

# Anwendung des Gutenberg-Richter-Gesetzes in der Schallemissionsanalyse

Gerd MANTHEI

THM Technische Hochschule Mittelhessen, Gießen

gerd.manthei@me.thm.de

**Kurzfassung.** In der Seismologie drückt das Gutenberg-Richter-Gesetz die Beziehung zwischen der Größe und der Gesamtzahl der Erdbeben in einer bestimmten Region und einer Zeitspanne aus.

Diese Beziehung wird häufig an Schallemissionsereignissen aus Labor- und In-situ-Versuchen angewendet. In diesem Beitrag zum 21. Kolloquium Schallemission soll die Bedeutung des Gutenberg-Richter-Gesetzes herausgestellt und an Beispielen diskutiert werden.

## 1 Einleitung

1944 wird von Gutenberg und Richter die erste Magnituden-Häufigkeitskurve für Erdbeben in Kalifornien (USA) veröffentlicht. Diese Häufigkeitskurve wird auch als „ $\log_{10} N$ - $M$ -Kurve“ bezeichnet. Gutenberg und Richter haben für die kumulative Magnituden-Häufigkeits-Verteilung folgenden empirischen Zusammenhang festgestellt:

$$\log_{10} N = a - bM. \quad (1)$$

Mit der Zahl der Erdbeben  $N$  und der Magnitude  $M$ . Dieser empirische Zusammenhang in Gleichung (1) zwischen Erdbebenmagnitude und Häufigkeit des Auftretens wird bemerkenswert häufig festgestellt, obwohl die Werte von  $a$  und  $b$  stark von Region zu Region und über der Zeit variieren können. Führt man als weitere Bedingung noch eine Minimalamplitude  $M_{min}$  ein, die in allen untereinander zu vergleichenden Erdbebenregionen wahrscheinlich noch lückenlos erfasst wird, dann ist die Größe  $a$  in (1) ein gewisses Maß für die Aktivität zu vergleichender Gebiete.

Die Größe  $b$  (auch  $b$ -Wert genannt) wird dagegen eine sehr wesentliche Bedeutung für das seismotektonische Verhalten eines Gebietes zugeschrieben. Die ersten Ergebnisse erbrachten recht einheitliche Werte von  $b \approx 0,8$  bis  $0,9$ . Weitere Arbeiten haben dagegen gezeigt, dass  $b$  etwa im Bereich von  $0,4$  bis  $1,8$  liegen kann. Liegt zum Beispiel der  $b$ -Wert nahe  $1,0$  so bedeutet dies, dass in einer Region mit einer bestimmten Häufigkeit von Beben mit der Magnitude  $4,0$ , 10-mal so viele Beben der Magnitude  $3,0$  und 100-mal so viele Beben der Magnitude  $2,0$  auftreten können. Ist die Steigung  $b$  der Magnituden-Häufigkeitskurve sehr klein, so sind dass alle Magnituden etwa gleich häufig vertreten. Betrachtet man das Verhalten eines solchen Gebietes hinsichtlich seiner seismischen Aktivität, so ist es als ausgesprochen "heimtückisch" zu bezeichnen. Es fehlen die vielen kleinen Beben, die in einem Gebiet mit hohem  $b$ -Wert den Bewohnern zu ständiger Warnung dienen.



Veränderungen im  $b$ -Wert werden nicht nur in der Seismologie, sondern auch in der Schallemissionsanalyse (SEA) diskutiert. Durch einen Vergleich mit Laborexperimenten an Gesteinsproben kam Mogi [1] zu der Auffassung, dass mit der Heterogenität des Materials der  $b$ -Wert größer wird. Scholz [2] zeigte, dass aufgrund von SE-Messungen bei Mikrorissbildung niedrige  $b$ -Werte einem hohen Spannungszustand entsprechen. Dabei interpretierte er den hohen  $b$ -Wert durch den hohen kompressiven Spannungszustand ein sich einmal ausbildender dynamischer Bruchprozess über die zwischen kleineren schon vorhandenen Bruchflächen bestehenden "Brücken" hinwegsetzt, indem diese aufbrechen und so eine große Bruchfläche bilden.

