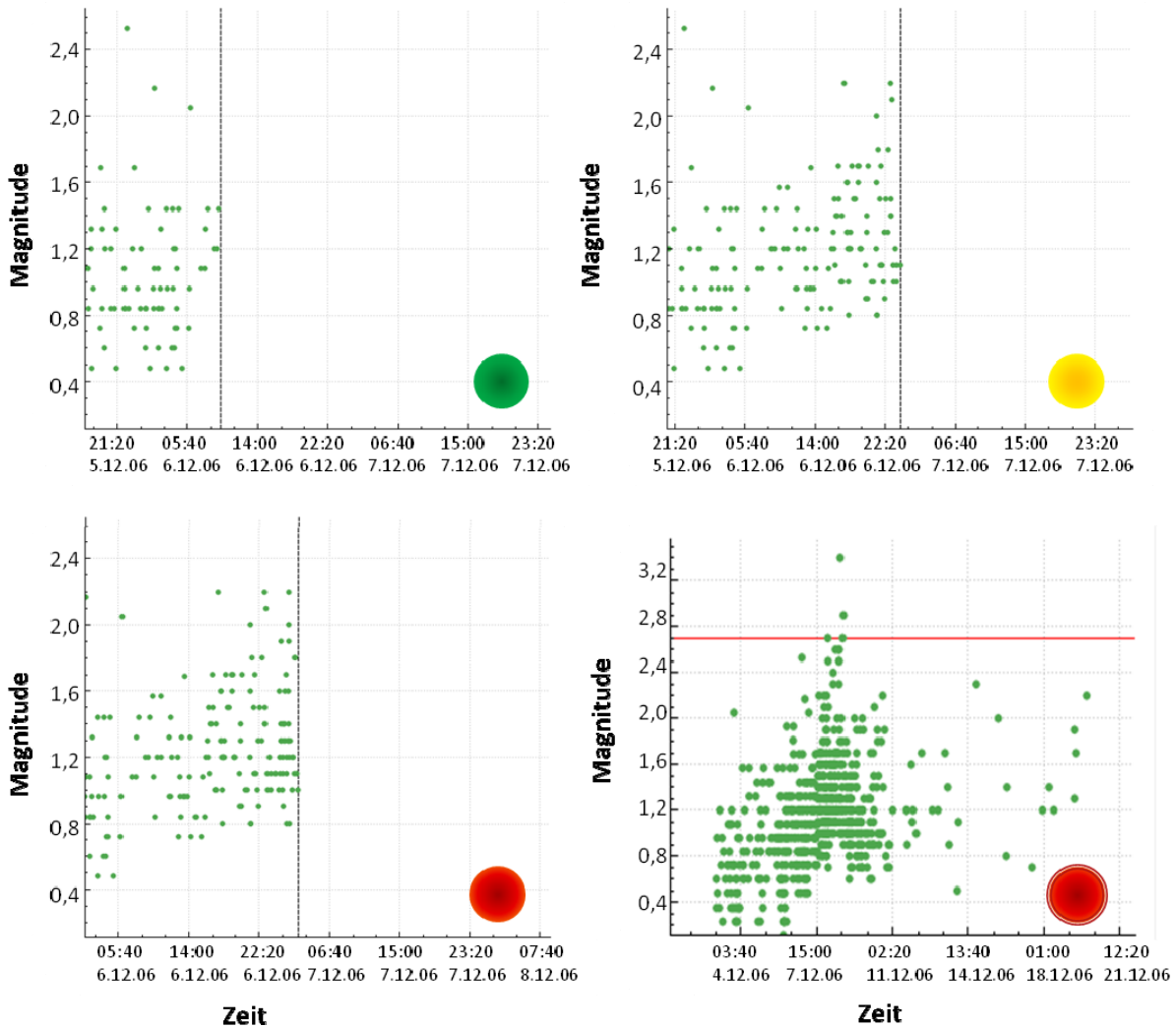


Abbildung 32: Die Abbildung zeigt die zeitliche Entwicklung der Ereignisse zu den vier Stadien des Ampelsystems im Fallbeispiel Deep Heat Mining in Basel.

Die Anzahl von Ereignissen, die zu den verschiedenen Zeitpunkten (grün/orange/rot/ M_{krit} überschritten) bereits aufgetreten sind, sind in *Abbildung 32* dargestellt. Der jeweilige Ampelstatus ist als farbige Kugel in der Teilgrafik markiert. Die rote Linie markiert den gewählten Schwellwert von $M_{\text{krit}} = 2,7$.

Abbildung 33 vergleicht die Anzahl berechneter und beobachteter Ereignisse einer gegebenen Magnitude, hier $M_{\text{krit}} = 2,7$. Dargestellt ist in beige die Anzahl berechneter Ereignisse bis zum aktuellen Zeitpunkt (vertikale gestrichelte Linie) sowie die Anzahl der zu erwartenden Ereignisse bei einer Fortführung der Stimulation (hellblau) bzw. bei sofortigem Abbruch der Stimulation für schnelles, bzw. langsames Abklingen der Seismizität (rot, bzw. violett). Die maximal zu erwartende Anzahl von Ereignissen nach Beendigung der Stimulation ist für $t \rightarrow \infty$ erreicht. Dieser Wert (gestrichelte rote, bzw. violette Linie) dient als Anhaltspunkt zur Abschätzung der weiteren Entwicklung der Seismizität. Die beobachtete Anzahl von Ereignissen mit $M > M_{\text{krit}}$ sowie deren Auftrittszeitpunkt, stimmen gut mit den berechneten Werten überein.

