

**Untersuchung der Seismizität
am Standort des Geothermieprojekts Poing
unter Einbeziehung von
Strukturgeologie, Geohydraulik, Hydrochemie,
Geomechanik und Dublettenbetrieb**

– **Zusammenfassung** –



Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik, Stilleweg 2, 30655 Hannover

www.liag-hannover.de

1. Glossar

Diese Studie untersucht die mikroseismischen Ereignisse in den Gemeindegebieten Poing und Pliening. Dabei werden Fachbegriffe verwendet, die in einem Glossar alphabetisch angeordnet beschrieben werden.

Abschiebung (geol.)

Schräg einfallende Störung, bei der der obere Block nach unten verschoben wird.

Blattverschiebung (geol.)

Meistens steil stehende Störung, bei der die Störungsblöcke seitlich aneinander schieben.

Bodenschwinggeschwindigkeit

Über den Boden übertragene mechanische Schwingungen bestimmter Geschwindigkeit und Frequenz mit potentiell schädigender oder belästigender Wirkung (Erschütterungen) in Gebäuden. Die DIN 4150 Abschnitt 3 (Erschütterungen im Bauwesen, Teil 3: Einwirkungen auf baulichen Anlagen) regelt die zulässigen Bodenschwinggeschwindigkeiten bei bestimmten Frequenzen. Gebäude müssen für kurzzeitige Erschütterungen folgende Bodenschwinggeschwindigkeiten bei bestimmten Frequenzen laut DIN 4150-3 standhalten:

Einwirkungsort	Decke			Fundament		
	X	Y	Z	1 – 10 Hz	10-50 Hz	50-100 Hz
Industriegebäude	40	40	20	20 mm/s	20-40 mm/s	40-50 mm/s
Wohngebäude	15	15	20	5 mm/s	5-15 mm/s	15-20 mm/s
Denkmalgeschütztes Gebäude	8	8	20	3 mm/s	3-8 mm/s	8-10 mm/s

Dabei handelt es sich um aus Erfahrung festgelegte Werte, bei dessen Einhaltung kein Schaden eintritt. Bei Gebäuden, die bei geringeren Bodenschwinggeschwindigkeiten dennoch Schäden aufweisen, muss von einem fehlerhaften Bauwerk ausgegangen werden.

Erdbeben

Messbare Erschütterungen des Erdkörpers durch Massenverschiebungen im Erdinneren. Zumeist an tektonischen Plattengrenzen, an denen durch Kontinentalplattenbewegungen Verschiebungen stattfinden. Bei Überschreiten der Reibungsfestigkeit durch tektonische Spannungen erfolgt eine ruckartige Bewegung, bei der Bewegungsenergie in seismische Energie umgewandelt wird. Zum Vergleich der Erdbebenstärke werden die Intensität und/oder die Magnitude angegeben.

Induzierte Erdbeben

Erdbeben können durch verschiedene geotechnische Anlagen zur Gewinnung von Bodenschätzen untertage hervorgerufen werden. Zusätzlich kann die untertägige Speicherung Erdbeben induzieren. Induzierte Erdbeben können eine Magnitude von $> M_L 5$ erreichen und Schäden an Gebäuden hervorrufen. Insbesondere bei Kalibergbau und Gasförderung werden induzierte Erdbeben dieser Magnitude erreicht. Das durch eine Geothermiebohrung hervorgerufene höchste induzierte Erdbeben in Mitteleuropa hatte eine Magnitude von $M_L 3,5$ in Sankt Gallen/Schweiz am 20.07.2013. Die Bohrung ist an einer kritisch gespannten Störungszone angelegt (Moeck, 2014).

Intensität (seis.)

Subjektive Einschätzung der hör- und fühlbaren Beobachtungen und Auswirkungen auf Landschaft, Straßen, Gebäude, Lebewesen (Makroseismik). Die räumliche Verteilung der Intensitäten kann durch Fragebögen ermittelt werden, beispielsweise durch die BGR per online-Formular oder durch den Bayerischen Erdbebendienst.

Stärke-grad	Kurzbezeichnung	Beobachtung
I	nicht fühlbar	Selbst unter günstigen Bedingungen nicht fühlbar.
II	kaum bemerkbar	Einzelne ruhende Personen nehmen die Erschütterungen wahr, vor allem in höher gelegenen Stockwerken von Gebäuden.
III	schwach	Schwache Erschütterungen werden durch Personen wahrgenommen, die sich innerhalb von Gebäuden befinden. Ruhende Personen fühlen ein Schwanken oder leichtes Erzittern.
IV	deutlich	Von vielen Personen innerhalb von Gebäuden wahrnehmbar, außerhalb nur von einigen. Manche Schlafende erwachen. Die Stärke der Erschütterungen ist nicht beängstigend. Fenster, Türen und Geschirr klappern, hängende Objekte beginnen zu schwingen.
V	stark	Von den meisten Personen innerhalb von Gebäuden wahrnehmbar, außerhalb von einigen. Manche Personen flüchten aus Gebäuden, viele Schlafende erwachen. Gebäude erzittern komplett, hängende Objekte schwingen deutlich, Porzellan und Gläser stoßen vernehmlich zusammen. Die Erschütterungen sind stark, kopflastige Objekte fallen um. Türen und Fenster öffnen und schließen sich.
VI	leichte Gebäudeschäden	Wird von den meisten Personen innerhalb von Gebäuden wahrgenommen, außerhalb von den meisten. Viele Personen in Gebäuden erschrecken und flüchten nach draußen. Kleine Gegenstände fallen herunter. Leichte Schäden an normalen Gebäuden, so etwa Risse und Ausbrüche in Verputzen.
VII	Gebäudeschäden	Die meisten Personen in Gebäuden erschrecken und flüchten nach draußen. Möbel verrutschen und viele Gegenstände fallen aus Regalen und offenen Schränken. Viele normale Gebäude werden beschädigt, so etwa durch Mauerrisse und teilweise einstürzende Kamine.
VIII	schwere Gebäudeschäden	Möbel können umfallen. Viele normale Gebäude werden beschädigt: Kamine stürzen ein, große Mauerrisse, einige Gebäude fallen teilweise zusammen.
IX	zerstörend	Hohe Strukturen wie Denkmäler oder Säulen fallen um oder werden verbogen. Viele normale Gebäude fallen teilweise zusammen, einige Gebäude werden vollständig zerstört.
X	sehr zerstörend	Viele normale Gebäude stürzen ein.
XI	verwüstend	Die meisten normalen Gebäude stürzen ein.
XII	vollständig verwüstend	Fast alle über- und unterirdischen Bauwerke werden zerstört oder schwer beschädigt.