Im Rahmen der SEA wird üblicherweise die Maximalamplitude eines SE-Signals zur Amplitudenanalyse herangezogen. Damit kann Beziehung (1) durch

$$\log_{10} N = a - b(A_{dB} / 20) \quad (2)$$

umgeschrieben werden. Wie zu erkennen ist, wird die Magnitude  $M$  durch die logarithmische Maximalamplitude  $A_{dB}$  in Dezibel (dB) ersetzt. Alle SE-Signale, die eine bestimmte Mindestamplitude überschreiten, können bei der statistischen Verteilung der Amplituden berücksichtigt werden. Die Verwendung der Maximalamplitude eines SE-Signals liefert aber nur bedingt verlässliche Werte, da es empfindlich gegenüber Rauschen und Reflexionen an Grenzflächen ist. Das führt dazu, dass der  $b$ -Wert bei SE-Ereignissen nur dann sinnvoll bestimmt werden kann, wenn die Ereignisse räumlich und zeitlich eng zusammen liegen. Damit kann garantiert werden, dass die SE-Ereignisse denselben Randbedingungen unterliegen und somit die Amplituden gut untereinander verglichen werden können. Unter diesen Voraussetzungen ist es möglich, den  $b$ -Wert mit den Signalen von nur einem Sensor zu bestimmen [4].

Will man jedoch in Anlehnung an die Seismologie die Magnitude in Gleichung (1) einsetzen, so reichen die hierzu üblicherweise gemessenen SE-Signalparameter wie die Maximalamplitude oder die elektrische Energie nicht aus, denn sie charakterisieren nur das empfangene Signal. Von der Empfindlichkeit des SE-Sensors ganz abgesehen, hängen diese Messgrößen natürlich sehr stark von der Entfernung des Sensors zur Quelle ab.

Im Folgenden werden auf zwei Verfahren zur Bestimmung der Magnitude eingegangen, die bei großmaßstäblichen SE-Messungen in Salzbergwerken bzw. in kleinmaßstäblichen SE-Messungen im Labor an Steinsalzproben eingesetzt wurden und sehr stabile und gut deutbare Ergebnisse erbracht haben. In beiden Fällen können aus der Häufigkeitsverteilung der Magnituden  $b$ -Werte bestimmt werden.

## 2 Beschreibung groß- und kleinräumiger SE-Messungen

### 2.1 Zum Versuchsort

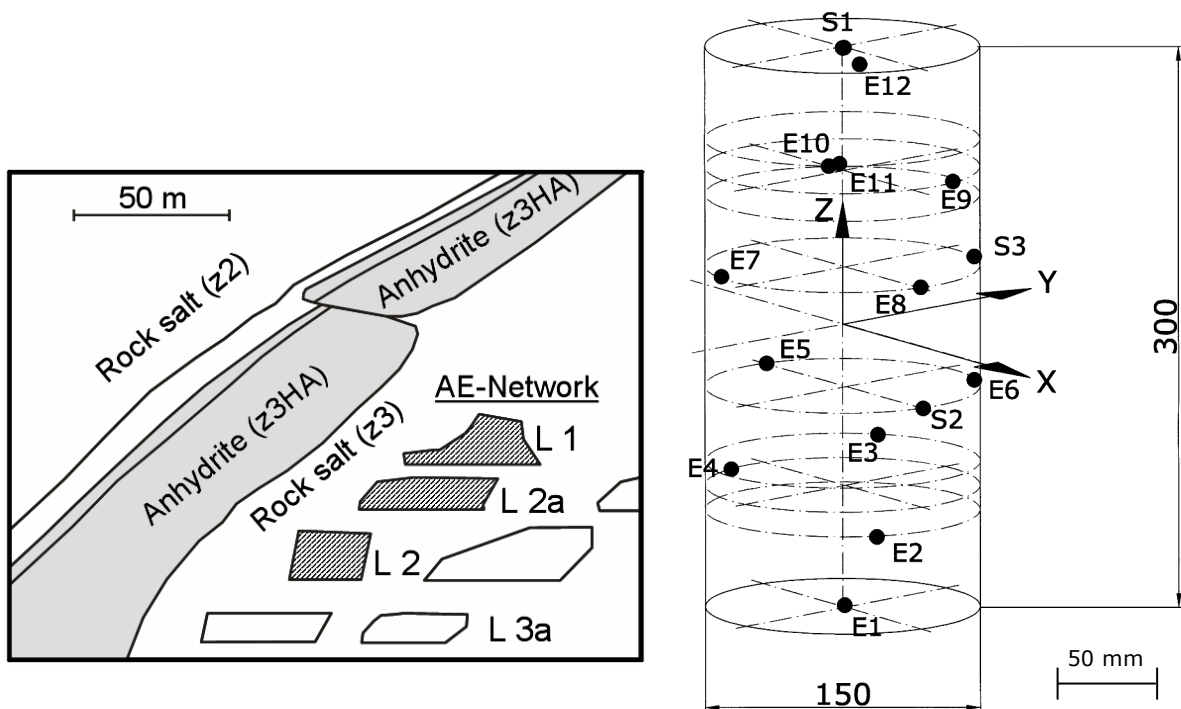
Die im Folgenden gezeigten experimentellen Beispiele zur Bestimmung von  $b$ -Werten stammen aus einem Teilbereich eines Salzbergwerks und aus Labormessungen an einer Steinsalzprobe.

