

Abschlussbericht für das Verbundprojekt MAGS:

**Konzepte zur Begrenzung der mikroseismischen
Aktivität bei der energetischen Nutzung geothermischer
Systeme im tiefen Untergrund**

Einzelprojekt EP 5:

*Modellierung der Auftretswahrscheinlichkeiten fluidinduzierter Erdbeben mit einer
gegebenen Magnitude bei der Stimulation geothermischer Systeme*

Projektleiter:	Prof. Dr. Serge A. Shapiro
Förderkennzeichen:	0325191D
Laufzeit:	01.05.2010 bis 30.09.2013
Berichtszeitraum:	01.05.2010 bis 30.09.2013

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

Die Verantwortung für den Inhalt dieser Veröffentlichung liegt beim Autor.

Inhaltsverzeichnis

Kapitel 1.....	3
1.1 Aufgabenstellung.....	3
1.2 Voraussetzungen für die Durchführung des Vorhabens	3
1.3 Planung und Ablauf des Vorhabens	3
1.4 Wissenschaftlicher und technischer Stand bei Beginn des Vorhabens	5
1.4.1 Wissenschaftlicher Stand vor Projektbeginn	5
1.4.2 Arbeiten der Antragsteller vor Projektbeginn	6
1.4.3 Technischer Stand vor Projektbeginn.....	8
1.4.4 Verwendete Fachliteratur	8
1.5 Zusammenarbeit (mit Verbundpartnern und anderen Stellen)	13
Kapitel 2.....	13
2.1 Eingehende Darstellung der erzielten Ergebnisse	14
2.1.1 Zusammenfassung	14
2.1.2 Theoretisches Modell zur Beschreibung der Magnitudenstatistik fluid-induzierter Seismizität	15
2.1.3. Auftrittswahrscheinlichkeit und Homogener Poisson Prozess	26
2.1.4 Produktionsbetrieb in geothermischen Systemen.....	33
2.1.5 Einfluss elastischer Heterogenität auf die Bruchfestigkeit im Reservoir.....	40
2.1.6 Einfluss hydraulischer Heterogenität auf die Porendruckänderung.....	45
2.1.7 Einfluss von Kopplungsphänomenen (Poroelastizität und Thermoelastizität) und nichtlineare Diffusion.....	53
2.2 Notwendigkeit und Angemessenheit der geleisteten Arbeit	58
2.3 Voraussichtlicher Nutzen und Verwertbarkeit der Ergebnisse.....	58
2.4 Während der Durchführung bekannt gewordener Fortschritt bei anderen Stellen	58
2.5 Erfolgte oder geplante Veröffentlichungen	59

Kurzfassung

Im Rahmen des Projektes wurde der Frage nachgegangen, welche statistischen Skalierungsverhältnisse das Auftreten und die Stärke der induzierten seismischen Ereignisse während und nach einer hydraulischen Stimulation charakterisieren. Es konnte bestätigt werden, dass hierbei die Gültigkeit von zwei aus der globalen Seismologie übernommenen Skalierungsgesetzen fundamental ist. Zum einen folgt die Magnitudenhäufigkeit der fluid-induzierten seismischen Ereignisse der Gutenberg-Richter-Beziehung, d.h. die Anzahl der Ereignisse für eine gegebene Magnitude nimmt mit zunehmender Magnitude entsprechend einem Potenz-Gesetz ab. Eine weitere Skalierungsrelation repräsentiert ein modifiziertes Omori-Gesetz, mit welchem das Abklingverhalten der Seismizität nach dem Ende der Fluidinjektion beschrieben werden kann. Die zwei charakteristischen Größen der Skalierungsrelationen – der b-Wert der Gutenberg-Richter-Beziehung und der p-Wert des modifizierten Omori-Gesetzes – fließen in die Bestimmung der Auftrittswahrscheinlichkeit eines Ereignisses mit einer gegebenen Magnitude ein. Diese Wahrscheinlichkeit kann unter Verwendung eines Modells berechnet werden, welches das Auftreten der seismischen Ereignisse statistisch beschreibt. Die Analyse der Wartezeiten aufeinander folgender fluid-induzierter Erdbeben hat ergeben, dass das Poisson-Modell, d.h. ein Prozess unabhängig voneinander auftretender Ereignisse, ein geeignetes Modell für fluid-induzierte Seismizität darstellt. Des Weiteren ist es bekannt, dass die durch die Injektion verursachten Perturbationen des Porendrucks sich entsprechend eines Diffusionsprozesses im Gestein ausbreiten. Die Anwendung dieses physikalischen Prinzips erlaubt es, die kontrollierenden Parameter zu identifizieren. Zum einen ist es das injizierte Fluidvolumen und zum anderen ist es der Seismogene Index, welcher die seismotektonischen Gegebenheiten eines Reservoirs quantitativ erfasst. Die Kombination des Poisson-Modells mit Seismogenen Index, Fluidvolumen (bzw. Fliessrate) und den Skalierungsparametern (b-Wert, p-Wert) kann verwendet werden, um die Wahrscheinlichkeit des Auftretens einer bestimmten Magnitude während und nach der hydraulischen Stimulation zu berechnen. Der entwickelte Modellierungsansatz findet Anwendung in der 'seismic response procedure' (Ampelsystem) und wirkt somit am sicheren Betrieb geothermischen System mit.

Kapitel 1

1.1 Aufgabenstellung

Ziel des Einzelprojektes ist es, einen Modellierungsansatz zu erarbeiten, der es ermöglicht, auf der Grundlage von Injektionsparametern und seismotektonischen Eigenschaften geothermischer Systeme die Entwicklung der Magnitudenstatistik fluidinduzierter Erdbeben vorherzusagen. Das Modell soll dazu beitragen, das seismische Risiko einer energetischen Nutzung geothermischer Systeme vorab bewerten zu können. Es wird erwartet, dass der entwickelte Modellierungsansatz in der 'seismic response procedure' (Ampelsystem) Anwendung findet und somit am sicheren Betrieb eines geothermischen Systems mitwirkt. Des Weiteren sollen die geplanten Untersuchungen zu einem verbesserten physikalischen Verständnis fluidinduzierter Seismizität beitragen.

1.2 Voraussetzungen für die Durchführung des Vorhabens

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-Forêt (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.

1.3 Planung und Ablauf des Vorhabens

Die grundsätzliche Zielsetzung des Projektes ist die Entwicklung eines Modells der Magnitudenstatistik fluidinduzierter Erdbeben, das zur Bestimmung der seismischen Gefährdung, die von der hydraulischen Stimulation geothermischer Reservoirs ausgeht, anwendbar ist. Dieses Modell soll auch dazu beitragen, das grundsätzliche Verständnis fluidinduzierter Seismizität zu erweitern und somit eine Grundlage für das Verständnis der Seismizität während des normalen Betriebs geothermischer Systeme schaffen. Ein Schwerpunkt des Projektes wird die Untersuchung der grundlegenden Physik der fluidinduzierten Seismizität sein, die nach der Stimulationsphase auftritt. Von gesteigertem Interesse unserer Forschung sind besonders signifikante seismische Ereignisse, die während aber auch nach der hydraulischen Stimulation auftreten.

Im Einzelnen ist die Bearbeitung der folgenden wissenschaftlichen Fragestellungen geplant:

1. Welche Injektions- und seismotektonischen Parameter kontrollieren die Statistik der Seismizität während und nach einer Stimulation?
2. Welche Schlussfolgerungen lassen sich aus einer Analyse der Wartezeiten zwischen aufeinander folgenden seismischen Ereignissen ziehen?
3. Welche Skalierungsgesetze gelten für fluidinduzierte Seismizität? In wie weit können Skalierungsgesetze natürlicher Seismizität übertragen werden (wie z. B. Omori Gesetz, Gutenberg Richter Gesetz)?
4. Welche Auswirkungen hat eine nicht monotone Fließrate auf die Statistik induzierter Seismizität? Welche Gefahren bzw. welcher Nutzen entsteht hierbei?
5. Welche Unterschiede zwischen der Stimulationsphase und dem normalen Betrieb geothermischer Systeme haben eine seismogene Bedeutung?
6. Wie können Abweichungen (z.B. das Auftreten signifikanter Ereignisse) von der „normalen“ Seismizitätsstatistik erklärt werden?
7. Was für eine Rolle spielt hierbei die Statistik der Gesteinsfestigkeit? Wie kann ein Reservoir mit mehreren Bruchsystemen statistisch beschrieben werden?
8. Welchen Einfluss hat hydraulische Heterogenität und Anisotropie in geothermischen Systemen auf die Statistik der Seismizität?
9. Welche Bedeutung haben Kopplungsphänomene wie Nichtlinearität, Poroelastizität und Thermoelastizität?
10. Welche maßgeblichen Parameter induzierter Seismizität lassen sich aus kurzzeitigen Injektionsexperimenten abschätzen?

Es ist geplant, diese Fragestellungen auf Grundlage theoretischer und numerischer Untersuchungen zu bearbeiten. Für die numerische Modellierung werden kommerzielle Pakete (z.B. Comsol und Matlab) zur Simulation fluidinduzierter Erdbeben eingesetzt. Die Ergebnisse der theoretischen und der numerischen Studien werden dann mit realen Beobachtungen an geothermischen Systemen verglichen. Die Modelle werden entsprechend den resultierenden Erkenntnissen modifiziert. Hierdurch wird Schritt für Schritt ein Modell entwickelt, welches die Einflüsse der oben genannten Parameter bestmöglich beschreibt.

Arbeitspakete

AP 1: Statistische Eigenschaften fluidinduzierter Seismizität

AP 1.1: Informations- und Literaturrecherche zu fluidinduzierter Seismizität während der hydraulischen Stimulationsphase, nach dem Ablauf der Stimulation und im normalen Betrieb von EGS (Enhanced Geothermal System)

AP 1.2: Theoretische Herleitung von statistischen Skalierungsverhältnissen für Magnituden von fluidinduzierten Erdbeben

AP 1.3: Numerische Modellierung der statistischen Eigenschaften fluidinduzierter Seismizität auf Grundlage von Porenfluiddruck-Diffusion während der hydraulischen Stimulationsphase, nach dem Ablauf der Stimulation und im normalen Betrieb von EGS (Enhanced Geothermal System)

AP 2: Anwendung auf reale Daten

AP 2.1: Prüfen der Anwendbarkeit der statistischen Skalierungsverhältnisse auf reale Daten: Analyse, Vergleich und Interpretation vorhandener Kataloge fluidinduzierter Seismizität (Basel, Cooper Basin, KTB, Ogachi, Paradox Valley, Soultz-sous-Forets)

AP 2.2: Prüfen der Anwendbarkeit der statistischen Skalierungsverhältnisse auf reale Daten: Analyse, Vergleich und Interpretation der neuen Kataloge fluidinduzierter Seismizität (Hannover, Landau, Unterhaching)

AP 3: Weiterentwicklung der statistischen Relationen und numerische Modellierung der verbesserten Skalierungsverhältnisse für Magnituden von fluidinduzierten Erdbeben

AP 3.1: Untersuchung des **Einflusses von hydraulischer Anisotropie** auf die statistischen Skalierungsverhältnisse

AP 3.2: Untersuchung des **Einflusses von hydraulischer Heterogenität** auf die statistischen Skalierungsverhältnisse

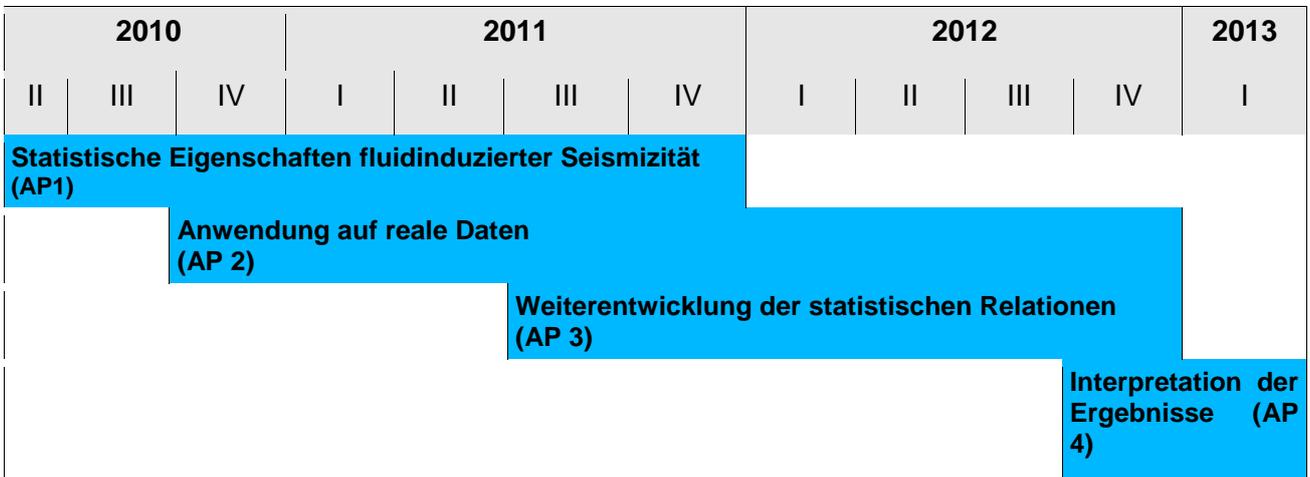
AP 3.3: Untersuchung des **Einflusses von Kopplungsphänomenen**, wie z.B. nichtlineare Diffusion oder Poroelastizität, auf die statistischen Skalierungsverhältnisse

AP 4: Integrative Interpretation der Ergebnisse mit den Projektpartnern

AP 4.1: Zusammenfassung der Ergebnisse in **Wissenschaftlichen Publikationen**

AP 4.2: Berichterstellung

Der zeitliche Ablaufplan der einzelnen Arbeitspakete ist in Form eines Balkendiagramms dargestellt:



1.4 Wissenschaftlicher und technischer Stand bei Beginn des Vorhabens

1.4.1 Wissenschaftlicher Stand vor Projektbeginn

Die Injektion von Fluid durch ein Bohrloch in umgebendes Gestein wird genutzt, um die Gesteinsdurchlässigkeit (Permeabilität) zu erhöhen. Dieses Verfahren findet Anwendung in der Produktion von Kohlenwasserstoffen (Economides und Nolte, 2003) und erlangt zunehmende Relevanz in der Entwicklung von geothermischen Systemen. Fluidinjektionen werden häufig vom Auftreten von Seismizität begleitet. Die seismische Überwachung der Reservoirs und die Auswertung der registrierten Seismizität hat wesentlich zum heutigen Verständnis der Interaktion zwischen eingepresstem Fluid und dem umgebenden Gestein beigetragen. Hierdurch konnte der Kenntnisstand hinsichtlich der Auslösemechanismen fluidinduzierter Erdbeben erweitert werden. Des Weiteren können die aufgezeichneten seismischen Ereignisse für eine Charakterisierung des Reservoirs herangezogen werden (Warpinski et al., 1998, 2001). Dabei ermöglicht die präzise Lokalisierung eine detaillierte Abbildung der aktivierten Bruchsysteme (Rowe et al., 2002). Die Analyse der zeitlich-räumlichen Entwicklung der Seismizität erlaubt die Abschätzung von hydraulischen Kenngrößen wie die Permeabilität des stimulierten Reservoirs (Shapiro et al., 2002, Dinske et al., 2010).

Eine bisher weniger erforschte Charakteristik fluidinduzierter Seismizität ist deren Magnitudenstatistik. Bei der Überwachung von Fluidinjektionen in kristallines Tiefengestein, mit dem Ziel sogenannte Enhanced Geothermal Systems (EGS) zu entwickeln, wurden Erdbeben mit teilweise signifikanten Magnituden registriert. Dieses konnte zum Beispiel in Soultz-sous-Forêts (2003) und in Basel (2006) beobachtet werden (Majer et al., 2007). Im Gegensatz dazu treten Erdbeben größerer Magnitude ($M > 0$) nur sehr selten bei der hydraulischen Rissbildung (hydraulic fracturing) in Kohlenwasserstofflagerstätten auf. Es konnte aber gezeigt werden, dass der auslösende Mechanismus der Erdbeben in beiden Situationen übereinstimmt. Die Relaxation der Perturbationen von elastischer Spannung und Porenfluiddruck, die durch die Injektion hervorgerufen werden, kontrollieren das zeitlich-räumliche Auftreten der Erdbeben (Pearson, 1981, Talwani und Acree, 1985, Shapiro et al., 1997). Dieser Relaxationsprozess kann mit der (nichtlinearen) Diffusion des Fluiddruckes im Gesteinsporenraum beschrieben werden (Shapiro und Dinske, 2009). Die tektonische Spannung in der oberen Erdkruste ist stellenweise nahe einem Zustand, bei dem bereits kleine Störungen genügen, um seismische Aktivität auszulösen. Das Einpressen von Fluid verursacht ein Ansteigen des Fluiddruckes im verbundenen Gesteinsporenraum und im vorhandenen natürlichen Bruch- beziehungsweise Rissystem. Der erhöhte Porenfluiddruck bewirkt eine Verringerung der effektiven Normalspannung. Entsprechend dem Mohr-Coulomb-Bruchkriterium werden bei Überschreiten der Scherfestigkeit des Gesteines vorhandene Risse, Klüfte oder auch großräumige Verwerfungszonen reaktiviert und somit seismische Ereignisse ausgelöst.

1.4.2 Arbeiten der Antragsteller vor Projektbeginn

Für unsere Studien verwenden wir den nachfolgend beschriebenen statistischen Ansatz (siehe z.B. Rothert und Shapiro, 2003, Parotidis und Shapiro, 2004, Shapiro et al., 2005, Rothert und Shapiro, 2007). In unserem Modell wird das Reservoirgestein durch ein homogenes poröses fluidgesättigtes Medium angenähert. Die Injektion wird durch eine Punktquelle konstanten oder ansteigenden Druckes realisiert. Eine bestimmte Anzahl voneinander unabhängiger Defekte wird statistisch homogen im Medium verteilt. Jedem Defekt wird ein kritischer Wert des Porenfluiddruckes zugeordnet. Dieser kritische Druck beschreibt die Festigkeit des Defektes. Übersteigt nun der durch eine Injektion erhöhte Porenfluiddruck den kritischen Wert eines Defektes, so entspricht dessen Lokation im Medium dem Hypozentrum eines Erdbebens. Der Wertebereich des kritischen Druckes ist zufällig auf das Ensemble von Defekten verteilt. Aus dem beschriebenen Modell geht hervor, dass die Auftrittswahrscheinlichkeit eines seismischen Ereignisses proportional zur Porenfluiddruckperturbation ist. Die Gesamtzahl seismischer Ereignisse ergibt sich folglich aus dem räumlichen Integral über die Porenfluiddruckperturbation. Aktuelle Untersuchungen zeigen, dass sich dieses Integral im Fall starker Nichtlinearität durch Anwendung des Prinzips der Massenerhaltung lösen lässt (Shapiro und Dinske, 2009). Unsere Untersuchungen bezüglich fluidinduzierter Seismizität zeigen, dass die Seismizitätsrate während Phasen der Fluideinpressung hauptsächlich durch die Fließrate des Fluids und die seismotektonischen Eigenschaften des Reservoirs kontrolliert wird. Unsere Betrachtungen der Magnitudenverteilungen lassen schlussfolgern, dass die Anzahl von induzierten Erdbeben mit einer gegebenen Magnitude proportional zu der Masse des eingepressten Fluids ansteigt (Shapiro und Dinske, 2009). Abbildung 1 zeigt die Magnitudenentwicklung induzierter Erdbeben während einer hydraulischen Stimulation in Basel. Die Fließrate wurde während der Stimulation stufenweise erhöht. Hierdurch entsteht eine inhomogene zeitliche Verteilung der Magnituden (obere Abb.). Betrachten wir nun die Magnitudenentwicklung als Funktion des eingepressten Fluidvolumens (untere Abb.) ergibt sich eine homogene Verteilung.

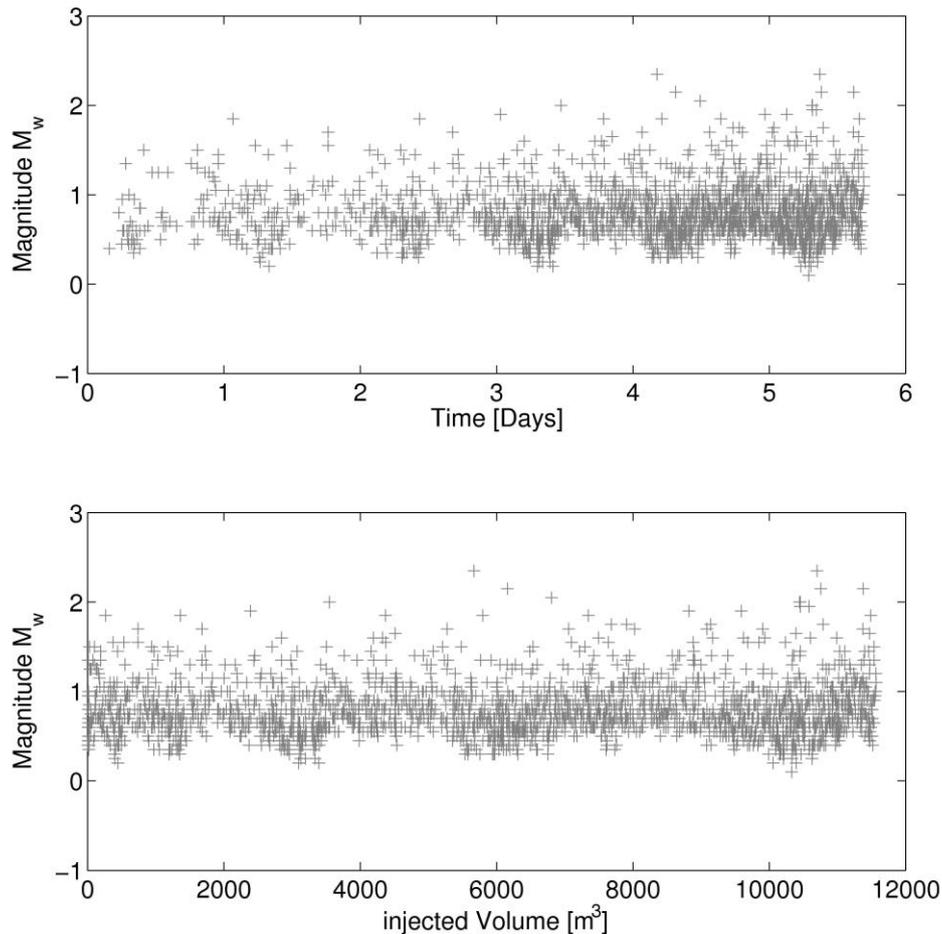


Abbildung 1: Magnituden fluidinduzierter Seismizität bei der hydraulischen Stimulation in Basel, als Funktion der Zeit (oben) und als Funktion des eingepressten Fluidvolumens (unten).

Die Magnitudenstatistik unter Berücksichtigung der seismotektonischen Parameter einer Injektionslokation lässt sich durch die Gutenberg-Richter-Gesetzmäßigkeit und eine weitere von uns eingeführte, als tektonisches Potential bezeichnete Größe beschreiben. Das tektonische Potential ist abhängig von der räumlichen Konzentration kritischer Defekte und der Statistik ihrer Festigkeiten (Shapiro et al., 2007). Die Gültigkeit der Gutenberg-Richter-Gesetzmäßigkeit für die Verteilung der Magnituden lässt sich anhand einer doppelt-logarithmischen Darstellung aufzeigen (siehe Abbildung 2).

Unsere bisherigen Ergebnisse zeigen eine gute Übereinstimmung mit Beobachtungen an verschiedenen geothermischen Systemen (z.B. Basel, Ogachi, Cooper Basin) und Gasreservoirien (z.B. Cotton Valley, Barnett Shale). Die seismogene Situation nach dem Abschluss von Stimulationsphasen sowie während der normalen Fluidzirkulation (d.h., dem normalen Betrieb geothermischer Systeme) und die Physik hinter dem Auftreten besonders signifikanter seismischer Ereignisse ist bis jetzt noch nicht geklärt.

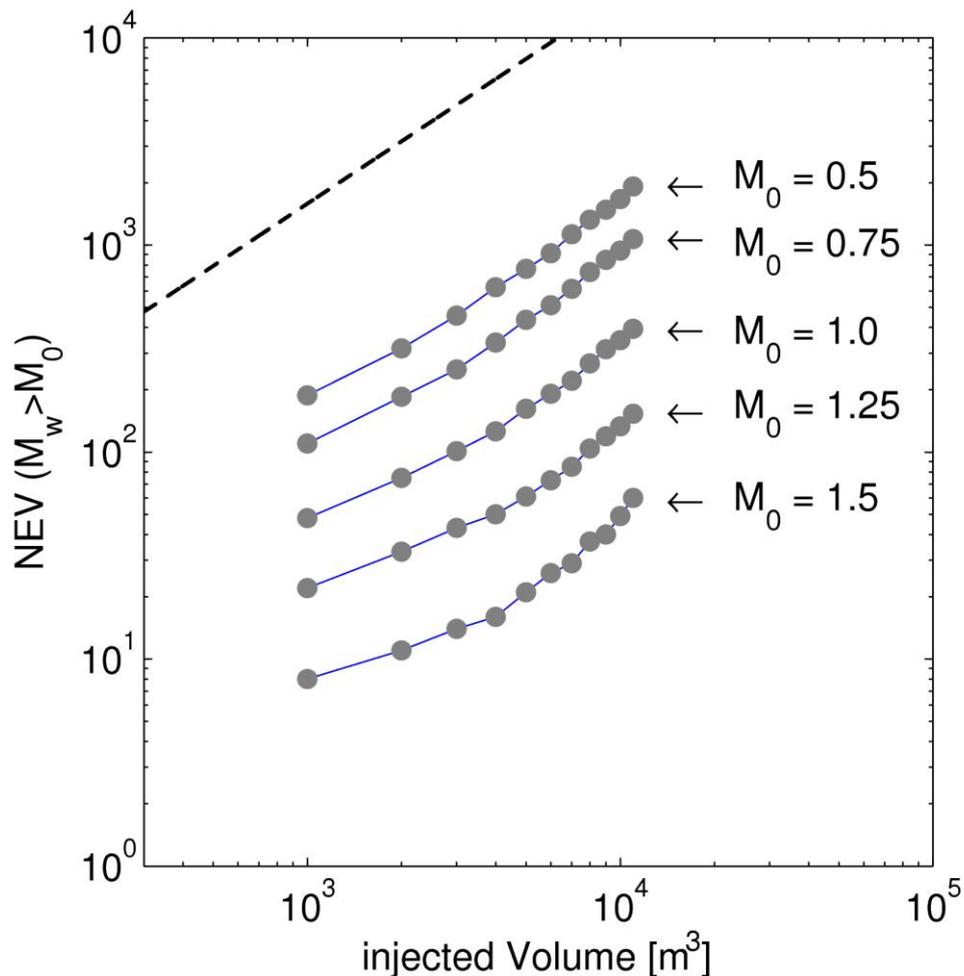


Abbildung 2: Doppelt-Logarithmische Darstellung der Anzahl fluidinduzierter Erdbeben in Basel mit einer Magnitude M_w größer als eine gegebene Magnitude M_0 als Funktion des eingepressten Fluidvolumens. Die gestrichelte Linie zeigt den aus unseren theoretischen Betrachtungen resultierenden Verlauf (Shapiro und Dinske, 2009).

1.4.3 Technischer Stand vor Projektbeginn

Mit Beginn des Projektes lagen keine Patent- und/oder Schutzrechtsanmeldungen vor, die die Arbeit im Forschungsvorhaben beeinflussen.

1.4.4 Verwendete Fachliteratur

Ake, J., K. Mahrer, D. O. Connell and L. Block (2005), Deep-Injection and Closely Monitored Induced Seismicity at Paradox Valley, Colorado, Bull Seismol Soc Am, 95, 664–683.

Baisch, S., M. Bohnhoff, L. Ceranna, Y. Tu and H. P. Harjes (2002), Probing the crust to 9-km depth: Fluid-injection experiments and induced seismicity at the KTB superdeep drilling hole, Germany, Bull Seismol Soc Am, 92, 2369–2380, doi:10.1785/0120010236.

Bak P., C. Tang and K. Wiesenfeld (1987), Self-organized criticality - An explanation of 1/f noise, Phys Rev Lett, 59, 381-384.

- Barth, A., F. Wenzel and C. Langenbruch (2013), 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
- Brudy, M., M. Zoback, K. Fuchs, F. Rummel and J. Baumgärtner (1997), Estimation of the complete stress tensor to 8 km depth in the KTB scientific drill holes: Implications for crustal strength, *J Geophys Res*, 102(B8), 18,453–18,475, doi:10.1029/96JB02942.
- Carslaw, H. S. and J. C. Jaeger (1959), *Conduction of Heat in Solids*, 2nd Edition, Oxford Press.
- Charl y, J., N. Cuenot, L. Dorbath, C. Dorbath, H. Haessler and M. Frogneux (2007), Large earthquakes during hydraulic stimulations at the geothermal site of Soultz-sous-Forêts, *International J Rock Mech and Min Sci*, 44, doi:10.1016/j.ijrmms.2007.06.003.
- Dahlheim, H., H. Gebrande, E. Schmedes and H. Soffel (1997), Seismicity and stress field in the vicinity of the KTB location, *J Geophys Res, Solid Earth*, 102, 18,493–18,506, doi:10.1029/96JB02812.
- Deichmann, N. and D. Giardini (2009), Earthquakes induced by the stimulation of an enhanced geothermal system below Basel (Switzerland), *Seismol Res Lett*, 80, 784–798.
- Dinske, C., S. A. Shapiro and J. T. Rutledge (2010), Interpretation of microseismicity resulting from gel and water fracturing of tight gas reservoirs. *Pure and Applied Geophysics*, 167, doi:10.1007/s00025-009-0003-6.
- Dinske, C. and S. A. Shapiro (2013), Seismotectonic State of Reservoirs Inferred From Magnitude Distributions of Fluid-Induced Seismicity, *J Seismol*, 17, doi:10.1007/s10950-012-9292-9.
- Dinske, C., S. A. Shapiro and F. Wenzel (2013), Seismogenic Index of a Reservoir Location Estimated from Tectonic Seismicity and Crustal Deformation, Fourth EAGE Passive Seismic Workshop, Amsterdam.
- Dinske, C., C. Langenbruch, J. C. Galindo Guerreros and S. A. Shapiro (2013b), Influence of Hydraulic Heterogeneity of Rocks on Pore Pressure Changes Induced by Reservoir Stimulations, 75th EAGE Conference & Exhibition incorporating SPE EUROPEC, doi: 10.3997/2214-4609.20130174.
- Dolan, S., C. Bean and B. Riollet (1998), The broad-band fractal nature of heterogeneity in the upper crust from petrophysical logs, *Geophys J Int*, 132, 489–507, doi:10.1046/j.1365-246X.1998.00410.x.
- Dyer, B. C., U. Schanz, F. Ladner, M. O. Häring and T. Spillman (2008), Microseismic imaging of a geothermal reservoir stimulation, *The Leading Edge*, 856–869.
- Economides, M. J. and K. G. Nolte, Eds. (2003), *Reservoir stimulation*, 3rd Edition, Wiley.
- Feng, Q. and J. M. Lees (1998), Microseismicity, stress, and fracture in the Coso geothermal field, California, *Tectonophysics*, 289, doi: 10.1016/S0040-1951(97)00317-X
- Häring, M. O., U. Schanz, F. Ladner and B. C. Dyer (2008), Characterisation of the Basel 1 geothermal system, *Geothermics*, 37, doi: 10.1016/j.geothermics.2008.06.002
- Gutenberg, B. and C. F. Richter (1954), *Seismicity of Earth and associated Phenomenon*, Princeton University Press.
- Hummel, N. and S. A. Shapiro (2013), Non-linear Diffusion Based Interpretation of Induced Microseismicity: A Barnett Shale Hydraulic Fracturing Case Study, *Geophysics*, 78, doi:10.1190/GEO2012-0242.1.
- Huenges, E., J. Erzinger, J. K ck, B. Engeser and W. Kessels (1997), The permeable crust: Geohydraulic properties down to 9101m depth, *J Geophys Res*, 102, 18,255–18,265, doi:10.1029/96JB03442.
- Kaieda, H., K. Kiho and I. Motojima (1993), Multiple fracture creation for hot dry rock development, *Trends in Geophysical Research*, 2, 127–139.

