

# Von der Gesteinsprobe bis zur Platten- grenze: Skalenübergreifende Analyse von Bruchprozessen

Marco Bohnhoff, Grzegorz Kwiatek, Georg Dresen  
Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Potsdam

*Rupture processes show strong similarities on broad spatial scales suggesting that in parts the governing physics for microcrack formation in the laboratory or a large earthquake along a tectonic plate boundary are the same. We discuss examples ranging from rock deformation experiments in the laboratory under controlled boundary conditions, induced seismicity in mines and geological reservoirs to natural earthquakes posing tremendous seismic hazard to population centers. We describe fundamental relations for the entire bandwidth of rupture processes involving fractures, faults and shear zones and their seismic characteristics such as b-value or seismic source properties. Laboratory tests on small-scale rock samples allow studying aspects of processes that control earthquake nucleation and rupture propagation. However, up-scaling of laboratory results to the field scale requires that dominant deformation processes remain the same on vastly different scales, and that potential effects of changing kinematic boundary conditions may successfully be accounted for by appropriate constitutive equations. Our approach shows that constitutive models capturing fundamental physical processes on the laboratory scale may be successfully applied to improve process understanding of deformation on the field scale with the potential to improve seismic hazard estimation.*



Die Entstehung von Erdbeben wurde in der Antike aufgrund fehlender Kenntnisse der grundlegenden physikalischen und geowissenschaftlichen Zusammenhänge meist der Gewalt der Götter zugeschrieben. Unsere heutige phänomenologische Vorstellung ihrer Entstehung ist nur etwas über 100 Jahre alt. Nach dem vernichtenden Erdbeben von San Francisco 1906 formulierte Henry Fielding Reid im Jahr 1910 die sogenannte „Elastic Rebound Theory“ (Reid, 1910). Diese Beschreibung des Erdbebenprozesses durch das Modell eines Scherbruchs gilt heute weithin als Geburtsstunde der modernen Seismologie. Demnach bewegen sich Gesteinsblöcke und Erdplatten aneinander vorbei und es kommt durch Reibung und an Unebenheiten zum Verhaken. Die langsame, aber über lange Zeiträume andauernde, nahezu kontinuierliche Bewegung führt dazu, dass die verhakte Plattengrenze Spannung aufbaut und die umgebende Gesteinsformation elastisch verformt wird. Diese Verformung an tektonischen Plattengrenzen kann über Jahrzehnte bis Jahrhunderte andauern mit Bewegungen von einigen Zentimetern pro Jahr. Ein Teil der während dieses Prozesses gespeicherten elastischen Energie wird schließlich nach Überschreiten der Gesteinsfestigkeit entlang der Plattengrenze durch einen Scherversatz schlagartig in Form von Erdbeben freigesetzt. Die bei diesem Ereignis erzeugten seismischen Wellen können an der Erdoberfläche oder in Überwachungsbohrungen von Seismometern erfasst und analysiert werden (Bohnhoff et al., 2010).

Fundamentale Fragen wie die nach dem möglichen Nukleationspunkt zukünftiger Erdbeben, dem Verlauf des Bruchprozesses und nach den entscheidenden Parametern, die schließlich dazu führen, dass ein Erdbeben endet und der Bruch zum Stillstand kommt, sind nach wie vor Gegenstand aktueller Forschung. Während man Region und maximal zu erwartende Magnitude zukünftiger Erdbeben abschätzen kann, ist eine Voraussage des Zeitpunkts, der genauen Lokation und der aktuellen Magnitude eines Erdbebens bisher jedoch nicht möglich.

Durch eine Vielzahl von Beobachtungen im Feld und im Labor, sowie durch neue Messtechnik und Analyseverfahren

verfügen die Geowissenschaften heute über ein detailliertes, aber noch unvollständiges Bild von dem, was unmittelbar vor und während eines Erdbebens geschieht. Die grundlegenden physikalischen und mechanischen Zusammenhänge, die bei der Entstehung und Ausbreitung von Beben eine Rolle spielen, sind inzwischen bekannt. Da aber Erdbeben in vielen Kilometern Tiefe entstehen, sind diese Prozesse nicht unmittelbar zugänglich. In den letzten Jahren wurden weltweit einige Forschungsbohrungen in aktive Erdbebenzonen erfolgreich durchgeführt. Hochauflösende seismologische Beobachtungen und eine Beprobung des Gesteins führten zu grundlegend neuen Erkenntnissen. Angesichts der hohen Bohrkosten, der begrenzten Bohrtiefe und der Komplexität der beteiligten Prozesse bleiben dies jedoch auf absehbare Zeit nur räumlich-zeitlich punktuelle Stichbeprobungen.