Kritisch gespannte Trennfläche

Kritisch gespannte Trennflächen sind Störungsflächen mit hohem Reaktivierungspotential. Ausschlaggebend ist die Orientierung der Störungsfläche zum rezenten Spannungsfeld. Von kritisch gespannten Trennflächen spricht man in der Strukturgeologie dann, wenn die Scherungstendenz (= Slip Tendency), definiert durch das Verhältnis von Scher- zu Normalspannung auf einer Trennfläche wirkend, den Reibungsbeiwert des Gesteins erreicht bzw. überschreitet. Der kritische Spannungszustand ist erreicht, wenn das Verhältnis von Scher- zu Normalspannung auf Trennflächen die Reibungsfestigkeit, ausgedrückt durch den Reibungsbeiwert μ , erreicht. Unsicherheiten bestehen in der Kenntnis des Spannungsfeldes, der Reibungsfestigkeit des Umgebungsgesteins oder der Festigkeit der Störung.

Magnitude (seis.)

Dient der exakten Messung der Erdbebenstärke resp. freigesetzter Energie. Es gibt eine große Anzahl verschiedener Magnitudenskalen. Eine bekannte Magnitudenskala ist die Richterskala, in der seismische Wellen in logarithmischer Einteilung gemessen werden. Die Erhöhung um eine Magnitude entspricht einer 32-fachen höheren Energiefreisetzung. Die Richterskala ist eine Lokalbebenmagnitude mit der Abkürzung M_L .

Magnitude	Freigesetzte Energie	Einteilung der Erdbebenstärke	Erdbebenauswirkungen	Häufigkeit der Ereignisse weltweit
< 2,0	Bis 4,2 GJ	minimal/mikro	Mikro-Erdbeben, nicht spürbar, jedoch messbar	≈ 8000-mal pro Tag (> Magnitude 1,0)
< 3,0	Bis 135 GJ	sehr klein	Generell nicht spürbar, nur spürbar wenn in <5 km Tiefe, jedoch messbar	≈ 1000-mal pro Tag
< 4,0	Bis 4,2 TJ	klein	Oft spürbar, Schäden jedoch sehr selten	≈ 49.000-mal pro Jahr (geschätzt)
< 5,0	Bis 135 TJ	leicht	Sichtbares Bewegungen von Zimmergegenständen, Erschütterungsgeräusche; meist keine Schäden	≈ 6200-mal pro Jahr (geschätzt)

< 6,0	Bis 4,2 PJ	mittel	Bei anfälligen Gebäuden ernste Schäden, bei robusten Gebäuden leichte oder keine Schäden	≈ 800-mal pro Jahr
< 7,0*	Bis 210 PJ	stark	Zerstörung im Umkreis bis zu 70 km	≈ 120-mal pro Jahr
< 8,0*	Bis 4,2 EJ	sehr stark	Zerstörung über weite Gebiete	≈ 18-mal pro Jahr
< 9,0*	Bis 23,5 EJ	verheerend	Zerstörung in Bereichen von einigen hundert Kilometern	≈ einmal pro Jahr
< 10,0*	Bis 4200 EJ	katastrophal	Zerstörung in Bereichen von tausend Kilometern	≈ alle 1 bis 20 Jahre
= 10,0*	>4200 EJ	globale Katastrophe	Noch nie registriert	unbekannt

*Höhere Magnituden stärkerer Beben werden mit der Momenten-Magnituden-Skala (M_W) bestimmt.

Mikroseismizität

Nach der Definition des USGS (Geologischer Dienst der USA) wird Mikroseismizität als die Seismizität beschrieben, bei der eine Magnitude $M_L = 3$ nicht überschritten wird. Andere Autoren nennen $M_L = 2$ als Grenzwert für Mikroseismizität. In Deutschland wird vielfach der Grenzwert von $M_L = 2$ für Mikrobeben angegeben. Betroffene berichten oft von akustischen Emissionen wie einen explosionsartigen Knall, der ein Hinweis auf Kleinbeben in geringen Tiefen (< 5 km) ist. Von mikroseismischen Ereignissen gehen keine Gefahren aus. Schäden durch Mikroseismizität an Geothermieanlagen konnten bisher in Deutschland nicht nachgewiesen werden. Schadensmeldungen konnten bisher nach Gutachtenlage nicht auf die durch induzierte Beben hervorgerufenen Bodenschwinggeschwindigkeiten zurückgeführt werden.

Slip-Tendency (Scherungstendenz) (geol.)