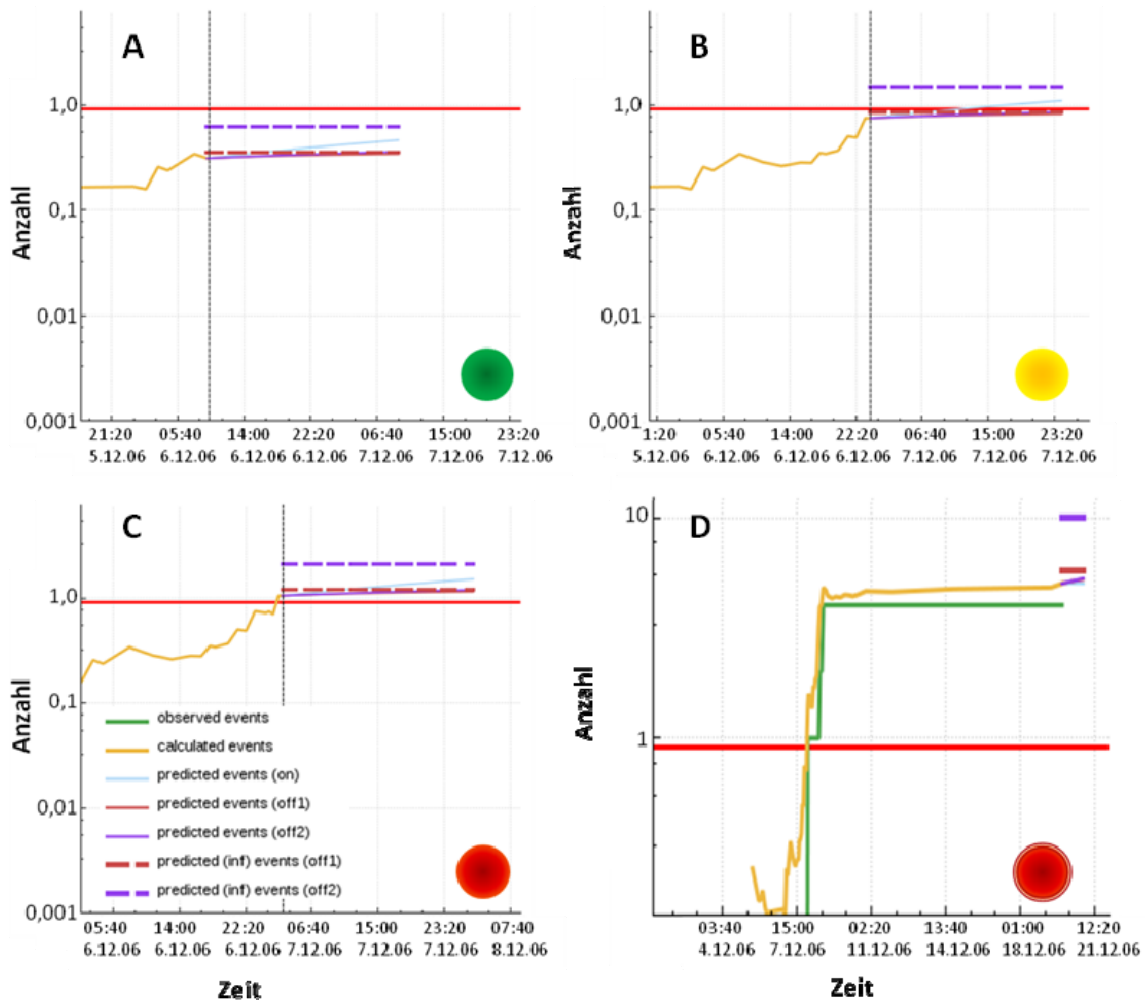


Abbildung 33: Beobachtete und berechnete Anzahl von Ereignissen mit Magnitude 2,7 für die verschiedenen Stadien des Ampelsystems. Die gestrichelte, senkrechte Linie stellt den jetzigen Zeitpunkt dar, links davon liegt die Vergangenheit, während jeweils rechts der Linie die Vorausberechnung für die zukünftige Entwicklung zu sehen ist. Beobachtete Erdbeben („observed events“) mit einer Magnitude größer als 2,7 (grüne Kurve) liegen nur für D vor, während zu den anderen Zeitpunkten noch keine solchen kritischen Erdbeben aufgetreten sind. Das Umspringen der Ampel auf „gelb“ (B) wird ausgelöst, weil die erwartete Anzahl der Ereignisse bei einer Fortführung der Stimulation (hellblaue Kurve) die kritische Anzahl (dicke rote Linie) übersteigt. Der Status „rot“ (C) wird erreicht, weil die erwartete Anzahl von Erdbeben mit Magnitude größer als 2,7 nun auch für den Fall des Abschaltens beim relevanten Omori-Parameter von $p=8$ (gestrichelte rote Linie) die kritische Anzahl (dicke rote Linie) überschreitet.