Die Seismologie nutzt daher Modelle, um die Bruchvorgänge in der Tiefe zu simulieren. Die Modelle basieren auf indirekten seismologischen Aufzeichnungen, die z. B. Informationen zum Verlauf eines Bruchs in der Tiefe beinhalten, und auf satellitengestützten geodätischen Beobachtungen der Geländedeformation während eines Bebens. Diese Daten werden durch experimentelle Laborstudien ergänzt, in denen Bruchprozesse unter kontrollierten Randbedingungen an Gesteinsproben nachgestellt und untersucht werden. Dies ist möglich, weil sich auf der räumlichen Skala Bruchprozesse innerhalb einer großen Bandbreite ähneln, d. h. manche Eigenschaften sind skaleninvariant. Daher weist ein starkes Erdbeben viele Gemeinsamkeiten mit einem Gesteinsriss in einem Bergbauschacht oder mit einer im Labor deformierten Gesteinsprobe auf (Abb. 1). Diese Skaleninvarianz erlaubt es, sich die Erde *quasi* ins Labor zu holen und die Erdbebenprozesse durch gezielte, kontrollierte Deformationsexperimente bei gleichzeitiger hochgenauer akustischer Überwachung nachzubilden und dort, wo es möglich ist, die Erkenntnisse auf den Feldmaßstab hochzukalieren. Der Schwerpunkt der hier vorgestellten Forschungsarbeiten am Deutschen GeoForschungsZentrum GFZ liegt daher auf einem verbesserten Verständnis des Erdbebenprozesses durch Analyse von Bruchprozessen auf verschiedenen räumlichen Skalen.

Die während eines Erdbebens freigesetzte seismische Energie wird Charles. F. Richter und Benno Gutenberg folgend als Erdbeben-Magnitude angegeben (Richter, 1935). Die Magnitude leitet sich aus dem Logarithmus der maximalen Amplitude im gemessenen Seismogramm ab, mit der ein kurzperiodisches Standardseismometer ein Beben in einer definierten Entfernung zum Epizentrum aufzeichnen würde. Ein Punkt mehr auf der sogenannten Richterskala bedeutet demnach eine etwa 10-fach höhere Amplitude im Seismogramm und damit die 32-fache Energiefreisetzung. Daraus leitet sich ab, dass relativ kleine numerische Unterschiede in der Richterskala sehr

*Links: Neuseeland, nördlicher Teil der Südinsel. Die Grenze zwischen der Schneedecke in den Südalpen und der Vegetation entlang der Nordwestküste markiert die Alpine Fault, eine Verwerfungszone, an der ein starkes Erdbeben bevorsteht. (Bild: NASA)*

*Left: South Island, northern part, New Zealand. The bright white snow contrasts sharply with the deep green vegetation of the coastal areas reflecting the Alpine fault that is expected to have a large earthquake in the future*