Mit der Slip-Tendency Analyse (Morris et al., 1996; Moeck et al. 2009b) wird der Spannungszustand auf Trennflächen im rezenten Spannungsfeld berechnet. Ziel ist, das Verhältnis von Scher- zu Normalspannung auf unterschiedlich orientierten Störungssegmenten zu berechnen und mit der zu erwartenden Gebirgsfestigkeit zu vergleichen. Die Slip-Tendency Analyse dient zur Berechnung des Reaktivierungspotentials von Trennflächen. Aufgrund der meist eingeschränkten Kenntnisse von Spannungsfeld und Reibungsfestigkeit kann die Slip-Tendency Analyse nur zur Einschätzung dienen.

Spannungsfeld (geol.)

Im Gebirge treten durch aktuelle oder fossile Plattenbewegungen Kräfte auf, die als Spannungen bezeichnet werden. Das derzeitige Spannungsfeld setzt sich dabei aus rezenten und fossilen Spannungen zusammen. An aktiven Kontinentalrändern und aktiven Störungen sind rezente Spannungen relevant während in tektonisch inaktiven Regionen fossile Paläospannungen relevant sind. Zudem kann das regionale Spannungsfeld lokal durch Heterogenität im Gebirge wie Störungsflächen, Festigkeitsänderungen und Lagerungsverhältnisse in Magnitude, Verhältnis und Richtung verändert sein.

Für alle Berechnungen in diesem Bericht gilt die grundlegende Annahme, dass das Spannungsfeld aus drei orthogonal zueinander stehenden Hauptspannungsachsen aufgebaut ist. Weiterhin wird angenommen, dass die Spannungsmagnituden in der Erdkruste durch die Gesteinsfestigkeit limitiert werden und daher nicht beliebig wachsen können sondern aufgrund der wirkenden Gebirgsspannungen zum Versagen führen. Ein allgemein wissenschaftlich anerkanntes Versagenskriterium im Bereich der Spröddeformation ist das Mohr-Coulomb-Kriterium, das allen Analysen zum Spannungsfeld in diesem Bericht zu Grunde liegt. Zur weiterführenden Lektüre wird auf Jäger, Cook und Zimmerman (2007), und Reservoir Geomechanics von Mark D. Zoback (2007) verwiesen.

Relevante Parameter des Spannungsfelds und ihre Symbole

S_H oder S_{Hmax} : maximale Horizontalspannung

S_h oder S_{Hmin} : minimale Horizontalspannung

S_V : Vertikalspannung

S_1 : maximale Hauptspannung

S_2 : mittlere Hauptspannung

S_3 : minimale Hauptspannung

σ_n : Normalspannung

τ : Scherspannung

P_p : Porenfluiddruck, auch bekannt als Porendruck oder Formationsdruck

Index *eff*: steht für effektive Spannungen, d.h. Hauptspannung minus Porenfluiddruck.

Effektivspannungen sind die Spannungen, die tatsächlich im Gestein wirken und daher wichtig für geomechanische Betrachtungen sind.

Störung, Störungszone, Störungssystem (geol.)

Störungen sind Verschiebungen entlang einer Scherfläche von zwei Gesteinsvolumen. Störungen werden durch Spannungen im Gebirge ausgelöst, wenn die Spannungen (das Verhältnis von Scher- zu Normalspannung) die Festigkeit des Gesteins überschreiten. Neben Störungen gibt es Klüfte, die Trennflächen im Gebirge darstellen, an denen keine Bewegung stattfand. Eine Störung ist meist vergesellschaftet mit mehreren größeren und kleineren Störungen, die eine komplexe Störungszone oder ein Störungssystem bilden. Die größte Bewegung findet an großen Hauptstörungen statt.

Störungen werden in drei Störungstypen unterteilt. Dabei wird in dieser Studie der Zusammenhang von Trennflächenkinematik und Trennflächenausrichtung zum Spannungsfeld nach Anderson (1951) zu Grunde gelegt:

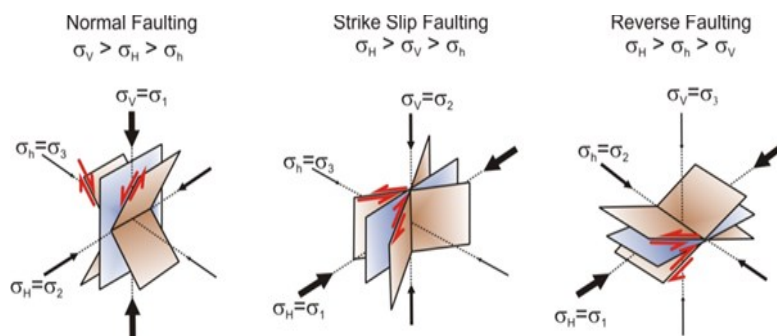


Abb. 1

Trennflächenorientierung in Bezug auf das Spannungsfeld.
Braun: Scherflächen, blau: Dehnungsklüfte.

(aus Moeck et al., 2010)

Zweigstörungen (geol.)

Eine Zweigstörung ist eine Sekundärstörung, die sich durch die Bewegung an einer Hauptstörung bildet. Zweigstörungen sind daher sehr viel kleinflächiger als Hauptstörungen, die regionale Strukturelemente bilden können.

2. Zusammenfassung der Ereignisse

2.1 Zusammenfassung der seismischen Ereignisse im Gemeindegebiet Poing/Pliening

Im Nordwesten des Landkreises Ebersberg im Gemeindegebiet Pliening ereigneten sich seit 19.11.2016 insgesamt fünf seismische Ereignisse, von denen drei seismische Ereignisse von Teilen der Bevölkerung verspürt wurden. Die Magnitude, Intensität, Tiefe und Datum der seismischen Ereignisse stellen sich wie folgt dar (Megies & Wassermann, 2016 und 2017).