- Ito, T. and M. Zoback (2000), Fracture permeability and in situ stress to 7 km depth in the KTB scientific drillhole, *Geophys Res Lett*, 27, 1045–1048, doi:10.1029/1999GL011068.
- Langenbruch, C. and S. A. Shapiro (2010), Decay Rate of Fluid Induced Seismicity after Termination of Reservoir Stimulations, *Geophysics*, 75, doi: 10.1190/1.3506005.
- Langenbruch, C., C. Dinske and S. A. Shapiro (2011), Inter Event Times of Fluid Induced Earthquakes Suggest Their Poisson Nature, *Geophys Res Lett*, 38, doi:10.1029/2011GL049474.
- Langenbruch, C. and Shapiro, S. A. (2012), Influence of elastic heterogeneity on fracture strength distribution in rocks, *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2012*, doi: 10.1190/segam2012-0179.1.
- Langenbruch C. and S. A. Shapiro (2014), Gutenberg-Richter relation originates from Coulomb stress fluctuations caused by elastic rock heterogeneity, *J Geophys Res*, online available, doi:10.1002/2013JB010282.
- Leary, P. C. (1997), Rock as a critical-point system and the inherent implausibility of reliable earthquake prediction, *Geophys J Int*, 131, 451–466, doi:10.1111/j.1365-246X.1997.tb06589.x.
- Leary, P. C. and F. Al-Kindy (2002), Power-law scaling of spatially correlated porosity and log(permeability) sequences from north-central North Sea Brae oilfield well core, *Geophys J Int*, 48, 426-442.
- Majer, E. L., R. Baria, M. Stark, S. Oates, J. Bommer, B. Smith and H. Asanuma (2007), Induced seismicity associated with enhanced geothermal systems, *Geothermics*, 36, 185–222.
- Majer E.L. and J.E. Peterson (2007), The impact of injection on seismicity at the Geysers, California geothermal field, *Int J Rock Mech and Min Sci*, 44, doi: 10.1016/j.ijrmms.2007.07.023
- Mavko, G., T. Mukerji and J. Dvorkin (2009), *The rock physics handbook: Tools for seismic analysis of porous media*, Cambridge University Press.
- Maxwell, S., C. Waltman, N. Warpinski, M. Mayerhofer and N. Boroumand (2006), *Imaging Seismic Deformation Induced by Hydraulic Fracture Complexity*, paper SPE 102801.
- Megies, T. and J. Wassermann (2014), Microseismicity observed at a non-pressure-stimulated geothermal power plant, *Geothermics*, online available, doi:10.1016/j.geothermics.2014.01.002.
- Mukuhira, Y., H. Asanuma, H. Niitsuma, U. Schanz and M. O. Häring (2008), Characterization of microseismic events with larger magnitude collected at Basel, Switzerland in 2006, *GRC Transactions*, 32, 87–93.
- Nover, G., S. Heikamp, A. Kontny and Al Duba (1995), The effect of pressure on the electrical conductivity on KTB rocks, *Surveys in Geophysics*, 16, 63-81.
- Nur, A. and J. Booker (1972), After shocks caused by pore fluid flow? *Science*, 175, 885– 887.
- Ogata, Y. (1998), Space- time point- process models for earthquake occurrences, *Ann Inst Stat Math*, 50, 379–402, doi:10.1023/ A:1003403601725.
- Pape, H., C. Clauser and J. Iffland (1999), Permeability predictions based on fractal pore-space geometry, *Geophysics*, 64, 1447-1460.
- Parotidis, M., E. Rothert and S. A. Shapiro (2003), Pore-pressure diffusion: A possible triggering mechanism for the earthquake swarms 2000 in Vogtland/NW-Bohemia, central Europe, *Geophys Res Lett*, 30, doi:10.1029/ 2003GL018110. 2075.
- Parotidis, M. and S. A. Shapiro (2004), A statistical model for the seismicity rate of fluid-injection induced earthquakes, *Geophys Res Lett*, 31, doi:10.1029/2003GL020421.
- Parotidis, M., S. A. Shapiro and E. Rothert (2004), Back front of seismicity induced after termination of borehole fluid injection, *Geophys Res Lett*, 31, doi:10.1029/2003GL018987.

- Parotidis, M., S. A. Shapiro and E. Rothert (2005), Evidence for triggering of the Vogtland swarms 2000 by pore pressure diffusion, *J Geophys Res*, 110, doi:10.1029/2004JB003267.
- Pearson, C. (1981), The relationship between microseismicity and high pore pressures during hydraulic stimulation experiments in low permeability granitic rocks, *J Geophys Res*, 86, 7855–7864.
- Peschnig, R., S. Haverkamp, J. Wohlenberg, G. Zimmermann and H. Burkhardt (1997), Integrated log interpretation in the German Continental Deep Drilling Program: Lithology, porosity and fracture zones, *J Geophys Res*, 102, B8, 18.363-18.390.
- Reinecker, J., M. Tingay, B. Müller and O. Heidbach (2010), Present-day stress orientation in the Molasse Basin, *Tectonophysics*, 482, doi:10.1016/j.tecto.2009.07.021.
- Rothert, E. and S. A. Shapiro (2003), Microseismic monitoring of borehole fluid injections: data modeling and inversion for hydraulic properties of rocks, *Geophysics*, 43, 805–830.
- Rothert, E. and S. A. Shapiro (2007), Statistics of fracture strength and fluid-induced microseismicity, *J Geophys Res*, 112, B04, 309, doi:10.1029/2005JB003959.
- Rowe, C. A., R. C. Aster, W. S. Phillips, R. H. Jones and M. C. Fehler (2002), Using automated, high-precision repicking to improve delineation of microseismic structures at the Soultz geothermal reservoir, *Pure and Applied Geophysics*, 159, 563-596.
- Rudnicki, J. W. (1986), Fluid mass sources and point forces in linear elastic diffusive solids, *Mechanics of Materials*, 5, 383-393.
- Rutledge, J. T. and W. S. Phillips (2003), Hydraulic stimulation of natural fractures as revealed by induced microearthquakes, Carthage Cotton Valley gas field, East Texas. *Geophysics*, 68, 441–452.
- Scholz, C. H. (2002), *The mechanics of earthquakes and faulting*, Cambridge University press.
- Segall, P. and S. D. Fitzgerald (1998), A note on induced stress changes in hydrocarbon and geothermal reservoirs, *Tectonophysics*, 289, doi: 10.1016/S0040-1951(97)00311-9.
- Shapiro S. A. (2008), *Microseismicity - a tool for reservoir characterization*, EAGE Publications, 67pp.
- Shapiro, S. A. and C. Dinske (2009), Scaling of seismicity induced by nonlinear fluid-rock interaction, *J Geophys Res*, 114, B09, 307, doi:10.1029/2008JB006145.
- Shapiro, S. A., E. Huenges and G. Borm (1997), Estimating the crust permeability from fluid-injection-induced seismic emission at the KTB site, *Geophys J Int*, 131(2), F15-F18.
- Shapiro, S. A., E. Rothert, V. Rath and J. Rindschwentner (2002), Characterization of fluid transport properties of reservoirs using induced microseismicity, *Geophysics*, 67(1), 212-220.
- Shapiro, S. A., S. Rentsch and E. Rothert (2005), Characterization of hydraulic properties of rocks using probability of fluid-induced microearthquakes, *Geophysics*, 70, F27-F34.
- Shapiro, S. A., C. Dinske and J. Kummerow (2007), Probability of a given-magnitude earthquake induced by a fluid injection, *Geophys Res Lett*, 34, L22,314, doi:10.1029/2007GL031615.
- Shapiro, S. A., C. Dinske, C. Langenbruch and F. Wenzel (2010), Seismogenic Index and magnitude probability of earthquakes induced during reservoir fluid stimulations, *The Leading Edge*, 29, doi: 10.1190/1.3353727.
- Shapiro, S. A., O. S. Krüger, C. Dinske and C. Langenbruch (2011), Magnitudes of Induced Earthquakes and Geometric Scales of Fluid-Stimulated Rock Volumes, *Geophysics*, 76, doi:10.1190/geo2010-0349.1.
- Shapiro, S. A., O. S. Krüger and C. Dinske (2013), Probability of Inducing Given-Magnitude Earthquakes by Perturbing Finite Volumes of Rocks, *J Geophys Res*, 118, doi:10.1002/jgrb.50264

- Soma, N., H. Asanuma, H. Kaieda, K. Tezuka, D. Wyborn and H. Niitsuma (2004), Onsite mapping of microseismicity at Cooper Basin, Australia HDR project by the Japanese team, In Proceedings 29th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford, California.
- Suckale, J. (2010), Moderate-to-large seismicity induced by hydrocarbon production, *The Leading Edge*, 29(3), doi:10.1190/1.3353728 .
- Talwani, P. and S. Acree (1985), Pore pressure diffusion and the mechanism of reservoir induced seismicity, *Pure and Applied Geophysics*, 122, 947–965.
- Utsu, T., Y. Ogata and R. S. Matsu'ura (1995), The centenary of the Omori formula for a decay law of aftershock activity, *Journal of Physics of the Earth*, 43(1), 1-33.
- Warpinski, N.R., P. T. Branagan, R. E. Peterson, S. L. Wolhart and J. E. Uhl (1998), Mapping hydraulic fracture growth and geometry using microseismic events detected by a wireline retrievable accelerometer array, In Proceedings 1998 SPE Gas Technology Symposium, Paper 40014.
- Warpinski, N. R., S. L. Wolhart and C. Wright, (2001). Analysis and prediction of microseismicity induced by hydraulic fracturing. Paper SPE 71649.
- Wolfgramm, M., J. Bartels, F. Hoffmann, G. Kittl, G. Lenz, P. Seibt, R. Schulz, R. Thomas and H. J. Unger (2007), Unterhaching geothermal well doublet: structural and hydrodynamic reservoir characteristic; Bavaria (Germany), European Geothermal Congress 2007.

1.5 Zusammenarbeit (mit Verbundpartnern und anderen Stellen)

Auf den halbjährlich stattgefundenen Workshops wurden die durchgeführten Arbeiten und die erzielten Ergebnisse unseres Einzelprojektes mit denen der anderen Arbeitsgruppen im MAGS-Projekt diskutiert. Verstärkte Zusammenarbeiten gab es insbesondere mit dem Einzelprojekt an der LMU München, welches den Seismizitätskatalog Unterhaching erstellte, und mit dem Einzelprojekt 3 an der BGR. Hier ging es im Wesentlichen um die Entwicklung und Umsetzung der von uns erarbeiteten Algorithmen in die SeisComp3 Module, in die auch die ausführende Firma Gempa in Potsdam involviert war.

Neben der Zusammenarbeit mit den Partnern im Verbundprojekt gab es eine intensive Forschungskoooperation mit Prof. Wenzel und Dr. Barth vom KIT Karlsruhe, welche in zwei gemeinsamen Publikationen resultierte. Zu einen wurde ein Modell zur Bestimmung von Auftretswahrscheinlichkeiten für Ereignismagnituden nach dem Injektionsende erarbeitet (Barth et al., 2013). Zum anderen wurde das Modell des Seismogenen Index von fluid-induzierter auf tektonische Seismizität übertragen (Dinske et al., 2013). Dieses erlaubt eine grobe Abschätzung zu erwartender seismischer Gefährdung für eine Reservoirregion, basierend auf Informationen über tektonische Erdbeben und Deformationsraten.

Kapitel 2

2.1 Eingehende Darstellung der erzielten Ergebnisse

2.1.1 Zusammenfassung

Im Rahmen des MAGS Projektes wurde der Frage nachgegangen, welche statistischen Skalierungsverhältnisse das Auftreten und die Stärke der induzierten seismischen Ereignisse während und nach einer hydraulischen Stimulation charakterisieren. Anhand von analytischen und numerischen Modellierungen konnte bestätigt werden, dass hierbei die Gültigkeit von zwei aus der globalen Seismologie übernommenen Skalierungsgesetzen fundamental ist. Zum einen folgt die Magnitudenhäufigkeit der fluid-induzierten seismischen Ereignisse der sogenannten Gutenberg-Richter-Beziehung, d.h. die Anzahl der Ereignisse für eine gegebene Magnitude nimmt mit zunehmender Magnitude entsprechend einem Potenz-Gesetz ab. Im Unterschied zu globaler Seismologie wurde festgestellt, dass der b-Wert der Gutenberg-Richter-Beziehung erhöht ist und eine standortspezifische Größe darstellt (Dinske und Shapiro, 2013). Potentielle Ursachen für diese Beobachtungen wurden erstmals diskutiert und analysiert in Shapiro et al. (2011). Der Einfluss der finiten Größe und der Geometrie des stimulierten Reservoirvolumens auf die Magnitudenstatistik konnte auf Grundlage eines statistischen Modellansatzes und numerischer Simulationen nachgewiesen werden. Eine weitere Skalierungsrelation repräsentiert ein modifiziertes Omori-Gesetz, mit welchem das Abklingverhalten der Seismizität nach dem Abschalten der Fluidinjektion beschrieben werden kann (Langenbruch und Shapiro, 2010). Die bestimmende Größe, der Exponent p , steht in Relation zu hydraulischer Diffusivität, minimalem kritischen Porendruck und Injektionsdruck, und kann im Idealfall während der Injektion aus der beobachteten Seismizität abgeleitet werden. Die zwei charakteristischen Größen der Skalierungsrelationen – der b-Wert der Gutenberg-Richter-Beziehung und der p -Wert des modifizierten Omori-Gesetzes – fließen in die Bestimmung der Auftrittswahrscheinlichkeit eines Ereignisses mit einer gegebenen Magnitude ein. Diese Wahrscheinlichkeit kann unter Verwendung eines Modells berechnet werden, welches das Auftreten der seismischen Ereignisse statistisch beschreibt. Die Analyse der Wartezeiten aufeinander folgender fluid-induzierter Erdbeben hat ergeben, dass das Poisson-Modell, d.h. ein Prozess unabhängig voneinander auftretender Ereignisse, ein geeignetes Modell für fluid-induzierte Seismizität darstellt (Langenbruch et al., 2011). Änderungen in der Rate der seismischen Aktivität während der Injektion sind auf Änderungen in der Fluidinjektionsrate zurückzuführen. Die Analyse der Wartezeiten hat somit auch bestätigt, dass das Auslösen der Ereignisse direkt durch die Fluidinjektion verursacht wird. Die Injektion führt zu einem Anstieg im Porenwasserdruck, was zugleich eine Absenkung der effektiven Normalspannung bewirkt. Bei Überschreiten der Scherfestigkeit in kritisch gespannten Gesteinsbereichen (z.B. entlang von Brüchen und Störungen) kommt es zur Freisetzung der gespeicherten, tektonisch bedingten Deformationsenergie in Form seismischer Ereignisse. Das bedeutet, dass es möglich ist, die Anzahl der fluid-induzierten seismischen Ereignisse in Relation zu den Porendruckänderungen zu setzen. Es ist bekannt, dass in einem fluid-gesättigten Medium die durch die Injektion verursachten Perturbationen des Porendrucks sich entsprechend eines Diffusionsprozesses ausbreiten (Shapiro und Dinske, 2009, und darin enthaltene Referenzen). Die Anwendung dieses physikalischen Prinzips erlaubt es, die kontrollierenden Parameter zu identifizieren. Zum einen ist es das injizierte Fluidvolumen (bzw. die Fluidflussrate), zum anderen ist es der Seismogene Index, welcher die seismotektonischen Gegebenheiten an einem Reservoirstandort quantitativ erfasst (Shapiro et al., 2010, Dinske und Shapiro, 2013). Die Kombination des Poisson-Modells mit Seismogenem Index, Fluidvolumen (bzw. Flussrate) und den Skalierungsparametern (b-Wert, p -Wert) kann verwendet werden, um die Wahrscheinlichkeit des Auftretens einer bestimmten Magnitude während und nach der hydraulischen Stimulation zu berechnen (Shapiro et al., 2010, Barth et al., 2013). Dieses ist ein wichtiger Beitrag, um die seismische Gefährdung durch eine Fluidinjektion ermitteln zu können und um entsprechende Echtzeit-Handlungsanweisungen (Ampelsystem) formulieren zu können. Im MAGS Projekt wurde auf dieser Grundlage ein Modellierungsansatz erarbeitet. In weiterführenden Arbeiten wurde untersucht, inwiefern der Seismogene Index, welcher direkt aus der beobachteten induzierten

Seismizität bestimmt wird, bereits im Vorfeld einer Injektion für einen Reservoirstandort approximiert werden kann. Es hat sich gezeigt, dass tektonisch verursachte Seismizität und die daraus abgeleitete seismische Gefährdung in einer Reservoirregion eine Näherung für zu erwartende fluid-induzierte seismische Aktivität darstellt (Dinske und Shapiro, 2013, Dinske et al., 2013).

2.1.2 Theoretisches Modell zur Beschreibung der Magnitudenstatistik fluid-induzierter Seismizität

Das nachfolgend vorgestellte Modell ist im Wesentlichen das Ergebnis der Bearbeitung der AP 1 und 2 und nimmt Bezug auf die Fragestellungen 1 und 3 des Arbeitsplans (siehe Kapitel 1.3). Dieses Modell macht trotz seiner Einfachheit die Parameter kenntlich, welche die Magnituden der fluid-induzierten Erdbeben kontrollieren und skalieren.

Unser Modell repräsentiert im Prinzip Weiterentwicklungen des physikalisch-statistischen Modells, welches erstmals von Shapiro et al. (2005) vorgestellt wurde. Das Modell beruht auf einigen Annahmen:

- Der Prozess des Auslösens von Erdbeben in Raum und Zeit durch eine Fluidinjektion wird kontrolliert durch die Diffusion von Porendruckänderungen im Reservoirgestein, welches als ein homogenes, permeables, fluid-gesättigtes Medium approximiert ist.
- Prä-existierende, nicht interagierende Bruchflächen (punktähnliche Defekte) mit einer bestimmten Volumenkonzentration sind statistisch homogen verteilt. Jede dieser Bruchflächen ist charakterisiert durch einen kritischen Wert des Porendrucks, welcher notwendig ist für eine Gleitbewegung entlang dieser Bruchfläche im Einklang mit dem Mohr-Coulomb Bruchkriterium (Scholz, 2002).
- Die kritischen Porendrücke werden zufällig aus einer Gleichverteilung zwischen einem minimalen und maximalen Wert gewählt und auf die Bruchflächen verteilt. Niedrige Werte beschreiben hierbei instabile Bruchflächen und hohe Werte stabile Bruchflächen.
- Eine solche prä-existierende Bruchfläche wird zum Hypozentrum eines Erdbeben mit Herzzeit t_0 , wenn die durch die Injektion verursachte Porendruckänderung dort den lokalen kritischen Wert zur Zeit t_0 überschreitet.

Unter diesen Voraussetzungen kann gezeigt werden, dass die Wahrscheinlichkeit des Auftretens eines Ereignisses im Zeitintervall $[0,t]$ an einer Lokation mit dem Abstand r zur Quelle während einer Injektion mit monoton steigendem Injektionsdruck direkt proportional zur Porendruckänderung ist:

$$W_{ev} = \frac{p(\vec{r}, t)}{C_{max}} \quad (1)$$

C_{max} bezeichnet in dieser Gleichung den maximalen kritischen Porendruck, welcher in der Größenordnung mehrerer Mega-Pascal liegt und somit auch die Magnitude der durch die Injektion verursachten Porendruckänderung p übersteigt (mit Ausnahme eines Bereiches um die Quelle).

Die Gesamtanzahl aller im Zeitintervall $[0,t]$ induzierten seismischen Ereignisse lässt sich dann aus dem Produkt der Ereigniswahrscheinlichkeit (Gleichung 1) und der Bruchflächenkonzentration ζ und anschließender räumlicher Integration berechnen:

$$N(t) \approx \frac{A_d \zeta}{C_{max}} \int_R^\infty p(\vec{r}, t) r^{d-1} dr \quad (2)$$

Der Faktor A_d ist eine geometrische Konstante mit einem Wert entsprechend der räumlichen Dimension d des betrachteten Problems, d.h., zum Beispiel im dreidimensionalen Fall $A_d = 4\pi$. Die untere Integrationsgrenze R ist ein effektiver Radius der Injektionsquelle (Rothert und Shapiro, 2007). Dieses Integral der Porendruckänderungen kann unter allgemeinen Bedingungen gelöst werden, die auch mögliche nichtlineare Fluid-Gestein Wechselwirkungen beinhalten, wie zum Beispiel druckabhängige Fluidtransporteigenschaften. Die Relaxation des Porendrucks im Medium kann dann näherungsweise beschrieben werden durch eine Kombination von zwei Differentialgleichungen. Diese sind zum einen die Kontinuitätsgleichung, welche die Erhaltung der Masse des injizierten Fluids erfordert, und zum anderen das Darcy-Gesetz, welches den Transport charakterisiert. Die sich aus der Kombination ergebende nichtlineare Diffusionsgleichung hat für gegebene Anfangs- und Randbedingungen (siehe Shapiro und Dinske, 2009) die folgende Lösung (Shapiro et al., 2013):

$$A_d \rho_0 S_p \int_R^\infty r^{d-1} p dr = \int_0^t m_i(t) dt = m_c(t) \quad (3)$$

In Gleichung 3 bezeichnet m_c die bis zur Zeit t mit der Rate m_i kumulativ injizierte Fluidmasse. Weitere Parameter sind die Fluidichte ρ_0 und der uniaxiale Speicherkoeffizient S_p (poroelastische Konstante). Aus Gleichung 2 und 3 ergibt sich somit für die Anzahl induzierter seismischer Ereignisse während einer Fluidinjektion:

$$N_{ev}(t) \approx \frac{\zeta}{C_{max} \rho_0 S_p} m_c(t) \approx \frac{\zeta}{C_{max} S_p} V_I(t) \quad (4)$$

Der letzte Term in Gleichung 4, in dem die Fluidmasse durch das Fluidvolumen V_I ersetzt wurde, gilt unter der Annahme einer druckunabhängigen Fluidichte. Diese theoretisch hergeleitete Proportionalität zwischen der Ereignisanzahl und dem injiziertem Fluidvolumen ist durch Beobachtungen an zahlreichen Injektionsstandorten bestätigt. Abbildung 3 zeigt die kumulative Anzahl fluid-induzierter seismischer Ereignisse oberhalb einer gegebenen Magnitude als Funktion des injizierten Fluidvolumens für 12 Datenbeispiele. Hierbei handelt es sich einerseits um Fluidinjektionen zur hydraulischen Stimulation in EGS (Enhanced Geothermal System) in Basel (Schweiz), in Cooper Basin (Australien), in Ogachi (Japan) und in Soultz-sous-Forets (Frankreich) und andererseits um Fluidinjektionen zum Hydro-Fracking in Gasreservoiren in Barnett Shale (USA), in Cotton Valley (USA) und in Horn River Basin (Kanada). Die Abbildung veranschaulicht sehr deutlich, dass die Ereignisanzahl proportional mit dem injizierten Fluidvolumen zunimmt. Somit lässt sich schlussfolgern, dass das Fluidvolumen (im Speziellen die Fluidmasse) ein kontrollierender Faktor der Statistik fluid-induzierter seismischer Ereignisse und damit letztlich auch von deren Magnitudenstatistik ist.

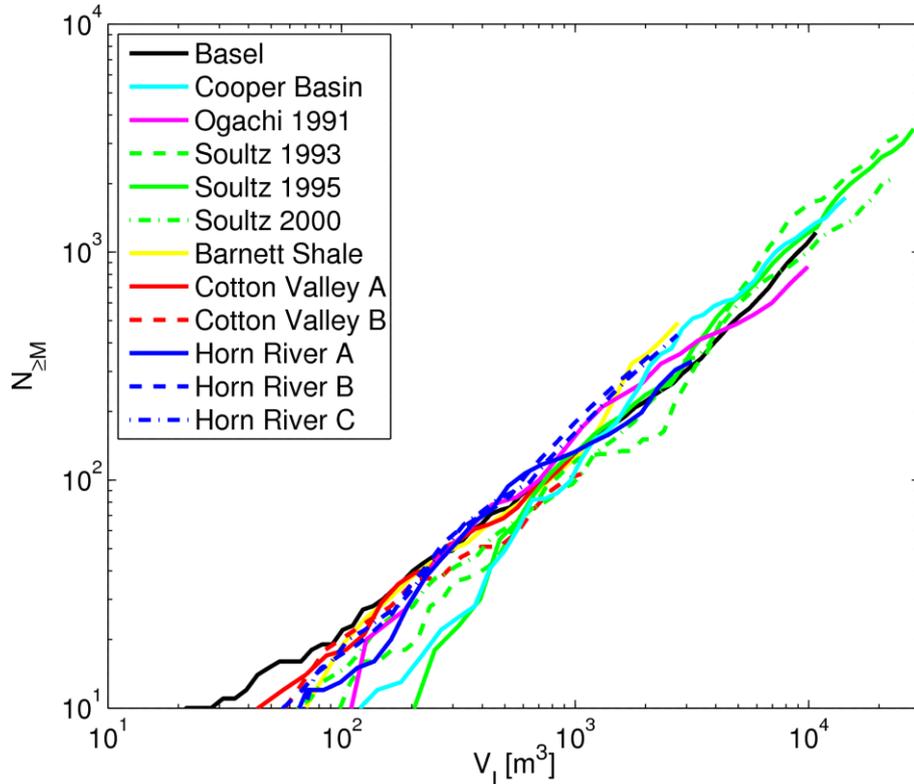


Abbildung 3: Kumulative Anzahl fluid-induzierter seismischer Ereignisse oberhalb einer gegebenen Magnitude induziert während Fluidinjektionen in Geothermie- und in Gasreservoiren als Funktion des kumulativ injizierten Fluidvolumens in doppel-logarithmischer Darstellung. Der Verlauf der Graphen impliziert eine lineare Beziehung zwischen $\log_{10} N_M$ und $\log_{10} V_I$ mit einem Proportionalitätskoeffizienten 1.

Um nun die Anzahl von Ereignissen oberhalb einer gegebenen Magnitude berechnen zu können, müssen zunächst einige allgemeine Annahmen zur Magnitudenstatistik vorgenommen werden. Erstens, die Wahrscheinlichkeit W_M für ein Ereignis mit einer Magnitude größer M ist unabhängig von der Gesamtzahl induzierter Ereignisse. Das bedeutet, dass das Verhältnis aus der Anzahl von Ereignissen mit einer Magnitude größer M zur Gesamtanzahl konstant ist, unbeeinflusst von der Höhe der Gesamtzahl. Zweitens, die Magnituden-Häufigkeit der induzierten Seismizität folgt der Gutenberg-Richter Statistik. Demnach ist die Wahrscheinlichkeit W_M für Ereignisse mit einer Magnitude größer M ist gegeben durch $\log_{10} W_M = a - bM$ wobei a und b regionale Konstanten darstellen. Die Anzahl seismischer Ereignisse oberhalb einer gegebenen Magnitude ist dann gleich dem Produkt aus Gutenberg-Richter Wahrscheinlichkeit und der Ereignisanzahl, $W_M N_{ev}(t)$:

$$\log_{10} N_M(t) = \log_{10} V_I(t) + \log_{10} \left(\frac{\zeta}{C_{max} S_p} \right) + a - bM \quad (5)$$

Gleichung 5 kann auch in der folgenden Form geschrieben werden:

$$\log_{10} N_M(t) = \log_{10} V_I(t) + \Sigma - bM \quad (6)$$

wobei $a + \log_{10} (\zeta / C_{max} S_p)$ durch den Seismogenen Index Σ substituiert wurde (Shapiro et al., 2010). Aus Gleichung 6 wird ersichtlich, dass neben dem Fluidvolumen zwei weitere Parameter die

Skalierung der Magnituden der induzierten seismischen Ereignisse bestimmen. Einer dieser beiden Parameter ist der Gutenberg-Richter b-Wert. Dieser bestimmt in der Magnituden-Häufigkeitsverteilung das Verhältnis von kleinen zu großen Magnituden. Der zweite Parameter ist der Seismogene Index, welcher allein durch die seismotektonischen Eigenschaften einer Reservoirlokation definiert ist. Es ist evident, dass umso höher der Seismogene Index für einen Standort ist, desto größer ist die Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Ereignissen mit einer signifikanten Magnitude. Der Seismogene Index ist aber keine a-priori bekannte Größe für einen gegebenen Standort und es ist schwierig ihn präzise genug vorherzusagen beziehungsweise ihn theoretisch zu berechnen. Eine Lösungsmöglichkeit ist die Verwendung der beobachteten fluid-induzierte Seismizität aus einer vorangegangenen Injektion oder aus einer kurzzeitigen Testinjektion an der gleichen Lokation. Der Seismogene Index, welcher eine konstante Größe darstellt, kann dann folgendermaßen berechnet werden (Shapiro et al., 2010; Dinske und Shapiro, 2013):

$$\Sigma = \log_{10} N_M - \log_{10} V_I + bM \quad (7)$$

Die zur Berechnung notwendigen Parameter sind das Fluidvolumen V_I , die Anzahl seismischer Ereignisse oberhalb einer gegebenen Magnitude N_M , die während der Injektion induziert wurden, und der aus der Magnituden-Häufigkeitsverteilung ermittelte b-Wert.

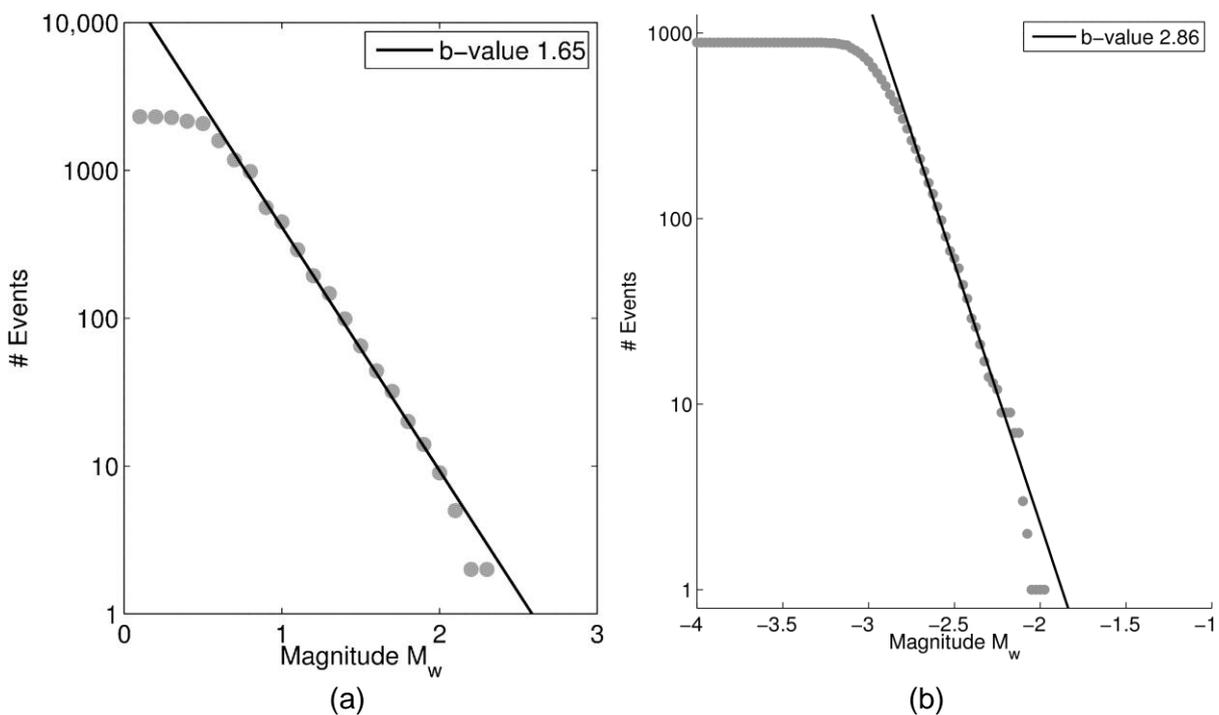


Abbildung 4: Magnituden-Häufigkeitsverteilung der fluidinduzierten seismischen Ereignisse in (a) Basel und (b) Barnett Shale.

Im Rahmen des Projektes wurde an zahlreichen Datenkatalogen fluid-induzierter Seismizität zum einen geprüft, ob die Annahme einer Gutenberg-Richter Statistik für die Magnitudenhäufigkeiten erfüllt ist. Zum anderen wurden entsprechend die b-Werte bestimmt und der Seismogene Index berechnet. Abbildung 4 zeigt anhand von zwei Beispielen – hydraulische Stimulation des EGS in Basel und Hydro-Fracking in Barnett Shale - die Magnituden-Häufigkeitsverteilung der induzierten seismischen Ereignisse. Es ist klar erkennbar, dass diese einer Gutenberg-Richter Verteilung entsprechen. Das heißt, die Abnahme der Häufigkeit mit zunehmender Magnitude folgt einem

Potenzgesetz. Gleiches wird von allen untersuchten Datenkatalogen bestätigt. Anzumerken ist jedoch, dass der b-Wert eine hohe Variabilität aufweist, und sich zum Teil merklich vom Wertebereich für tektonische Erdbeben (0,8 – 1,2) unterscheidet. Als Erklärung für diese Beobachtung wird in Shapiro et al. (2011) und Shapiro et al. (2013) der Einfluss des begrenzten hydraulisch stimulierten Reservoirvolumens auf die Magnitudenstatistik nachgewiesen.

In Tabelle 1 sind zusammenfassend die aus den Magnituden-Häufigkeitsverteilungen ermittelten b-Werte für die einzelnen Datenkataloge fluid-induzierter Seismizität gezeigt. Ebenso sind in dieser Tabelle die berechneten Seismogenen Indizes gelistet. Abbildung 5 zeigt die grafische Darstellung des Seismogenen Index für die betrachteten Datenkataloge, aufgetragen gegen die normalisierte Injektionszeit. Die Grafik bestätigt, dass der Seismogene Index eine konstante Größe darstellt. Das bedeutet, dass er im Verlauf einer Injektion einen stabilen Wert aufweist. Somit bekräftigt diese Analyse auch das zuvor vorgestellte theoretische Modell.