Die für den Vorausberechnungszeitraum bestimmten Auftrittswahrscheinlichkeiten sind für die verschiedenen Ampelstufen in *Abbildung 34* dargestellt. Beim Ampelstatus „gelb“ ist die Auftretenswahrscheinlichkeit für ein Ereignis größer M_{krit} bei Fortsetzen der Stimulation größer als der festgelegte Schwellwert von 60%. Für „rot“ gilt dies auch für die beim Shut-In zu erwartende Seismizität. Für die von uns gewählten Parameter springt die Ampel im Beispiel Basel am 07.12. um 22:56 auf „gelb“. Zu diesem Zeitpunkt lag eine anhand der bereits aufgetretenen Mikroseismizität berechnete Wahrscheinlichkeit von 60% vor, dass bei Fortsetzen der Stimulation mit der gleichen Fließrate in den nächsten 24 Stunden die von uns vorgegebene kritische Magnitude von $M_{\text{krit}} = 2,7$ überschritten wird. Am 08.12. um 01:50 springt dann die Ampel auf „rot“. Dies war die Warnung, dass nun selbst bei einem sofortigen Shut-In aufgrund der Nachbebenstätigkeit die Wahrscheinlichkeit von 60% für das Eintreten eines Erdbebens der Magnitude 2,7 gegeben war. Das reale Ereignis mit Magnitude 2,7 trat dann am 08.12. um 03:07 auf.

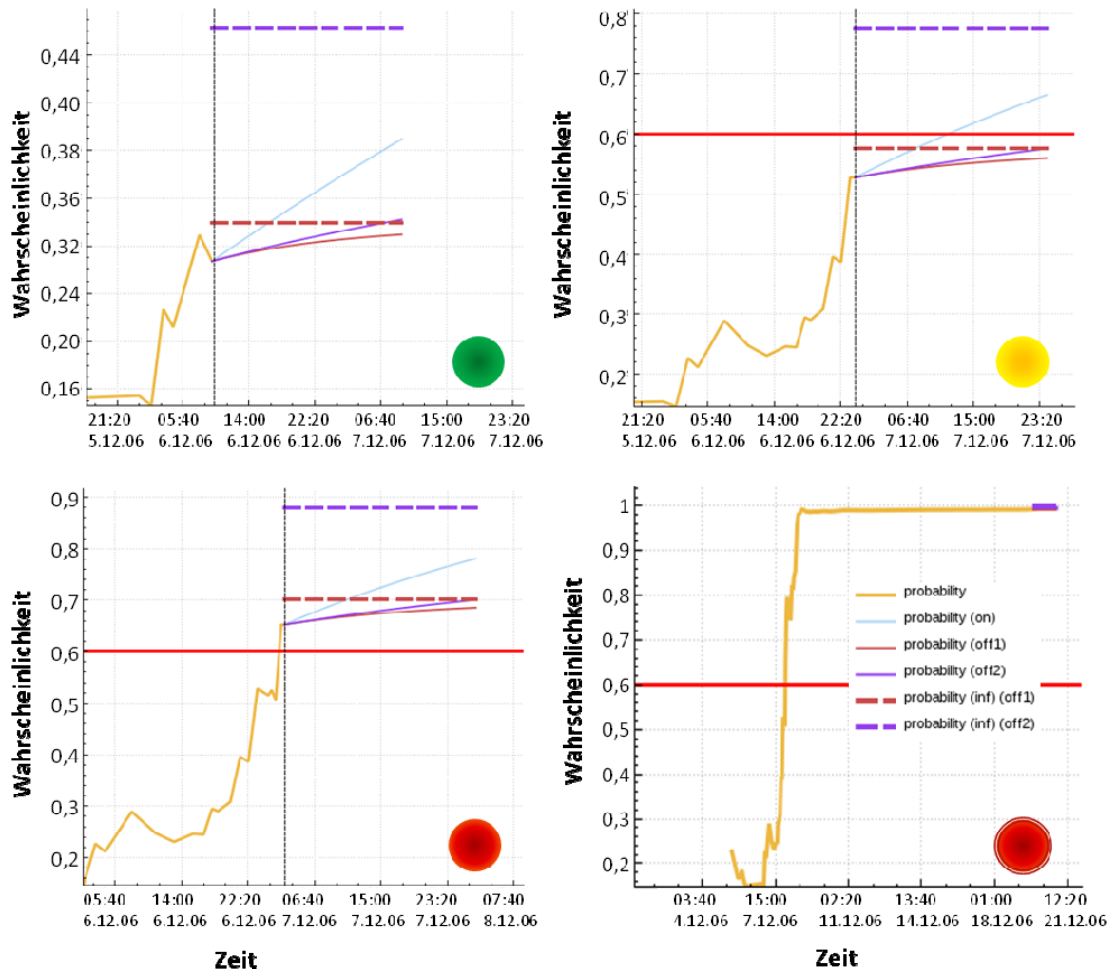


Abbildung 34: Auftrittswahrscheinlichkeit für ein Ereignis mit Magnitude 2,7 für die verschiedenen Stadien des Ampelsystems.