#	Datum / Uhrzeit	Magnitude M_L	Intensität	Tiefe
1	19.11.2016 / 18:41	1,2 ($\pm 0,3$)	< II (nicht spürbar)	ungenau, ≈ 5 km
2	27.11.2016 / 15:52	1,0 ($\pm 0,3$)	< II (nicht spürbar)	ungenau, ≈ 5 km
3	07.12.2016 / 06:28	2,1 ($\pm 0,3$)	III-IV	ungenau, $\approx 3,5$ km
4	20.12.2016 / 04:30	1,8 ($\pm 0,3$)	III-IV	$3,4 \pm 1$ km
5	09.09.2017 / 19:20	2,1 ($\pm 0,3$)	IV	$3,1 \pm 1$ km

Die Bevölkerung konnte die Beben durch Geräusche, Wellenbewegungen im Boden und Vibrationen verspüren. Zudem wurden einige Personen durch verspürtes Wanken des Bodens erheblich verschreckt. Insbesondere nach dem seismischen Ereignis am 09.09.2017 wurden Schäden durch Risse an Häusern gemeldet.

Die Ungenauigkeit in der Tiefenbestimmung bis zum 07.12.2016 liegt am Fehlen lokaler Meßgeräte, die an der Geothermieanlage Poing infolge des Bebens vom 07.12.2016 durch den Bayerischen Erdbebendienst und dann durch den Betreiber der Geothermieanlage aufgestellt wurden.

2.2 Zum Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik

Das Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik hat eine über 50-jährige Forschungsgeschichte im Bereich Geothermie, insbesondere in der geothermischen Erkundung. Seit etwa 15 Jahren ist das LIAG mit seinen Forschungsarbeiten in der Geothermie schwerpunktmäßig im Süddeutschen Molassebecken tätig. So konnte das LIAG in dieser Zeit umfangreiche Erfahrungen in der Erkundung und Entwicklung geothermischer Felder sammeln. Forschungsprojekte waren stets an operative Geothermieprojekte angegliedert und vom Bundesumweltministerium bzw. Bundesministerium für Wirtschaft und Energie gefördert.

Das LIAG ist am Geozentrum Hannover (GZH) verortet, ein gemeinsamer Standort, an dem auch die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) als oberste Bundesbehörde, und das Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG) als landeseigene Fachbehörde angesiedelt sind.

Am 06.02.2017 wurde das LIAG auf Grund seiner Expertise und seines Standortvorteils am GZH auf Wunsch vom Bayerischen Staatsministerium für Wirtschaft und Medien, Energie und Technologie StMWi von Bayernwerk Natur GmbH beauftragt, im Rahmen einer wissenschaftlichen Studie die seismischen Ereignissen im Geothermiefeld Poing den möglichen Zusammenhang mit dem Betrieb der Geothermieanlage zu untersuchen, einzuordnen und Handlungsweisen zu empfehlen.

Das LIAG ist eine Forschungseinrichtung, die nach bestem Wissen und Gewissen wissenschaftlich valide Untersuchungen durchführt und die erarbeiteten Forschungsergebnisse öffentlich macht. Der wissenschaftliche Kenntnisstand stellt daher immer einen Zwischenstand dar, der durch neue Forschungsergebnisse entweder bestätigt, verifiziert oder modifiziert wird. So ist der geologische Untergrund nur durch indirekte Messverfahren wie der Seismik von der Oberfläche aus zu

untersuchen, so dass mehrere Interpretationen aus einer Messung vorliegen können. Die Ergebnisse dieser Studie können somit als Grundlage für weitere Studien dienen.

3. Formen der Wahrnehmung

3.1 Akustische Wahrnehmung (Knall)

Eine bekannte Begleiterscheinung bei induzierter Seismizität ist ein „Knall“ oder ein dumpfes Grollen.

Das Phänomen Knall kann in Zusammenhang mit induzierter Seismizität erfolgen wenn:

1. der Kompressionsanteil der seismischen Wellen ausreichend starke Frequenzanteile im akustisch wahrnehmbaren Bereich oberhalb 20 Hz hat,
2. direkt an der Erdoberfläche eine wenige Meter mächtige dünne Schicht mit langsamer Ausbreitungsgeschwindigkeit über einer Schicht mit schnellerer Geschwindigkeit liegt. In diesem Fall kommt es zu Resonanzen, die auch in den Seismogrammen klar erkennbar sind.

Während des Bebens am 07.12.2016 stand in Poing selbst keine seismische Station. An umliegenden Stationen traten maximale Schwinggeschwindigkeiten von 0,16 mm/s auf. Die Kompressionswellen dort hatten deutlich erkennbare Signalanteile bis 50 Hz.

Es folgt daraus, dass:

1. die maximalen Erschütterungen im Epizentralbereich (vermutlich in der Nähe von Poing) durchaus Werte von mehr als 0,5 mm/s erreicht haben können und somit spürbar waren.
2. die Ereignistiefe eher flach (< 5 km) als tief war, denn ansonsten wären die hochfrequenten Signalanteile gestreut worden.

Es ist plausibel, dass wenn die Erdoberfläche über ein Areal von einem Kilometer oder mehr harmonisch schwingt, sie durchaus die darauf liegenden Luftschichten so zum Mitschwingen zwingt, dass dies als Knall oder dumpfes Grollen zu hören ist – auch wenn der Schwingweg nur wenige Mikrometer beträgt.

Der US Geologische Dienst USGS beschreibt den Knall von Erdbeben als typische Begleiterscheinung von kleinen flachen Beben mit Magnitude M_L 2-3. Die Beben sind unter der Magnitude M_L 3 und gelten nach USG Definition als Mikrobeben ohne Schadwirkung. Sie treten insbesondere an der US Ostküste und im NE der USA auf. Der Knall wird den mechanischen Wellen, der P-Welle oder Kompressionswelle des Erdbebens zugeordnet. Die Scherwelle oder S-Welle folgt der P-Welle und verursacht Bodenbewegungen, die je nach Erbebenstärke Schäden hervorrufen können.