Datenkatalog	Injektionszeit	Injektionsvolumen	Ereignisanzahl	b-Wert	Seismogener Index
Soultz 1993	16 Tage	25700 m ³	9550	1,37	-2,1
Soultz 1995	11 Tage	28800 m ³	3950	2,09	-3,7
Soultz 1996	2 Tage	13500 m ³	3325	1,8	-2,9
Soultz 2000	6 Tage	22400 m ³	6405	1,24	-0,5
Basel 2006	5,5 Tage	10800 m ³	2313	1,65	0,4
Cooper Basin 2003	9 Tage	14600 m ³	2834	0,75	-0,9
Ogachi 1991	11 Tage	10100 m ³	1504	0,63	-2,6
Ogachi 1993	16 Tage	20700 m ³	762	0,8	-3,2
Paradox Valley	1050 Tage	1,7 Mio m ³	2566	0,84	-2,7
KTB 1994	9 Stunden	86 m ³	54	0,93	-1,7
KTB 2004	223 Tage	64100 m ³	2405	1,1	-4,2
Barnett Shale	6 Stunden	2800 m ³	844	2,86	-9,1
Cotton Valley A	2,5 Stunden	1300 m ³	628	2,67	-6,3
Cotton Valley B	2,5 Stunden	1200 m ³	888	2,16	-4,6
Cotton Valley C	3,5 Stunden	400 m ³	369	4,11	-9,4
Horn River A	4,5 Stunden	3100 m ³	1275	1,37	-2,7
Horn River B	3 Stunden	2200 m ³	727	1,38	-2,4
Horn River C	4 Stunden	2800 m ³	1064	1,64	-3,1
Ridgewood	3 Stunden	450 m ³	110	2,53	-8,0
Unterhaching	1200 Tage	12 Mio m ³	470	0,9	-4,9

Tabelle 1: Zusammenstellung der berechneten b-Werte und des Seismogenen Index der untersuchten Datenkataloge. Ebenfalls angegeben sind Injektionsparameter (Injektionszeit und Injektionsvolumen) sowie die Anzahl an lokalisierten seismischen Ereignissen während der Injektionen. Daten aus Paradox Valley umfassen den Zeitraum 1997-2000, Daten aus Unterhaching den Zeitraum 2010-2013 (Fluidvolumen Schätzwert).

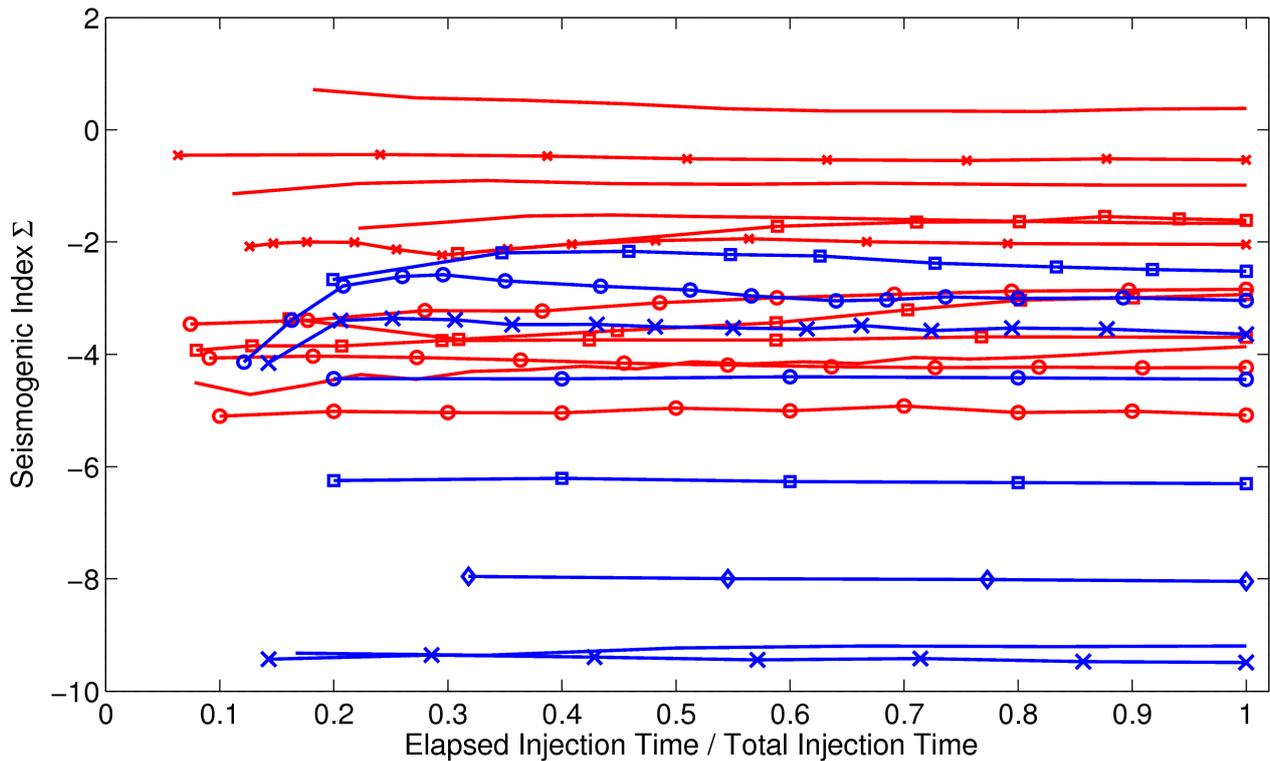


Abbildung 5: Seismogener Index Σ als Funktion der Zeit (normalisiert zur Gesamtinjektionszeit) für verschiedene Injektionen (vergleiche mit Tabelle 1). In rot sind Fluidinjektionen in Kristallin-Gestein (hauptsächlich geothermische Reservoire) und in blau Fluidinjektionen in Sediment-Gestein (Gas-Reservoire) dargestellt. Ausnahme ist hierbei Unterhaching, welches den Reservoiren im Kristallin-Gestein zugeordnet wurde (siehe auch Diskussion im Text).

Die erzielten Ergebnisse wurden bereits ausführlich in Dinske und Shapiro (2013) diskutiert. Hier wurden in die Analyse zusätzlich Daten von zwei Gasreservoiren (Horn River und Ridgewood) sowie vom Geothermie-Reservoir in Unterhaching, das sich im Produktionsbetrieb befindet (siehe auch Kap 2.1.4), aufgenommen. Letzteres stellt in gewisser Weise einen Ausnahmefall dar. Es handelt sich hierbei um ein hydrothermales System und unterscheidet sich somit von den EGS Reservoiren (petrothermale Systeme) in beispielsweise Basel, Cooper Basin und Soultz-sous-Forets. Es bedarf hier im Allgemeinen keiner hydraulischen Stimulation, da direkt ein tiefliegender Aquifer für die Produktion genutzt wird. Die seismischen Ereignisse treten in Unterhaching im Umfeld der Re-Injektion auf, allerdings nicht im Reservoir, sondern etwa 1,5 km unterhalb, im Kristallin-Gestein (Megies und Wassermann, 2014). Hierbei ist aber noch nicht abschließend geklärt, ob Ungenauigkeiten im für die Ereignislokalisierung verwendeten Geschwindigkeitsmodell zu der beobachteten Tiefenlage der Hypozentren führen. Die statistische Auswertung der Magnitudenhäufigkeiten ist davon aber unberührt. Da die seismischen Ereignisse durch die Re-injektion von Fluid verursacht werden, kann der Seismogene Index nach Gleichung 7 auch für Unterhaching berechnet werden. Es zeigt sich, dass der Reservoirstandort, verglichen mit anderen Geothermie-Reservoiren, einen niedrigen Seismogenen Index aufweist. Das Auftreten von spürbaren seismischen Ereignissen (oberhalb Magnitude M2,0) ist somit nicht auf die seismotektonischen Gegebenheiten, sondern auf das immense Re-Injektionsvolumen zurückzuführen.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die untersuchten Reservoire im Kristallin-Gestein im Vergleich zu den untersuchten Reservoiren in Sedimentformationen durch einen höheren Seismogenen Index charakterisiert sind. Des Weiteren wird beobachtet, dass die Magnituden-Häufigkeitsverteilungen induzierter seismischer Ereignisse in den Reservoiren mit höheren Seismogenen Indizes zu einem niedrigeren b-Wert tendieren. Eine der wesentlichen

Schlussfolgerungen ist somit, dass Fluidinjektionen in Geothermie-Reservoiren ein größeres Potential haben, Ereignisse mit signifikanten Magnituden zu induzieren und somit auch ein höheres seismisches Risiko bergen (Dinske und Shapiro, 2013). Dieses erhöhte Potential in den Kristall-Standorten wird durch die Injektion von größeren Fluid-Volumen, verglichen mit Injektionen zum Hydro-Fracking, weiter erhöht. Unsere Ergebnisse und die daraus abgeleiteten Schlussfolgerungen stimmen gut mit den Beobachtungen (siehe auch Majer et al., 2007, Suckale, 2010) überein.

Die drei genannten Parameter – das Fluidvolumen, der Gutenberg-Richter b-Wert und der Seismogene Index – bestimmen die Magnitudenstatistik fluid-induzierter seismischer Ereignisse während einer Injektion. Sind sowohl der b-Wert als auch der Seismogene Index für eine Injektionslokation bereits bekannt, können sie verwendet werden, um die Entwicklung der Ereignismagnituden vorherzusagen. Die Anzahl von Ereignissen N_M oberhalb einer gegebenen Magnitude M , welche für eine geplante Fluidinjektion zu erwarten ist, kann wie folgt berechnet werden (Dinske und Shapiro, 2013):

$$N_M(t) = V_I(t) 10^{\Sigma - bM} \quad (8)$$

Ebenso lässt sich auch die zu erwartende Ereignisrate R_M in Folge einer Fluidinjektion mit einer vorgegebenen Fließrate Q_I berechnen:

$$R_M(t) = Q_I(t) 10^{\Sigma - bM} \quad (9)$$

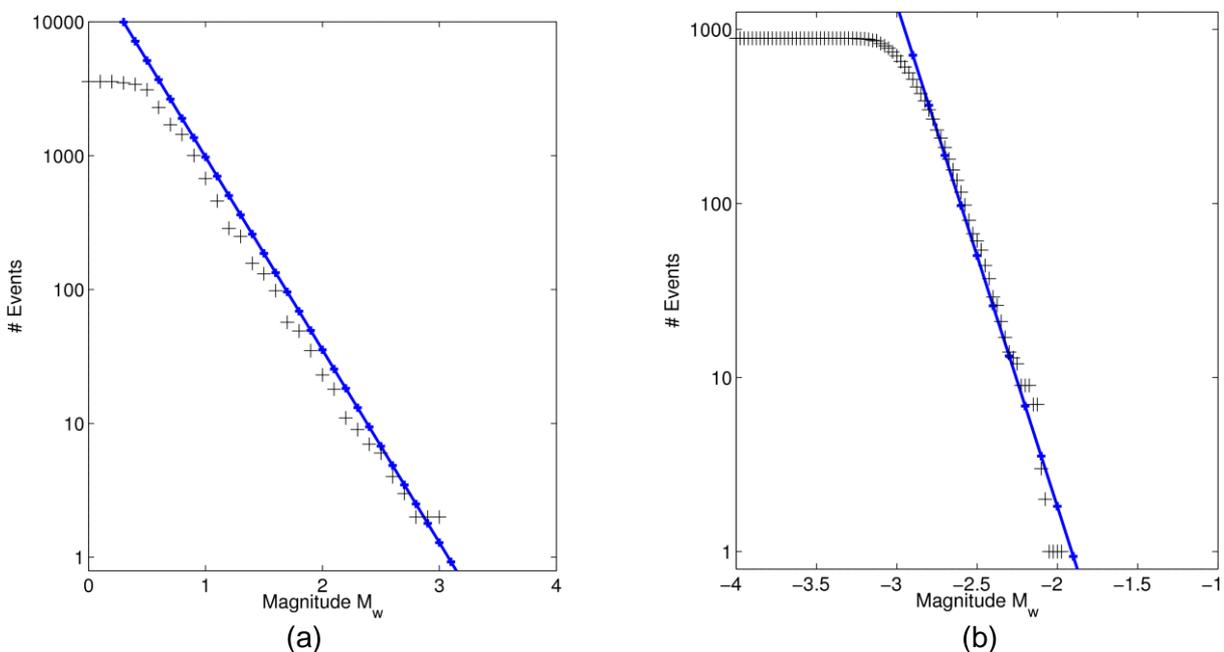


Abbildung 6: Theoretische Magnituden-Häufigkeitsverteilung (blau Linie) berechnet mit Fluidvolumen, Seismogenen Index und b-Wert und beobachtete Magnituden-Häufigkeitsverteilung (graue Kreuze) in (a) Basel und (b) Barnett Shale. Die beobachteten Ereignismagnituden schließen auch nach Injektionsende induzierte Ereignisse mit ein.

Abbildung 6 veranschaulicht die Anwendbarkeit des Seismogenen Index entsprechend Gleichung 8 zur Vorhersage der Magnituden-Häufigkeitsverteilung fluidinduzierter seismischer Ereignisse. Betrachtet werden hier die bereits in Abbildung 4 gezeigten Datenbeispiele Basel und Barnett Shale. Theoretische Magnitudenhäufigkeiten sind anhand von Seismogenen Index, b-Wert und Fluidvolumen berechnet und mit den tatsächlich beobachteten Magnitudenhäufigkeiten verglichen worden. Eine sehr gute Übereinstimmung wird in beiden Datenbeispielen erzielt.

Eine gängige Beobachtung bei hydraulischen Stimulationen von geothermischen Systemen ist die Fortdauer der seismischen Aktivität über das eigentliche Ende der Fluidinjektion, dem shut-in, hinaus. Diese Beobachtung konnte auch an den im Rahmen des Projektes analysierten Datensätzen im Zusammenhang mit EGS Stimulationen gemacht werden. Erste Erklärungsmodelle zur Beschreibung der nach Injektionsende auftretenden Seismizität wurden von Parotidis et al. (2004) und Parotidis und Shapiro (2004) publiziert, allerdings unter Vernachlässigung der Ereignismagnituden. Es wurde gezeigt, dass das Auslösen der Ereignisse auf den auch nach dem Injizieren von Fluid fortdauernden Relaxationsprozess der Porendruckänderungen im Reservoirgestein zurückgeführt werden kann. Die auf dem Diffusionsmodell basierende *back front* der fluid-induzierten Seismizität (Parotidis et al., 2004) kann somit als ein weiterer Indikator für die Anwendbarkeit dieses Modells zur Beschreibung der physikalischen Prozesse, die zum Auslösen der Ereignisse führen, betrachtet werden (siehe auch Kapitel 2.1.7).

Eine weitere, wenn auch weniger häufige Beobachtung bei hydraulischen Stimulationen von geothermischen Systemen ist das Auftreten der stärksten Ereignisse nach dem Ende der Fluidinjektion (Charley et al., 2007, Majer et al., 2007, Häring et al., 2008). Das bedeutet, dass der bisher vorgestellte Modellansatz zur Beschreibung der Ereignismagnituden, die während einer hydraulischen Stimulation auftreten, noch komplettiert werden muss. Aufbauend auf dem von Parotidis und Shapiro (2004) vorgestellten Modell wurden detaillierte theoretische und numerische Analysen der Ereignisrate während und nach einer Injektion durchgeführt (Langenbruch und Shapiro, 2010). Ein Schwerpunkt hierbei waren Untersuchungen des Einflusses der Festigkeit präexistierender Bruchflächen auf die zeitliche Entwicklung fluid-induzierter Ereignisse. Das Ziel war es, sowohl eine adäquate physikalisch-statistische Beschreibung zu erarbeiten als auch ein Skalierungsgesetz für das Abklingverhalten der Seismizität nach dem Injektionsende herzuleiten. Drei einfache, aber in erster Näherung repräsentative Szenarien der Bruchfestigkeit sind betrachtet worden. Diese sind (1) ein Referenzfall, d.h. eine unbegrenzte Verteilung kritischer Porendruckwerte beschreibt die Bruchfestigkeit, (2) ein stabiles Bruchsystem, d.h. es gibt einen minimalen kritischen Porendruckwert (größer Null), und (3) ein instabiles Bruchsystem, d.h. der maximale kritische Porendruckwert ist kleiner als der Bohrlochkopf-Injektionsdruck (siehe auch Abb. 2 in Langenbruch und Shapiro, 2010). Analytische Lösungen zur Berechnung der Seismizitätsraten während und nach einer Injektion sind für die verschiedenen Szenarien bestimmt worden (siehe Langenbruch und Shapiro, 2010, Gl. A-1 – A-6). Die berechnete Abklingrate der seismischen Aktivität nach Injektionsende für den Referenzfall wurde verglichen mit dem Omori-Gesetz, welches das Abklingverhalten von Nachbeben-Sequenzen in Folge tektonischer Erdbeben beschreibt (Utsu et al., 1995). Dieser Vergleich ergab eine gute Korrelation der berechneten Rate R_{ob} mit einem modifizierten Omori-Gesetz für fluid-induzierte Seismizität in der Form (Langenbruch und Shapiro, 2010):

$$R_{ob}(\tau) \approx \frac{R_0}{\tau^p} \quad (10)$$

wobei $R_0 = q \zeta / C_{max}$ hier die konstante Seismizitätsrate für den Referenzfall vor dem Ende einer mit konstanter Quellstärke q durchgeführten Injektion repräsentiert. Der Parameter $\tau = t/t_0$ ist eine dimensionslose Zeit (für $t \geq t_0$) normiert auf den Zeitpunkt des Injektionsendes t_0 und p ist der

Omori-Exponent. Abbildung 7 zeigt das Ergebnis der analytischen Lösung und zum Vergleich das modifizierte Omori-Gesetz (Gleichung 10) mit verschiedenen Exponenten. Sie veranschaulicht, dass in der frühen Phase nach dem Injektionsende die Abklingrate der Seismizität mit einem Exponenten $p = 2$ gut approximiert werden kann. Für spätere Zeiten kann das Abklingen mit einem kleineren Exponenten beschrieben werden.

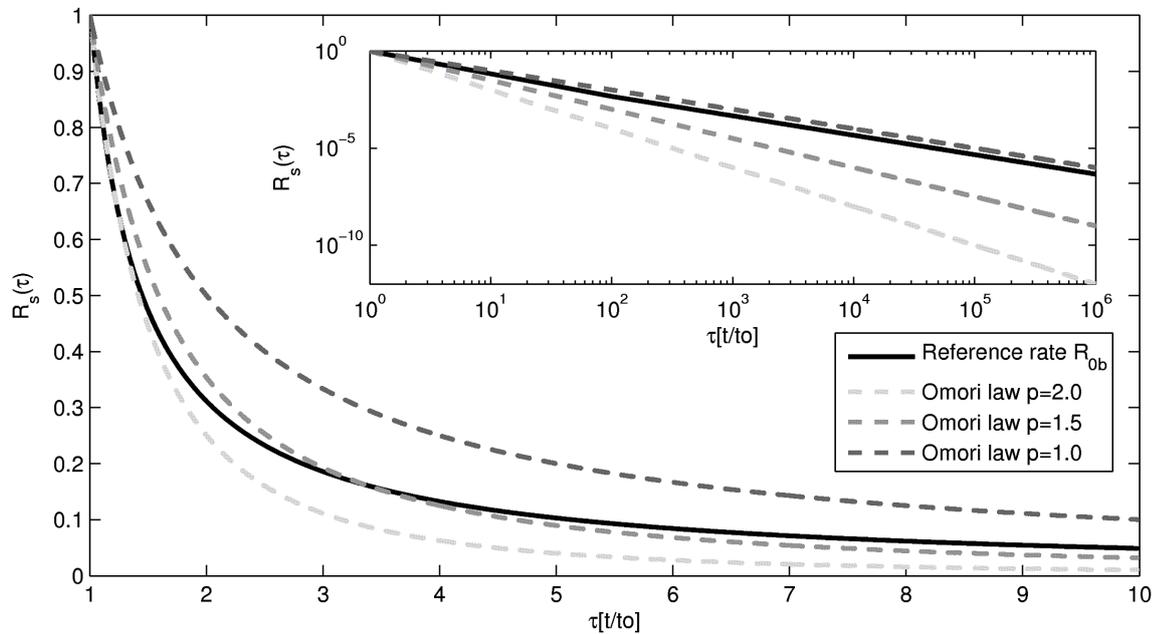


Abbildung 7: Modifiziertes Omori-Gesetz für fluidinduzierte Seismizität mit verschiedenen Exponenten p als Funktion von dimensionsloser Zeit τ und Vergleich mit analytischer Lösung der Seismizitätsrate für den Referenzfall nach dem Abschalten der Injektion. Die innere Grafik zeigt die Korrelation in logarithmischer Skala und für einen längeren Zeitraum. Abbildung aus Langenbruch und Shapiro (2010).

Die Analyse realer Daten hat gezeigt, dass das modifizierte Omori-Gesetz sehr gut die beobachtete Abklingrate der Seismizität erklärt, der Exponent ist aber größer als $p = 2$. In Abbildung 8 ist das Ergebnis für die induzierten Ereignisse in Basel dargestellt. In diesem Fall wird eine gute Anpassung an die Abklingrate mit einem Exponenten $p = 7$ erreicht. Ähnlich hohe Werte wurden für die seismischen Daten der Injektion in Soultz-sous-Forets in 2000 ($p = 9,5$) und der Injektion in Fenton Hill ($p = 7,5$) bestimmt (Langenbruch und Shapiro, 2010).

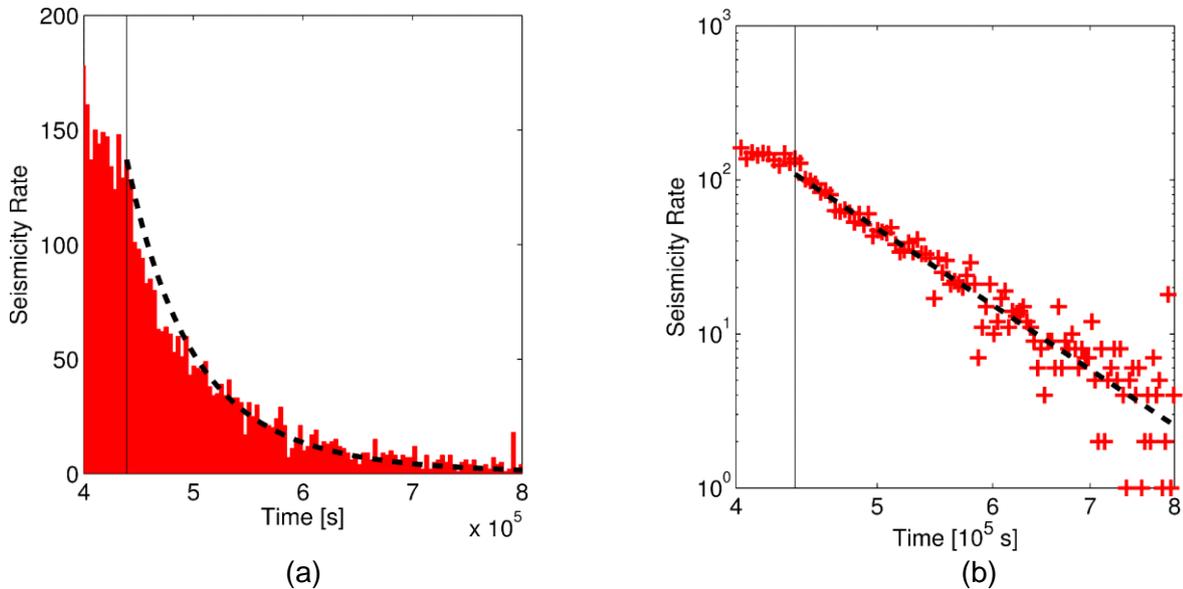


Abbildung 8: Seismizitätsrate nach dem Ende der hydraulischen Stimulation des EGS in Basel, (a) in linearer Skala und (b) in logarithmischer Skala. In Rot (Balken, Kreuze) ist die beobachtete Anzahl an Ereignissen pro Stunde wiedergegeben. Die schwarze senkrechte Linie markiert den Zeitpunkt des Injektionsendes. Die schwarze gestrichelte Linie repräsentiert das modifizierte Omori-Gesetz in Gleichung 10 mit Exponent $p = 7$.

Um die hohen Exponenten für das tatsächlich beobachtete Abklingverhalten fluid-induzierter seismischer Ereignisse zu erklären, wurde anhand der zwei anderen Szenarien (stabile und instabile Bruchsysteme) theoretisch untersucht, wie die Festigkeit prä-existierender Bruchflächen die Seismizitätsrate beeinflusst. Im Fall stabiler Bruchsysteme nimmt die Seismizitätsrate bereits im Verlauf einer Injektion mit einer konstanten Quellstärke ab (Abbildung 9). Die Abnahme ist umso größer, je stabiler das Bruchsystem (d.h. je höher der minimale kritische Porendruckwert) ist. Auch das Abklingverhalten der Seismizität nach Injektionsende unterscheidet sich vom Referenzfall. Mit zunehmender Stabilität des Bruchsystems kommt es zu einem schnelleren Abklingen. Dieses führt folglich zu erhöhten Exponenten im modifizierten Omori-Gesetz.

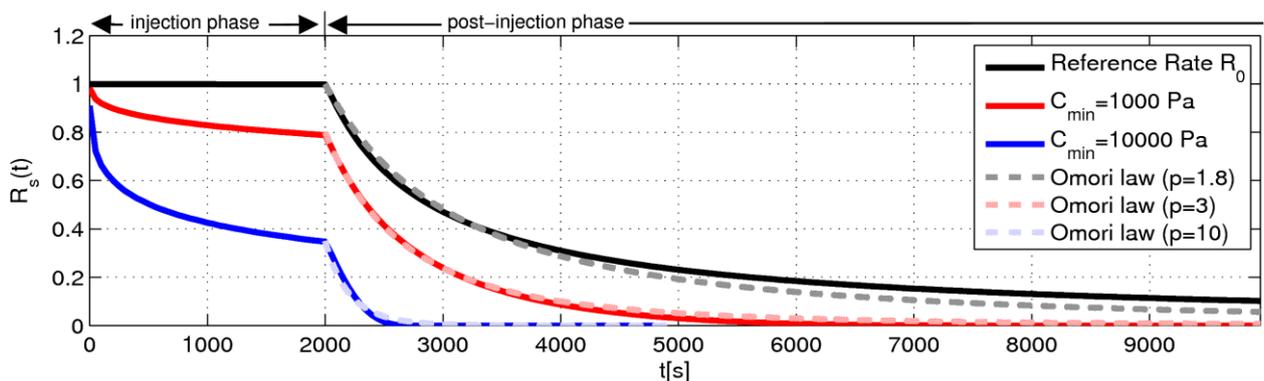


Abbildung 9: Seismizitätsrate im Fall stabiler Bruchsysteme, normalisiert zur Referenzrate R_0 (schwarze Linie), während einer Injektion mit konstantem Injektionsdruck von 1 MPa. Injektionsende zur Zeit $t_0 = 2000$ s. Maximaler kritischer Porendruckwert $C_{max} = 1$ MPa und minimaler kritischer Porendruckwert $C_{min} = 1000$ Pa (rote Linie) beziehungsweise $C_{min} = 10000$ Pa (blaue Linie). Gestrichelte Linien repräsentieren das modifizierte Omori-Gesetz (Gleichung 10) mit den angegebenen Exponenten. Abbildung aus Langenbruch und Shapiro (2010).

In instabilen Bruchsystemen hingegen nimmt die Seismizitätsrate im Verlauf einer Injektion mit einer konstanten Quellstärke zu (Abbildung 10). Bei hinreichend hoher Instabilität, also sehr

niedrigen maximalen kritischen Porendruckwerten, nimmt die Seismizitätsrate auch in der frühen Phase nach dem Injektionsende weiter zu. Dieses Phänomen, d.h. die Rate ist am höchsten kurz nach dem Abschluss der Injektion, erklärt das beobachtete Auftreten von Ereignissen mit größerer Magnitude in dieser Phase, da die Wahrscheinlichkeit eines Ereignisses oberhalb einer gegebenen Magnitude proportional ist zur Ereignisrate (Shapiro und Dinske, 2009; Langenbruch und Shapiro, 2010). Der Zeitpunkt mit der höchsten Auftrittswahrscheinlichkeit entspricht demnach dem Moment mit der maximalen Seismizitätsrate. In Abbildung 10 ist dieser Zeitpunkt entsprechend markiert. Nach diesem Zeitpunkt ist die Abnahme der Seismizität durch das gleiche Abklingverhalten wie im Referenzfall charakterisiert. Somit lässt sich schlussfolgern, dass die Höhe des maximalen kritischen Porendruckwerts nur direkt nach Ende der Injektion den Verlauf der Ereignisrate beeinflusst.

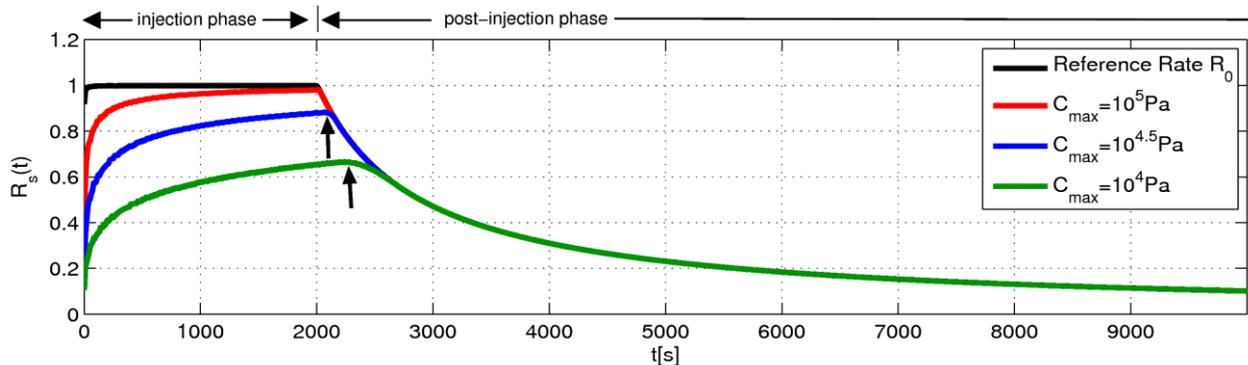


Abbildung 10: Seismizitätsrate im Fall instabiler Bruchsysteme, normalisiert zur Referenzrate R_0 (schwarze Linie), während einer Injektion mit konstantem Injektionsdruck von 1 MPa. Injektionsende zur Zeit $t_0 = 2000$ s. Minimaler kritischer Porendruckwert $C_{min} = 0$ Pa und maximaler kritischer Porendruckwert $C_{max} = 100000$ Pa (rote Linie), $C_{max} = 10000$ Pa (blaue Linie) beziehungsweise $C_{max} = 1000$ Pa (grüne Linie). Die Pfeile markieren den Zeitpunkt der höchsten Seismizitätsrate und demzufolge der größten Auftrittswahrscheinlichkeit eines Ereignisses mit signifikanter Magnitude. Abbildung aus Langenbruch und Shapiro (2010).

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass vier Skalierungsgrößen identifiziert worden sind, welche die Statistik fluid-induzierter seismischer Ereignisse und deren Magnituden während und nach einer hydraulischen Stimulation adäquat beschreiben. Diese sind das injizierte Fluidvolumen, der Seismogene Index, der b-Wert der Gutenberg-Richter Relation und der p-Wert des modifizierten Omori-Gesetzes. Basierend auf diesen Parametern ist ein Modellierungsansatz zur Magnitudenvorhersage erarbeitet worden. Wesentlich für die Berechnung von Auftrittswahrscheinlichkeiten von Ereignissen oberhalb einer gegebenen Magnitude ist ein zugrunde liegender statistischer Prozess, mit dem das zeitliche Auftreten fluidinduzierter Ereignisse erfasst werden kann. Dieses statistische Modell wird im nächsten Abschnitt vorgestellt.

2.1.3 Auftrittswahrscheinlichkeit und Homogener Poisson Prozess

Die im Folgenden vorgestellten Untersuchungen nehmen Bezug auf die Fragestellung 2 des Arbeitsplans (siehe Kapitel 1.3). Hierbei geht es um die Analyse der Wartezeiten fluid-induzierter Erdbeben. Die Bearbeitung dieser Thematik lässt sich anhand der drei folgenden Fragen motivieren:

- Ist es möglich, die Auftrittszeit des nächsten seismischen Ereignisses anhand der Auftrittszeit des vorangegangenen Ereignisses zu bestimmen?
- Welcher statistische Prozess beschreibt das zeitliche Auftreten fluid-induzierter Seismizität?
- Gibt es einen kausalen Zusammenhang zwischen den induzierten seismischen Ereignissen oder treten sie unabhängig voneinander auf?

In dieser Studie (Langenbruch et al., 2011) werden die Wartezeiten zwischen aufeinander folgenden seismischen Ereignissen für sechs Kataloge fluid-induzierter Seismizität an Geothermiestandorten in Soultz-sous-Forêts und Basel untersucht. Die Analyse der Wartezeiten soll helfen, ein statistisches Modell für die zeitliche Verteilung fluid-induzierter Seismizität zu entwickeln. Um die Auftrittswahrscheinlichkeit eines seismischen Ereignisses berechnen zu können, wird dieses statistische Modell benötigt. Es stellt also einen essentiellen Teil jeder seismischen Risikoanalyse dar. Grundsätzlich ist zu klären, ob fluid-induzierte Ereignisse unabhängig voneinander auftreten oder ob eine Kopplung zwischen verschiedenen Ereignissen besteht. Wird also die Auftrittswahrscheinlichkeit eines Ereignisses durch vorangegangene Ereignisse bestimmt oder ist diese unabhängig von der vorangegangenen Seismizität? Sind die Spannungsänderungen, welche fluid-induzierte Ereignisse während Reservoirstimulationen auslösen, direkt durch die Injektion von Fluid hervorgerufen oder spielen indirekte Spannungsänderungen, die durch das Auftreten vorangegangener seismischer Ereignisse entstehen, eine Rolle? Unsere Ergebnisse der Wartezeitenanalyse weisen darauf hin, dass kein kausaler Zusammenhang zwischen den einzelnen Ereignissen besteht. Fluid-induzierte Seismizität während hydraulischer Reservoirstimulationen wird demzufolge direkt durch die Injektion von Fluiden verursacht.