Im real angewandten Reaktionsschema (Häring et al., 2008) wurde aufgrund seismischer Ereignisse mit einer Magnitude bis zu $M_L = 2,6$ die Injektion gestoppt. Fünf Stunden nach dem Shut-In trat während der Vorbereitungen zum Bleed-Off ein Erdbeben der Magnitude 3,4 auf. In den folgenden 56 Tagen traten dann noch drei weitere Erdbeben mit Magnitude größer 3 auf. Die Vorteile des von uns entwickelten Systems gegenüber dem in Basel angewandten sind:

- Der derzeitige Gefährdungszustand wird nicht an einem einzigen - möglicherweise untypischen Erdbeben - festgemacht, sondern es wird die gesamte Erdbebenstatistik berücksichtigt.
- Es wird eine quantitative Vorausberechnung für die zu erwartende Weiterentwicklung der Seismizität berechnet, anstatt die Gefährdung anhand der bereits aufgetretenen Erdbeben festzulegen. Insbesondere wird auch das langsame Abklingen der Seismizität nach dem Shut-In berücksichtigt.
- Es wird eine quantitative Berechnung für die Wahrscheinlichkeit stärkerer Erdbeben durchgeführt.

II.1.4 Koordination

Verbundinterne Abstimmung

Die Kooperationsvereinbarung zwischen den Projektpartnern

- Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR, EP3 und EP4)
- Karlsruher Institut für Technologie (KIT, EP1)
- Ludwig-Maximilians Universität München (LMU, EP2)
- Freie Universität Berlin (FUB, EP5)
- TU Clausthal / Energieforschungszentrum Niedersachsen (TUC/efzn, EP6)

wurde erstellt und am 13.08.2010 zur Unterzeichnung gebracht.

Die TU Bergakademie Freiberg wurde als weiterer Projektpartner (EP7) am 05.09.2011 in den Verbund aufgenommen. Die inhaltliche und organisatorische Abstimmung wurde durch die Projektkoordination durchgeführt.

Zusammenarbeit mit Politik und Wirtschaft

Im halbjährlichen Rhythmus (Mai 2010, Hannover (KickOff); Januar 2011, Karlsruhe; September 2011, Hannover; März 2012, München; Oktober 2012, Berlin; April 2013, Goslar; September 2013, Hannover (Abschlussveranstaltung)) wurden Projektworkshops in Zusammenarbeit mit dem jeweils gastgebenden Projektpartner durchgeführt. Hier wurden mit Vorträgen aus allen Einzelprojekten die aktuellen Arbeiten für Betreiber, Behörden, Fachkollegen und die interessierte Öffentlichkeit dargestellt und diskutiert. Zusätzlich wurden im Rahmen des internen Workshop-Teils weitergehende fachliche Diskussionen geführt und die Zusammenarbeit zwischen den Einzelprojekten abgestimmt.

Es wurde eine Vereinbarung zur Nutzung von seismischen, Untergrund- und Betriebsdaten der Geothermie-Industrie durch den MAGS-Verbund abgeschlossen. Diese wurde seitens der Projektkoordination entworfen und mit den Verbundpartnern und der Industrie (Bernried Erdwärme Kraftwerk GmbH, GeoEnergie Kirchweidach GmbH, Geothermie Unterhaching GmbH & Co KG, geo x GmbH, Pfalzwerke geofuture GmbH und WISMUT GmbH) inhaltlich und rechtlich abgestimmt. Die Datennutzungsvereinbarung wurde Ende 2011 unterzeichnet. Entsprechend der Vereinbarung wurden die technischen Voraussetzungen zur zugriffsgeschützten und -protokollierten Datenverwaltung umgesetzt und eine Online-Datenaustauschplattform geschaffen. Es wird angestrebt für das Nachfolgeprojekt ebenfalls eine Datennutzungsvereinbarung abzuschließen. Hier kann auf die in MAGS geleisteten Arbeiten sowohl hinsichtlich der Vereinbarung als auch bezüglich der Austauschplattform aufgebaut werden.

Zusammenarbeit mit themenverwandten Forschungsprojekten

Enger wissenschaftlicher Austausch bestand auf internationaler Ebene mit dem Projekt GEISER - Geothermal Engineering Integrating Mitigation of Induced Seismicity in Reservoirs (EU FP7-Projekt, GFZ und Partner). Auf nationaler Ebene konnten Synergieeffekte insbesondere hinsichtlich des seismischen Monitorings durch Zusammenarbeit mit dem Projekt SiMoN – Seismisches Monitoring im Zusammenhang mit der geothermischen Nutzung des nördlichen Oberrheingrabens (FKZ 0325359A/B, Universitäten Stuttgart und Frankfurt, HLUg) erzielt werden.

Das Projekt GeoSys – Systemanalyse der geothermalen Energieerzeugung (FKZ 0325235) der Gesellschaft für Anlagen- und Reaktorsicherheit konnte seitens MAGS mit den Fachkenntnissen zur induzierten Seismizität bei tiefer Geothermie beraten werden.

Insbesondere mit dem Demonstrationsvorhaben GeneSys der BGR bestand eine enge Zusammenarbeit. Das mikroseismische Monitoring wird durch den Fachbereich B4.3, in dem EP3 angesiedelt ist, durchgeführt. Die Stimulation wurde entsprechend der Arbeitsplanung zusätzlich durch MAGS-EP3 begleitet (Monitoring, Reaktionsschema, Information der Öffentlichkeit).

Öffentlichkeitsarbeit

Neben der verbundinternen Abstimmung und der Zusammenarbeit mit Wissenschaft, Wirtschaft und Politik ist die Information der interessierten Öffentlichkeit über die Arbeiten und Ergebnisse des Projekts ein weiterer Aufgabenpunkt der Projektleitung. Hier ist als erstes die Erstellung eines Internetauftritts zu nennen. Unter www.mags-projekt.de werden neben den aktuellen Informationen und Ergebnissen aus dem Projekt auch Hintergrundinformationen zu tiefer Geothermie und Seismizität in Deutschland für Interessenten bereitgestellt. Die Website soll für das Nachfolgeprojekt MAGS2 erhalten und fortlaufend aktualisiert werden.