**Kontakt: M. Bohnhoff**  
(bohnhoff@gfz-potsdam.de)

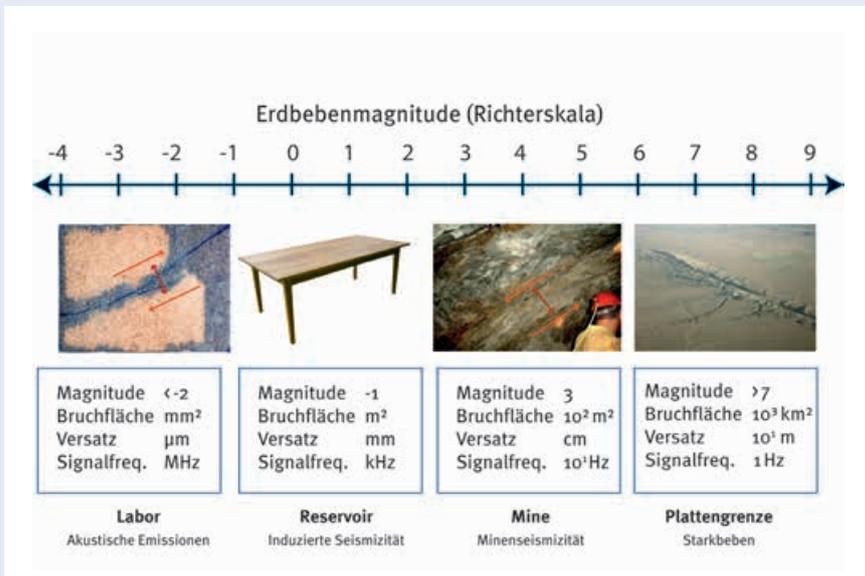


Abb. 1: Die Magnituden-Richterskala als logarithmisches Maß für die während eines Bruchprozesses freigesetzte Energie. Die vier Beispiele verdeutlichen Bruchprozesse auf verschiedenen Skalen mit Angaben zu den Schlüsselparametern Magnitude, Bruchfläche, Versatz während der Aktivierung und der jeweils dominierenden Signalfrequenz im seismischen Fernfeld. Da es sich bei der Richterskala um ein logarithmisches Maß handelt, existieren auch Brüche mit negativen Magnitudenwerten. (Fotos: links: GFZ; links Mitte: Dan Olson; rechts Mitte: GFZ; rechts: David K. Lynch, <http://www.sanandreasfault.org>)

Fig. 1: Richter scale for earthquake magnitudes over a broad range. The four examples refer to rupture processes from different scales with values for the source parameters magnitude, rupture surface, coseismic slip and signal frequency in the seismic far field. Since the Richter scale is logarithmic also negative magnitudes exist.

große Unterschiede in der freigesetzten Energie bedeuten. So entspricht etwa ein Erdbeben der Magnitude -1 der Energie, die bei einer Verschiebung von zwei Flächen der Größe einer Tischplatte um wenige Millimeter freigesetzt wird; in etwa mit dem Zerschneiden eines handgroßen Steins vergleichbar. Ein Erdbeben der Magnitude 4,5 (das entspricht etwa der Gesamtenergie eines durchschnittlichen Tornados) ist stark genug, um unabhängig vom Ort seines Auftretens auf der Erde vom weltweiten Seismometernetz erfasst und lokalisiert zu werden. Ein Erdbeben der Magnitude ~9 (z. B. vor Japan 2011 oder Sumatra/Indonesien 2004) schließlich entspricht einem Äquivalent von 32 Mrd. t TNT-Sprengstoff, also der mehr als tausendfachen Energie einer großen Wasserstoffbombe. Abbildung 1 verdeutlicht schematisch den Zusammenhang der zugrundeliegenden Größenordnungen relevanter Bruch- und Erdbebenparameter.

### Erdbebenhäufigkeit: Je kleiner desto mehr

Die größten Bruchprozesse treten an tektonischen Plattengrenzen auf. Dabei werden wie beschrieben Magnituden von bis zu 8 (Transformstörungen) oder sogar 9 (Subduktionszonen) erreicht. Solche Starkbeben sind durch die fortdauernde Aufladung und Entladung von Spannung durch die Bewegungen der Kontinentalplatten wiederkehrende Phänomene, wobei die Wiederkehrperiode ähnlicher Beben an gleicher Stelle vor allem von der relativen Plattengeschwindigkeit abhängig ist und bis zu mehrere Jahrhunderte lang sein kann. Der bisherige Zeitraum der instrumentellen Seismologie von etwas mehr als hundert Jahren reicht also nicht aus, um durch Mehrfachmessungen an gleicher Stelle das seismische Gefährdungspotenzial sicher bestimmen zu können.