3.2 Elastische Wahrnehmung (Beben/Vibrationen)

Aus der Bevölkerung kommen verschiedene Berichte über verspürte Schläge und Hebungs-Senkungs-Bewegungen. Es werden weniger Vibrationen als vielmehr von Druckwellen und Schlägen berichtet, ähnlich wie beim Springen. Mitunter wurde der Schlag als sehr heftig beschrieben. Interessanter Weise wurde zuerst der Schlag und dann der Knall wahrgenommen, beides war aber nach 1-2 Sekunden vorbei. Man kann von den Beobachtungen ausgehend von einem Gebirgsschlag sprechen, obwohl der Mechanismus eines Gebirgsschlags im Bergbau ein anderer ist als im tiefgründigen Reservoirbetrieb.

Aus den Beschreibungen des Schlags ist zu schließen, dass die P-Welle verspürt wurde, da die Hebung vor oder höchstens mit aber nicht nach dem Knall zu spüren war.

Zudem wurde von Klirren berichtet. Das Klirren folgte dem Schlag und ist den Schwingungen, ausgelöst von der P-Welle oder durch eine S-Welle erzeugt worden.

Auch wenn kein Schaden entstanden sein sollte, so wurde die Bevölkerung sehr verängstigt. In anderen Regionen, wo Seismizität mit einer M_L 2-3 in geringer Tiefe auftritt, berichtet die Bevölkerung von Angst, weil der Knall und der Gebirgsschlag nicht zuzuordnen sind.

3.3 Geowissenschaftliche Erklärung der Augenzeugenberichte

Ein Teil der Bevölkerung hat das Beben vom 09.09.2017 etwa 1-2 Sekunden verspürt. Dabei wurde von einem Schlag gegen die Füße und einer Hoch-Runter-Bewegung der Umgebung berichtet. Etwas Zeitversetzt aber innerhalb der 1-2 Sekunden wurde dann ein Knall wahrgenommen. Diese Berichte sind mit der Ausbreitung bestimmter seismischer Wellen zu erklären, die als seismische Energie im Zuge einer Störungsreaktivierung freigesetzt wird.

Seismische Energie wird am Hypozentrum in Wellenform freigesetzt. Dabei gibt es vier Typen von Wellen, von denen zwei zu den Raumwellen und zwei zu den Oberflächenwellen zählen. Bei den Raumwellen ist der eine Wellentyp die Primärwelle oder auch P-Welle genannt, die andere Welle ist die Sekundärwelle oder auch S-Welle genannt. Zuerst wird die Primärwelle freigesetzt, dann folgt die Sekundärwelle. Primärwellen verhalten sich wie Schallwellen, die Bewegungsform ist mit der einer Stoßfeder vergleichbar. Das Gestein wird dabei in Bewegungsrichtung der Welle verdichtet und auseinandergezogen. Diese Wellen sind sehr schnell und kommen als erstes an der Oberfläche an.

Darauf folgt die S-Welle, die sich wie eine Welle im Wasser fortpflanzt: Die Teilchen im Gestein werden senkrecht zur Bewegungsrichtung der Welle bewegt. Dabei erfolgt Scherung.

An der Oberfläche können dann P- und S-Welle reflektiert werden und breiten sich dann an der Oberfläche aus. Dazu ist eine freie Oberfläche notwendig. Diese Mischwellen aus P- und S-Welle stellen somit Oberflächenwellen dar und werden Rayleigh- und Love-Wellen genannt. Die Oberflächenwellen erzeugen die enormen Zerstörungen bei natürlichen Erdbeben. Von P-Wellen rührt keine oder nur minimale Zerstörung her.

Die P-Welle wird als Schlag wahrgenommen. Die S-Welle wird als Schwanken wahrgenommen, die Oberflächenwellen werden als Rollen und Schaukeln wahrgenommen.

Die Bevölkerung hat die P-Welle wahrgenommen. Von Schaukel- oder Rollenbewegungen wurde nicht berichtet. Es ist daher anzunehmen, dass die S-Welle sehr schwach war, und daher auch keine Oberflächenwellen verspürt wurden. Zu keiner Zeit war die Bevölkerung von Poing und Pliening daher durch die seismischen Ereignisse in Gefahr.

3.4 Gefahren bei Seismizität in Geothermiefeldern

Von seismischen Ereignissen wie den Beben von Poing (Dezember 2016, 09. September 2017) ging keine Gefahr für die Bevölkerung oder die Natur aus.

Ein wichtiger Faktor zur Gefahreineinordnung von Erdbeben ist das Verhältnis von Erdbebentiefe (genauer gesagt der Herdtiefe) und der Magnitude. Dieses Verhältnis bestimmt die Energie, die die Erdoberfläche erreicht und Bodenschwingungen erzeugt.

Bodenschwingungen können je nach Frequenzbereich bei unterschiedlichen Schwinggeschwindigkeiten Schäden an Gebäuden hervorrufen. Die Grenzwerte für Bodenschwinggeschwindigkeiten sind in der DIN 4150 Abschnitt 3 eindeutig definiert.