Weitere Bausteine der Öffentlichkeitsarbeit sind beispielsweise die jährliche Beteiligung (2011/2012/2013) auf der HannoverMesse beim Stand des Geozentrums Hannover zur tiefen Geothermie, die Darstellung der Verbundprojekts im „Forschungsjahrbuch Erneuerbare Energien“ des BMU, sowie die Präsentation der Arbeiten aus EP3 im BGR-Report.

II.1.5 Literaturverzeichnis

- Baisch, S., Fritschen, R., Groos, J., Kraft, T., Plenefisch, T., Plenkens, K., Ritter, J., Wassermann, J., Empfehlungen zur Überwachung induzierter Seismizität - Positionspapier des FKPE, DGG-Mittlg. v. 3, pp. 17-31, 2012.
- Barth, A., Wenzel, F., Langenbruch, C., Probability of earthquake occurrence and magnitude estimation in the post shut-in phase of geothermal projects, *J. Seismol.*, 17, DOI: 10.1007/s10950-011-9260-9, 2013.
- Bommer, J., Oates, S., Cepeda, J. M., Lindholm, C., Bird, J., Torres, R., Marroqin, G., Rivas, J., Control of hazard due to seismicity induced by a hot fractured rock geothermal project, *Engineering Geology*, v. 83, pp. 287-306, 2006.
- Häring, M. O., Schanz, U., Ladner, F., Dyer, B.C., Characterisation of the Basel 1 enhanced geothermal system, *Geothermics*, v. 37, pp. 469-495, 2008.
- Hanka, W., Saul, J., Weber, B., Becker, J. und GITEWS Team, Timely regional Tsunami warning and rapid global earthquake monitoring, *Orfeus newsletter*, vol. 8, no. 1, 2008.
- Hanks, T. C. und Kanamori, H., Moment magnitude scale, *J. Geophys. Res.* 84 (B5): 2348-2350, 1979.
- Jahnke G., Gestermann, N., Schick, A., Ceranna, L. und Henger, M., Operation of the Earthquake Alert and Information System ALISE, Meeting of the German Geophysical Society (DGG), Bremen, Mar., 2006.
- Kennet, B., *Seismic wave propagation in stratified media*. Cambridge University Press, 1983.
- Langenbruch, C. und S. A. Shapiro, Decay Rate of Fluid Induced Seismicity after Termination of Reservoir Stimulations, *Geophysics*, 75, doi: 10.1190/1.3506005, 2010.
- Langenbruch, C., Dinske, C. Shapiro, S.A., Inter event times of fluid induced earthquakes suggest their Poisson nature, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 38, L21302, doi:10.1029/2011GL049474, 2011.
- Müller, G., The reflectivity methods: a tutorial. *J. Geophys.*, 58, 153-174, 1985.
- Orilski, J., Beilecke, T., Buness, H., Wonik, T., Seismische Geschwindigkeiten in der Bohrung Groß Buchholz GT-1, Hannover: Vergleich zwischen in-situ und Laborbedingungen, 71. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, Köln, 2011.
- Richter, C. F., An instrumental earthquake magnitude scale, *Bull Seism. Soc. Am.*, Vol. 25, No.1, pp. 1-32, 1935.
- Shapiro, S., Dinske, C., Scaling of seismicity induced by nonlinear fluid-rock interaction, *J. Geophys. Res.*, vol. 114, B09307, doi:10.1029/2008JB006145, 2009.
- Tischner, T., Krug, S., Pechan, E., Hesshaus, A., Jatho, R., Bischoff, M., Wonik, T., Massive hydraulic fracturing in low permeable sedimentary rock in the GeneSys project, PROCEEDINGS, Thirty-Eighth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, California, February 11-13, 2013.
- Utsu, T., Ogata Y., und Matsu'ura, R.S., The centenary of the Omori formula for a decay law of aftershock activity. *Journal of Physics of the Earth*, 43:1-33, 1995.

II.2 Wichtigste Positionen des zahlenmäßigen Nachweises

Personal (aus Datenschutzgründen vertraulich)

Dienstreisen – Inland

Die Dienstreisen wurden im Wesentlichen entsprechend der Beantragung durchgeführt. Abweichend von der Planung waren für das erste Feldexperiment in 2011 keine Dienstreisen notwendig, da hier die Stimulation des GeneSys-Projekts vor Ort in Hannover begleitet werden konnte. Der Auf- und Abbau der temporären Stationen konnte per Dienstagang erfolgen. Folgende zusätzlichen Dienstreisen waren damit möglich:

- GtV-Tagung 2012(1 Person 2 Tage), Expertise von MAGS durch GtV angefragt, Leitung Workshop „Induzierte Seismizität“.
- Vorbereitung Datennutzungsvereinbarung Unterhaching (1 Person 1 Tag), persönliches Gespräch notwendig, um die Nutzung von Industriedaten durch MAGS vorzubereiten.
- SeisComP Usergroup Meeting Potsdam, 2011 (1 Person 2 Tage), Austausch bezüglich Integration der entwickelten Echtzeit-Algorithmen in SeisComp3.
- Fachgespräch „Tiefe Geothermie“ bei der DMT 2011 (1 Person 1 Tag)*.
- EAGE Workshop „Induced Seismicity“, 2011 (1 Person 1 Tag)*.
- AGIS-WS „Induced Seismicity“, 2012 (1 Person 4 Tage)*.
- Zusammenarbeit mit Projekt GeoSYS, je 1 Workshop in 2012 und 2013 (2 × 1 Person 1 Tag), Nutzen von Synergie-Effekten zwischen MAGS und GeoSYS; Projekt GeoSYS war bei Antragstellung noch nicht bekannt.
- AG Seismologie 2013 (1 Person 4 Tage), Vorstellung des Detektors in der seismologischen Fachgemeinschaft.

* Veranstaltung war bei Beantragung noch nicht bekannt

Dienstreisen – Ausland

Die Teilnahme an einer der beiden beantragten EGU-Konferenzen wurde zugunsten der Teilnahme an einem GEISER-Workshop in Zürich und der „Soutz-Conference on Deep Geothermal Energy“ zurückgestellt.

Geräte

- Seismometer: gekauft wie beantragt
- Digitalisierer: gekauft wie beantragt
- Router: Schwerpunkt in EP3 war die Echtzeitauswertung seismischer Daten. Von grundlegender Bedeutung hierfür ist eine zuverlässige, stabile Online-Übertragung der Daten. Daher wurden abweichend von der Beantragung LANCOM 1781-4G (statt Fritzbox WLAN 3170) gekauft, die auch den neuen Standard zur Datenübertragung LTE beherrschen. Diese waren bei Antragstellung noch nicht verfügbar.
- Brennstoffzellen: beantragt, aber nicht gekauft; Für beide Feldexperimente konnten Standorte mit Stromanschluss gefunden werden, so dass eine Stromversorgung der Stationen mit Brennstoffzellen nicht notwendig war. Die hier eingesparten Mittel wurden für die Beschaffung der Router verwendet.
- agorum core pro (Softwareentwicklung und Wartung): Für die Bereitstellung von Betreiberdaten der Geothermie-Industrie konnte eine Datennutzungsvereinbarung geschlossen werden. Diese fordert für die Verwaltung und Bereitstellung der Daten eine personalisierte Protokollierung der Zugriffe auf die Daten. Hierfür stand bei der BGR keine Software zur Verfügung, so dass die Entwicklung eines entsprechenden Moduls beauftragt wurde.

Auftrag

- gempa: umgesetzt wie beantragt

II.3 Notwendigkeit und Angemessenheit der Arbeit

Für das Erreichen des mit EP3 angestrebten Ziels, die Entwicklung eines automatischen Echtzeit-Auswertalgorithmus und die Echtzeit-Berechnung der seismischen Gefährdung während der Stimulation aus der aktuellen Beobachtung, ist die Umsetzung der im Arbeitsplan definierten Arbeitspakete notwendig und angemessen.

II.4 Verwertungsplan

- Die im Rahmen von MAGS beschafften mobilen Messstationen (Seismometer, Digitalisierer, Router, GPS- und Mobilfunkantennen, Transportkiste, Überspannungsschutz und Technik zur Fernwartung) sollen in das Eigentum der BGR übergehen und weiter zu Forschungszwecken eingesetzt werden. Insbesondere sind diese Stationen auch als wesentlicher Bestandteil des Monitorings im Nachfolgeprojekt MAGS2 eingeplant.
- Wir schlagen vor, die erweiterte Software agorum core pro wie in MAGS für die Verwaltung der Industriedaten aus der angestrebten Datennutzungsvereinbarung für MAGS2 zu nutzen.
- Der in EP3 entwickelte Kreuzkorrelationsdetektor und die gemeinsam mit EP5 entwickelten Algorithmen zur Echtzeitberechnung der Auftrittswahrscheinlichkeit wurden per Auftrag der BGR im Rahmen von MAGS durch die gempa GmbH als SeisCompP3-Module implementiert. In Absprache mit dem Projektpartner FU Berlin (EP5) sollen beide SeisCompP3-Module in das Eigentum der BGR übergehen und für Forschungszwecke, insbesondere für MAGS2, verwendet werden. Es wird angestrebt diese SeisCompP3-Module als Produkt von MAGS mit möglichst offener Lizenz auch anderen zur Verfügung zu stellen.

Generell wird die in MAGS erworbene Expertise hinsichtlich induzierter Seismizität bei tiefer Geothermie für die Beratungsaufgaben der BGR gegenüber Politik, Wirtschaft und Wissenschaft genutzt.

II.5 Während der Laufzeit bei anderen Stellen bekannt gewordene Fortschritte

Während der Laufzeit von MAGS wurden von der Arbeitsgruppe „Induzierte Seismizität“ des Forschungskollegiums Physik des Erdkörpers e.V. (FKPE) ein Positionspapier zur Überwachung induzierter Seismizität herausgegeben, in das Erfahrungen aus MAGS eingeflossen sind.

Baisch, S., Fritschen, R., Groos, J., Kraft, T., Plenefisch, T., Plenkens, K., Ritter, J., Wassermann, J., Empfehlungen zur Überwachung induzierter Seismizität - Positionspapier des FKPE, DGG-Mittlg. v. 3, pp. 17-31, 2012.