Je größer ein Erdbeben ist, desto seltener tritt es auf. Dieses Naturgesetz, nach seinen Entdeckern Gutenberg-Richter-Relation genannt, besagt, dass pro Größenordnung hin zu kleineren Magnituden etwa zehn Mal mehr Beben auftreten. Im zeitlichen und räumlichen Umfeld eines Erdbebens der Magnitude 8 treten also etwa 100 000 (10<sup>5</sup>) Beben der Magnitude 3 auf und 10<sup>9</sup> Beben der Magnitude -1. Daraus folgt implizit, dass die Erfassung kleinerer Beben eine höhere Anzahl an Ereignissen und damit eine größere Messreihe und bessere statistische Grundlage für eine Modellbeschreibung oder die Ableitung von Skalierungsrelationen ergibt (Kwiatak et al., 2011; Bohnhoff et al., 2013). Diesem Phänomen folgend lässt sich aus Hypozentrenkatalogen verschiedener Erdbebenarten der sogenannte b-Wert berechnen, der sich aus der Steigung der Magnitudenhäufigkeitsverteilung ergibt. Der b-Wert ist – abgesehen von leichten Variationen, die z. B. als Fieberthermometer für den Spannungszustand an kritischen Erdbebenzonen dienen können – im globalen Mittel wie auch individuell für einzelne Erdbebenarten etwa 1 (Abb. 2).

### Menschengemachte Erdbeben?

Die größten *in-situ* beobachtbaren Bruchprozesse treten in Minen auf und erreichen typischerweise Magnituden um 4. Eine Ausnahme bilden die Goldminen in Südafrika, wo der Bergbau in mehr als 3 km Tiefe direkt bis in eine krustale Störungszone vorgedrungen ist und Magnituden >5 erreicht werden. Dort gelang durch speziell entwickelte akustische Untertage-Monitoringnetze die Erfassung von Mindestmagnituden bis zu -4, was eine Analyse von Bruchprozessen über außergewöhnliche neun Größenordnungen erlaubt (Kwiatak et al., 2011). Die Seismizität

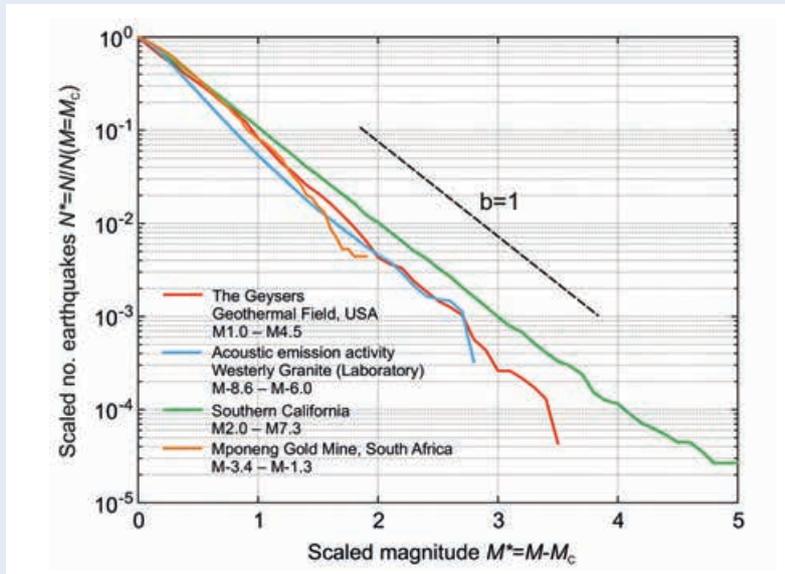


Abb. 2: Erdbebenhäufigkeitsverteilung für akustische Emissionen aus Laborversuchen (GFZ-Sektion 4.2), Minenseismizität (Kwiatek et al., 2011), induzierte Seismizität in Reservoiren (Kwiatek et al., 2015) und Erdbeben in Kalifornien (Hauksson et al., 2012). Für alle Datensätze ist das Verhältnis von größeren zu kleineren Magnituden, der sogenannte seismische  $b$ -Wert, vergleichbar mit Werten um 1.

Fig. 2: Magnitude-frequency distribution for acoustic emission data from laboratory tests (GFZ-section 4.2), seismicity in Gold mines (Kwiatek et al., 2011), induced seismicity in reservoirs (Kwiatek et al., 2015) and natural seismicity in California (Hauksson et al., 2012). The relation between larger and smaller events, the  $b$ -value, is similar for all data sets with values around 1.

im Zusammenhang mit Bergbauaktivität wird dem Bereich „anthropogene“ oder induzierte Seismizität zugeordnet. Durch den Abbaubetrieb unter Tage werden Spannungsumlagerungen im umgebenden Gebirge erzeugt, die sowohl Bergschläge als auch Erdbeben im direkten Umfeld der Stollen auslösen können.