Eine Abfolge voneinander unabhängiger Ereignissen wird durch den Poisson Prozess beschrieben. Ist die Intensität λ (d.h. die erwartete Ereigniszahl pro Zeiteinheit) konstant, wird der Prozess als homogener Poisson Prozess (HPP) bezeichnet. In diesem Fall ist die Wahrscheinlichkeit, dass n Ereignisse im Zeitintervall $[0,t]$ auftreten gegeben durch:

$$P(n, \lambda, t) = \frac{(\lambda t)^n}{n!} e^{-\lambda t} \quad (11)$$

mit entsprechender Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (pdf) der Wartezeiten (IET) aufeinander folgender Ereignisse:

$$pdf(\lambda t) = \lambda e^{-\lambda t} \quad (12)$$

Weil die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion der Wartezeiten von der Intensität λ abhängt, werden im Folgenden normalisierte Wartezeiten gegeben durch $\Delta\tau = \lambda\Delta t$ analysiert.

Abbildung 11 zeigt die zeitliche Verteilung der Seismizität und die verwendeten Fließraten für sechs Fallbeispiele hydraulischer Reservoirstimulationen in geothermischen Reservoiren, die nachfolgend detaillierter untersucht werden.

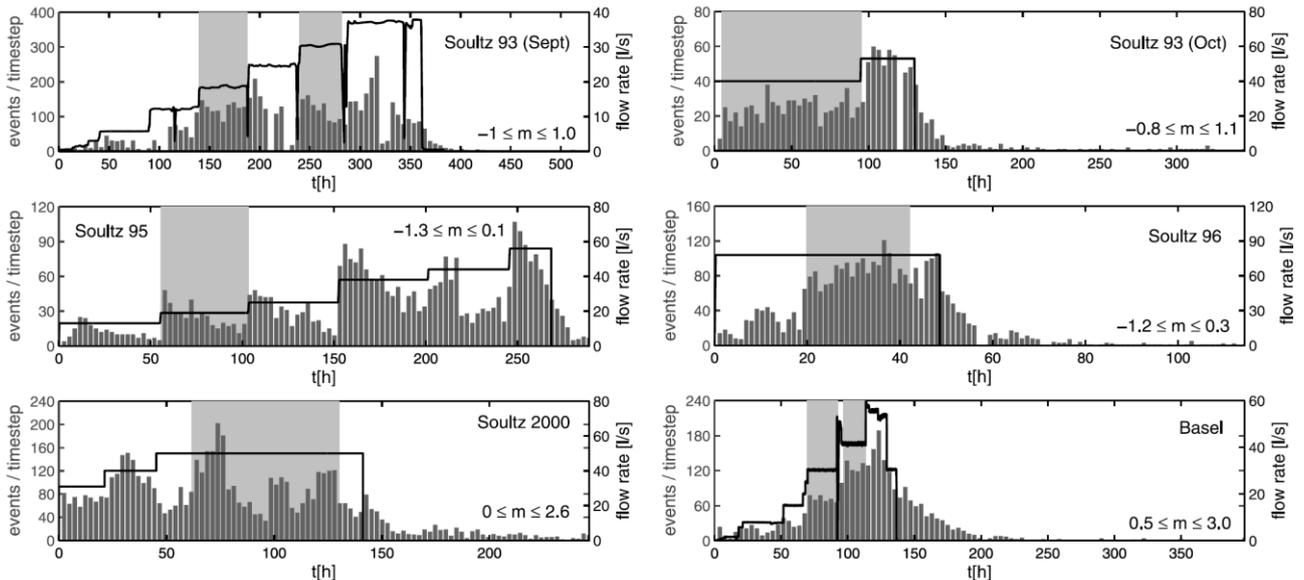


Abbildung 11: Untersuchte Kataloge fluid-induzierter Seismizität an Geothermiestandorten in Soutlz-sous-Forêts (Frankreich) und Basel (Schweiz): Die Abbildung zeigt Seismizitätsraten (graue Balken), Fluidfliessraten (schwarze Linien) und ausgewählte Zeitabschnitte konstanter Seismizitätsrate (grau hinterlegt). Mit Ausnahme von Soutlz 93 und Basel sind die Fliessraten nur schematisch dargestellt. Die Zeit ist relativ zum Auftreten des ersten Ereignisses angegeben. Nur seismische Ereignisse mit einer Magnitude größer als die Vollständigkeitsmagnitude sind in den gezeigten Katalogen enthalten. Der betrachtete Magnitudenbereich der einzelnen Kataloge ist in der unteren rechten Ecke der einzelnen Abbildungen angegeben. Abbildung aus Langenbruch et al. (2011).

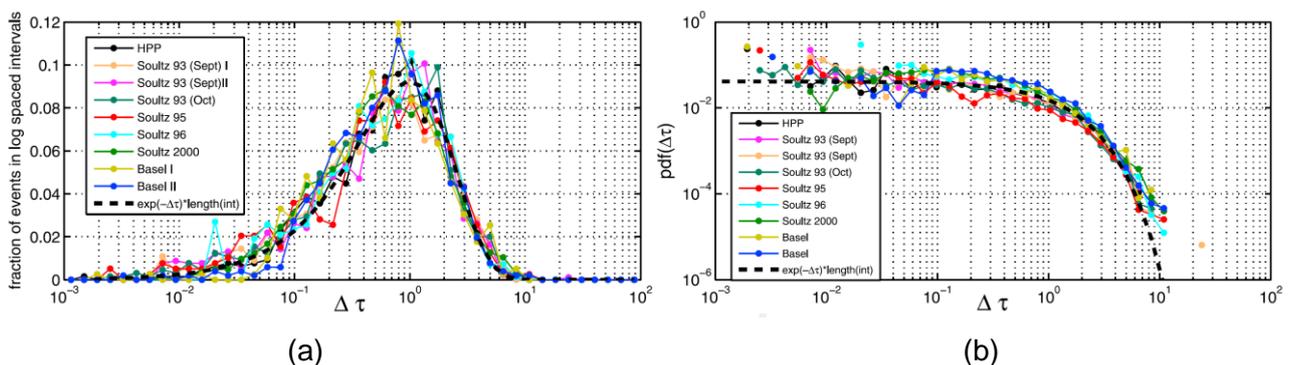


Abbildung 12: Verteilung der Wartezeiten aufeinander folgender seismischer Ereignisse während Phasen konstanter Seismizitätsrate (siehe Abb. 11). (a) Anteil der normierten Wartezeiten in logarithmischen Intervallen. (b) Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (pdf) der Wartezeitenverteilung. Abbildung aus Langenbruch et al. (2011).

Zunächst werden Phasen konstanter Seismizitätsrate analysiert. Diese Zeitabschnitte sind in Abbildung 11 grau markiert. Die normierten Wartezeiten $\Delta\tau = (t_i - t_{i-1})R$ (R ist die mittlere Seismizitätsrate des ausgewählten Zeitabschnittes) werden berechnet und ihre

Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion bestimmt. Das Ergebnis ist in Abbildung 12 präsentiert. Die Abbildung zeigt, dass die Verteilung der Wartezeiten mit der exponentiellen Verteilung des HPP übereinstimmt. Dieses deutet darauf hin, dass aufeinander folgende Ereignisse keine kausale Beziehung zueinander aufweisen.

Für tektonisch verursachte Erdbeben existieren statistische Modelle, die zur probabilistischen Vorhersage herangezogen werden können. Das zeitliche Auftrete natürlich ausgelöster Seismizität wird gewöhnlich durch einen in der Zeit nicht homogenen Poisson Prozess (NHPP) dargestellt (siehe Ogata, 1998). Wenn das Auftreten fluid-induzierter Seismizität mit diesem Model beschrieben werden kann, so kann die Wahrscheinlichkeit, n Ereignisse durch eine Fluidinjektion in der Zeit [0,t] auszulösen entsprechend

$$P(n, \lambda(t), t) = \frac{\left(\int \lambda(t') dt' \right)^n}{n!} \exp\left(- \int \lambda(t') dt'\right) \quad (13)$$

bestimmt werden. $\lambda(t)$ entspricht hierbei der zeitabhängigen Intensität des Prozesses, die durch die Seismizitätsrate gegeben ist. Abbildung 13 zeigt den Vergleich der Wartezeitenverteilungen der kompletten Seismizitätskataloge (siehe Abbildung 11) mit der synthetischen Wartezeitenverteilung für einen NHPP mit einer Intensität entsprechend der beobachteten Seismizitätsraten. Die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen der realen und simulierten Seismizitätskataloge stimmen überein. Das zeitliche Auftreten fluid-induzierter Seismizität kann also durch einen NHPP dargestellt werden.

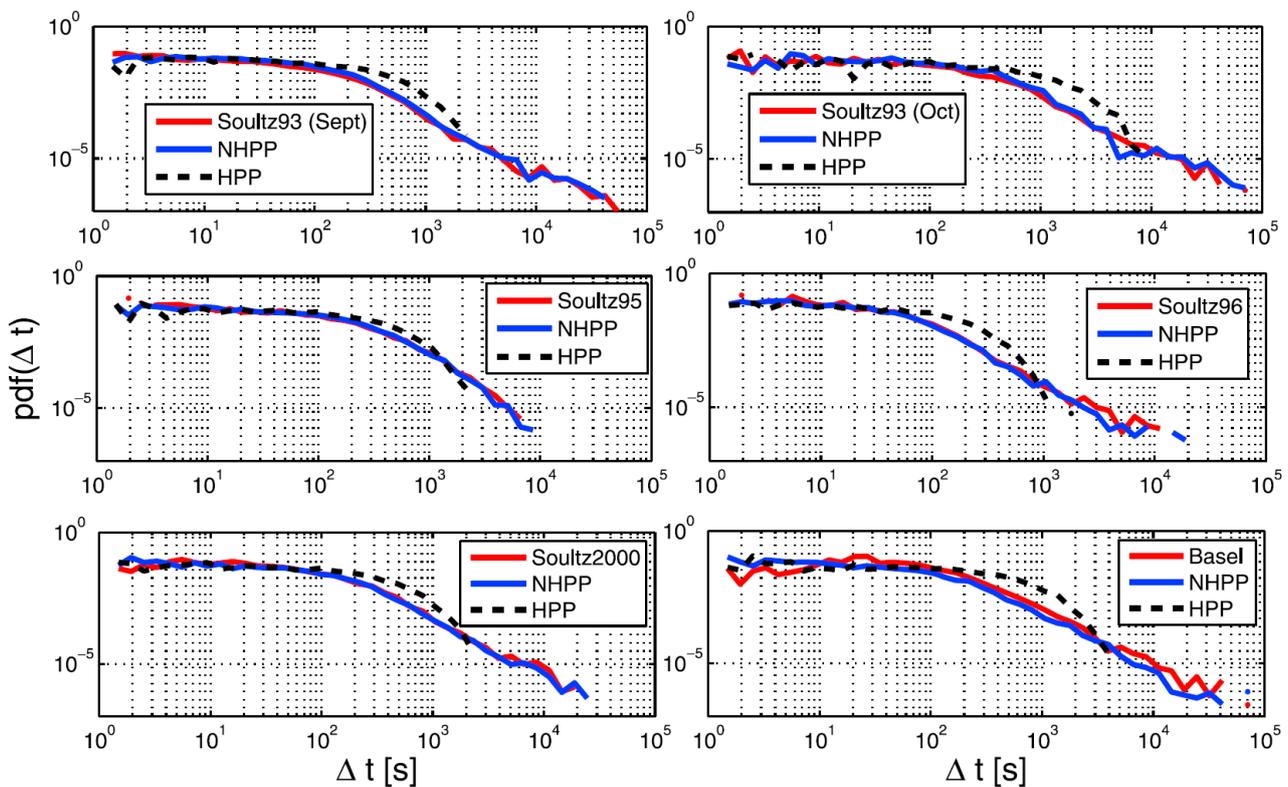


Abbildung 13: Wartezeitenverteilung für die in Abbildung 11 gezeigten kompletten Seismizitätskataloge. Die Verteilung stimmt mit der synthetisch berechneten Verteilung des NHPP überein. Abbildung aus Langenbruch et al. (2011).

Warum aber ist die Intensität des Poisson Prozesses, der die zeitliche Verteilung fluid-induzierter Seismizität beschreib, zeitabhängig? Ein häufig verwendetes statistisches Modell für die Simulation des zeitlichen Auftretens tektonisch ausgelöster Erdbeben ist das Epidemic Type Aftershock Sequence (ETAS) Modell (Ogata, 1998). Dieses Modell unterteilt die Seismizität in zwei Gruppen. Die erste Gruppe stellt voneinander unabhängige Hauptbeben dar. Diese Ereignisse werden direkt durch tektonische Belastung ausgelöst. Weil die tektonische Belastung näherungsweise zeitunabhängig ist, treten Hauptbeben mit einer konstanten zeitlichen Rate auf und sind entsprechend dem HPP in der Zeit verteilt. Die zweite Ereignisgruppe ist durch Nachbeben gegeben. Diese Nachbeben werden durch das Auftreten vorangegangener Ereignisse ausgelöst. Jedes Nachbeben hat wiederum eine gewisse Wahrscheinlichkeit, weitere Nachbeben auszulösen (und so weiter). Hierdurch entstehen verschachtelte Nachbeben-Sequenzen, die eine zeitliche Änderung der Seismizitätsrate bewirken und somit der Grund für die inhomogene Natur des Auftretensprozesses von Erdbeben sind. Basierend auf diesem Ansatz wird im Folgenden ein ähnliches Modell für fluid-induzierte Seismizität entwickelt. Sind also zeitliche Änderungen der Seismizitätsrate durch Nachbeben bedingt oder lassen sie sich ausschließlich durch Änderungen der angelegten Fließraten erklären?

Um Missverständnissen vorzubeugen wird angemerkt, dass die Anzahl an tektonisch ausgelösten Hauptbeben in den betrachteten Zeiträumen an allen Injektionslokalitionen verschwindend gering ist. Das bedeutet, dass keine der in den Katalogen enthaltenen Ereignisse ohne die Injektion von Fluiden aufgetreten wären.

Es wird nachfolgend zwischen zwei Ereignisgruppen unterschieden. Die erste Gruppe wird durch Ereignisse gebildet, die direkt durch die Belastung (Spannungsänderung) der Fluidinjektion auftreten. Diese Ereignisse stellen somit das Äquivalent zu den durch tektonische Belastung ausgelösten Hauptbeben im ETAS Modell dar. Die zweite Gruppe sind indirekte Ereignisse, die durch vorangegangene, direkt ausgelöste Beben bedingt sind. Diese Gruppe stellt also Nachbeben im klassischen Sinne dar.

Die Belastung, die während einer Fluidinjektion entsteht, ist durch die angelegte Fließrate gegeben. Die Intensität unabhängiger, direkt ausgelöster Beben sollte in diesem Fall proportional zur Fließrate sein. Wie im vorherigen Kapitel gezeigt wurde ist die kumulative Anzahl der Ereignisse, die durch eine Fluidinjektion ausgelöst werden, tatsächlich proportional zum kumulativen injizierten Fluidvolumen. Deswegen wird der Auftretensprozess nun nicht mehr abhängig von der Zeit betrachtet, sondern in Abhängigkeit von der angelegten Fließrate, und es wird das zwischen zwei aufeinanderfolgenden Ereignissen injizierte Fluidvolumen ΔV analysiert. Die kumulative Anzahl der Ereignisse im Zeitbereich ist gegeben durch: $N_{ev}(t) = C_1 V_I(t)$. Hierbei stellt $V_I(t)$ das bis zum Zeitpunkt t kumulativ injizierte Fluidvolumen dar. Die Konstante C_1 ist durch die seismotektonische Situation am Injektionsort charakterisiert (siehe Gleichung 4). Wird die Anzahl der Ereignisse abhängig vom kumulativ injizierten Volumen betrachtet, so ergibt sich $N_{ev}(V_I) = \lambda_V V_I$. Wenn das Auftreten seismischer Ereignisse einen HPP im Volumenbereich darstellt, so entspricht λ_V der erwarteten Ereignisanzahl pro injiziertem Einheitsvolumen. Die Wahrscheinlichkeit, n Ereignisse durch die Injektion eines Fluidvolumens V_I auszulösen, ist dann gegeben durch:

$$P(n, \lambda_V, V_I) = \frac{(\lambda_V V_I)^n}{n!} e^{-\lambda_V V_I} \quad (14)$$

mit der entsprechenden Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion des normalisierten inter-event Volumens $\Delta V_n = \lambda_V \Delta V$:

$$pdf(\Delta V_n) = e^{-\Delta V_n} \quad (15)$$

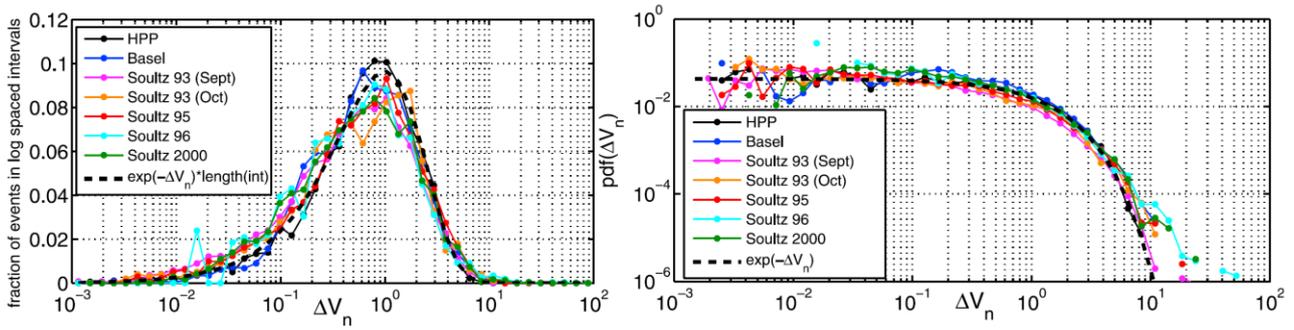


Abbildung 14: Verteilung des inter-event Volumens für die in Abbildung 11 gezeigten Seismizitätskataloge. Alle Ereignisse, die während der Injektion von Fluid auftreten, wurden in die Analyse einbezogen. Bis auf vernachlässigbar kleine Abweichungen folgen alle Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen dem HPP. Abbildung aus Langenbruch et al. (2011).

Abbildung 14 zeigt die Verteilung des inter-event Volumens ΔV_n für die sechs analysierten Datenbeispiele. Alle Ereignisse, die während der Injektion von Fluid auftreten, wurden in die Analyse einbezogen. Bis auf vernachlässigbar kleine Abweichungen folgen die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen für alle Datenbeispiele dem HPP. Das bedeutet, dass aufeinander folgende Ereignisse keinen kausalen Zusammenhang aufweisen. Zeitliche Intensitäts- (Seismizitätsraten-) Änderungen sind demnach durch Änderungen der Fließrate und nicht durch das Auftreten von Nachbeben verursacht. Abbildung 15 verdeutlicht das Fehlen von Nachbebenseerien für den Fall fluid-induzierter Seismizität beispielhaft anhand EGS Stimulation in Basel. Die Abbildung zeigt die Seismizitätsrate vor und nach dem Auftreten der stärksten Ereignisse. Es ist ersichtlich, dass selbst nach den stärksten Ereignissen keine Änderung der Seismizitätsrate, die auf das Auftreten von Nachbeben hindeutet, zu beobachten ist.

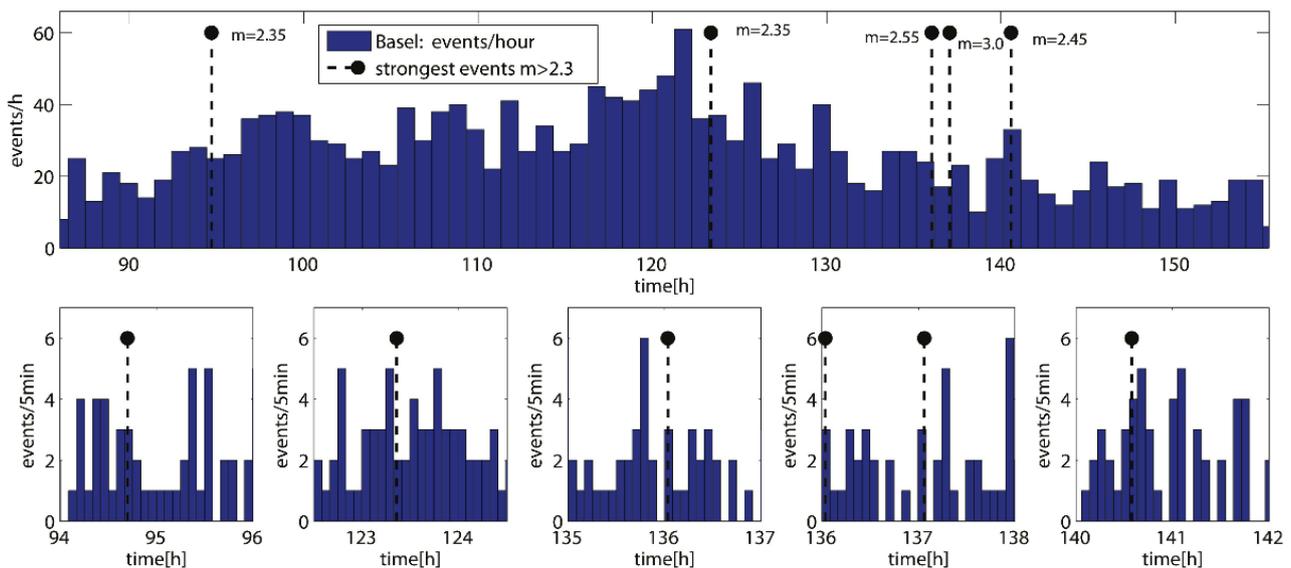


Abbildung 15: Seismizitätsrate vor und nach dem Auftreten der stärksten Ereignisse in Basel (der komplette Katalog ist in Abbildung 11 gezeigt). Die unteren Panels sind vergrößerte Ansichten. Selbst nach den stärksten Beben ist keine Änderung der Seismizitätsrate zu beobachten. Abbildung aus Langenbruch et al. (2011).

Die Analyse der Wartezeitenverteilung für sechs Kataloge fluid-induzierter Seismizität in Soutz- sous- Forêts und Basel zeigt, dass fluid-induzierte Ereignisse keinen kausalen Zusammenhang aufweisen. Dieses spricht für das Fehlen von Nachbebenserien. Beobachtete Änderungen der Seismizitätsrate sind demzufolge allein durch Änderungen der Fließrate verursacht. Somit kann das Poisson Modell zur Bestimmung der Auftrittswahrscheinlichkeit fluid-induzierter Ereignisse herangezogen werden. In Kombination mit dem Seismogenen Index können darüber hinaus Magnituden-abhängige Auftrittswahrscheinlichkeiten bestimmt werden.

Dieses wird anhand des nachfolgenden Beispiels veranschaulicht. Unter Verwendung des Homogenen Poisson Modells lässt sich die Auftrittswahrscheinlichkeit von n Ereignissen mit einer Magnitude größer M im Zeitintervall [0,t] wie folgt berechnen:

$$P(n, M, t) = \frac{(\lambda_M t)^n}{n!} e^{-\lambda_M t} \quad (16)$$

λ_M entspricht hierbei einer konstanten Rate von Ereignissen oberhalb der Magnitude M. Von praktischem Interesse ist das Ausbleiben von Ereignissen oberhalb einer gegebenen Magnitude. Gleichung 16 kann dementsprechend vereinfacht werden, und unter Berücksichtigung von Gleichung 8 folgt:

$$P(0, M, V_I(t)) = e^{-N_M(t)} = \exp\left(-V_I(t) 10^{\Sigma - bM}\right) \quad (17)$$

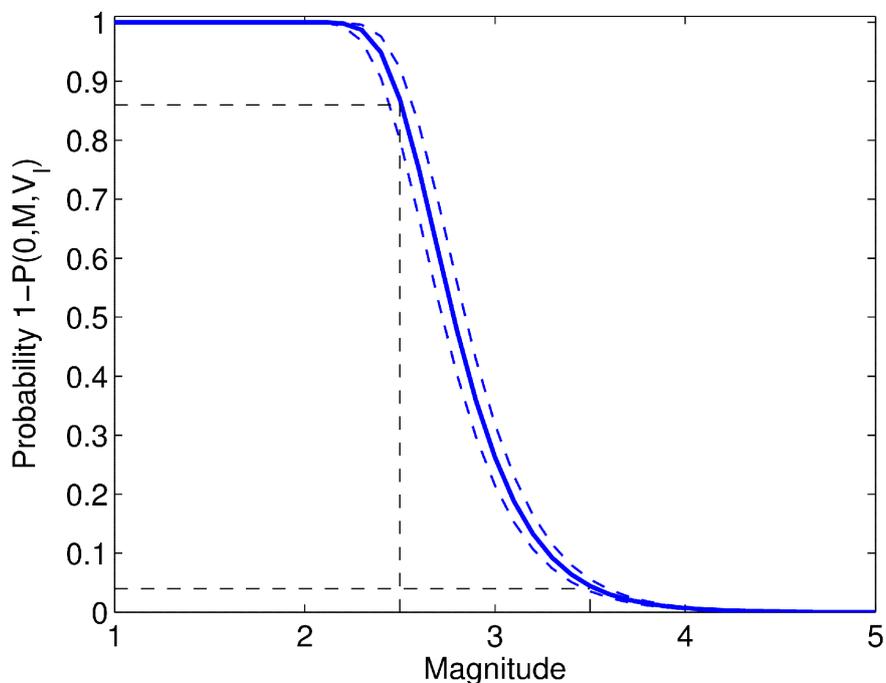


Abbildung 16: Wahrscheinlichkeit des Auftreten eines fluid-induzierten Ereignisses mit einer gegebenen Magnitude M für ein injiziertes Fluidvolumen von zirka 11000 m³ und unter Annahme von seismotektonischen Eigenschaften ähnlich denen des Basel EGS.

Mit dieser Gleichung kann die Wahrscheinlichkeit berechnet werden, für ein bestimmtes Zeitintervall $[0,t]$, in dem das Fluidvolumen V_I injiziert wird, kein Ereignis mit einer Magnitude größer M zu induzieren. Demzufolge lässt sich die Auftrittswahrscheinlichkeit eines Ereignisses oberhalb der Magnitude M mittels $1-P(0,M,V_I(t))$ bestimmen. Eine derart berechnete Wahrscheinlichkeitskurve ist in Abbildung 16 gezeigt. Die verwendeten Parameter entsprechen denen der hydraulischen Stimulation in Basel (siehe Tabelle 1). Anhand dieser Kurve wird ersichtlich, dass die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten eines Magnitude $M_{2,5}$ Erdbeben bei nahezu 90 Prozent liegt. Für in Basel beobachtete Erdbeben mit Magnitude $M_{3,0}$ beträgt die Auftrittswahrscheinlichkeit zirka 25 Prozent, und sogar ein Ereignis mit einer Magnitude größer als $M_{3,5}$ wäre entsprechend der Ergebnisse der Berechnungen nicht unwahrscheinlich.

Gleichung 17 beschreibt die Wahrscheinlichkeiten für das Zeitintervall der Injektion. Sollen induzierte seismische Ereignisse, die nach dem Stopp der Injektion auftreten, in die Berechnungen der Magnitudenauftrittswahrscheinlichkeiten mit einbezogen werden, muss diese Gleichung um einen Term erweitert werden, der die Abklingrate der seismischen Ereignisse für Zeiten nach dem Injektionsende beschreibt. Die Wahrscheinlichkeit, kein Ereignis mit einer Magnitude größer M im Zeitraum $t \geq t_0$ (mit t_0 dem Zeitpunkt des Injektionsstopp) nach der Injektion eines Fluidvolumen V_I zu induzieren, lässt sich dann berechnen mit (vergleiche auch Gleichungen 8 und 9 in Barth et al., 2013):

$$P(0, M, V_I, t \geq t_0) = \exp(-N_M(t_0)[1+Q_p]) = \exp(-V_I \cdot 10^{\Sigma - bM} \cdot [1+Q_p]) \quad (18)$$

wobei der Parameter Q_p gegeben ist als:

$$Q_p = \frac{1 - \tau^{1-p}}{p-1} \quad (19)$$

Basierend auf den Gleichungen 17 und 18 kann somit die Auftrittswahrscheinlichkeit eines Ereignisses mit einer gegebenen Magnitude für den Fall hydraulischer Stimulationen in EGS bestimmt werden.

2.1.4 Produktionsbetrieb in geothermischen Systemen

Ein Teilaspekt des Forschungsplans war die Herausarbeitung eventueller Unterschiede in den statistischen Eigenschaften fluid-induzierter Seismizität zwischen der Stimulations- und der Produktionsphase in geothermischen Systemen. Hierfür wurden zum einen Modellierungen zur Simulation des Produktionsbetriebes durchgeführt und zum anderen wurden seismische Daten aus dem Geothermie-Reservoir Unterhaching analysiert. Nachfolgend werden die wesentlichen Ergebnisse vorgestellt.

Auf Grundlage einfacher Modellrechnungen sollte untersucht werden, wie sich die langfristige Zirkulation von Fluid auf den Spannungszustand im Reservoir und auf das Auftreten seismischer Ereignisse auswirkt. Die Vorgehensweise in den Simulationen ist in Abbildung 17 schematisch dargestellt. Das Reservoir wird hierbei durch ein homogenes, permeables, fluid-gesättigtes, poroelastisches Modellmedium approximiert. Der Produktionsbetrieb wird im Modell in Form einer Dublette / eines Dipols realisiert. Zunächst werden die durch die Förderung und die Injektion von Fluid verursachten Porendruckänderungen in jedem Gitterpunkt des 3D Modellraums berechnet. Unter der Berücksichtigung von poroelastischer Kopplung werden simultan poroelastische

Spannungsänderungen berechnet. Für beides, Porendruck und Spannungen, sind entsprechende analytische Lösungen gegeben durch Rudnicki (1986).

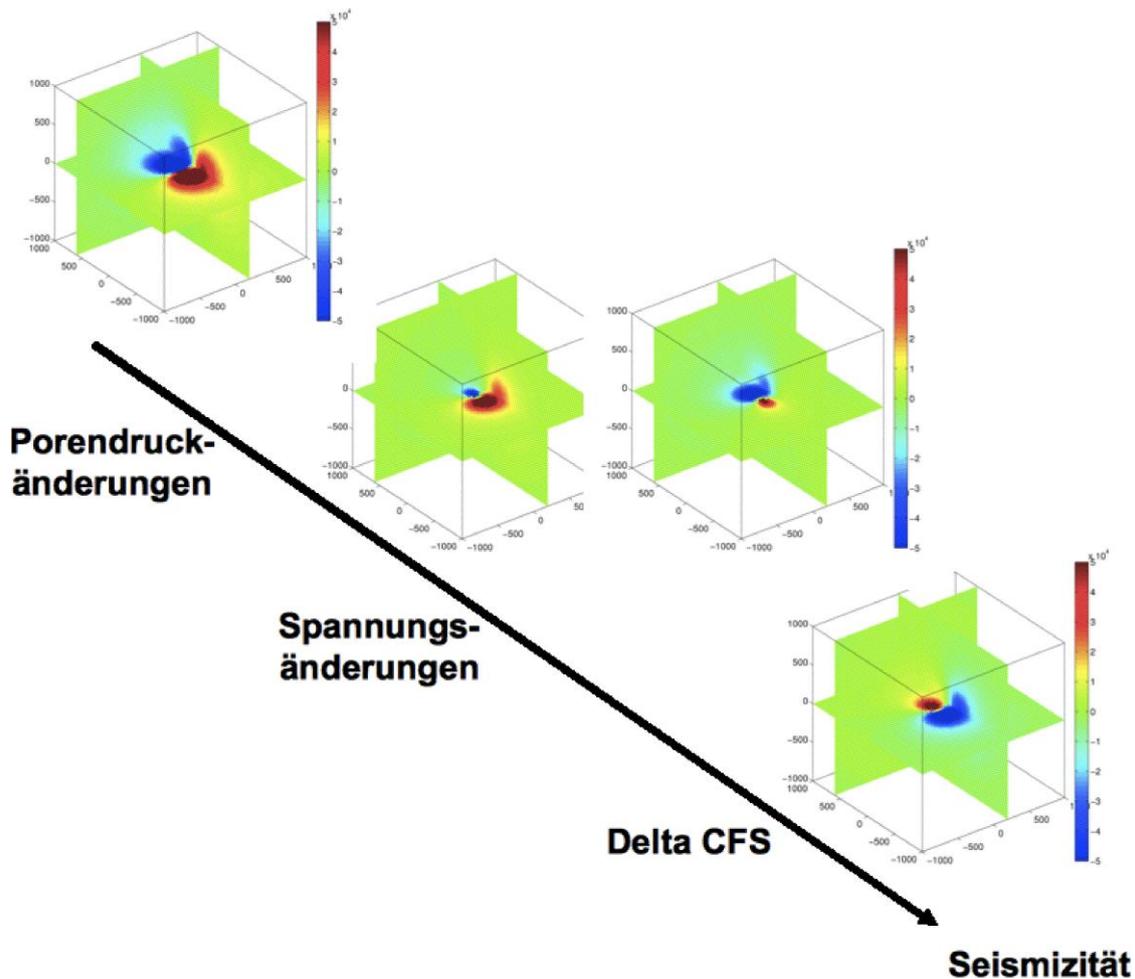


Abbildung 17: Schematische Darstellung der Simulation eines Reservoirs im Produktionsbetrieb. Förderung und Injektion von Fluid werden als Dipol / Dublette in einem homogenen, permeablen 3D Modellmedium realisiert. Durch die Fluidzirkulation verursachte Porendruck- und Spannungsänderungen werden auf Grundlage analytischer Lösungen berechnet und bilden die Grundlage zur Bestimmung von Änderungen im Coulomb-Failure-Stress (CFS). Diese Änderungen werden wiederum zur Generierung synthetischer Ereigniskataloge weiterverwendet.