Im Rahmen des Projekts GEISER wurde ebenfalls an der Problematik seismischer Gefährdung durch Fluidinjektionen sowie der Erarbeitung von Vorhersagemöglichkeiten gearbeitet. Hier wird unter anderem das in MAGS entwickelte und im vorgestellten, zweiten SeisCompP3-Modul implementierte Konzept des seismogenen Index verwendet (siehe Mena et al., 2013). Uns sind aber keine innovativeren Fortschritte im Vergleich zu den hier vorgestellten Arbeiten bekannt.

B. Mena, Wiemer, S., Bachmann, S., Building Robust Models to Forecast the Induced Seismicity Related to Geothermal Reservoir Enhancement, Bull. Seismol. Soc. Am., 103, 383-393, doi: 10.1785/0120120102, 2013.

II.6 Erfolgte und geplante Veröffentlichungen

Tagungsbeiträge und Workshop-Vorträge

Bischoff, M., Keyser, M., Plenefisch, T., Wegler, U., Bönnemann, C., Real-time analysis of microseismic activity during hydraulic stimulation at the GeneSys well in Hannover, Geothermal week, GEISER Workshop, Zürich (Poster), 2011.

- Bischoff, M., Keyser, M., Plenefisch, T., Wegler, U., Wetzig, E., Ceranna, L., Bönnemann, C., Microseismic survey at the geothermal site GeneSys in Hannover, Germany, European Geosciences Union (EGU) General Assembly 2012, 22.04.2012 - 27.04.2012, Wien.
- Bischoff, M., Keyser, M., Plenefisch, T., Wetzig, E., Wegler, U., Ceranna, L., Bönnemann, C., Mikroseismische Überwachung des Geothermieprojekts GeneSys, 72. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft Hamburg (Poster), 2012.
- Bischoff, M., Keyser, M., Wegler, U., Bönnemann, C., MAGS – Einzelprojekt 3: Echtzeitauswertung induzierter Erdbeben und Gefährdungsabschätzung bei hydraulischen Stimulationen geothermischer Reservoire, 3. MAGS-Workshop, 21.03.2012, München (Vortrag), 2012.
- Bischoff, M., Wegler, U., Bönnemann, C., MAGS – Einzelprojekt 3: Echtzeitauswertung induzierter Erdbeben und Gefährdungsabschätzung bei hydraulischen Stimulationen geothermischer Reservoire, 2. MAGS-Workshop, Hannover (Vortrag), 2011.
- Bischoff, M., Wegler, U., Bönnemann, C., MAGS – Einzelprojekt 3: Echtzeitauswertung induzierter Erdbeben und Gefährdungsabschätzung bei hydraulischen Stimulationen geothermischer Reservoire, 1. MAGS-Workshop, Karlsruhe (Vortrag), 2011.
- Bischoff, M., Wegler, U., Bönnemann, C., MAGS – WP3: Real-time analysis of induced seismic events during hydraulic stimulation of geothermal reservoirs, SeisComp3 Users Group Meeting, Potsdam (Vortrag), 2011.
- Bischoff, M., Wegler, U., Bönnemann, C., MAGS – Einzelprojekt 3: Echtzeitauswertung induzierter Erdbeben und Gefährdungsabschätzung bei hydraulischen Stimulationen geothermischer Reservoire, 4. MAGS-Workshop, 08.10.2012, Berlin (Vortrag), 2012.
- Bischoff, M., Wegler, U., Fielitz, D., Vasterling, M., EP3: Echtzeitauswertung induzierter Erdbeben und Gefährdungsabschätzung bei hydraulischen Stimulationen geothermischer Reservoire, 5. MAGS-Workshop, 17.04.2013, Goslar (Vortrag), 2013.
- Bönnemann, C., Krentz, O., Tiefengeothermie und induzierte Seismizität, Tiefengeothermie Sachsen, 24. November 2010, Dresden (Vortrag), 2010.
- Bönnemann, C., Worldwide triggered seismicity and it's impact on the public, 6. Internationale Geothermiekonferenz, 19.-20. Mai 2010, Freiburg (Vortrag), 2010.
- Bönnemann, C., The seismic event in Landau, August 2009: Expert group and research follow-up, 7. Internationale Geothermiekonferenz, 14.-16. Mai 2011, Freiburg (Vortrag), 2011.
- Bönnemann, C., Induced seismicity during geothermal heat mining: What we know and what we need to know, North East Atlantic Geoscience, 9.-12. April 2011, Hannover (Vortrag), 2011.
- Bönneman, C. und der MAGS-Forschungsverbund, Experiences from the BMU Project "Microseismic Activity in Geothermal Systems". Vortrag auf der 9. Internationalen Geothermiekonferenz – IGC, Freiburg, 15.-17.05.2013.
- Keyser, M., Plenefisch, T., Bischoff, M., Wegler, U., Wetzig, E., Bönnemann, C., Monitoring seismischer Aktivität um den Standort der tiefen Geothermiebohrung GeneSys in Hannover, Sankelmark, 37. Sitzung der AG Seismologie, 27.09.2011 - 29.09.2011
- Keyser, M.; Plenefisch, T., Wegler, U., Wetzig, E., Bischoff, M., Bönnemann, C., Monitoring von mikroseismischer Aktivität um den Standort der tiefen Geothermiebohrung GeneSys in Hannover, 71. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, 21.02.2011 - 24.02.2011, Köln, 2011.
- Plenefisch, T., Wegler, U., Keyser, M., Wetzig, E., Bönnemann, C., Monitoring of microseismic activity around the GeneSys deep geothermal drilling site, Hannover (Germany), European Geosciences Union (EGU) General Assembly 2011, 03.04.2011 - 08.04.2011, Wien, 2011.
- Tischner, T., Krug, S., Pechan, E., Hesshaus, A., Jatho, R., Bischoff, M., Wonik, T., Massive hydraulic fracturing in low permeable sedimentary rock in the GeneSys project, Proceedings Thirty-Eighth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, California, February 11 - 13, 2013.
- Vasterling, M., Wegler, U., Bönnemann, C., MAGS-Team, MAGS - Microseismic Activity of Geothermal Systems, GEISER-WP3 Workshop, Potsdam (Poster). 2011.
- Vasterling, M., Wegler, U., Bischoff, M., Bönnemann, C., Dinske, C. ; Groos, J., Hou, M.Z., Kracke, T., Kopera, J., Schlittenhardt, J., MAGS - concepts of mitigating microseismic ac-