Abgesehen vom Bergbau tritt der Begriff induzierte Seismizität in der öffentlichen Wahrnehmung im Wesentlichen im Zusammenhang mit der Stimulation von geologischen Reservoiren auf. Dabei werden bei der Prospektion und Exploration durch das Einpressen von Fluiden unter Hochdruck in tiefe geothermische Reservoire, Öl- und Gaslagerstätten oder Schiefergasvorkommen unterschiedliche Ziele verfolgt: Meist dienen diese Aktivitäten der Erhöhung der Gesteinspermeabilität im Reservoirgestein (Reservoirstimulation, Fracking) oder der Aufrechterhaltung von Reservoirdrücken nach langjähriger Förderung (Enhanced Oil/Gas Recovery). Auch diese Prozesse führen zu Veränderungen im lokalen Spannungsfeld des Reservoirs bzw. in seiner unmittelbaren Umgebung. So kann bereits durch kleine Spannungsperturbationen im Gestein auf vorher vorhandenen Bruchflächen gespeicherte Energie in Form von Scherspannung vorzeitig durch induzierte Erdbeben freigesetzt werden. Durch diese Eingriffe wird also *quasi* die seismische Uhr vorgestellt und es werden seismische Ereignisse ausgelöst, die früher oder später ohnehin aufgetreten wären. Die Magnituden dieser Beben liegen meist unterhalb der Spürbarkeitsgrenze ( $M \sim 2$ ) oder sogar unterhalb der instrumentellen Detektionsschwelle ( $M \sim 0$  an der Erdoberfläche). Dennoch kommt es in Einzelfällen zu induzierten Erdbeben, die in aller Regel zwar kein substantielles seismisches Gefährdungspotenzial aufweisen, jedoch in den letzten Jahren zu

verstärkten Forschungsaktivitäten geführt haben mit dem Ziel, diese Prozesse zu verstehen und wenn möglich, das Auftreten induzierter Seismizität vermeiden zu können.

## Erdbeben im Labor

Zur Analyse von Bruch- und Reibungsprozessen können Laborexperimente durchgeführt werden, bei denen sich die in der Erde herrschenden Randbedingungen teilweise nachstellen und kontrollieren lassen. Bei der Belastung von Gesteinsproben in einer Druckkammer entsteht Risswachstum, und es kommt zur Abstrahlung akustischer Emissionen. Dies sind hochfrequente elastische Wellen, die aufgezeichnet und deren Ursprungsort bestimmt werden kann. Mit diesem in der Materialforschung inzwischen weit verbreiteten Prüfverfahren ist eine detaillierte *In-situ*-Beschreibung des Bruch- und Reibungsvorgangs im Labor möglich (Goebel et al., 2012). Zur Erfassung dieser „Laborerdbebenwellen“ werden piezokeramische Sensoren direkt auf der Oberfläche der Gesteinsprobe angebracht (Abb. 3). Die eintreffenden elastischen Wellen werden in elektrische Signale umgewandelt, verstärkt und in einem Mehrkanal-Transientenrekorder gespeichert. Im Gegensatz zur Erfassung der seismischen Wellen von natürlichen Erdbeben (Abtastrate im Bereich bis einige hundert Hertz) erstreckt sich der Frequenzbereich akustischer Emissionen bis in den Megahertz-Bereich. Es werden also an jedem Sensor pro Sekunde Millionen Amplitudenmesswerte erfasst. Bei einem einzigen Bruchexperiment können Tausende bis Zehntausende von Laborerdbeben aufgezeichnet werden, die Magnituden in der Größenordnung von  $-5$  und kleiner haben

können (Abb.4). Die Auswertung derartig großer Datenmengen erfordert vollautomatisierte Verfahren zur Prozessierung, Ortung und Charakterisierung der Signale.