3.5 Bodenschwinggeschwindigkeiten während Seismizität

#	Datum	Magnitude M_L	Intensität	Tiefe	BSG in mm/s gemessen	Schäden
1	19.11.2016	1,2 ($\pm 0,3$)	< II	ungenau, ≈ 5 km	-	nein
2	27.11.2016	1,0 ($\pm 0,3$)	< II	ungenau, ≈ 5 km	-	nein
3	07.12.2016	2,1 ($\pm 0,3$)	III-IV	ungenau, $\approx 3,5$ km	-	nein
4	20.12.2016	1,8 ($\pm 0,3$)	III-IV	$3,4 \pm 1$ km	1	nein
5	09.09.2017	2,1 ($\pm 0,3$)	III-IV	$3,1 \pm 1$ km	1,6	Nur an denkmalgeschützten Altbauten im Gemeindegebiet Pliening erreicht, an Neubauten ausgeschlossen

Der höchste Wert der Bodenschwinggeschwindigkeit am 09.09.2017 wurde in etwa 500 m Entfernung zum Epizentrum des Mikrobebens gemessen (Megies & Wassermann, 2017). Demnach ist dieser höchste Wert von 1,6 mm/s im südwestlichen Teil des Gemeindegebiets Pliening erreicht worden (Abb. 24). Die Bodenschwinggeschwindigkeit liegt demnach unter den bei niedriger Frequenz von 0-10 Hz geltenden Grenzwerten nach DIN 4150-3. Im Gemeindegebiet Poing lagen die Werte der Bodenschwinggeschwindigkeit zwischen 0,01 und 0,1 mm/s und damit noch deutlicher unter den nach DIN 4150-3 geltenden Grenzwerten von 5 mm/s für Wohngebäude.

Entscheidend für die Festlegung der geltenden Richtwerte von Bodenschwinggeschwindigkeiten nach DIN 4150-3 ist die Frequenz, unter denen Bodenschwingungen auftreten. Bei Seismizität mit Hypozentren kleiner 5 km und akustischer Emission wie einem Knall ist mit hoch-frequenten Beben zu rechnen. Sobald ein Knall wahrnehmbar ist, handelt es sich um ein Beben ab 16-20 Hz. Diese hohen Frequenzen werden bei tiefliegenden Beben gedämpft, so dass bei großen Erdbeben nur sehr niedrige Frequenzen auftreten.

Nach den Beschreibungen aus der Bevölkerung ist von hochfrequenten Mikrobeben im Raum Poing-Pliening auszugehen. Bei Frequenzen von 10-50 Hz gelten Grenzwerte der Bodenschwinggeschwindigkeit von 5 – 15 mm/s für Wohngebäude und 3 – 8 mm/s für denkmalgeschützte Gebäude. Damit liegen die gemessenen Werte für die Bodenschwinggeschwindigkeit deutlich unter die durch die DIN 4150-3 vorgegebenen Grenzwerte.

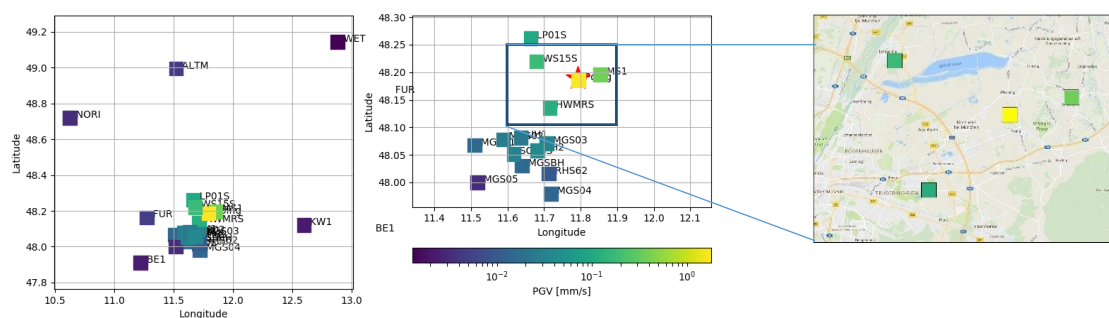


Abb. 2 Messung der Bodenschwinggeschwindigkeiten im Osten Münchens. Das gelbe Quadrat markiert die Messtation Poing. PGV steht für Peak Ground Velocity.

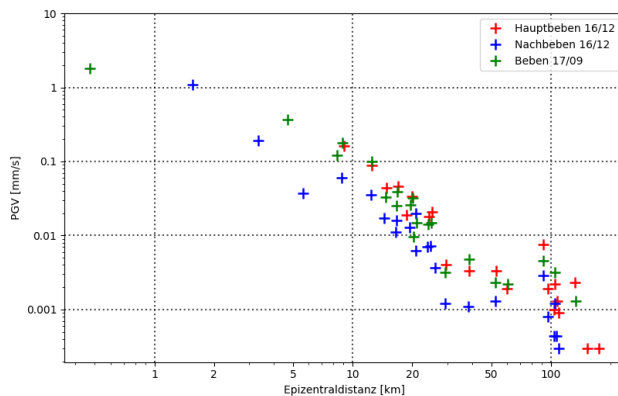


Abb. 3 Bodenschwinggeschwindigkeiten nach den Beben in Poing im Vergleich. Der höchste Wert von 1,6 mm/s wurde in Poing nahe des Epizentrums gemessen.

Zusammenfassend kann daher gefolgert werden, dass durch die Bodenschwinggeschwindigkeiten der Mikrobeben keine Schäden auftreten sollten, sofern DIN-gerecht gebaut wurde. Umgekehrt sind Schäden gemeldet worden, gerade im Raum Poing. Diese Gegensätzlichkeit muss beispielsweise durch Baugrundgutachten aufgelöst werden.