- tivity of geothermal systems, FKPE-LFZG Workshop Induced Seismicity; 26. - 28. November 2012, Karlsruhe (Vortrag). 2012.
- Vasterling, M., Wegler, U., Bönnemann, C., MAGS-Team, MAGS – Mikroseismische Aktivität geothermischer Systeme, 71. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, Köln (Poster), 2011.
- Wegler, U. & Bönnemann, C., Project MAGS – Microseismic Activity of Geothermal Reservoirs. In: Ritter, J. & Oth, A. (Eds.), Induced Seismicity, Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, Vol. 30, 57., 2010.
- Wegler, U., Geothermie und Seismizität. DGG-Kolloquium, 71. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, Köln (Vortrag), 2011.
- Wegler, U., Ampelsysteme zur kontrollierten Stimulation, Workshop „Fracking & Stimulation“, GtV Bundesverband Geothermie, 4.-5.10.2012, Karlsruhe, 2012.
- Wegler, U., Bischoff, M., Bönnemann, C., Dinske, C., Groos, J., Hou, M.Z., Kopera, J., Spies, T., Schlittenhardt, J., Vasterling, M., Konzepte zur Begrenzung der mikroseismischen Aktivität bei der energetischen Nutzung geothermischer Systeme im tiefen Untergrund, 72. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft Hamburg (Poster), 2012.
- Wegler, U., MAGS-Verbund, MAGS - Konzepte zur Begrenzung der Mikroseismischen Aktivität bei der energetischen Nutzung Geothermischer Systeme im tiefen Untergrund, 3. MAGS-Workshop, 21.03.2012, München (Vortrag), 2012.
- Wegler, U., MAGS-Verbund, MAGS - Konzepte zur Begrenzung der Mikroseismischen Aktivität bei der energetischen Nutzung Geothermischer Systeme im tiefen Untergrund, 4. MAGS-Workshop, 08.10.2012, Berlin (Vortrag), 2012.
- Wegler, U., MAGS-Verbund, Das Forschungsvorhaben MAGS - Konzepte zur Begrenzung der Mikroseismischen Aktivität bei der energetischen Nutzung Geothermischer Systeme im tiefen Untergrund, 5. MAGS-Workshop, 17.04.2013, Goslar (Vortrag), 2013.
- Wegler, U., MAGS-Verbund, MAGS - Konzepte zur Begrenzung der Mikroseismischen Aktivität bei der energetischen Nutzung Geothermischer Systeme im tiefen Untergrund, MAGS-Abschlussworkshop, 17.09.2013, Hannover (Vortrag), 2013.
- Wegler, U., Vasterling, M., Bischoff, M., EP3: Echtzeitauswertung induzierter Erdbeben und Gefährdungsabschätzung bei hydraulischen Stimulationen geothermischer Reservoirs, MAGS-Abschlussworkshop, 17.09.2013, Hannover (Vortrag), 2013.
- Wegler, U., Induzierte Seismizität Kongress, Umweltverträgliches Fracking?, 24./25. Juni 2013, Hannover (Vortrag), 2013.
- Wegler, U., Induzierte Seismizität im Oberrheingraben: Beispiele, Methoden und Konzepte eines Warnsystems, 6. Tiefengeothermie-Forum: Reservoirs und Erschließung, Darmstadt, 15.09.2011

Sonstige

- Beitrag zum „Forschungsjahrbuch Erneuerbare Energien 2010“ des BMU: Verbundprojekt MAGS: Konzepte zur Begrenzung der mikroseismischen Aktivität bei der energetischen Nutzung geothermischer Systeme im tiefen Untergrund
Darstellung im Jahresbericht 2011 des BMU: Verbundprojekt MAGS: Konzepte zur Begrenzung der mikroseismischen Aktivität bei der energetischen Nutzung geothermischer Systeme im tiefen Untergrund, Koordination
MAGS-Homepage www.mags-projekt.de

Es ist zudem angestrebt die Ergebnisse aus EP3 in Fachzeitschriften zu veröffentlichen. Geplant ist je eine Publikation zu der Überwachung der Stimulation von GeneSys und zu dem entwickelten Detektor bzw. der Echtzeit-Gefährdungsabschätzung.