In einer Reihe von Laborstudien konnten fundamentale Beobachtungen zur Entstehung und Ausbreitung von Scherbrüchen gemacht werden. Die Experimente zeigen generell eine gute Übereinstimmung zwischen der Hypozentrenverteilung der akustischen Emissionen und der Struktur der erzeugten oder aktivierten Scherbrüche. Es ist bekannt, dass Scherbrüche im intakten Gestein oder entlang von Brüchen in Nukleationszonen (asperities) entstehen und sich kaskadenartig ausbreiten können. Räumliche und zeitliche Veränderungen in der Magnituden-Häufigkeitsverteilung der akustischen Emission zeigen systematische Trends über den Bruchverlauf, die Rückschlüsse auf das Spannungsfeld und den Schädigungsgrad an Scherzonen der Kontinentalplatten ermöglichen. Moderne Verfahren der Signalanalyse erlauben die Unterscheidung verschiedener Herdprozesse der akustischen Emissionen, die sich z.B. Zug- oder Scherrissen zuweisen lassen. Die dabei entstehenden charakteristischen Verteilungsmuster liefern zudem Hinweise auf den komplexen Zusammenhang zwischen Bruchausbreitung und Gesteinsart. Diese Beobachtungen aus dem Labor können auf vergleichbare seismologische Messungen in Reservoiren und an Plattengrenzen übertragen werden und liefern Hinweise auf grundlegende mechanische und physikalische Prozesse.

Die hier vorgestellten Studien und Beispiele zeigen, dass Bruchprozesse und Erdbeben über sehr unterschiedliche Ska-

lenlängen Gemeinsamkeiten aufweisen, die es erlauben, die empirischen Beobachtungen aus verschiedenen Bereichen zu einheitlichen Modellen der dynamischen Bruchentstehung zusammenzuführen. Dabei reicht die beobachtete Skaleninvarianz über die gesamte erfasste Bandbreite von akustischen Emissionen im Labor bis hin zu Starkbeben entlang von tektonischen Plattengrenzen. Für den Bruchprozess lässt sich dies anschaulich durch Auftragen des während des Bruchs erfolgten Spannungsabfalls (stress drop) darstellen (Abb.4). Dieser Wert weist zwar innerhalb einzelner Datensätze typischerweise Schwankungen um wenige Größenordnungen (hundertstel bis zehner MPa) auf. Diese Schwankungen und deren Mittelwert sind jedoch für alle beobachteten Größenordnungen von Bruchprozessen gleich. Die entlang der Achsen aufgetragenen Bruchparameter seismisches Moment (Maß für Energie, vgl. die parallel gezeigte Richterskala mit umgerechneter Magnitude), Bruchflächengröße, co-seismischer Scherversatz und Signalfrequenz der abgestrahlten elastischen Wellen sind im logarithmischen Maßstab angegeben und erstrecken sich über bis zu 24 Größenordnungen.

## Ausblick

Die oben ausgeführten Beispiele fokussieren auf Sprödbrüche und die zugehörigen Parameter. An der Entstehung von Erdbeben an Plattengrenzen oder auch auf der Reservoirskala können neben den beschriebenen dynamischen Bruchprozessen jedoch noch weitere Verformungsmechanismen beteiligt