4. Schlussfolgerungen und Ausblick

Die Auswertungen dieser Studie zeigen, dass von den bisherigen seismischen Ereignissen in den Gemeindegebieten Pliening-Poing keine Gefahren ausgehen. Die Analysen legen nahe, dass der Reservoirbetrieb der Geothermieanlage mit den seismischen Ereignissen in Poing in Zusammenhang stehen kann. Eine kausale Kette, die zu den seismischen Ereignissen führte, ist nicht aufzeigbar. Es gibt Indizien, die für einen Zusammenhang der seismischen Ereignisse mit der Geothermieanlage sprechen, und es gibt Indizien, die dagegen sprechen.

Folgende Indizien sprechen für einen Zusammenhang der seismischen Ereignisse mit dem Reservoirbetrieb der Geothermieanlage Poing:

- Bislang ist keine natürliche Seismizität aus dem Raum Poing und Pliening bekannt, daher liegt es nahe, dass es sich um induzierte Seismizität infolge des Reservoirbetriebs handelt;
- Die Injektionsbohrung TH1 befindet sich im Nahfeld des Markt Schwabener Verwurfs, einer regionalen Untergrundstruktur, die durch den Reservoirbetrieb reaktiviert werden kann;
- Die Injektionsbohrung TH1 und der Markt Schwabener Verwurf liegen in dem Bereich der möglichen Hypozentren der seismischen Ereignisse;
- In dem rezenten Spannungsfeld sind Reaktivierungen von Störungen bei optimaler Orientierung möglich.

Folgende Indizien sprechen gegen einen Zusammenhang der seismischen Ereignisse mit dem Reservoirbetrieb der Geothermieanlage Poing:

- Die Geothermieanlage Poing als Anlage zur Wärmeversorgung löst nur geringste hydraulisch-thermisch-mechanisch-chemische Änderungen im Reservoir hervor;

- Spürbare Seismizität an Geothermieranlagen ist bislang unmittelbar nach Inbetriebnahme des Thermalwasserkreislaufs erfolgt. Im Fall Poing liegt ein Zeitraum von fünf Jahren zwischen verspürter Seismizität und Inbetriebnahme des Thermalwasserkreislaufs;
- Die bisherigen Erklärungen zur Auslösung der Seismizität im Umfeld von Geothermieranlagen durch Erhöhung des Formationsdrucks (Porenfluidrunderhöhung) greift im Fall Poing nicht, da die Porenfluidrunderhöhung zu gering ist um eine Störungsreaktivierung (= Seismizität) auszulösen;
- Eine kausale Kette, die zu den seismischen Ereignissen durch den Reservoirbetrieb führte, ist nach dem derzeitigen Wissensstand nicht aufzeigbar;

Die Analyse von Strukturgeologie, Spannungsfeld und Reservoirparametern konnte in hohem Detaillierungsgrad durchgeführt werden. Dieser Detailgrad fehlt jedoch der seismologischen Analyse. Grund hierfür ist die fehlende seismische Überwachung mit hohem Detailgrad. Dadurch entsteht über einen ganzen Skalenbereich eine Wissenslücke, die nur durch eine hochauflösende betriebsbegleitende seismologische Untersuchung überbrückt werden kann.

Bislang weisen nur 10% der Geothermieranlagen in Deutschland Seismizität während des Betriebs auf. Die Seismizität ist bislang an Anlagen aufgetreten, an denen Strom produziert wird und im Thermalwasserkreislauf ein Volumen von mehr als 100 l/s bewegt wird. Poing ist die erste geothermische Wärmeversorgungsanlage weltweit, an der Seismizität auftritt. An diesem Wärmeprojekt wird ein Volumenstrom von etwa 80 l/s (außerhalb der Heizperiode geringerer Volumenstrom) bewegt.

Nach dem derzeitigen Kenntnisstand gibt es keine Gesetzmäßigkeiten, die zu induzierter Seismizität an Geothermieranlagen führen.

Jeder Fall von spürbarer Seismizität ist ein Individualfall, von denen es weltweit zu wenige Beispiele gibt, um Gesetzmäßigkeiten aufzuzeigen. Letztlich ist das Phänomen der induzierten Seismizität an Geothermieranlagen zu selten, um auf einfach zu erklärende kausale Zusammenhänge zu schließen.

Die Analysen dieser Studie zeigen, dass es signifikante Wissenslücken im Prozessverständnis von induzierter Seismizität an Geothermieranlagen gibt. Trotz dieser Wissenslücken zeigen die Erfahrungen und Kenntnisse aus den seismischen Ereignissen an dieser und anderen bestehenden Geothermieranlagen, dass ein planmäßiger Dauerbetrieb der Geothermieranlage Poing durchgeführt werden kann. Ein stufenweises Anfahren der Geothermieranlage Poing wird unter gleichzeitiger seismologischer Überwachung empfohlen. Während des Betriebs kann Seismizität in dem bislang beobachteten Magnitudenbereich weiterhin auftreten. Die Erfahrungen aus Unterhaching zeigen, dass die spürbare Seismizität nach etwa zwei Jahren abklingt. Seismische Messungen sind entsprechend durchzuführen.

So kann die Geothermieranlage Poing ein wegweisendes Vorzeigeprojekt werden, das trotz Seismizität die Wärmeversorgung sicher und nachhaltig gestaltet und dabei der Kommune verhilft, ihre Klimaschutzziele nach COP21 zu erreichen.