Nach der Transformation des Spannungstensors in das Hauptachsensystem liegen die Änderungen in den Hauptspannungen $\Delta\sigma_1$, $\Delta\sigma_2$ und $\Delta\sigma_3$ vor. Anschließend können Änderungen im Coulomb-Failure-Stress (CFS) bestimmt werden:

$$\Delta CFS = -\Delta\tau + \mu(\Delta\sigma_N - p) \quad (20)$$

mit einem vorgegebenen Reibungskoeffizienten μ . $\Delta\sigma_N$ und $\Delta\tau$ sind Änderungen in der Normalspannung respektive der Scherspannung, welche wie folgt berechnet werden:

$$\Delta\sigma_N = \frac{1}{2} \left[(\Delta\sigma_1 + \Delta\sigma_3) \cos(2\theta) + (\Delta\sigma_1 - \Delta\sigma_3) \right] \text{ und } \Delta\tau = \frac{1}{2} \sin(2\theta) (\Delta\sigma_1 - \Delta\sigma_3) \quad (21)$$

Mittels des Vergleichs der berechneten Werte der Änderungen des *Coulomb-Failure-Stress* in jedem Gitterpunkt zu jedem Zeitschritt mit einem dem Gitterpunkt zuvor zugewiesenen kritischen Porendruckwert (siehe auch Kapitel 2.1.2) wird ein Datensatz synthetischer seismischer Ereignisse erzeugt. Dieser synthetische Datenkatalog kann dann weiter analysiert und interpretiert werden.

Nachfolgend werden exemplarisch die Ergebnisse einer Simulation vorgestellt und diskutiert. Die verwendeten Parameter des Modells, d.h. die Modelldimension sowie die Anfangs- und Randbedingungen, sind in erster Näherung repräsentativ für das Geothermie-Reservoir in Unterhaching. Die Ausrichtung des Dipols und des Permeabilitätstensors erfolgte entsprechend der Orientierung der tektonischen Hauptspannungsrichtungen in der Bayerischen Molasse (Reinecker et al., 2010). Der Permeabilitätstensor ist definiert nach Angaben aus Wolfgramm et al. (2007). Die elastischen Gesteinsparameter sind ebenfalls mit Hilfe von Literaturangaben bestimmt worden (Mavko et al., 2009). Die Tabelle 2 gibt eine Übersicht der Modellparameter.

Modellparameter	Wert
Räumliche Dimensionen	$x = y = z = 8000 \text{ m}$, Inkrement 160 m
Zeitliche Dimensionen	t1=30 Tage, Inkrement 2 Tage t2=12 Monate, Inkrement 1 Monat t3=10 Jahre, Inkrement 1 Jahr
Abstand Dipol (Förderung - Injektion)	3789 m
Elastizitätsmodul	$E = 47 \text{ GPa}$
Kompressionsmodul: gesteinsbildende Minerale Fluid	$K_G = 76 \text{ GPa}$ $K_F = 2.25 \text{ GPa}$
Porosität	$\varphi = 0.1$
Viskosität Fluid	$\eta = 1,9 \cdot 10^{-4} \text{ Pa s}$
Poisson-Zahl	$\nu = 0,297$
Permeabilität	$\kappa = \text{diag}(6, 600, 6) \cdot 10^{-16} \text{ m}^2$
Fliessraten Förderung, Injektion	$Q_F = Q_I = 110 \text{ l/s}$
Injektionsdruck	$p_i = 3 \text{ MPa}$

Tabelle 2: Übersicht der verwendeten Modellparameter für die Simulation des Produktionsbetriebs.

Nachdem wie die zuvor beschrieben die Änderungen im *Coulomb-Failure-Stress* berechnet worden sind, werden synthetische Ereigniskataloge generiert. Hierfür wird angenommen, dass die kritischen Porendruckwerte einen Wertebereich von 1000 Pa bis 3 MPa umfassen. Die so gewonnenen Datensätze synthetischer Ereignisse sind in den Abbildungen 18 und 19 gezeigt. Zum einen ist die Ereignisrate, das heißt die zeitliche Entwicklung der Ereignisse, für die unterschiedlichen Simulationszeiträume, wie sie in Tabelle 2 angegeben sind, dargestellt (Abbildung 18). Zum anderen ist die Verteilung der Hypozentren der Ereignisse sowie deren räumlich-zeitliche Entwicklung für den Zeitraum von einem Monat Produktionsbetrieb illustriert (Abbildung 19).

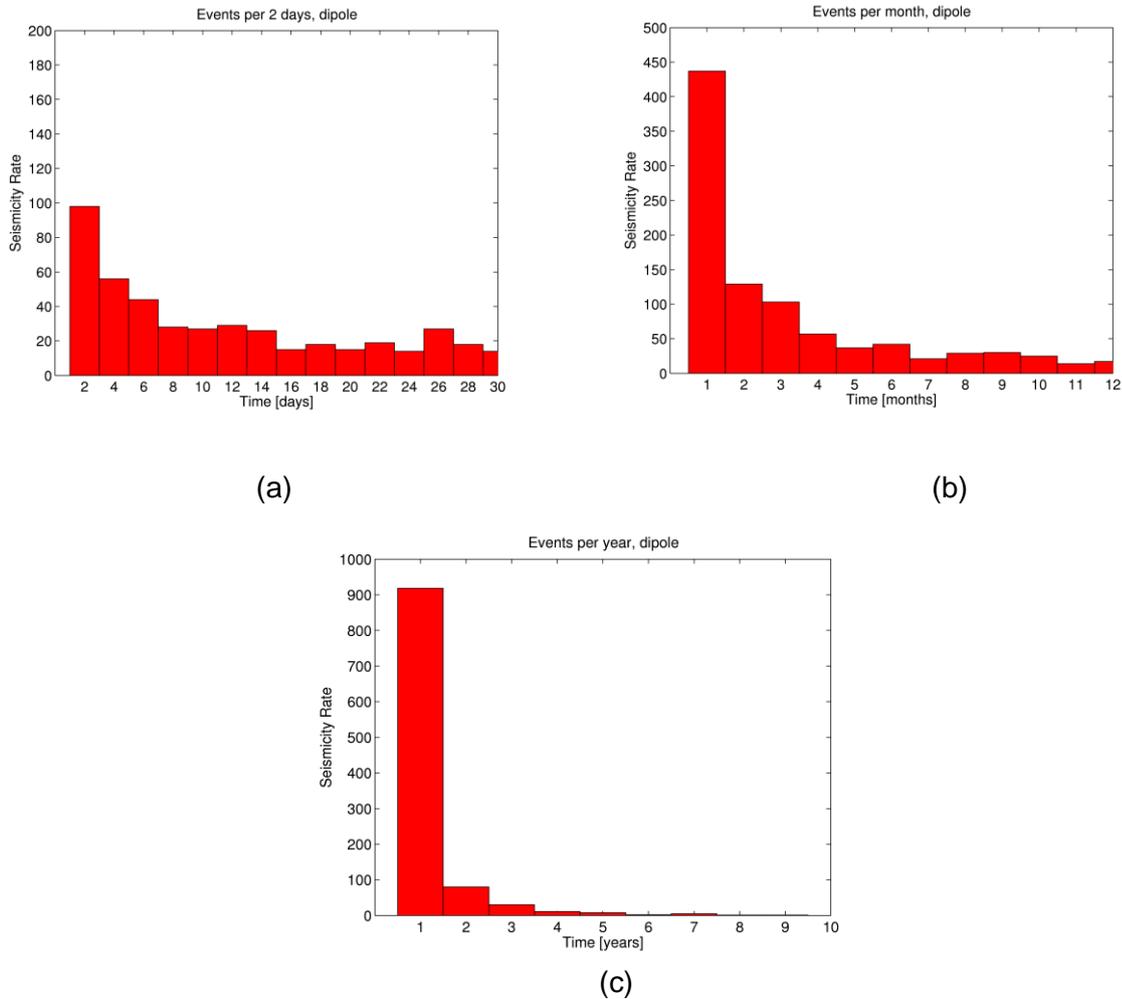


Abbildung 18: Aktivitätsrate synthetischer Seismizität als Ergebnis der Simulation der Produktionsphase in geothermischen Systemen. (a) Simulationszeitraum 1 Monat, Ereignisanzahl pro zwei Tage, (b) Simulationszeitraum 1 Jahr, Ereignisanzahl pro Monat, (c) Simulationszeitraum 10 Jahre, Ereignisanzahl pro Jahr. Modellparameter sind in Tabelle 2 gegeben.

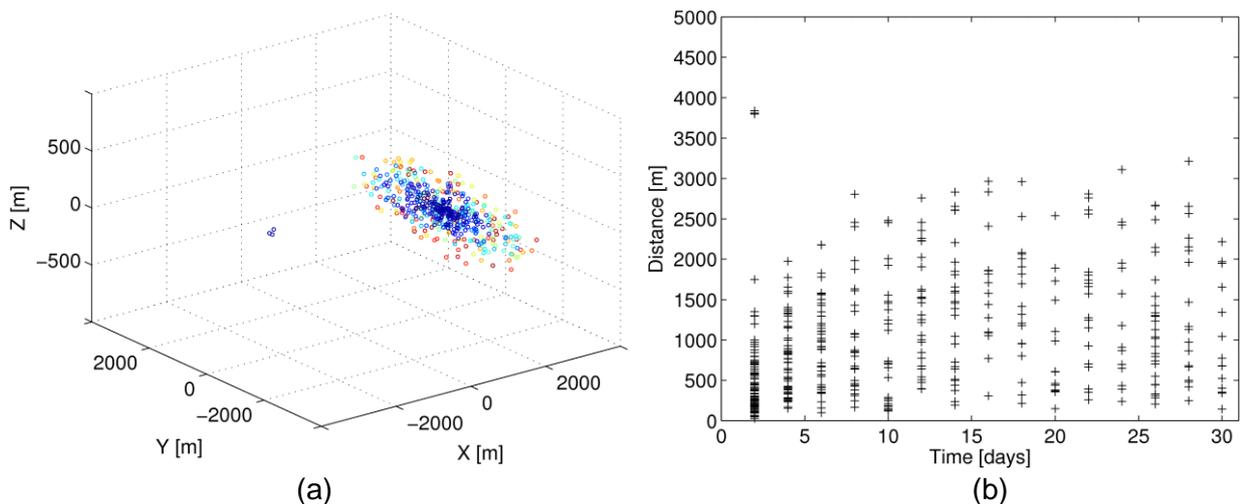


Abbildung 19: (a) Lage der Hypozentren synthetischer Seismizität als Ergebnis der Simulation der Produktionsphase in geothermischen Systemen, farblich kodiert mit der Ereigniszeit (blau – frühe Ereignisse, rot – späte Ereignisse). Blickrichtung nach NO, Z-Achse vierfach überhöht. Die Ereignisse treten hauptsächlich als Folge der Injektion auf (Injektionspunkt $x = 2000$ m, $y = -500$ m). (b) Räumlich-zeitliche Migration der synthetischen Seismizität relativ zum Injektionspunkt. Simulationszeitraum 1 Monat. Modellparameter sind in Tabelle 2 gegeben.

In der Diskussion der Ergebnisse der Simulationsrechnungen liegt der Fokus auf zwei Aspekten. Die zeitliche Entwicklung, wie sie auf Grundlage der Simulationen bestimmt wurde, zeigt ein Abklingen der Ereignisrate mit fortschreitender Produktion. Dieses ist zurückzuführen auf die konstanten Betriebsparameter (Fließraten), die eine Equilibrierung der Porendruck- und Spannungsänderungen zwischen Förderung und Injektion und folglich das beobachtete Abklingen der Seismizitätsrate bewirken. In dem hier vorgestellten Beispiel stellt sich bereits ab dem zweiten Jahr des Produktionsbetriebs eine deutlich geringere seismische Aktivität ein. Eine zweite wesentliche Erkenntnis betrifft die Hypozentren der synthetischen Ereignisse. Es ist aus Abbildung 19 klar ersichtlich, dass die Ereignisse im Bereich der Injektion auftreten, aber im Bereich der Förderung abwesend sind. Die Entnahme von Fluid führt zu einer Erhöhung der effektiven Normalspannung und somit zu einer Zunahme der Festigkeiten im Medium.

Der Vergleich mit den Beobachtungen im Geothermie-Reservoir Unterhaching bestätigt, dass das Auftreten der seismischen Ereignisse auf den Bereich der Injektionsbohrung beschränkt ist (Megies und Wassermann, 2014). Selbiges wird auch für andere Geothermie-Reservoirs im Produktionsbetrieb berichtet, beispielsweise im Coso-Feld (Feng und Lees, 2008) und im Geysers-Feld (Majer und Peterson, 2007). Des Weiteren weist der Vergleich zwischen simulierter und tatsächlicher Seismizitätsrate in Unterhaching Unterschiede auf. Dabei muss beachtet werden, dass die Simulationen unter Verwendung konstanter Betriebsparameter (Fließraten, Injektionsdruck) durchgeführt worden sind. Abbildung 20 zeigt die beobachtete Seismizitätsrate im Zeitraum Januar 2010 bis April 2013. Sie macht deutlich, dass die seismische Aktivität in wiederkehrenden Impulsen auftritt und danach relativ schnell abklingt. Als Ursache für diese Charakteristik können die Betriebsbedingungen angesehen werden. Diese waren über den Zeitraum betrachtet nicht konstant, d.h. es gab sowohl Stillstände der Pumpen als auch Änderungen in den angelegten Fließraten (persönliche Kommunikation W. Geisinger und J. Wassermann). Zusätzlich kam es zu Variationen in der Temperatur des re-injizierten Fluids. Wie in Kapitel 2.1.8 gezeigt wird, können unter bestimmten Umständen Änderungen der Temperatur zu signifikanten Spannungsänderungen im Reservoirgestein führen. Für eine adäquate qualitative und quantitative Beschreibung der beobachteten Seismizitätsrate in Unterhaching sind die hier vorgestellten einfachen Simulationen aber nicht ausreichend.

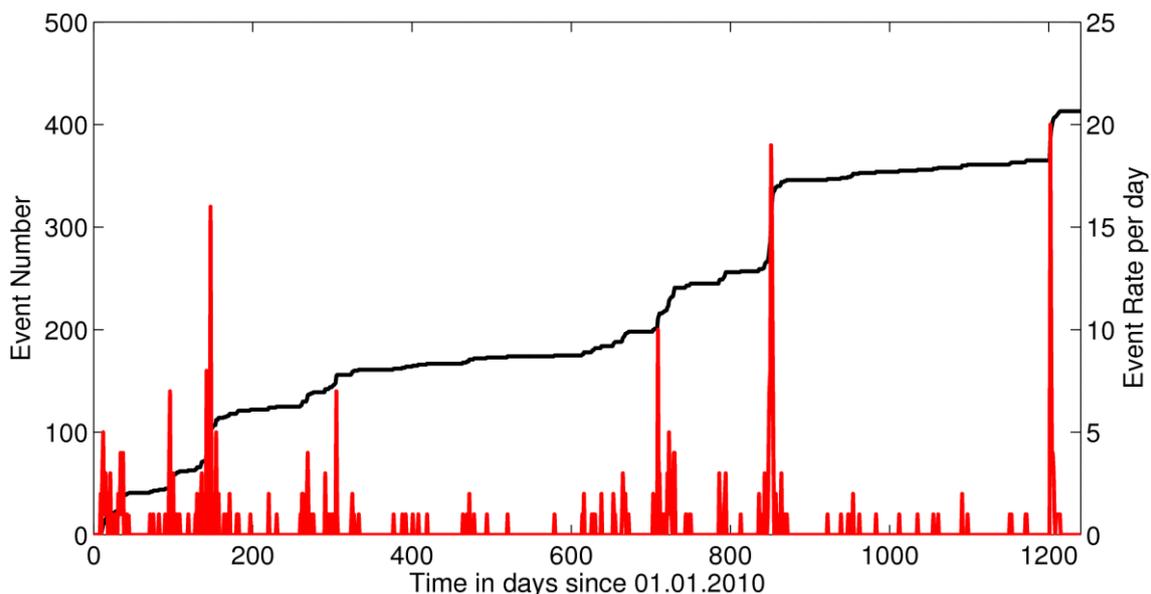


Abbildung 20: Seismische Aktivität während des Produktionsbetriebs im Geothermie-Reservoir Unterhaching im Zeitraum Januar 2010 bis April 2013. Rote Balken repräsentieren seismische Ereignisse pro Tag, schwarze Linie die kumulative Ereignisanzahl.

Ein weiterer Fokus neben der Anzahl ist die Magnitudenstatistik der seismischen Ereignisse im Produktionsbetrieb. Anhand der Daten aus Unterhaching wurde untersucht, ob die Skalierungsparameter b-Wert und Seismogener Index auch für Seismizität in der Produktionsphase geothermischer Systeme anwendbar sind. Die Abbildung 21(a) zeigt die zeitliche Entwicklung der Magnituden in Unterhaching. Die Grafik veranschaulicht, dass im Zeitraum 2008 bis 2009 vier Ereignisse mit einer Magnitude größer $M_{2,0}$ als Folge des Produktionsbetriebs auftraten. Nach der Inbetriebnahme der aktuellen Konfiguration des Beobachtungssystems im Januar 2010 (Megies und Wassermann, 2014) zeigt sich insbesondere eine Erhöhung der Detektionen von Ereignissen mit niedrigeren Magnituden. Signifikante Ereignisse mit einer Magnitude $M_{2,0}$ und größer sind mit einer Ausnahme vom Mai 2010 nicht mehr registriert worden. Generell zeigt die Magnitudenstatistik eine recht heterogene zeitliche Verteilung. So sind zum Beispiel die Magnituden der Ereignisse im Jahr 2011 geringer als in den Zeiträumen davor und danach.

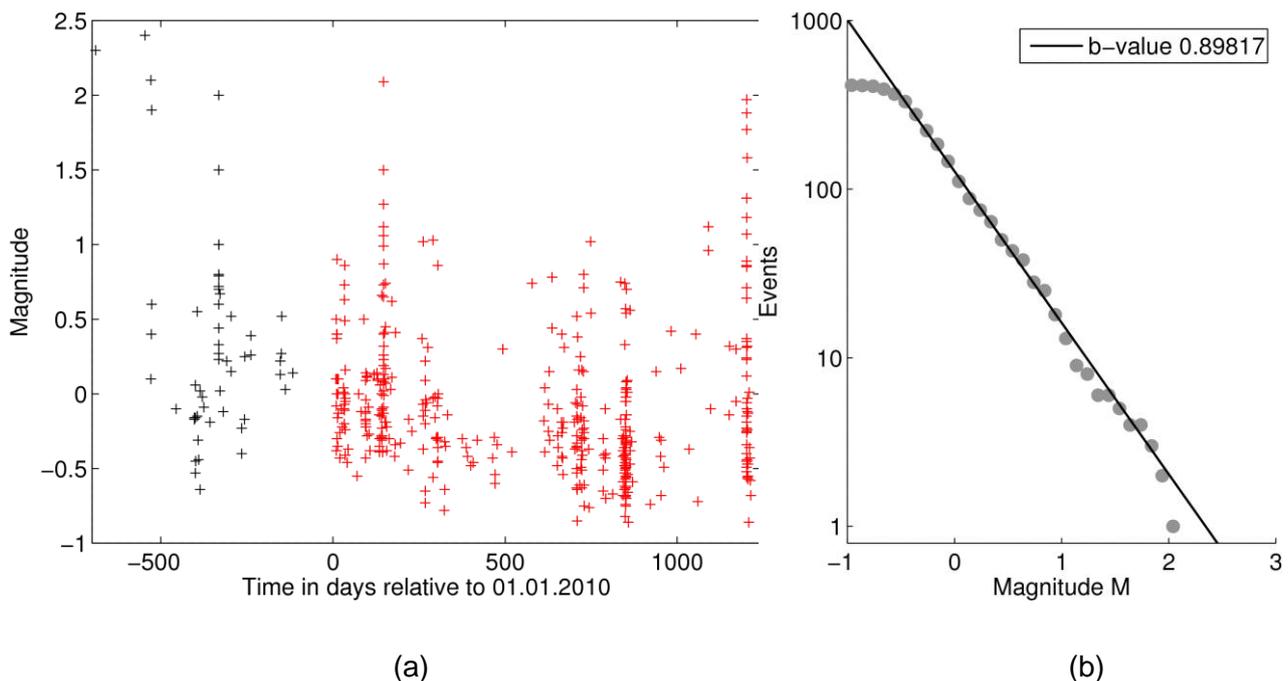


Abbildung 21: (a) Induzierte Ereignismagnituden in Unterhaching, beobachtet im Zeitraum Februar 2008 bis April 2013. Referenzdatum 01.01.2010 markiert Zeitpunkt der Inbetriebnahme eines lokalen Beobachtungssystems, was zu einer Verbesserung der Detektierbarkeit der Ereignisse führte. (b) Magnituden-Häufigkeitsverteilung der induzierten Ereignisse im Zeitraum Januar 2010 bis April 2013. Die Vollständigkeitsmagnitude ist $M_C = -0.36$, der b-Wert ist $b = 0.9$.

Die Magnituden-Häufigkeitsverteilung der induzierten Ereignisse in Unterhaching ist in Abbildung 21(b) gezeigt. Ereignisse vor Januar 2010 werden hierbei aufgrund der Verbesserung des Beobachtungssystems und der dadurch erzielten Erniedrigung der Vollständigkeitsmagnitude des Katalogs nicht betrachtet. Es ist erkennbar, dass die Magnitudenhäufigkeit einer Gutenberg-Richter Statistik folgt, mit einem b-Wert von zirka 0,9. Des Weiteren ist erkennbar, dass Ereignisse mit einer Magnitude größer als $M_{2,0}$ entsprechend der Gutenberg-Richter Statistik unterrepräsentiert sind. Dieses Phänomen wird häufig bei induzierter Seismizität beobachtet und kann auf die begrenzte Größe und die Geometrie des hydraulisch stimulierten Reservoirvolumens zurückgeführt werden (Shapiro et al., 2011, 2013).

Die zeitliche Unterteilung des Datensatzes erlaubt eine Untersuchung hinsichtlich der Konstanz der Magnituden-Häufigkeitsverteilung und des ermittelten b-Werts. Abbildung 22 zeigt die beobachteten Magnituden-Häufigkeitsverteilungen in Unterhaching für die Zeiträume (unterteilt in jeweils 400 Tage) 01.01.2010 – 04.02.2011, 05.02.2011 – 10.03.2012 und 11.03.2012 – 14.04.2013, sowie 15.04.2013 – 30.04.2013. Der b-Wert für die Jahre 2010-2012 ist in der

Größenordnung 0,9 – 1,0 und kann somit als konstant bewertet werden. Eine Ausnahme stellt der letzte betrachtete Zeitraum dar, in dem der b-Wert deutlich vom Gesamtwert (2010–2013) als auch vom b-Wert der vorangegangenen Zeiträume abweicht. Obgleich die Magnitudenhäufigkeiten ebenfalls klar einer Gutenberg-Richter Statistik genügen, sind in diesem Fall weniger Ereignisse mit niedrigen Magnituden registriert worden, was folglich zu einem geringen b-Wert führt.

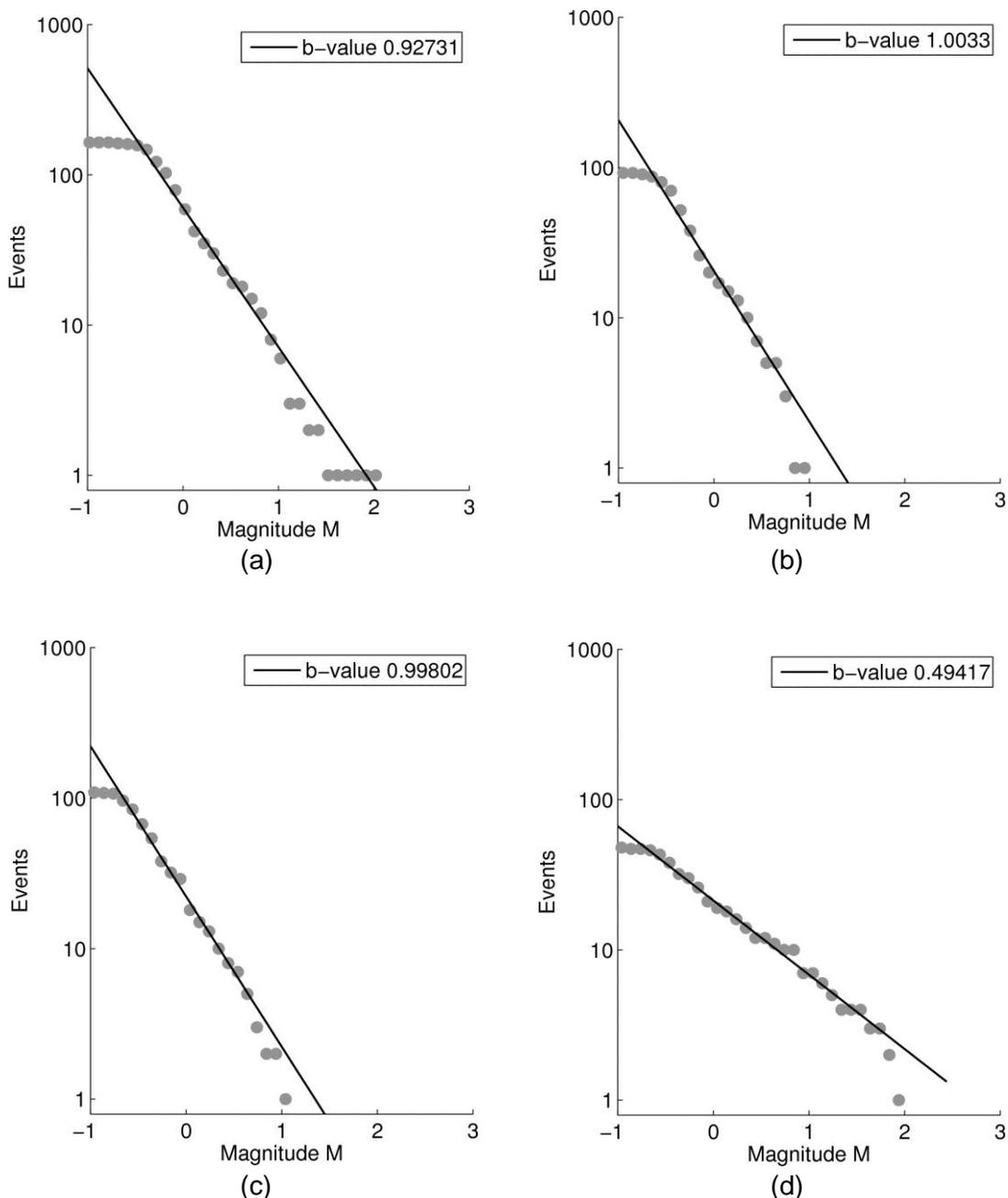


Abbildung 22: Magnituden-Häufigkeitsverteilungen der induzierten Ereignisse in Unterhaching für vier aufeinanderfolgende Zeiträume. (a) 01.01.2010 – 04.02.2011: b-Wert $b = 0,93$ und Seismogener Index $\Sigma = -4,8$, (b) 05.02.2011 – 10.03.2012: $b = 1,0$ und $\Sigma = -5,3$, (c) 11.03.2012 – 14.04.2013: $b = 1,0$ und $\Sigma = -5,2$, (d) 15.04.2013 – 30.04.2013: $b = 0,5$ und $\Sigma = -3,8$.

Da die induzierten Ereignisse in Unterhaching im Bereich der Re-Injektionsbohrung auftreten, kann geschlossen werden, dass in erster Näherung eine Proportionalität zwischen dem injizierten Volumen und der seismischen Aktivität besteht. Das bedeutet, dass der Seismogene Index anwendbar ist. In Kapitel 2.1.2 wurde diese Kenngröße für das Geothermie-Reservoir in

Unterhaching bereits vorgestellt. Der Seismogene Index ist für den Zeitraum Januar 2010 bis Dezember 2012 berechnet worden und es wurde gezeigt, dass er mit fortschreitender Injektionszeit konstant ist (siehe Abbildung 5 und Tabelle 1). Die zeitliche Unterteilung des Ereigniskatalogs ergibt für die drei, jeweils 400 Tage umfassenden Zeiträume stabile Werte des Seismogenen Index von ungefähr -5, welche auch dem Wert für den Gesamtzeitraum entsprechen. Hingegen wird für den letzten, allerdings nur zwei Wochen umfassenden Zeitraum ein erhöhter Seismogener Index von -3,8 ermittelt. Dieses ist eine Konsequenz sowohl aus dem niedrigen b-Wert der Magnituden-Häufigkeitsverteilung (Abbildung 22 (d)) sowie aus dem geringen injizierten Fluidvolumen in diesem Zeitraum.

Die in diesem Kapitel vorgestellten Untersuchungen haben veranschaulicht, dass Gemeinsamkeiten zur Stimulationsphase hinsichtlich der Skalierungseigenschaften induzierter Ereignisse bestehen. Sowohl die Ergebnisse der einfachen Simulationen als auch die Beobachtungen im Produktionsbetrieb in Unterhaching zeigen, dass die Hypozentren der induzierten seismischen Ereignisse im Umfeld der Injektion liegen. Demnach ist die Fließrate des injizierten Fluids wie auch in der Stimulationsphase eine Skalierungsgröße. Der Vergleich zwischen Simulation und Beobachtung macht aber deutlich, dass hier noch weitergehende Untersuchungen notwendig sind. Aufgrund des Zusammenhanges zwischen Re-Injektion und seismischer Aktivität sowie der Gültigkeit der Gutenberg-Richter Magnituden-Häufigkeitsverteilung ist das Konzept des Seismogenen Index zur Quantifizierung der seismotektonischen Eigenschaften anwendbar. Auch hier sind weitergehende Studien, welche zu einer genauen Bewertung der seismischen Gefährdung führen, zu empfehlen.

2.1.5 Einfluss elastischer Heterogenität auf die Bruchfestigkeit im Reservoir

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der Untersuchung der Statistik von Festigkeiten im Reservoir auf Grundlage von geomechanischen Modellierungen vorgestellt (Fragestellung 7 im Arbeitsplan). Die durchgeführten Arbeiten sind im Wesentlichen motiviert durch die nachfolgend genannten Problemstellungen:

- Welchen Einfluss hat elastische Gesteins-Heterogenität auf die Verteilung kritischer Porendruckänderungen, die zu sprödem Gesteinsversagen führen?
- Wie können kritische Porendruckänderungen im geomechanischen Kontext interpretiert werden?

Kenntnisse über die Spannungsverteilung in geothermalen Reservoirgesteinen sind notwendig um das Bruchverhalten prä-existenter Gesteinsdefekte während der Injektion von Fluid zu bestimmen. Wir analysieren den Einfluss elastischer Gesteinsheterogenität auf die Bruchfestigkeit dieser Defekte. Hierfür wird die elastische Heterogenität anhand akustischer Bohrloch Messdaten an einer Injektionslokation charakterisiert. Entsprechend den erhaltenen statischen Parametern elastischer Heterogenität wird ein repräsentatives Modell erstellt und ein extern homogenes Spannungsfeld angelegt. Spannungsfluktuationen, die durch die elastische Heterogenität des Modellmediums verursacht sind, werden bestimmt und durch geomechanische Betrachtungen mit kritischen Porendrücken in Verbindung gebracht, die zu sprödem Gesteinsversagen führen. Die Ergebnisse zeigen, dass Spannungen in elastisch heterogenen Gesteinen hoch heterogen verteilt sind. Eine Modellierungsstudie entsprechend elastischer Heterogenität entlang der Hauptbohrung der Kontinentalen Tiefbohrung (KTB) ergibt eine breite Verteilung kritischer Porendrücke zwischen -10 MPa und 20 MPa. Es bestehen starke Korrelationen zwischen der Verteilung elastischer Module, Spannung und Bruchfestigkeit in Gesteinen.

Die Hauptbohrung der Kontinentalen Tiefbohrung (KTB) im Südosten Deutschlands stellt eine exzellente Grundlage für die Bestimmung kritischer Porendrücke dar, da für diesen Standort sowohl akustische Bohrlochmessdaten, Dichtemessungen als auch Spannungsprofile zur Verfügung stehen (siehe Brudy et al., 1997). Bohrlochmessdaten liefern Informationen über die in-situ Verteilung elastischer Module in Gesteinen. Die Auswertung akustischer Bohrlochmessdaten verschiedener Standorte hat gezeigt, dass die Verteilung elastischer Eigenschaften in Gesteinen der Erdkruste hoch heterogen und von fraktaler Natur ist (Leary, 1997, Dolan et al, 1998).