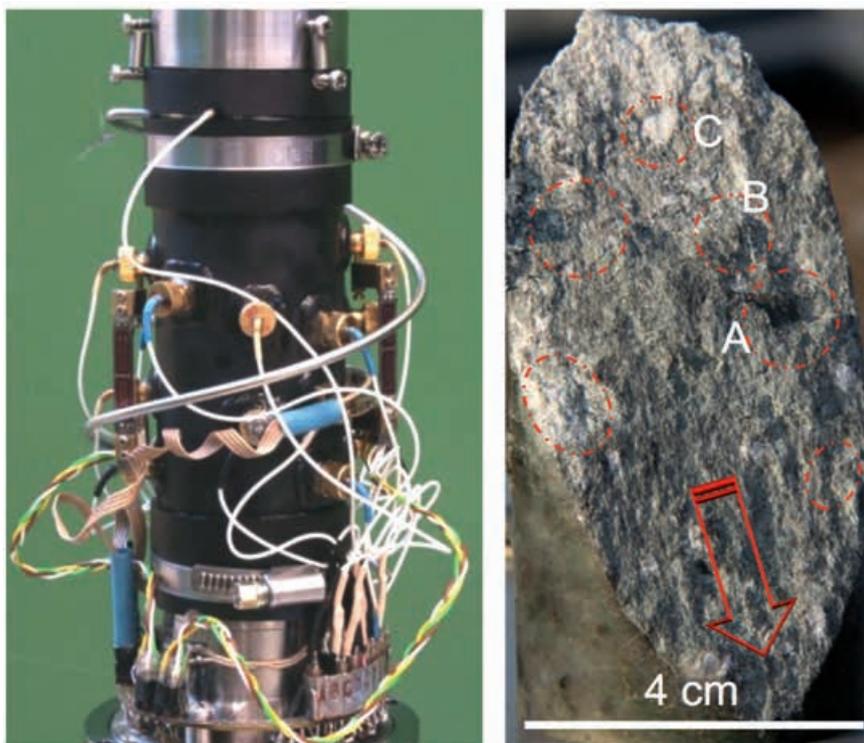


Abb. 3: Links: Messaufbau für Gesteinsdeformationsexperimente im Labor. Der Messzylinder beinhaltet die Gesteinsprobe samt Piezosensoren und wird in einer Hochdruckkammer bis an die Festigkeitsgrenze belastet. Rechts: Gesteinsprobe nach dem Experiment. Rote Bereiche markieren Zonen erhöhter seismischer Aktivität, denen eine zentrale Rolle beim Nukleationsprozess von Erdbeben zukommt. Der Pfeil markiert die Bewegungsrichtung während des Bruchs. (Fotos: GFZ)

Fig. 3: Left: Experimental setup with the rock specimen embedded in rubber sleeve clamped to steel endcaps and piezosensors glued onto the specimen to monitor acoustic emissions (AE) during rock-deformation experiments in the laboratory. Right: Ruptured specimen after the experiment. Red areas are zones of elevated AE activity and indicate asperities on the rupture surface that play a fundamental role for rupture nucleation. The arrow indicates the slip direction during failure.

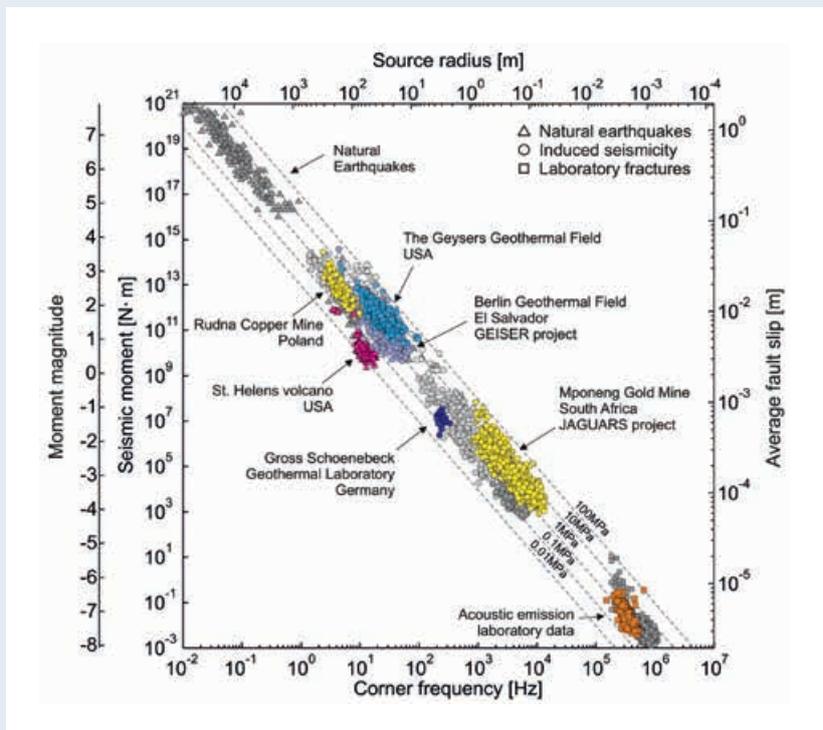


Abb. 4: Co-seismischer Spannungsabfall gemessen in Megapascal (MPa) für unterschiedliche Größenordnungen von Bruchprozessen. Die Bandbreite erstreckt sich von natürlicher Seismizität (nach Leonhard, 2010) über Minen- und Reservoir-induzierte Seismizität (Kwiątek et al., 2011; 2015), Seismizität an Vulkanen (Harrington et al., 2015) bis hin zu akustischen Emissionen in Laborexperimenten (GFZ-Sektion 4.2).