Literatur

- Anderson, E.M. (1951): The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain. Edinburgh, Oliver and Boyd, 206 Seiten.
- Bißmann, S. (2008): Geothermie Poing 2007 – Erstellung eines 3D Gebirgsmodells. Endbericht, unveröff., 26 Seiten, DMT GmbH, Essen.
- Byerlee, J.D., 1978. Friction of rocks. *Pure Applied Geophysics* 116, 615-626.
- Brodsky, E.E., Lajoie, L.J. (2013): Anthropogenic seismicity rates and operational parameters at the Salton Sea geothermal field. *Science*, vol 341, 543-546.
- Ellsworth, W.L., (2013): Injection-induced earthquakes. *Science*, vol. 341, 142-150.
- Evans, K.F., Zappone, A., Kraft, T., Deichmann, N., Moia, F. (2012): A survey of the induced seismic responses to fluid injection in geothermal and CO₂ reservoirs in Europe. *Geothermics*, vol. 41, 30–54
- Ferrill, D.A., Morris, A.P., McGinnis, R.N. (2009): Crossing conjugate normal faults in field exposures and seismic data. *AAPG Bulletin*, V.93/11, 1471-1488
- Gruenthal, G. (2014): Induced seismicity related to geothermal projects versus natural tectonic earthquakes and other types of induced seismic events in Central Europe. *Geothermics*, vo. 52, 22-35.
- Hancock, P.L., Williams, G.D. (1986): Neotectonics. *Journal of the Geological Society*, v. 143/2, p. 325-326.
- Jaeger, J.C., Cook, N.G.W., Zimmermann, R.W. 2007. *Fundamentals of Rock Mechanics*. 4th Edition, Blackwell Publishing, Oxford, UK
- Jolie, E., Moeck, I., Faulds, J., (2014). Quantitative structural geology as new exploration method for a fault controlled geothermal system – a case study from the Basin and Range Province, Nevada (U.S.A.). *Geothermics*, 54, 54-67.
- Megies, T., Wassermann J. (2017): Erste Auswertung des Erdbebens im Gemeindegebiet Pliening vom 09.09.2017, Bayerischer Erdbebendienst, Bericht, unveröff., 8 Seiten
- Megies, T., Wassermann J. (2016): Erste Auswertung des Erdbebens im Raum Pliening/Ping vom 07.12.2016 mit Auswertung des Nachbebens am 20.12.2016, Bayerischer Erdbebendienst, Bericht, unveröff., 8 Seiten
- Marrett, R. & Allmendinger, R. W. (1990): Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology* v. 12 (8), p. 973-986.
- Meschede, M. (1994): Methoden der Strukturgeologie; ein Leitfadens zur Aufnahme und Auswertung strukturgeologischer Daten im Gelände und im Labor. Enke, Stuttgart, Federal Republic of Germany. p. 175
- Moeck, I., Mraz, E. (2015a). Multiphase fossil normal faults in geothermal systems: Insights from the Bavarian Molasse Basin. *Geotectonic Research* 97, Special Issue DRT 2015, Abstracts. DOI:10.1127/1864-5658/2015-27
- Moeck, I.S., Bloch, T., Graf, R., Heuberger, S., Kuhn, P, Naef, H., Sonderegger, M., Uhlig, S., Wolfgramm, M. (2015b). The St. Gallen project: Development of fault controlled geothermal systems in urban areas. *Proceeding, World Geothermal Congress, Melbourne, April 20-24, 2015, Australia, 2015.*

Moeck, I.S., Uhlig, S., Loske, B., Jentsch, A., Ferreira Maehlmann, R., Hild, S. (2015c). Fossil multiphase normal faults: prime targets for geothermal drilling in the Bavarian Molasse Basin? Proceeding, World Geothermal Congress, Melbourne, April 20-24, 2015, Australia, 2015.

Moeck, I. (2016): Geothermieprojekt St. Gallen – Das Spannungsregime: Analyse des in situ Spannungsfelds für die Testhorizonte der Bohrung St. Gallen GT-1, Sankt Gallen unter Einbeziehung der Gesteinsfestigkeit. Bericht, unveröff., Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik, Hannover, 33 Seiten.

Moeck I., Schandelmeier, H., Holl, H.G., (2009a). The stress regime in Rotliegend reservoir of the Northeast German Basin. *Int. J. Earth. Sci. (Geol. Rundsch.)*, 98/7, 1643-1654.

Moeck, I., Kwiątek, G., Zimmermann, G., (2009b). Slip tendency, fault reactivation potential and induced seismicity in a deep geothermal reservoir. *J. Struct. Geol.*, 31, 1174-1182

Moeck, I. (2005): Hydrotektonik von Grundwasserleitern: Rekonstruktion von Spannungsfeldern und 3D Modellierung einer geologischen Karte des Zentral-Algarve (Südportugal). Dissertation, TU Berlin, 129 Seiten.

Morris, A., Ferrill, D.A., Henderson, D.B., 1996. Slip tendency analysis and fault reactivation. *Geology* 24 (3), 275-278.

Schulz, R., Thomas, R., Dussel, M., Lüschen, E. (2012): Geothermische Charakterisierung von karstig-klüftigen Aquiferen im Großraum München. Endbericht zu BMU Projekt FKZ 0325013A, 98 Seiten, Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik, Hannover.

Struffert, F.J. (2017): Antrag zur Erteilung einer Wasserrechtlichen Gehobenen Erlaubnis, gemäß § 7 WHG i.V.m. § 16 BayWG zur Förderung, Entwärmung und Wiedereinleitung von Grundwasser / Thermalwasser im Rahmen des Geothermieanlagen-betriebes der Geothermieanlage Poing bis zum 31. August 2062. Bayernwerk Natur GmbH, 2017.

Tulinius, H., Correia, H., Sigurdsson, O., (2000): Stimulating a high enthalpy well by thermal cracking. Proceeding World Geothermal Congress 2000, Kyushu – Tohoku, Japan, May 28 – June 10, 2000.

Veil, J. (2013): White paper summarizing a special session on induced seismicity. GWREF Spotlight Series, January 23, 2013, Sarasota, FL, USA, 39 Seiten.

Zoback, M.D., 2007: Reservoir Geomechanics, Cambridge University Press, 464 Seiten.