Abbildung 23 (a-b) zeigt die Verteilung der elastischen Module entlang der KTB Hauptbohrung im Tiefenbereich 4400 m - 6100 m im kristallinen Grundgebirge. Scher- und Kompressionsmodul wurden aus P- und S-Laufzeitmessungen sowie Dichtemessungen entlang der Hauptbohrung bestimmt. Eine Fluidinjektion im Jahr 2000 hat im betrachteten Tiefenintervall einige seismische Ereignisse ausgelöst (Baisch et al., 2002). Das zeigt, dass der Spannungszustand nahe dem kritischen Zustand ist, der zu sprödem Gesteinsversagen führt.

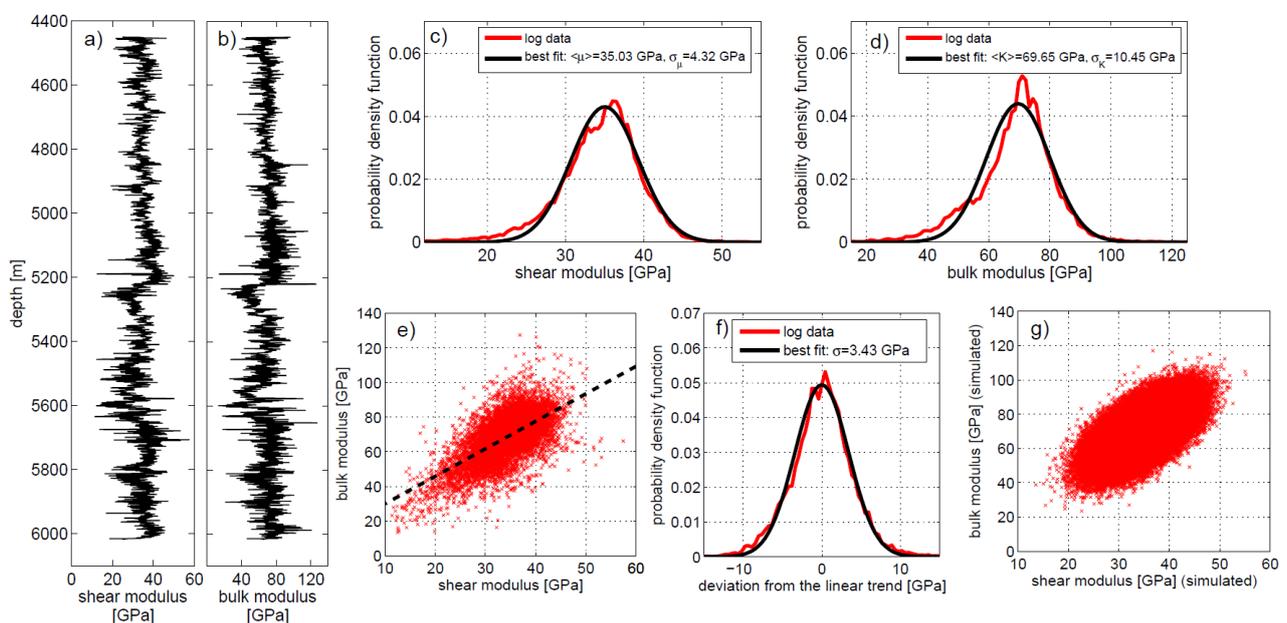


Abbildung 23: Elastische Heterogenität entlang der KTB Hauptbohrung. (a-b) Scher- und Kompressionsmodul entlang der Bohrung. Die Module wurden aus P- und S-Laufzeitmessungen und Dichtemessungen entlang der Hauptbohrung bestimmt. (c-d) Verteilung von Scher und Kompressionsmodul. (e-f) Zusammenhang der zwei elastischen Module. (g) Simulierte Zufallszahlenpaare. Die Zufallszahlenpaare repräsentieren Scher und Kompressionsmodul und entsprechen den gemessenen Werten entlang der Bohrung im statistischen Sinn. Abbildung aus Langenbruch und Shapiro (2012).

Um ein elastisch heterogenes Modellmedium entsprechend elastischer Heterogenität entlang der KTB Hauptbohrung zu erstellen, werden nun die statistischen Parameter der Verteilung von Scher- und Kompressionsmodul bestimmt. Abbildung 23 (c) und (d) zeigen die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen der elastischen Module (Abbildung 23 (a-b)). Die Module zeigen eine Gauß-Verteilung, aus der Mittelwerte und Standardabweichungen bestimmt werden. Abbildung 23 (e) zeigt, dass Scher- und Kompressionsmodul nicht unabhängig voneinander variieren. Um den Zusammenhang zwischen den Modulen zu berücksichtigen, wird die beste lineare Anpassung (e) und die existierende Abweichung bestimmt (Abbildung 23 (e-f)). Mit den ermittelten Parametern werden nun Zufallszahlenpaare erzeugt, die im statistischen Sinne den Messdaten entlang der Hauptbohrung entsprechen (Abbildung 23 (g)). Die simulierten Modulpaare

werden nun einem 3D Medium zugeordnet (Abbildung 24 (a)). Die Zuordnung erfolgt dabei zufällig. Dadurch sind Werte benachbarte Zellen des Modells nicht voneinander abhängig.

Da aber reale Gesteine räumliche Korrelationen ihrer elastischen Module aufweisen, wird im nächsten Schritt die Autokorrelationsfunktion der Modulverteilung entlang der Hauptbohrung ermittelt. Mithilfe der Autokorrelationsfunktion werden die Modellmedien dann entsprechend räumlich korreliert (Abbildung 24). Die Korrelation erfolgt durch eine Multiplikation im Wellenzahlbereich. Diese Korrelation wird für Scher- und Kompressionsmodul durchgeführt. Die entstehenden Verteilungen der elastischen Module entsprechen nun statistisch exakt der gemessenen Verteilung der Module entlang der Hauptbohrung. Das bedeutet, dass jedes 1D Profil durch die simulierten Medien, Mittelwerte und Standardabweichungen entsprechend der Messdaten aufweist. Außerdem entspricht auch die Beziehung zwischen den Modulen und deren Autokorrelationsfunktion den gemessenen Werten.

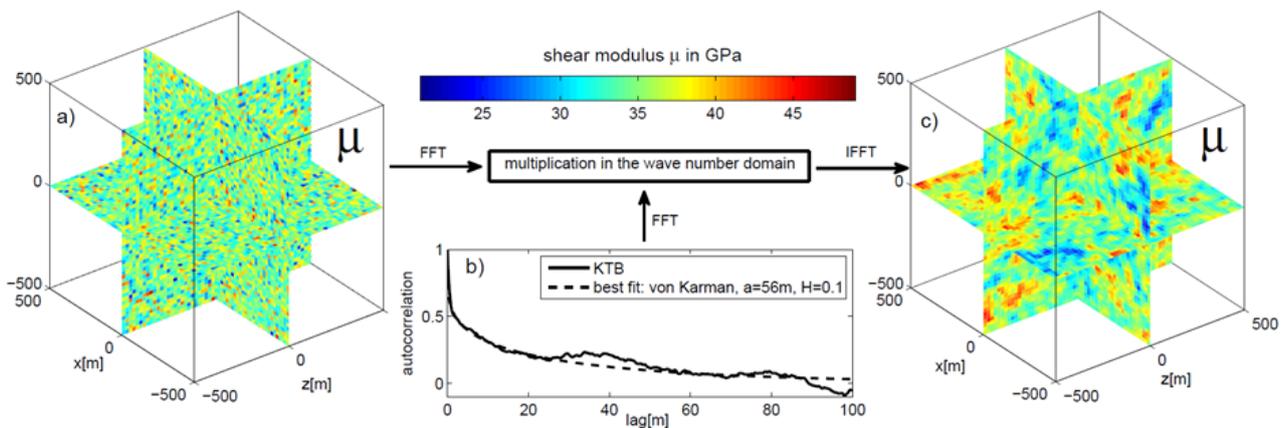


Abbildung 24: Räumliche Korrelation der Modellmedien am Beispiel des Schermoduls. (a) Räumlich nicht korreliertes Medium entsprechend den simulierten Werten (Abb. 23 g). (b) Autokorrelationsfunktion der Schermodulverteilung entlang der KTB Hauptbohrung. Die Korrelationsfunktion entspricht der von Karman Funktion. (c) Durch eine Multiplikation im Wellenzahlbereich wird das Medium räumlich korreliert. Abbildung aus Langenbruch und Shapiro (2012).

Um den Einfluss der elastischen Heterogenität des erstellten repräsentativen Modells zu bestimmen, wird ein externes, homogenes Spannungsfeld angelegt und entstehende Spannungsfuktuationen im Inneren des Modells werden bestimmt. Die Berechnung erfolgt mit dem Finite-Element Programm Abaqus. Kompressionsspannungen werden im Folgenden immer positiv definiert.

Die Hauptspannungen des externen Spannungsfeldes werden aus Spannungs- und Porendruckprofilen entlang der KTB Hauptbohrung (Ito und Zoback, 2000, Huenges et al., 1997) definiert. Die folgenden Spannungen werden an das elastisch heterogene Modell angelegt:

$$\sigma_{1e} = 180,9 \text{ MPa} = \sigma_{yy}, \sigma_{2e} = 89,1 \text{ MPa} = \sigma_{zz}, \sigma_{3e} = 45,9 \text{ MPa} = \sigma_{xx} \quad (22)$$

Diese Werte entsprechen der maximalen horizontalen, vertikalen und minimalen horizontalen effektiven Hauptspannung in einer Tiefe von 5400 m. Die Auswertung des Abaqus Modells ergibt den kompletten Spannungstensor für jede Zelle des Modellmediums.

Abbildung 25 zeigt die effektiven Normalspannungskomponenten im Modell. Die Ergebnisse zeigen, dass die elastische Heterogenität der KTB Gesteine signifikante Spannungsfluktuationen zur Folge hat. Die in Abbildung 25 gezeigten Spannungskomponenten entsprechen nicht exakt den Orientierungen der Hauptspannungen im Inneren des Modells, weil die elastische Heterogenität Rotationen der Hauptspannungskomponenten verursacht. Die Bestimmung der Hauptspannungen zeigt, dass die elastische Heterogenität geringe Rotationen von bis zu 6° zur Folge hat.

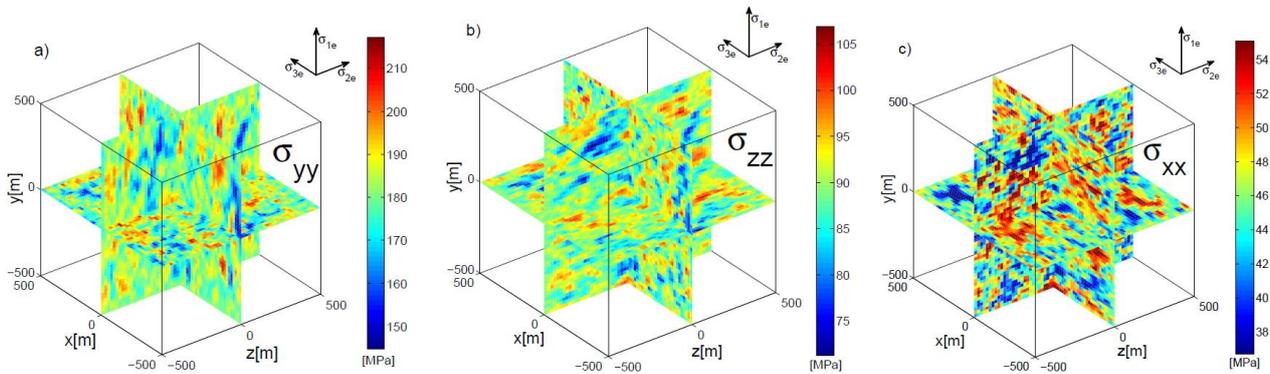


Abbildung 25: Ergebnis der Abaqus Spannungsmodellierung. Die Abbildung zeigt die effektive Normalspannung in y, z und x Richtung. Die Farbskala ist auf +/- 20% der extern angelegten Spannungskomponenten skaliert. Die elastische Heterogenität der KTB Gesteine resultiert in signifikanten Spannungsfluktuationen. Abbildung aus Langenbruch und Shapiro (2012).

Abbildung 26 zeigt die Mohr-Kreis Darstellung der berechneten Hauptspannungskomponenten für 5000 zufällig ausgewählte Zellen des Modells und die extern angelegten Spannungen. Es ist klar ersichtlich, dass alle drei Hauptspannungskomponenten aufgrund der elastischen Heterogenität starke Fluktuationen erfahren.

Für die Berechnung der kritischen Porendruckänderungen, die zu sprödem Gesteinsversagen führen, wird das Mohr-Coulomb Bruchkriterium verwendet:

$$\tau = S_0 + \mu(\sigma_N - p) \quad (23)$$

τ und σ_N entsprechen der Scher- und Normalspannung, welche auf eine prä-existierende Bruchfläche mit gegebener Orientierung wirken. S_0 ist die Kohäsion, die durch die Scherspannung gegeben ist, welche eine Bruchfläche in Abwesenheit von Normalspannungen reaktiviert. p ist der Porendruck und μ beschreibt den Reibungskoeffizienten.

Seismische Ereignisse, die während der hydraulischen Stimulation geothermischer Reservoirs auftreten, werden hauptsächlich durch Porendruckänderungen im Porenraum des Gesteins ausgelöst, welche durch das Einpressen von Fluid entstehen. Wir bestimmen nun die kritischen Porendruckänderungen C die in einer gegebenen Lokation zu sprödem Gesteinsversagen, d.h. einem seismischen Ereignis, führen. Entsprechend Gleichung 23 sind diese Porendruckänderungen gegeben durch:

$$C = \sigma_N + \frac{S_0 - \tau}{\mu} \quad (24)$$

Hier werden minimale kritische Porendruckänderungen betrachtet, die für optimal orientierte, kohäsionslose ($S_0 = 0$) Bruchflächen gegeben sind. Diese Porendruckänderungen beschreiben also minimale Änderungen, die an einem gegebenen Ort zu einem Gesteinsversagen führen können. Der Reibungskoeffizient wird als konstant und auf $\mu = 0,8$ fixiert. Die kritischen Porendrücke sind anschaulich durch den horizontalen Abstand der individuellen Mohr-Kreise zum Mohr-Coulomb Bruchkriterium gegeben (siehe Abbildung 26).

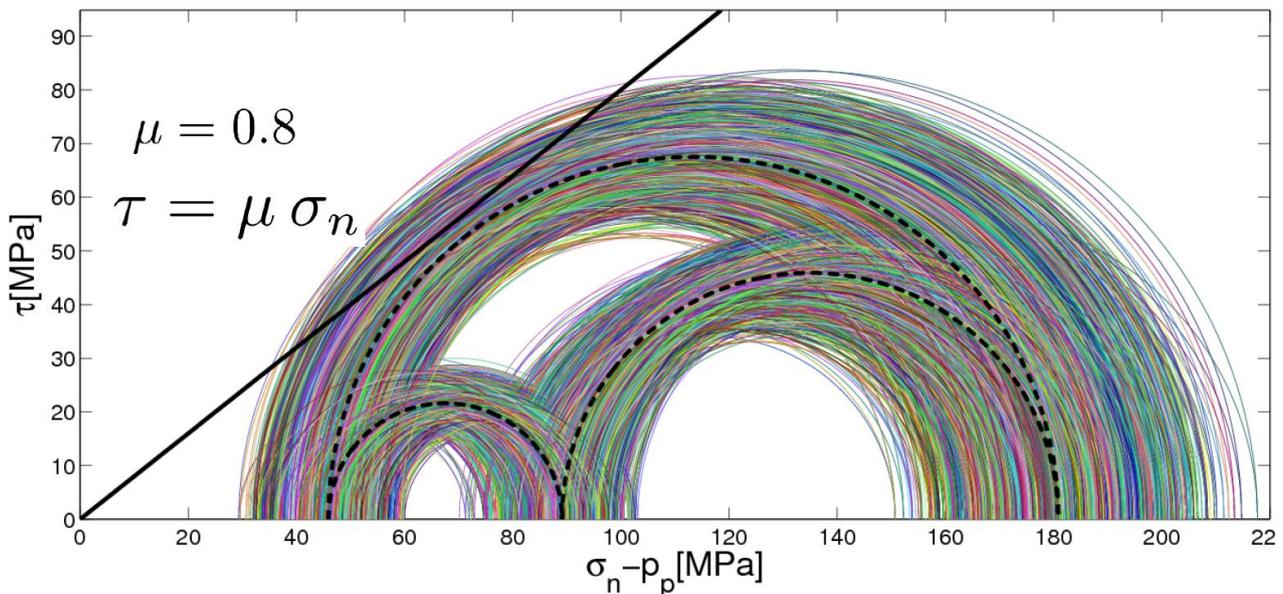


Abbildung 26: Hauptspannungskomponenten in 5000 zufällig ausgewählten Zellen des elastisch heterogenen Modellmediums. Die Abbildung zeigt auch die Mohr-Kreis Repräsentation der extern angelegten Hauptspannungen (schwarz gestrichelt) und das Mohr-Coulomb Bruchkriterium zur Bestimmung der kritischen Porendruckänderungen (schwarz).

In Abbildung 27 ist die Verteilung der berechneten kritischen Porendruckänderungen des KTB Gesteinsmodells dargestellt. Das Ergebnis zeigt, dass die kritischen Porendrücke hoch heterogen verteilt sind. Zellen des Modells, die durch kritische Porendrücke kleiner den durch die Gezeiten bedingten Änderungen (zirka 1000 Pa) charakterisiert sind, versagen bereits ohne Erhöhung des Porendrucks. Dieses Ergebnis kann durch das Auftreten natürlicher Seismizität im Gebiet der KTB erklärt werden (siehe Dahlheim et al., 1997). Der beobachtete Wertebereich der kritischen Porendrücke in Abbildung 27 stimmt mit Ergebnissen von Rothert und Shapiro (2007) überein. Die Autoren rekonstruieren kritische Porendrücke aus der räumlich-zeitlichen Verteilung fluid-induzierter Seismizität in Kristallin- und Sedimentgesteinen.

Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass bereits geringe Porendruckänderungen zum Auftreten fluid-induzierter Seismizität führen können. In den stabilsten Bereichen des Gesteins entlang der KTB Hauptbohrung sind hingegen Porendruckänderungen von mehr als 20 MPa notwendig, um Gesteinsversagen auszulösen. Die Modellierungsstudie zeigt weiterhin, dass Spannungen in Gesteinen hoch heterogen verteilt sind. Ursprung dieser Spannungsfluktuationen ist die elastische Gesteinsheterogenität. Die hier präsentierten Ergebnisse können helfen, die Auftretswahrscheinlichkeiten fluid-induzierter Seismizität in Folge von hydraulischen

Reservoirstimulationen im Vorfeld durch eine Analyse akustischer Bohrlochmessdaten zu bestimmen.

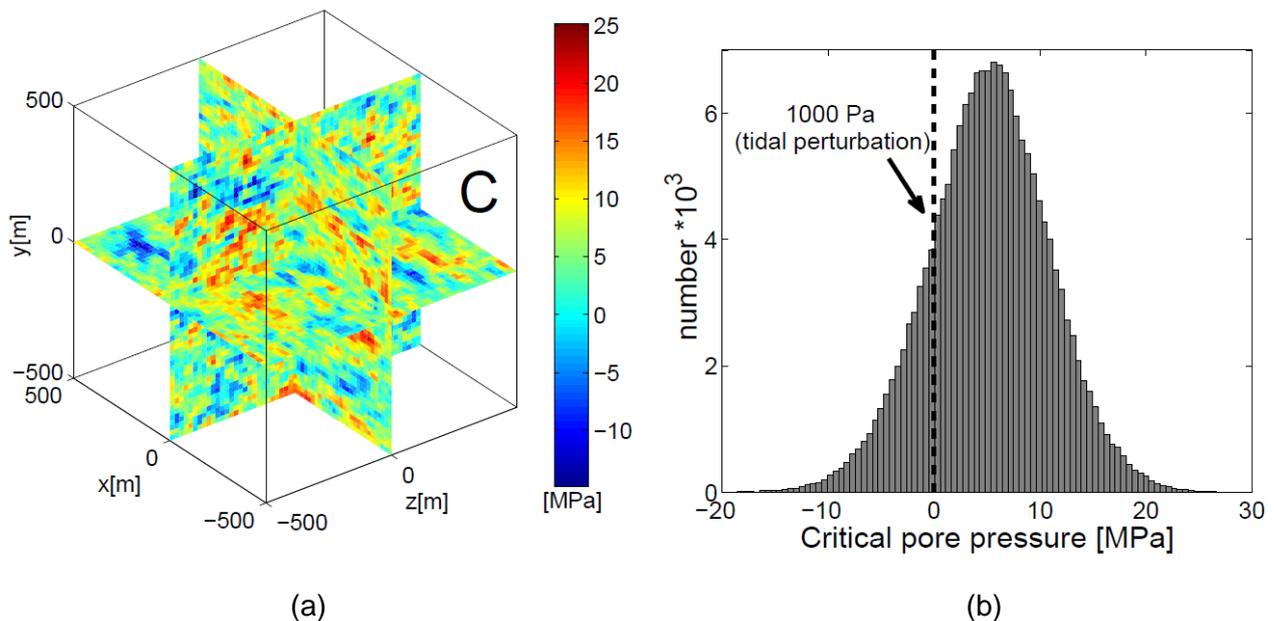


Abbildung 27: Kritische Porendruckänderungen im Gesteinsmodell der KTB. (a) Räumliche Verteilung der kritischen Porendruckänderungen. (b) Histogramm der berechneten kritischen Porendruckänderungen. Abbildung aus Langenbruch und Shapiro (2012).

2.1.6 Einfluss hydraulischer Heterogenität auf die Porendruckänderung

In diesem Kapitel werden unsere Untersuchungen hinsichtlich der Signifikanz von hydraulischer Heterogenität für die Statistik fluid-induzierte Seismizität vorgestellt. Im Fokus hierbei steht die Beeinflussung der Porendruckänderungen, welche durch die Injektion von Fluid verursacht werden, aufgrund einer im Reservoir heterogen verteilten Permeabilität. Wie bereits angemerkt, tragen die Porendruckänderungen wesentlich zum Auslösen fluid-induzierter Ereignisse bei. Somit erlaubt diese Studie auch die Beurteilung der Bedeutung von hydraulischer Heterogenität für den Auslöseprozess.

Die hier vorgestellten Analysen basieren auf der Verwendung von Bohrlochmessungen an der Kontinentalen Tiefbohrung (KTB) zur Konstruktion eines hydraulisch heterogenen Modellmediums. Von wesentlichem Interesse ist der Tiefenbereich 4400 m - 6000 m, da hier in Folge einer Fluidinjektion seismische Ereignisse induziert wurden (Baisch et al., 2002). Zur Bestimmung der Permeabilitätsverteilung entlang der Hauptbohrung werden Algorithmen von Peschnig et al. (1997) und Pape et al. (1999) verwendet. Es ist anzumerken, dass die Eingangsdaten mit einem *moving average filter* vorprozessiert worden sind, um Einflüsse des Messgerätes auf die Bohrlochmessungen zu unterdrücken. Die hergeleiteten Bohrlochprofile der Porosität und der Permeabilität sind in Abbildung 28 (a) gezeigt. Es wird deutlich, dass sich die Fluktuationen der Permeabilität entlang der Bohrung über drei Größenordnungen erstrecken, mit einem Mittelwert von zirka 10^{-18} m^2 . Die ermittelten Variationen sind in sehr guter Übereinstimmung mit Labormessungen an Bohrlochkernen, welche für den Tiefenbereich von 4200 m bis 5000 m Permeabilitäten von 10^{-20} m^2 bis 10^{-16} m^2 ergaben (Nover et al., 1995). Für unsere numerischen Simulationen wird die hydraulische Diffusivität D benötigt, welche nach Rudnicki (1986) aus der Permeabilität κ berechnet werden kann:

$$D = \frac{\kappa}{\eta} \frac{(\lambda_u - \lambda)(\lambda + 2\mu)}{\alpha^2(\lambda_u + 2\mu)} \quad (25)$$

Hierbei ist η die Viskosität des Fluids im Porenraum. Des Weiteren beinhaltet Gleichung 25 die Lamé Parameter λ_u , λ und μ sowie den Biot-Koeffizient α . Diese (poro)elastischen Module sind wie die zuvor bestimmten Größen Porosität und Permeabilität aus Bohrlochmessungen an der KTB berechnet worden. Das aus Gleichung 25 resultierende Bohrlochprofil der hydraulischen Diffusivität ist in Abbildung 28 (a) dargestellt. Auch hier sind starke Fluktuationen über den untersuchten Tiefenbereich deutlich erkennbar. Die sehr gute Korrelation zwischen den Fluktuationen von Porosität und von Diffusivität entlang der Bohrung wird durch die Darstellung in logarithmischer Skala veranschaulicht (Abbildung 28 (b)). Der entsprechende Korrelationskoeffizient liegt bei etwa 90 Prozent.

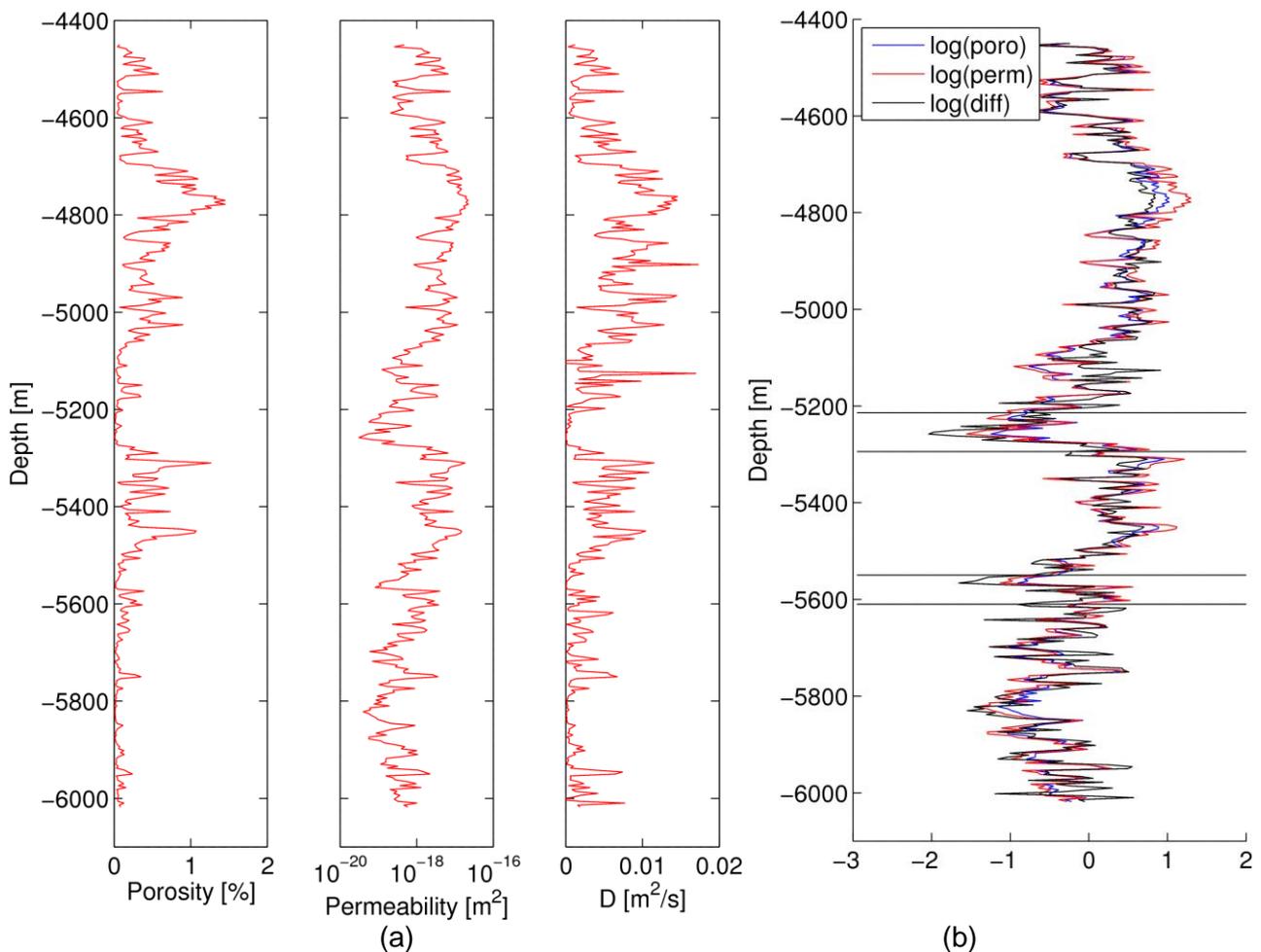


Abbildung 28: Berechnete Bohrlochprofile entlang der KTB Hauptbohrung. (a) Porosität (links), Permeabilität (mitte) und hydraulische Diffusivität (rechts). (b) Korrelationsplot der Logarithmen von Porosität, Permeabilität und Diffusivität (zur Vergleichbarkeit sind die Profile um ihren Mittelwert korrigiert worden). Horizontale Linien markieren zwei Bereiche mit Fazieswechsel (Ampibolit → Gneiss) (Peschnig et al., 1997). Werte aus den Gneiss-Zonen wurden in der weiteren Analyse nicht berücksichtigt. Abbildung aus Dinske et al. (2013b).

Ähnlich zu der bereits im vorherigen Kapitel beschriebenen Vorgehensweise wird nun ein hydraulisch heterogenes Modellmedium basierend auf den statistischen Eigenschaften des Diffusivitätsprofils entlang der Hauptbohrung generiert. Wie die Abbildung 29 (a) zeigt, entspricht

die Wahrscheinlichkeitsdichte-Funktion (PDF) der Fluktuationen von hydraulischer Diffusivität der einer Log-Normalverteilung, das heißt einer Normalverteilung im logarithmischen Bereich. Der Mittelwert und die Standardabweichung der Verteilungsfunktion werden dann zur Erzeugung von log-normal-verteilten Zufallszahlen verwendet, welche einem 2D Modell mit 1000 x 1000 Zellen zufällig zugewiesen werden. Diese zufällige Zuordnung resultiert in einem hydraulisch heterogenen Medium mit räumlich unkorrelierten Fluktuationen der Diffusivität.

Wie auch im Falle elastischer Heterogenität (siehe Kapitel 2.1.5), repräsentieren räumlich unkorrelierten Fluktuationen keine adäquate Beschreibung für reale Gesteine. Es ist bekannt, dass die Fluktuationen von Parametern in der Gesteinsphysik (wie auch in der Physik im Allgemeinen) im Spektralbereich entsprechend einem Potenzgesetz skalieren (Bak et al., 1987, Leary, 1997, Leary und Al-Kindy, 2002, Langenbruch und Shapiro, 2014). Das Leistungsdichtespektrum (PSD) der hergeleiteten hydraulischen Diffusivitätsverteilung entlang der KTB Hauptbohrung, welches in Abbildung 29 (b) dargestellt ist, verdeutlicht dieses Skalierungsverhalten. Es weist eine Potenzgesetz-Abhängigkeit von der Wellenzahl k entsprechend $k^{-\beta}$, mit Exponent β in der Größenordnung 1, über den gesamten Bereich auf, was eine räumliche Struktur mit selbst-ähnlichen, skalen-invarianten (fraktalen) Eigenschaften impliziert. Die fraktale Dimension lässt sich aus dem Exponenten bestimmen (siehe z.B. Dolan et al., 1998). Im Fall des KTB Gesteins ist die fraktale Dimension ist $D_f = 1,984$ für das 1D Bohrlochprofil und entsprechend $D_f = 2,984$ für das 2D Modellmedium (Dinske et al., 2013b). Die hohen Werte zeigen, dass die räumliche Struktur der hydraulischen Heterogenität einen hohen Grad an Komplexität aufweist. Die räumliche Korrelation wird nun durch eine Multiplikation des 2D Diffusivitätsfeldes mit der Quadratwurzel der $1/k$ Potenzgesetz-Skalierung im Wellenzahlbereich realisiert.