Fig. 4: Coseismic stress drop plotted with key earthquake source parameters over the entire bandwidth of observed rupture processes extending from acoustic emissions in the laboratory to large natural earthquakes. Individual data sets shown here are natural earthquakes (after Leonard, 2010), induced seismicity in mines and reservoirs (Kwiątek et al., 2011; 2015), volcano seismicity (Harrington et al., 2015). Acoustic emission data are unpublished results from the rock-deformation laboratory in GFZ-Section 4.2.

sein. So sind im Verlauf der vergangenen zehn Jahre erstmalig so genannte „slow earthquakes“ beobachtet worden: langsame, aber zeitlich distinkte Schervorgänge, die ihre Energie im Verlauf von Stunden bis Monaten freisetzen. Die zugrunde liegenden Mechanismen und ihre mögliche Rolle und Bedeutung bei der Entstehung von Brüchen und Erdbeben ist noch wenig erforscht, auch existieren Erkenntnislücken in Bezug auf die Zeiträume zwischen den magnitudenstarken Beben. Hierzu wird es in Zukunft nötig sein, die gesamte Prozesskette innerhalb des seismischen Zyklus zu analysieren. Eine verbesserte Abschätzung der seismischen Gefährdung bei Starkbeben kann dazu beitragen, die Georisiken solcher Naturgefahren zu reduzieren.

## Literatur

- Bohnhoff, M., Dresen, G., Ellsworth, W. L., Ito, H. (2010): Passive Seismic Monitoring of Natural and Induced Earthquakes: Case Studies, Future Directions and Socio-Economic Relevance. - In: Cloetingh, S., Nengendank, J. (Eds.), *New Frontiers in Integrated Solid Earth Sciences*, (International Year of Planet Earth), Springer, pp. 261–285.
- Bohnhoff, M., Bulut, F., Dresen, G., Eken, T., Malin, P. E., Aktar, M. (2013): An earthquake gap south of Istanbul. - *Nature Communications*, 4, 1999.
- Goebel, T. H. W., Becker, T., Schorlemmer, D., Stanchits, S., Sammis, C., Rybacki, E., Dresen, G. (2012): Identifying fault heterogeneity through mapping, spatial anomalies in acoustic emission statistics. - *Journal of Geophysical Research*, 117, B03310.
- Harrington, R. M., Kwiątek, G., Moran, S. C. (2015): Self-similar rupture implied by scaling properties of volcanic earthquakes occurring during the 2004-2008 eruption of Mount St. Helens, Washington. - *Journal of Geophysical Research*, 120, 7, pp. 4966–4982.
- Hauksson, E., Yang, W., Shearer, P. M. (2012): Waveform Relocated Earthquake Catalog for Southern California (1981 to June 2011). - *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102, 5, pp. 2239–2244.
- Kwiątek, G., Plenkens, K., Dresen, G. (2011): Source Parameters of Picoseismicity Recorded at Mponeng Deep Gold Mine, South Africa: Implications for Scaling Relations. - *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101, 6, pp. 2592–2608.
- Kwiątek, G., Martinez Garzon, P., Dresen, G., Bohnhoff, M., Sone, H., Hartline, C. (2015): Effects of long-term fluid injection on induced seismicity parameters and maximum magnitude in northwestern part of The Geysers geothermal field. - *Journal of Geophysical Research*, 120, 10, pp. 7085–7101.
- Leonard, M. (2010): Earthquake Fault Scaling: Self-Consistent Relating of Rupture Length, Width, Average Displacement, and Moment Release. - *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100, 5A, pp. 1971–1988.
- Reid, H. F. (1910): The mechanics of the earthquake, (The California earthquake of April 18, 1906: report of the State earthquake investigation commission; in two volumes and atlas; 2), (Publication/Carnegie Institution of Washington; 87,2), Washington: Carnegie Institution, 192 p.
- Richter, C. F. (1935): An instrumental earthquake magnitude scale. - *Bulletin of the Seismological Society of America*, 25, 1, pp. 1–32.