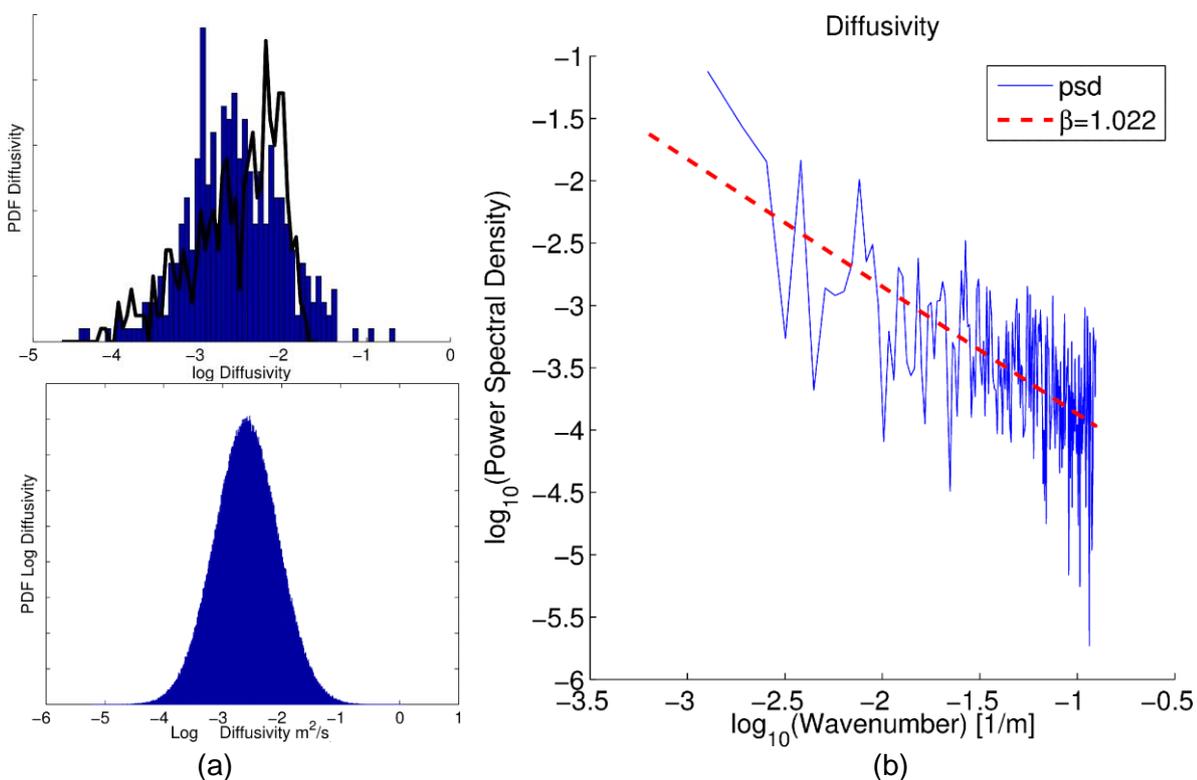


Abbildung 29: (a) Beobachtete (oben) und simulierte (unten) Wahrscheinlichkeitsdichte-Funktion (PDF) der Fluktuationen hydraulischer Diffusivität in logarithmischer Skala. (b) Leistungsdichtespektrum (PSD der hydraulischen Diffusivität). Abbildung aus Dinske et al. (2013b).

Um den Einfluss hydraulischer Heterogenität auf die Porendruckänderungen in Folge einer Fluidinjektion zu untersuchen, werden numerische Modellierungen der Porendruck-Diffusion im Finite-Element Programm COMSOL durchgeführt. Die Simulation einer Injektion wird mittels einer Linienquelle von 100 m Länge im Zentrum der 2D Modellmedien und mit einer Quellstärke von 10 MPa realisiert. Hier werden die Porendruckänderungen in zwei verschiedenen zufälligen Realisationen eines hydraulisch heterogenen, fraktalen Modellmediums (d.h. sie sind charakterisiert durch die gleichen statistischen Eigenschaften PDF und PSD) sowie in einem homogenen Medium näher betrachtet (Abbildung 30). In letztgenanntem entspricht die hydraulische Diffusivität einer effektiven Diffusivität der heterogenen Medien, das heißt, sie ist gleich dem Mittelwert der PDF der Verteilung ihrer Fluktuationen. Das Ergebnis der Modellierungen ist in Abbildung 31 für zwei unterschiedlich lange Injektionszeiträume (10 Tage und 20 Tage) illustriert.

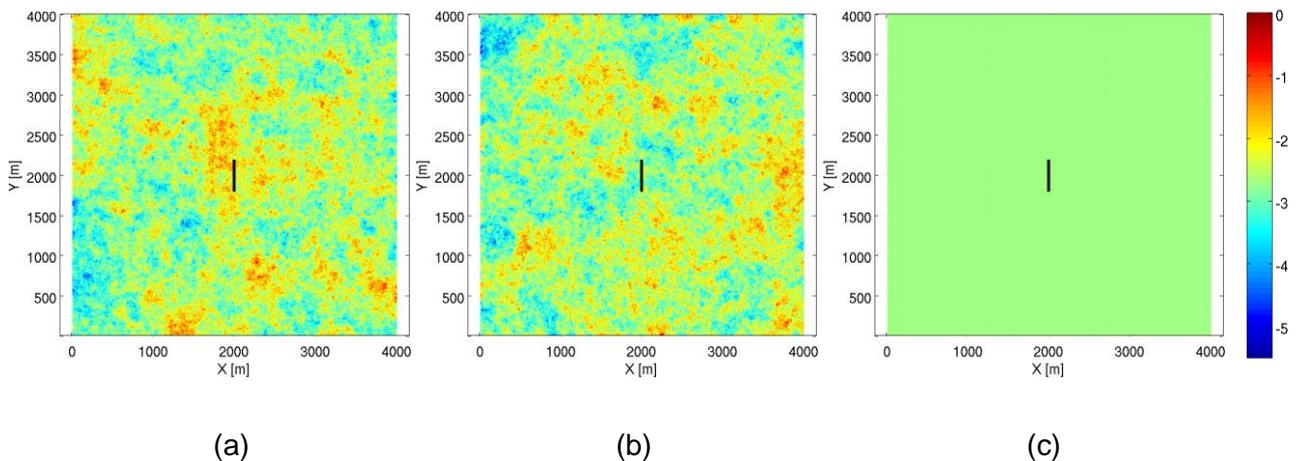


Abbildung 30: (a) und (b) Zwei Realisationen eines fraktalen Modellmediums mit heterogener Verteilung der hydraulischen Diffusivität. (c) Homogenes Modellmedium mit einer Diffusivität gleich dem Mittelwert log-normalverteilter Fluktuationen der Diffusivität in (a) und (b) (effektive hydraulische Diffusivität). Darstellung der Diffusivität in logarithmischer Skala. Schwarze Linie symbolisiert Injektionsquelle.

Ogleich die wesentliche Signatur des Diffusionsprozesses – die exponentielle Abnahme der Perturbation des Porendrucks mit Entfernung von der Quelle – erhalten bleibt, sind Unterschiede zwischen den hydraulisch heterogenen und dem homogenen Modellmedium erkennbar. Dieses betrifft sowohl die Form als auch die maximale Ausbreitung der Porendruckänderung. Aber auch die Magnitude der Porendruckänderung ist von der Verteilung der hydraulischen Diffusivität im Modellmedium beeinflusst. Dieses wird anhand eines direkten Vergleiches zwischen heterogenem und homogenem Modell deutlich. Abbildung 32 zeigt die entsprechende Differenz der simulierten Porendruck-Felder nach 20 Tagen Injektion. In Abhängigkeit von der Realisation des Zufallsmediums sind Bereiche sowohl stark erhöhter als auch erniedrigter Porendruckperturbation in der Größenordnung von mehr als 1 MPa erkennbar, insbesondere in der näheren Umgebung zur Injektionsquelle. Eine weitere interessante Charakteristik, welche sich in den hydraulisch heterogenen Modellmedien beobachten lässt, ist die Ausbildung von Fließwegen entlang derer der Injektionsdruck transportiert wird (Abbildung 33). Diese ausgeprägten Kanäle verbinden die Gebiete hoher hydraulischer Diffusivität. Da die Diffusivität verknüpft ist mit der Porosität (vgl. mit Abbildung 28 (b)), lässt sich vermuten, dass die Fließwege, als ein Ergebnis der Modellierung in den heterogenen Medien, hoch-permeable Strukturen, z.B. Klüfte und Brüche, in niedrig-permeabler Gesteinsmatrix reflektieren.

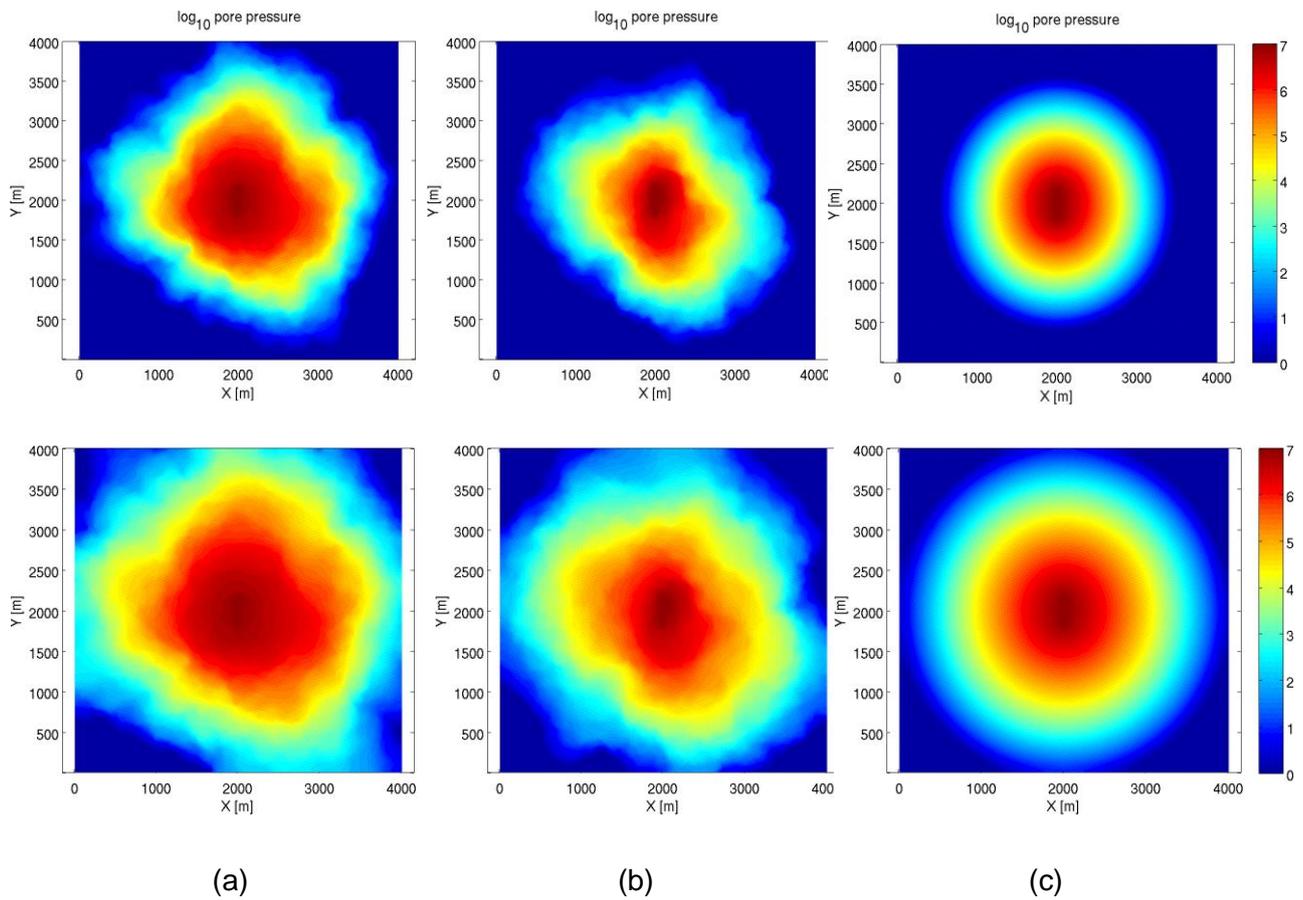
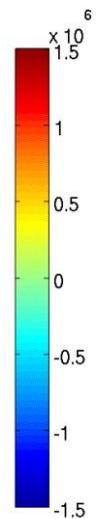


Abbildung 31: Ergebnis der numerischen Simulation von Porendruckperturbationen als Folge von Fluidinjektionen in den Modellmedien gezeigt in Abbildung 30 (a), (b) und (c). Darstellung des Porendrucks in logarithmischer Skala. Obere Panels zeigen die Porendruckänderungen nach 10 Tagen Injektion, untere Panels zeigen die Porendruckänderungen nach 20 Tagen Injektion.



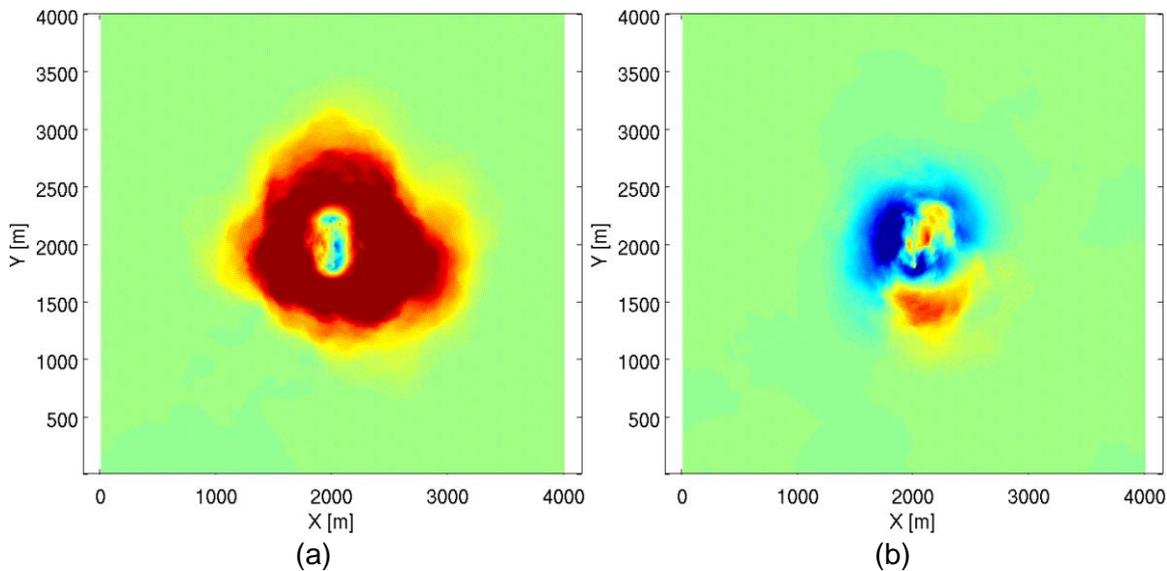


Abbildung 32: Unterschiede in den Porendruckänderungen zwischen hydraulisch heterogenen und homogenen Modellmedien nach 20 Tagen Injektion ($\Delta p(\text{heterogen-homogen})$). (a) und (b) entsprechen den zwei Realisationen eines fraktalen Modellmediums mit heterogener Verteilung der hydraulischen Diffusivität dargestellt in Abbildung 30 (a) und (b).

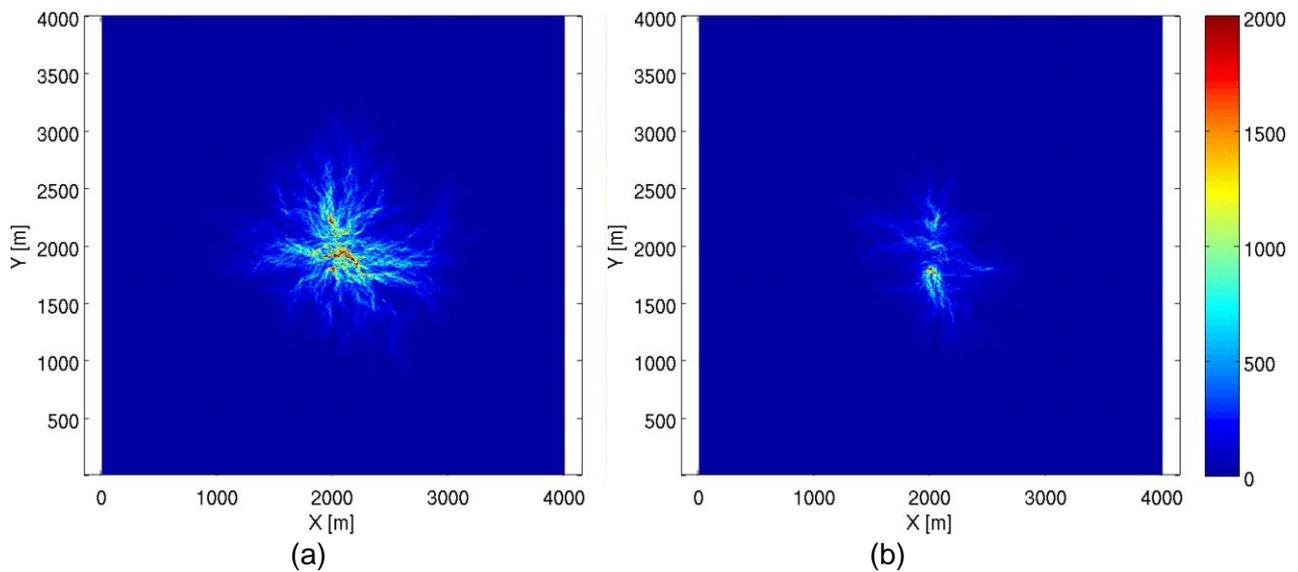
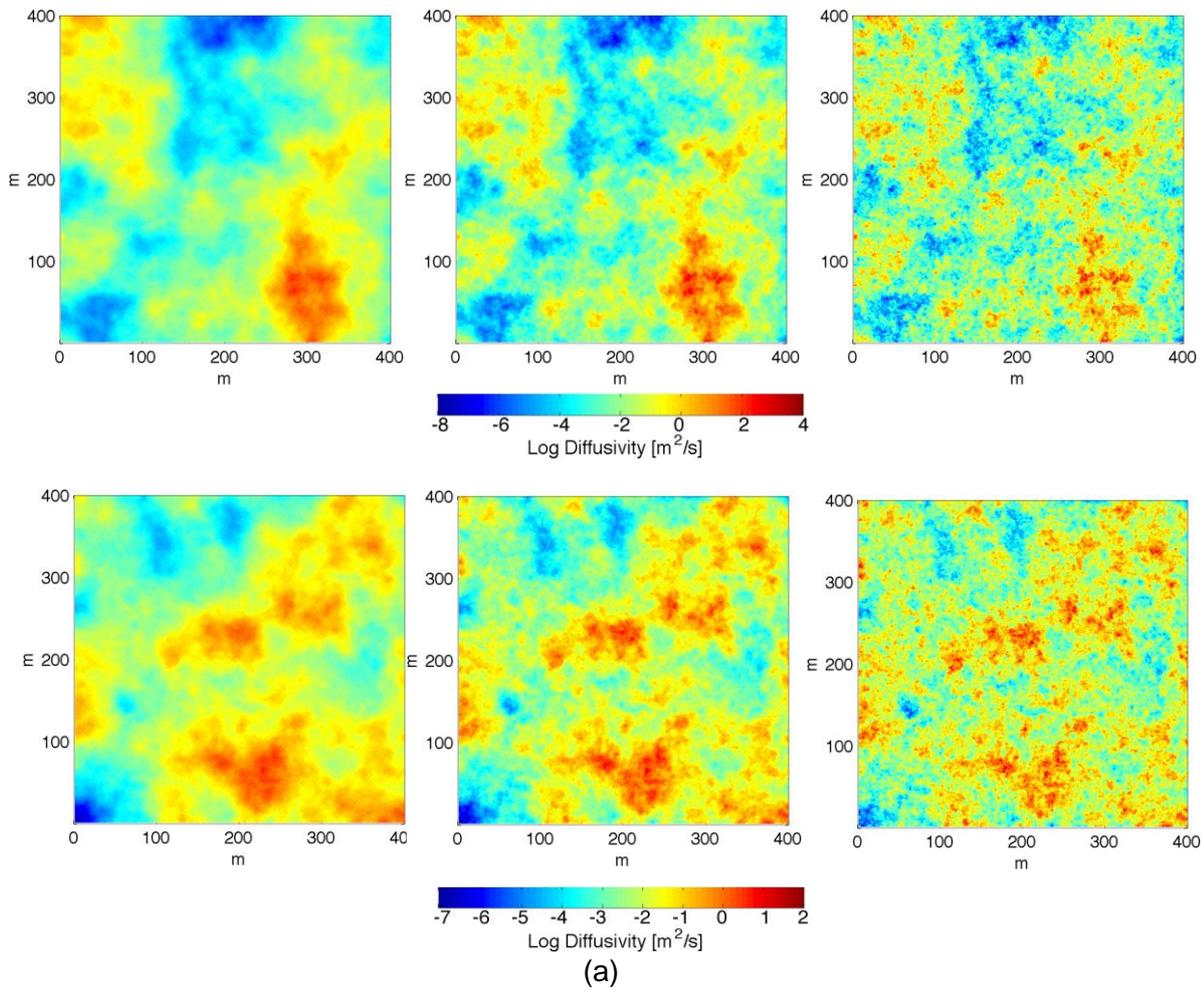


Abbildung 33: Ausbildung von Fließwegen bevorzugten Drucktransports, gekennzeichnet durch eine hohe Magnitude des diffusiven Flusses (in Pa/s/m^2). (a) und (b) entsprechen den zwei Realisationen eines fraktalen Modellmediums mit heterogener Verteilung der hydraulischen Diffusivität dargestellt in Abbildung 30 (a) und (b).

Um im Detail zu verstehen, wie sich die Heterogenität der hydraulischen Eigenschaften von Reservoir-Gestein auf die induzierten Porendruckänderungen auswirkt, sind Fluidinjektionen in hydraulisch heterogenen Medien, welche charakterisiert sind durch eine zunehmende fraktale Dimension, simuliert worden. Hier werden beispielhaft zwei verschiedene 2D Modellmedien, jeweils mit den fraktalen Dimensionen $D_f = 2,1$, $D_f = 2,5$ und $D_f = 2,9$, betrachtet. Abbildung 34 zeigt die Verteilung der hydraulischen Diffusivität für die zwei Realisationen. Es ist erkennbar, dass sich der Grad der Komplexität der heterogenen Struktur mit zunehmender fraktaler Dimension deutlich erhöht.

Abbildung 35 zeigt die Ergebnisse der Modellierung von Porendruckperturbationen als Folge einer Fluidinjektion mit einem Injektionsdruck von 1 MPa über einen Zeitraum von fünf Tagen. Dargestellt ist die Differenz in den Porendruckänderungen zwischen hydraulisch homogenen

Modellmedium und den unterschiedlichen hydraulisch heterogenen Medien. Zunächst ist es ersichtlich, dass die zwei Realisationen eines Zufallsmediums mit den gleichen statistischen Eigenschaften (Mittelwert und Standardabweichung log-normal verteilter Diffusivität) zu unterschiedlichen Ergebnissen hinsichtlich des Drucktransports führen. In den unteren Panels der Abbildung 35 sind die Porendruckänderungen im nahezu gesamten heterogenen Modellmedium größer als im homogenen (effektiven) Modell, wohingegen die Ergebnisse für die erste Modellrealisation, dargestellt in den oberen Panels der Abbildung 35, veranschaulichen, dass Bereiche höherer als auch große Gebiete mit niedrigeren Porendruckänderungen im Vergleich zum homogenen Modell koexistieren. Mit Zunahme der fraktalen Dimension wird in beiden heterogenen Modellrealisationen aber auch eine Verringerung der Unterschiede zum hydraulisch homogenen Modell beobachtet. Das bedeutet, dass eine hohe fraktale Dimension offenbar zu einer scheinbaren Homogenisierung der heterogenen Struktur, zumindest in Bezug auf die Porendruck-Diffusion, führen.



$D_f = 2,1$

$D_f = 2,5$

$D_f = 2,9$

Abbildung 34: (a) und (b) zeigen zwei Realisationen eines hydraulisch heterogenen Modellmediums mit jeweils zunehmender fraktaler Dimension D_f . Darstellung der Diffusivität in natürlich-logarithmischer Skala.

Diese Beobachtung hat auch Auswirkungen auf fluid-induzierte Seismizität in hydraulisch heterogenen Medien. In hydraulisch heterogenen Medien, welche durch eine niedrige fraktale Dimension charakterisiert sind und die in relativ großen Abweichungen in den Porendruckänderungen im Vergleich zum hydraulisch homogenen Medium resultieren, sind folgerichtig hohe Unterschiede in der Anzahl induzierter seismischer Ereignisse zu erwarten. Mit zunehmender fraktaler Dimension der räumlichen Struktur der heterogenen Verteilung der Diffusivität und der damit einhergehenden Annäherung der Porendruckperturbation hin zur Perturbation bei einer homogenen Verteilung lässt vermuten, dass sich die Seismizitätsraten in beiden Fällen annähern.

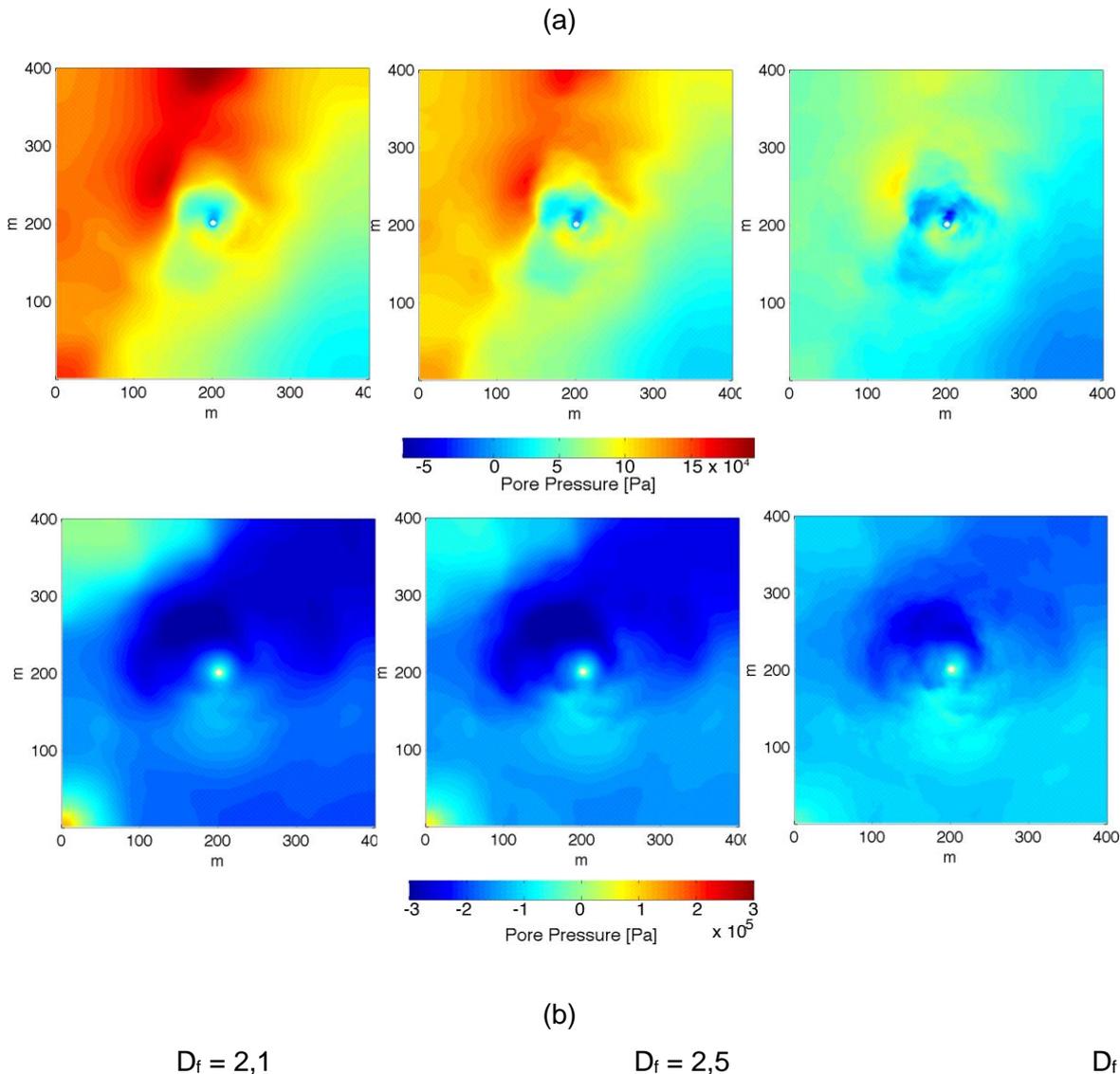


Abbildung 35: Unterschiede in den Porendruckänderungen zwischen hydraulisch homogenen und heterogenen Modellmedien mit zunehmender fraktaler Dimension D_f nach 5 Tagen Injektion

($\Delta p(\text{homogen-heterogen})$). (a) und (b) entsprechen den zwei Realisationen einer heterogenen Verteilung der hydraulischen Diffusivität dargestellt in Abbildung 34.

Diese Vermutung kann auf der Grundlage synthetisch generierter Ereignisse geprüft werden. Hierzu sind entsprechend der zuvor beschriebenen Vorgehensweise Ereigniskataloge erstellt worden (siehe z.B. Kapitel 2.1.2). Beispielhaft wird nachfolgend eine Realisation eines heterogenen Modells ähnlich dem in Abbildung 35 (a) gezeigten Modell, das heißt, die Porendruckänderungen im heterogenen Modell sind geringer als im homogenen Medium, kurz diskutiert. Ein Vergleich der Seismizitätsraten und der kumulativen Anzahl, dargestellt in Abbildung 36, bestätigt die Hypothese. Die Anzahl seismischer Ereignisse für die Modellrealisation mit einer hohen fraktalen Dimension liegt bei zirka 90 Prozent der Ereignisanzahl im hydraulisch homogenen Modellmedium. Mit geringer werdender fraktaler Dimension der heterogenen Struktur nimmt die Ereignisanzahl stetig ab und liegt für $D_f = 2,1$ bei etwa 75 Prozent in Relation zur Anzahl im homogenen Medium. Kein Unterschied zwischen dem homogenen und den heterogenen Modellmedien lässt sich in Bezug auf die relative Aktivität feststellen. Der zeitliche Verlauf der Seismizität weist die gleiche Signatur, d.h. eine nahezu konstante Rate, auf.

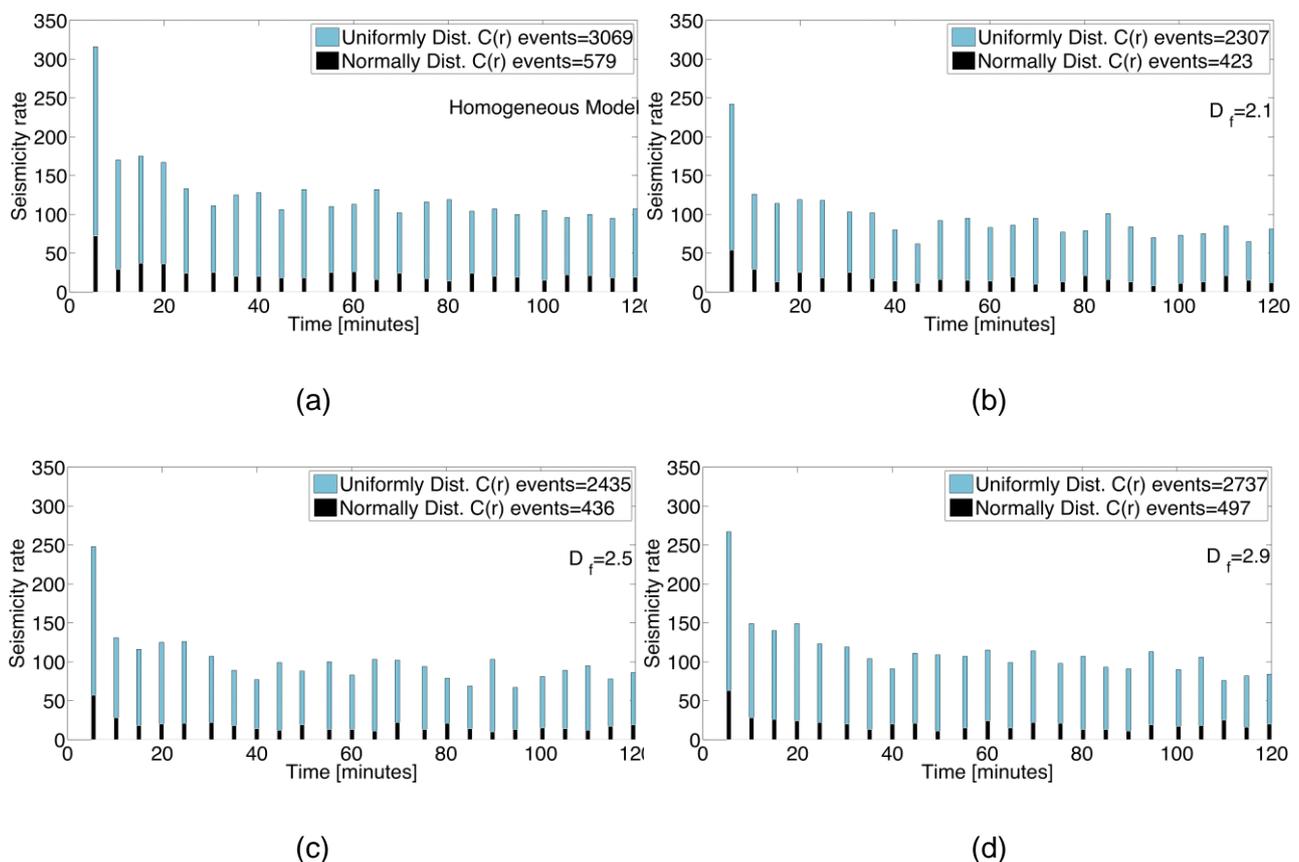


Abbildung 36: Aktivitätsrate synthetischer Seismizität als Ergebnis der Simulation von Fluid-Injektionen in hydraulisch heterogenen Medien. (a) Homogenes Referenzmodell, (b), (c) und (d) heteroge Modellmedien mit zunehmender fraktaler Dimension D_f .

Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass sich hydraulische Heterogenität auf die Porendruckänderung in Folge einer Injektion und somit auf das Auftreten fluid-induzierter Seismizität auswirken kann. Die hier gemachten Beobachtungen hinsichtlich des Einflusses des Grades der Komplexität der heterogenen Struktur (fraktale Dimension) auf den Diffusionsprozess legen aber nahe, dass im Fall hoher Komplexität eine scheinbare Homogenisierung eintritt. Das bedeutet, die Unterschiede sind dann im Vergleich zu einer homogenen Verteilung der hydraulischen Transporteigenschaften weniger groß. Das Beispiel KTB hat veranschaulicht, dass

Fluktuationen der Diffusivität entlang des Bohrlochs eine hohe strukturelle Komplexität aufweisen. Ähnliches wird auch an anderen Standorten beobachtet (siehe z.B. Leary und Al-Kindy, 2002, Langenbruch und Shapiro, 2014). Zusätzlich ist anzumerken, dass die Anwendung der hier vorgestellten Analyse aufgrund der anspruchsvollen numerischen Modellierungen limitiert ist.

2.1.7 Einfluss von Kopplungsphänomenen (Poroelastizität und Thermoelastizität) und nichtlineare Diffusion

In einer weiteren Fragestellung der im Rahmen des Projekts durchgeführten Untersuchungen geht es um poro- und thermoelastische Kopplungseffekte und um nichtlineare Porendruck-Diffusion. Hierbei steht eher das physikalische Prozessverständnis im Vordergrund. Der erste Teil widmet sich kurz dem Einfluss von Kopplungseffekten auf die Spannungsänderungen im Reservoir. Im zweiten Teil wird die Rolle einer vom Porendruck abhängigen Permeabilität auf den Fluidtransport näher analysiert.

Für die Bewertung des Einflusses von Kopplungseffekten sind Simulationsrechnungen durchgeführt worden. Das Reservoir wird als 3D homogenes, isotropes, permeables, fluidgesättigtes Medium approximiert. Die Injektion wird im Modell mittels eines über die Oberfläche einer sphärischen Quelle strömenden Fluids mit einer konstanter Fließrate von $Q_1 = 50$ l/s realisiert. Die Permeabilität des Modellmediums beträgt $\kappa = 1 \cdot 10^{-16}$ m². Weitere Modellparameter (elastische Eigenschaften, Porosität, Fluidviskosität) sind identisch zu denen in Tabelle 2. Die durch die Injektion verursachten Porendruckänderungen und die poroelastischen Spannungsänderungen werden entsprechend der in Kapitel 2.1.4 beschriebenen Vorgehensweise berechnet. In der hier vorgestellten Simulation werden Poroelastizität und Thermoelastizität als entkoppelte Prozesse betrachtet. Das bedeutet, dass die Temperaturänderungen im Medium getrennt von der Fluidinjektion bestimmt werden. Das Temperaturfeld kann entweder numerisch oder unter Verwendung der analytischen Lösungen gegeben durch Carslaw und Jaeger (1959) berechnet werden. Hierzu sind Angaben zu zwei weiteren Modellparametern erforderlich. Zum einen betrifft dieses den Temperaturunterschied an der Quelle. Es wird angenommen, dass der Unterschied in der Größenordnung von $\Delta T = 60$ K liegt. Des Weiteren ist für die Berechnungen der thermometrische Leitfähigkeitskoeffizient des Gesteins obligatorisch. Dieser Koeffizient berechnet sich aus der Wärmeleitfähigkeit, der Dichte und der spezifischen Wärmekapazität. In der hier präsentierten Modellierung wird ein thermometrischer Leitfähigkeitskoeffizient von $1.1 \cdot 10^{-6}$ m²/s verwendet. Die in Folge der Temperaturänderung induzierten Spannungsänderungen können nach Segall und Fitzgerald (1998) in Relation zu den poroelastischen Spannungsänderungen berechnet werden:

$$\frac{\sigma^{thermo}}{\sigma^{poro}} = K \frac{\lambda (\Delta T)}{\alpha (\Delta p)} \quad (26)$$

wobei $K = 39$ GPa dem Kompressionsmodul, $\lambda = 1,6 \cdot 10^{-5}$ K⁻¹ dem Wärmeausdehnungskoeffizient (Segall und Fitzgerald, 1998) und $\alpha = 0.49$ dem Biot-Koeffizient entsprechen. Nach erfolgter Transformation des kompletten Spannungstensors in das Hauptachsensystem sind die thermisch induzierten Änderungen der Hauptspannungskomponentenen bekannt.

Injektion	Porendruck p	Hauptspannung σ_1^{poro}	Hauptspannung σ_3^{poro}	Hauptspannung σ_1^{thermo}	Hauptspannung σ_3^{thermo}
4 Tage	1 MPa	0,27 MPa	0,13 MPa	0,03 MPa	0,015 MPa
30 Tage	1 MPa	0,27 MPa	0,13 MPa	2,4 MPa	1,2 MPa

Tabelle 3: Zusammenfassung der Maximalwerte von Porendruckänderungen sowie poroelastischen und thermoelastischen Spannungsänderungen (Entfernung zur Injektionsquelle 4,7 m) als Ergebnisse der Modellierung von poro- und thermoelastischer Kopplung.

Die Ergebnisse der Simulation sind in der Tabelle 3 zusammengefasst. Es ist ersichtlich, dass thermoelastische Kopplung für kurze Injektionszeiten vernachlässigbar ist. Thermisch induzierte Spannungsänderungen betragen demnach bei einer vier Tage andauernden Injektion lediglich ein Prozent der durch die Injektion verursachten Porendruckänderungen. Spannungsänderungen durch poroelastische Kopplung liegen in der Größenordnung von 25 Prozent. Mit fortschreitender Injektionsdauer wird der thermoelastische Effekt aber zunehmend relevant und thermisch induzierte Spannungsänderungen können dann um ein Vielfaches höher sein als die Porendruckänderungen. Abbildung 37 veranschaulicht allerdings, dass die Relevanz thermoelastischer Effekte selbst bei langfristigen Injektionen auf einen kleinen Bereich um den Injektionspunkt beschränkt bleibt. Das heißt, signifikante thermisch induzierte Spannungsänderungen klingen mit Entfernung von der Quelle sehr schnell ab. Das Niveau poroelastischer Spannungsänderungen in Relation zu den Porendruckänderungen bleibt hingegen konstant.

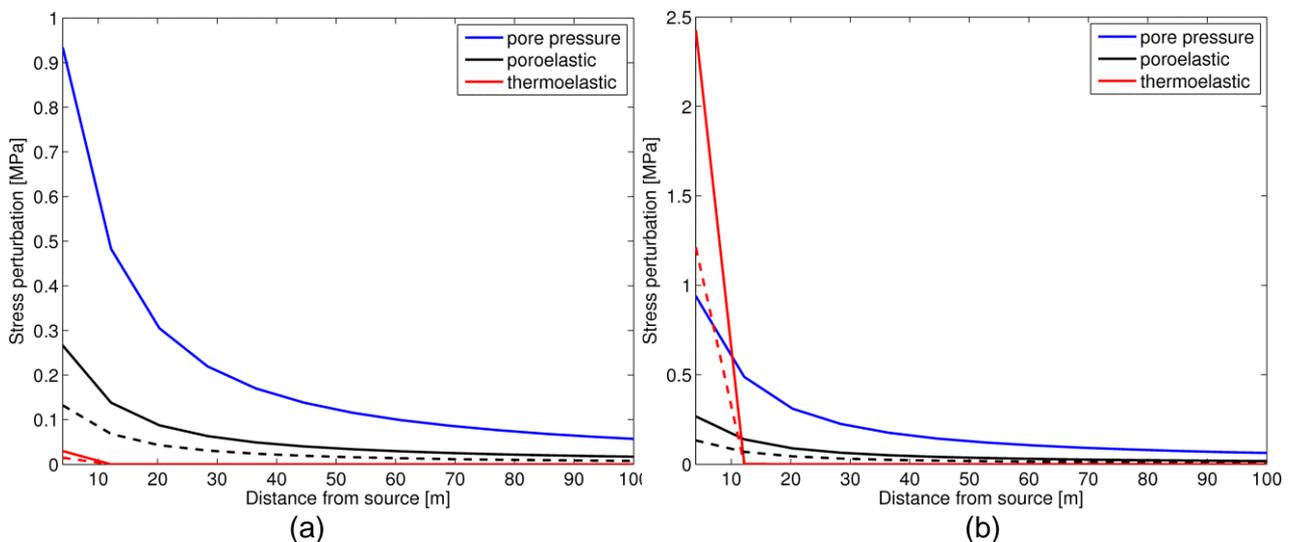


Abbildung 37: Porendruck- und Spannungsänderungen als Funktion der Entfernung zur Injektionsquelle nach (a) 4 Tagen und (b) 30 Tagen konstanter Injektion. Blau ist Porendruck-Verlauf, schwarz sind poroelastische Spannungsänderungen (σ_1 und σ_3) und rot sind thermoelastische Spannungsänderungen (σ_1 und σ_3).

Ein weiterer Punkt zur Verbesserung des grundsätzlichen Verständnisses der Physik fluid-induzierter Seismizität besteht in der Untersuchung des Einflusses nichtlinearer Fluid-Gestein Wechselwirkungen (WW). Auf Grundlage von Porendruck-Diffusion wurde die Auswirkung druckabhängiger Transporteigenschaften auf das räumlich-zeitliche Ausbreitungsverhalten der induzierten Ereignisse analysiert. Im Hinblick auf das in der Vorhabenbeschreibung zusammengefasste Forschungsvorhaben stand hierbei die nach der Stimulationsphase auftretende Seismizität im Fokus.

Nach Beendigung der hydraulischen Stimulation lässt sich in Raum-Zeit Diagrammen induzierter Seismizität ein mit der Zeit vergrößernder aseismischer Bereich beobachten. Dessen Einhüllende wird unter der Annahme einer mit der Zeit und dem Druck konstanten Permeabilität sowie eines hydraulisch isotropen Mediums mit der *back front* (Parotidis et al., 2004) beschrieben (Abbildung 38). Bevor der Einfluss einer nichtlinearen Fluid-Gestein WW auf induzierte Seismizität nach Injektionsende eingehender untersucht werden kann, wurde analysiert, was für

Diffusivitätsabschätzungen die *back front* für den Fall hydraulisch und elastisch anisotroper Medien liefert. Hierfür wurde ein Normalisierungsansatz auf Grundlage eines Modells einer faktorisierten und druckabhängigen Permeabilität entwickelt und verbessert (Hummel und Shapiro, 2013). Dieser Ansatz ermöglicht die Rekonstruktion der Hauptkomponenten des Diffusivitätstensors mit Hilfe von Skalierungsfaktoren, die aus den charakteristischen Dimensionen der räumlichen Seismizitätsverteilung gewonnen werden. Hierdurch lässt sich der Einfluss der hydraulischen und elastischen Anisotropie auf die Hypozentren der Ereigniswolke quantifizieren. Die Anwendung dieses Ansatzes auf Datensätze fluid-induzierter Seismizität aus Ogachi und Fenton Hill hat gezeigt, dass die *back front* eine Diffusivitätsabschätzung liefert, die der kleinsten Komponente des Diffusivitätstensors entspricht. Demnach stellt die *back front* den entsprechenden Gegenpart zur *triggering front* (Shapiro et al., 2002) dar, die in Raum-Zeit Diagrammen die obere Einhüllende der während der Injektion registrierten und lokalisierten Ereignisse beschreibt und die daher eine Abschätzung für die größte Komponente des Diffusivitätstensors liefert.

Bisher bestanden alle Untersuchungen der räumlich-zeitlichen Charakteristika fluid-induzierter Seismizität nach dem Ende einer Injektion auf dem von Parotidis et al. (2004) analytisch hergeleiteten und auf linearer Diffusion der Porendruckänderung basierten *back front* Modell. Allerdings lässt sich in den Raum-Zeit Diagrammen einiger Datensätze eine Abweichung dieses Modells beobachten. Um zu untersuchen, ob der Einfluss einer nichtlinearen Fluid-Gestein WW auf induzierte Seismizität nach Injektionsende diese Signaturunterschiede erklären kann, sind Modellierungen durchgeführt worden. Hierfür sind auf Grundlage von Feld- und Laborexperimenten zwei in ihrem Charakter unterschiedliche druckabhängige Diffusivitätsmodelle eingehender betrachtet worden. Diese zwei Modelle weisen einerseits eine von der Potenz und andererseits eine exponentielle Abhängigkeit der Diffusivität von der Porendruckänderung auf. Beide Diffusivitätsmodelle führen aufgrund der Druckabhängigkeit zu nichtlinearen Diffusionsgleichungen, welche in neue Simulationsmethoden eingebunden und für die Generierung synthetischer Seismizitätskataloge numerisch gelöst worden sind.

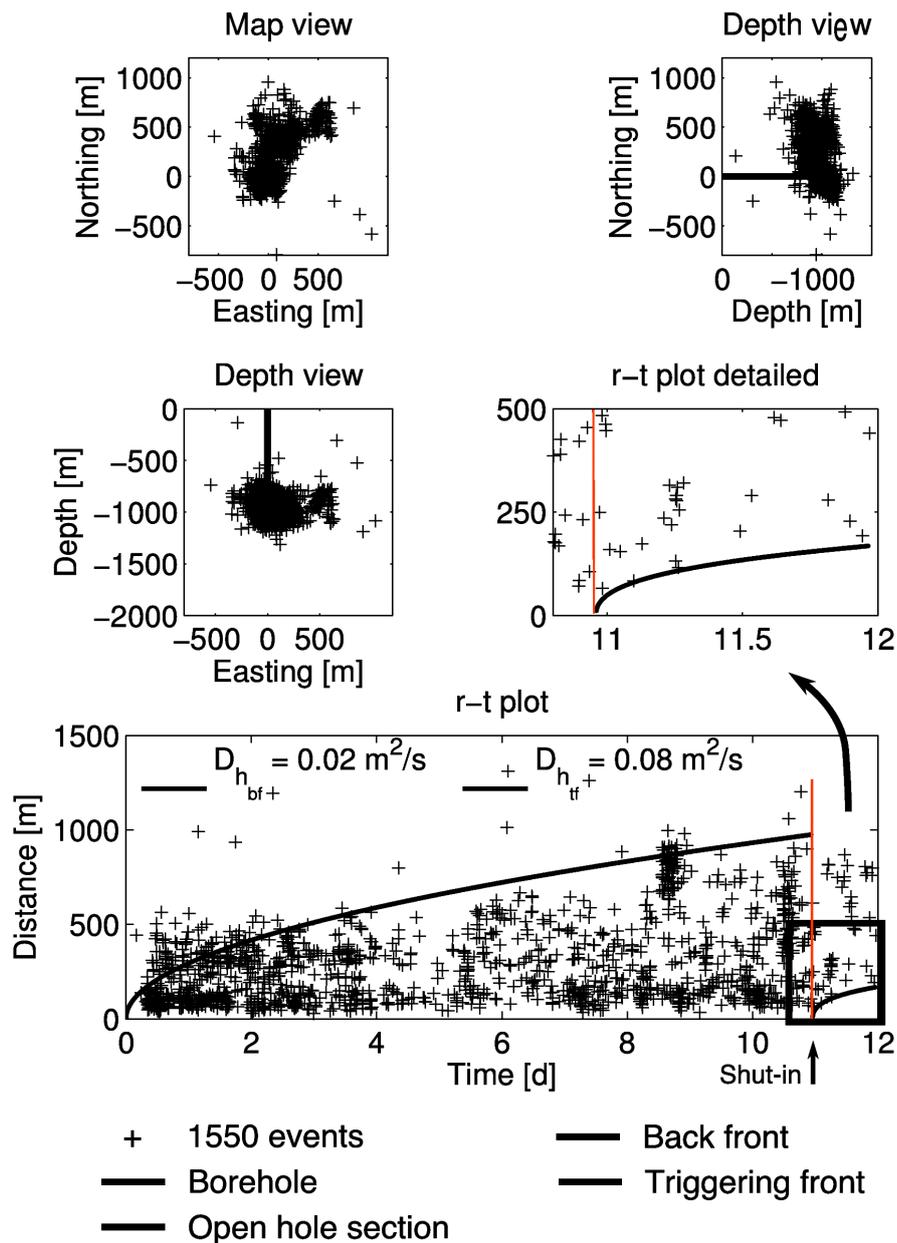


Abbildung 38: Lokalisierte seismische Ereignisse für die hydraulische Stimulation im geothermischen Reservoir in Ogachi (Japan). Nach Injektionsende lässt sich ein vergrößernder Bereich seismischer Ruhe beobachten, der von der back front eingeschlossen wird.

Diese Simulationsmethoden beinhalten ein Modell zur Realisierung einer bei Fluidinjektionen beabsichtigten und nach Beendigung der hydraulischen Stimulation beobachteten erhöhten Permeabilität. Innerhalb des numerischen Modells wird für jeden Gitterpunkt die Mediumsdiffusivität dynamisch evaluiert. So bald sie für eine bestimmte Lokation ihr spezifisches Maximum erreicht hat, wird die Mediumsdiffusivität an diesem Gitterpunkt für den Rest der Simulation konstant gehalten beziehungsweise eingefroren (Abbildung 39). Dieses entspricht einem hydraulischen Transport, der innerhalb der Formation und nach dem Abschalten der Quelle mit zunehmender Entfernung vom Bohrloch abnimmt.

Auf Grundlage dieses hydraulischen Modells werden nichtlineare Diffusionsgleichungen gelöst und resultierende synthetische Ereignisse auf ihre räumlich-zeitlichen Charakteristika hin untersucht. Hierbei zeigt sich, dass das auf der linearen Diffusion basierende *back front* Modell nur bei schwacher nichtlinearer Fluid-Gestein WW und exponentiell abhängiger Diffusion in 3D Medien

angewendet werden kann. Für derartige Situationen, die sowohl auf Ogachi als auch auf Fenton Hill zuzutreffen scheinen, ist eine von der Kubikwurzel der Zeit abhängige Potenzfunktion eine gute Annäherung an die exakte *back front* (Abbildung 40). Für eine starke nichtlineare Fluid-Gestein WW zeigt sich, dass die *back front* von ihrer auf der linearen Diffusion basierten Signatur abweicht.

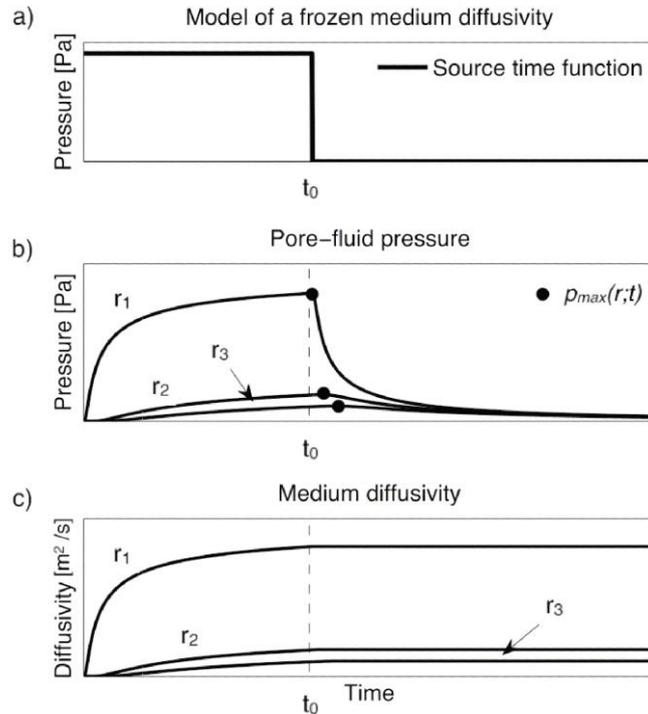


Abbildung 39: Zusammenhang zwischen (a) Quellfunktion, (b) Porendruckänderung und (c) hydraulischer Diffusivität für das Modell der sogenannten eingefrorenen Mediumsdiffusivität (model of frozen medium diffusivity). Nach Injektionsende kann sich die Porendruckänderung noch weiter im Medium ausbreiten. Durch ihre Druckabhängigkeit folgt der Verlauf der Diffusivität dem der Porendruckänderung. Zur Simulation einer nach dem Ende der Stimulation erhöhten Permeabilität wird die Diffusivität für eine bestimmte Lokation eingefroren, so bald das entsprechende Porendruckmaximum erreicht wird.

Nach der Durchführung einer Parameterstudie zeigt die Gegenüberstellung von fluid-induzierter und entsprechender synthetischer Seismizität die Übereinstimmung der räumlich-zeitlichen Charakteristika. Sowohl für Ogachi als auch für Fenton Hill zeigen die synthetischen Ereignisse eine sehr ähnliche zeitabhängige Potenzfunktion als Approximation der *back front*. Dieses erlaubt demnach die nichtlineare Fluid-Gestein WW sowie den Einfluss der Nichtlinearität abzuschätzen und zu quantifizieren. Somit beschreibt und reproduziert eine exponentiell abhängige Diffusion die räumlich-zeitlichen Charakteristika der fluid-induzierten Ereignisse in Ogachi und Fenton Hill hinreichend genau (Abbildung 41).

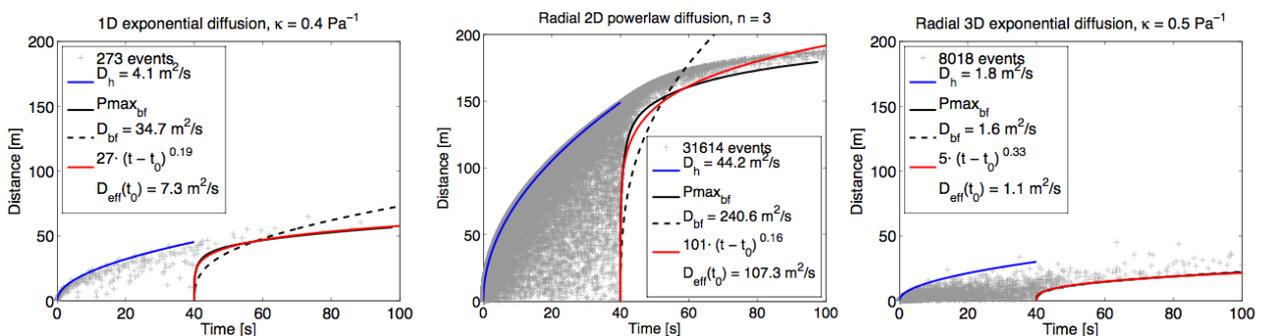


Abbildung 40: Drei charakteristische Beispiele räumlich-zeitlicher Signaturen synthetischer Seismizität. Außer im Fall schwacher nichtlinearer Fluid-Gestein WW und 3D exponentiell abhängiger Diffusivität (rechts) zeigt die gefittete Potenzfunktion (rot) eine Abweichung von der auf linearer Diffusion basierenden back front Kurve (schwarz gestrichelt).

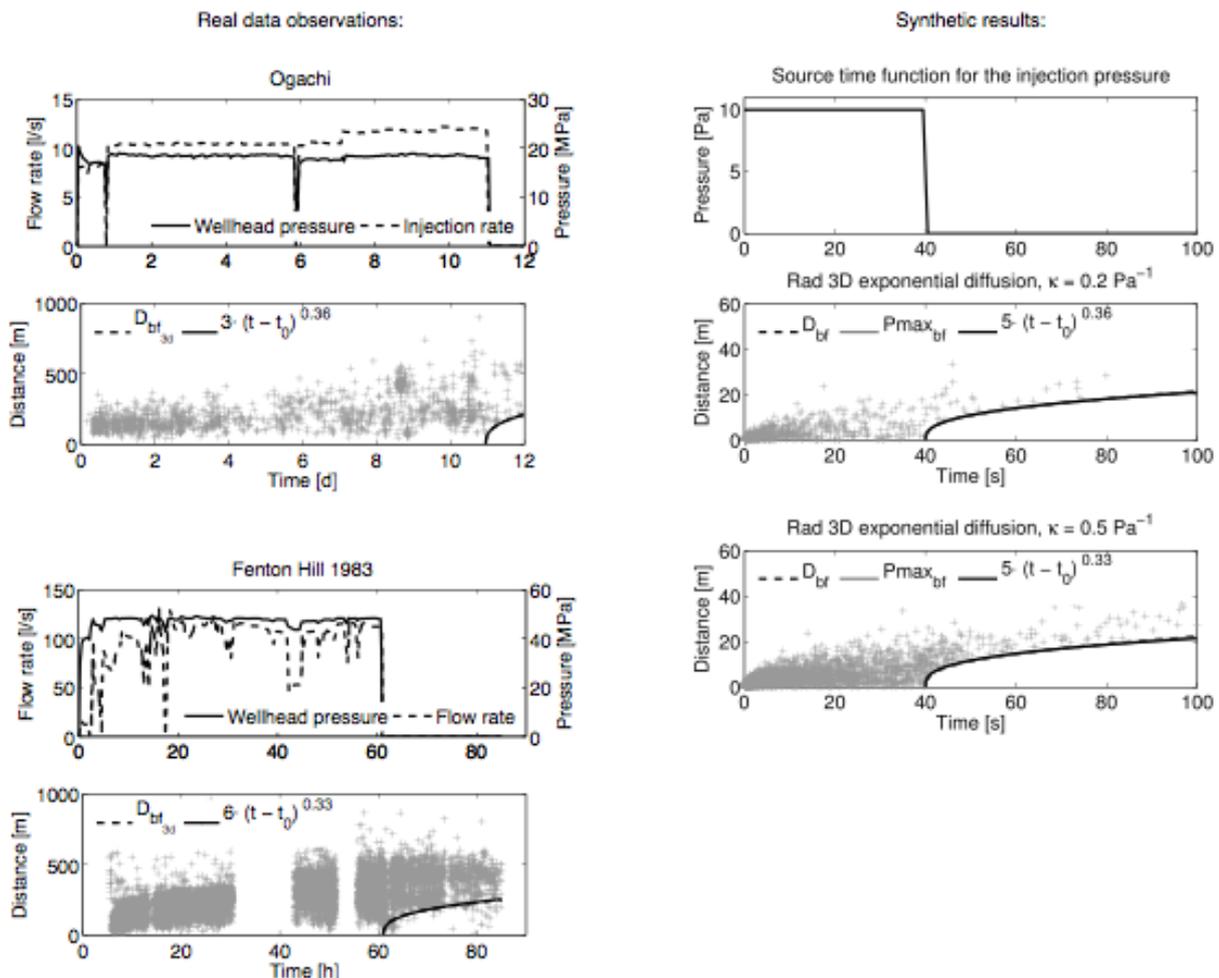


Abbildung 41: Vergleich räumlich-zeitlicher Analyse für Ogachi und Fenton Hill mit synthetischen Ereignissen. Trotz des vereinfachten Modells stimmt die wesentliche Signatur der back front mit der Beobachtung an Realdaten überein. Somit können räumlich-zeitliche Charakteristika induzierter Seismizität durch nichtlineare Fluid-Gestein WW erklärt und validiert werden.

2.2 Notwendigkeit und Angemessenheit der geleisteten Arbeit

Die im Forschungsvorhaben des Einzelprojektes definierten Arbeiten sind vollständig durchgeführt worden. Die geleistete Arbeit wird sowohl als notwendig als auch als angemessen für das Erreichen der Vorhabenziele bewertet.

2.3 Voraussichtlicher Nutzen und Verwertbarkeit der Ergebnisse

Das im Rahmen des Projekts entwickelte Modell zur Berechnung der Auftrittswahrscheinlichkeit von Magnituden fluid-induzierter Ereignisse wurde per Auftrag von der BGR an die Firma gempa

GmbH als Modul in die seismische Überwachung-Software SeisComP3 implementiert. Es wird angestrebt, dass das SeisComP3-Modul durch die BGR unter offener Lizenz Interessierten frei zur Verfügung gestellt wird (siehe Bericht EP3). Des Weiteren ist das hergeleitete Modell im Wesentlichen aufgrund der erfolgten Veröffentlichungen auch ohne das SeisComP3-Modul voll anwendbar. Demzufolge trägt das erzielte Ergebnis zu einer optimalen und sicheren Nutzung geothermischer Energie bei. Es wird ebenfalls erwartet, dass das Modell und die weiteren, im Projekt erarbeiteten Ergebnisse einen signifikanten Beitrag zu künftigen wissenschaftlichen Arbeiten haben werden.

2.4 Während der Durchführung bekannt gewordener Fortschritt bei anderen Stellen

Auch im Rahmen anderer Projekte (z.B. EU-Projekt GEISER) wurde sich mit der Problematik seismischer Gefährdung durch Fluidinjektionen sowie der Erarbeitung von Vorhersagemöglichkeiten beschäftigt. Uns sind aber keine innovatorischen Fortschritte im Vergleich zu den hier vorgestellten Arbeiten bekannt.

2.5 Erfolgte oder geplante Veröffentlichungen

A – Publikationen in Peer Review Journals:

- Dinske, C. und S. A. Shapiro (2013), Seismotectonic State of Reservoirs Inferred From Magnitude Distributions of Fluid-Induced Seismicity, *Journal of Seismology*, 17, doi:10.1007/s10950-012-9292-9.
- Hummel, N. und S. A. Shapiro (2013), Non-linear Diffusion Based Interpretation of Induced Microseismicity: A Barnett Shale Hydraulic Fracturing Case Study, *Geophysics*, 78, doi:10.1190/GEO2012-0242.1.
- Hummel, N. und S. A. Shapiro (2013), Back Front of Seismicity Induced by Nonlinear Pore Pressure Diffusion. *Geophysical Prospecting*. Under revision.
- Langenbruch, C. und S. A. Shapiro (2010), Decay Rate of Fluid Induced Seismicity after Termination of Reservoir Stimulations, *Geophysics*, 75, doi: 10.1190/1.3506005.
- Langenbruch, C., C. Dinske und S. A. Shapiro (2011), Inter Event Times of Fluid Induced Earthquakes Suggest Their Poisson Nature, *Geophysical Research Letters*, 38, doi:10.1029/2011GL049474.
- Shapiro, S. A., O. S. Krüger, C. Dinske und C. Langenbruch (2011), Magnitudes of Induced Earthquakes and Geometric Scales of Fluid-Stimulated Rock Volumes, *Geophysics*, 76, doi:10.1190/geo2010-0349.1.
- Shapiro, S. A., O. S. Krüger und C. Dinske (2013), Probability of Inducing Given-Magnitude Earthquakes by Perturbing Finite Volumes of Rocks, *Journal of Geophysical Research*, 118, doi:10.1002/jgrb.50264

B – Publikationen in Peer Review Tagungsbänden:

- Dinske, C., S. A. Shapiro und M. O. Häring (2011), Interpretation of Microseismicity Induced by Increasing Source Strength of Fluid Injections, Extended abstract, Third EAGE Passive Seismic Workshop, Athens.
- Dinske, C., S. A. Shapiro und F. Wenzel (2013), Seismogenic Index of a Reservoir Location Estimated from Tectonic Seismicity and Crustal Deformation, Extended abstract, Fourth EAGE Passive Seismic Workshop, Amsterdam.
- Dinske, C., C. Langenbruch, J. C. Galindo Guerreros und S. A. Shapiro (2013), Influence of Hydraulic Heterogeneity of Rocks on Pore Pressure Changes Induced by Reservoir Stimulations, Extended abstract, 75th EAGE Conference & Exhibition incorporating SPE EUROPEC, doi: 10.3997/2214-4609.20130174.
- Hummel, N. und S. A. Shapiro (2013), Microseismic Permeability Characterization from Hydraulic Fracturing of Shales, Extended abstract, Fourth EAGE Passive Seismic Workshop, Amsterdam.
- Langenbruch, C., C. Dinske und S. A. Shapiro (2011), Inter Event Times of Fluid Induced Earthquakes, Extended abstract, Third EAGE Passive Seismic Workshop, Athens.
- Langenbruch, C. und S. A. Shapiro (2011), Geomechanical Interpretation of Pore Pressures Triggering Microseismicity, Extended abstract, 73rd EAGE Conference & Exhibition, Vienna.
- Langenbruch, C. und S. A. Shapiro (2012), Modelling of Fracture Strength Distribution in Elastically Heterogeneous Rocks, Extended abstract, 74th EAGE Conference & Exhibition, Copenhagen.
- Langenbruch, C. und S. A. Shapiro (2012), Influence of Elastic Heterogeneity on Fracture Strength Distribution in Rocks, SEG Technical Program Expanded Abstracts 2012, doi: 10.1190/segam2012-0179.1.
- Shapiro, S. A., C. Dinske und C. Langenbruch (2011), Quantification of Fluid-Induced Microseismic Activity Using Seismogenic Index, Extended abstract, Third EAGE Passive Seismic Workshop, Athens.
- Shapiro, S. A., O. S. Krüger, C. Langenbruch und C. Dinske (2011) Geometric Control of Earthquake Magnitudes by Fluid Injections in Rocks, SEG Technical Program Expanded Abstracts, doi: 10.1190/1.3627496

- S. A. Shapiro und N. Hummel (2013), Non-linear Diffusion Based Interpretation of Hydraulic Fracturing Induced Seismicity, Extended abstract, 75th EAGE Conference & Exhibition incorporating SPE EUROPEC, doi: 10.3997/2214-4609.20131177.

Des Weiteren ist es geplant, das Vorhersagemodell und die Implementierung als Modul in SeisComP3 in Form einer Publikation zu veröffentlichen (siehe auch Bericht EP3).

Berlin, 28.03.2014

Prof. Dr. S. A. Shapiro