Bei den großräumigen Messungen im Salzbergwerk wird ein hochgelegener Abschnitt eines Abbausystems (linkes Teilbild von Abbildung 1) im Zentralteil Bartensleben mit ungefähren Abmessungen 150 m · 150 m · 100 m seit 1995 mit einer 24-Kanal-Anlage der Fa. GMuG in Bad Nauheim durch Schallemissionsmessungen kontinuierlich überwacht. Die schon verfüllten Abbaukammern sind schraffiert dargestellt. Die mit der von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) in Hannover betriebenen Anlage können akustische Emissionen und die sie verursachenden Vorgänge im Gestein, wie die Bildung oder das Wachstum von kleineren und größeren Rissen, in einem Salzbergwerk

registriert werden. Anhand der georteten Ereignisse kann die Lage, die Ausdehnung größerer Risse sowie die räumliche und zeitliche Entwicklung der Risse dargestellt werden.

Die großräumigen Messungen werden im Frequenzbereich zwischen 1 kHz und 100 kHz mit typischen SE-Sensoren durchgeführt, die in Bohrlöchern installiert sind. In der Nähe der großen Abbaukammern im linken Teilbild von Abbildung 1 befinden sich geologische Grenzflächen zwischen duktilem Steinsalz (z3) und dem wesentlich festeren Hauptanhydrit (z3HA) [5,6].

Bei den wesentlich kleinräumigeren SE-Messungen (bis zu 3 Größenordnungen kleiner) während eines triaxialen Kompressionsversuchs an einer Großprobe aus Steinsalz (Durchmesser 150 mm, Höhe 300 mm) wurden 12 SE-Sensoren im Frequenzbereich zwischen 10 kHz und etwa 1 MHz eingesetzt. Die Anordnung der SE-Sensoren ist im rechten Teilbild von Abbildung 1 dargestellt. Von den Sensoren (E1 bis E12) waren 10 in drei Höhenniveaus auf der Mantelfläche der Probe und je einer an beiden Stirnflächen angebracht. Mit den noch zusätzlich angebrachten Sendern (S1 bis S3) konnten Durchschallungsmessungen längs der Probe und in radialer Richtung auf zwei Niveaus durchgeführt werden. Die Aufnehmer waren in gefrästen Bohrungen vollständig in der Probe versenkt und mit einem spröden Klebstoff an der Stirnseite der Einsenkung angeklebt. Geprüft wurde die Probe in der Triaxialzelle mit konstanter Vorschubgeschwindigkeit des Kolbens von 0,15 mm/min und konstantem Mandeldruck von 5 MPa. Die SE-Messungen wurde nach einer Stauchung von ca. 27 mm (entspricht ca. 9%) bei einem Axialdruck von ca. 43 MPa beendet [7].



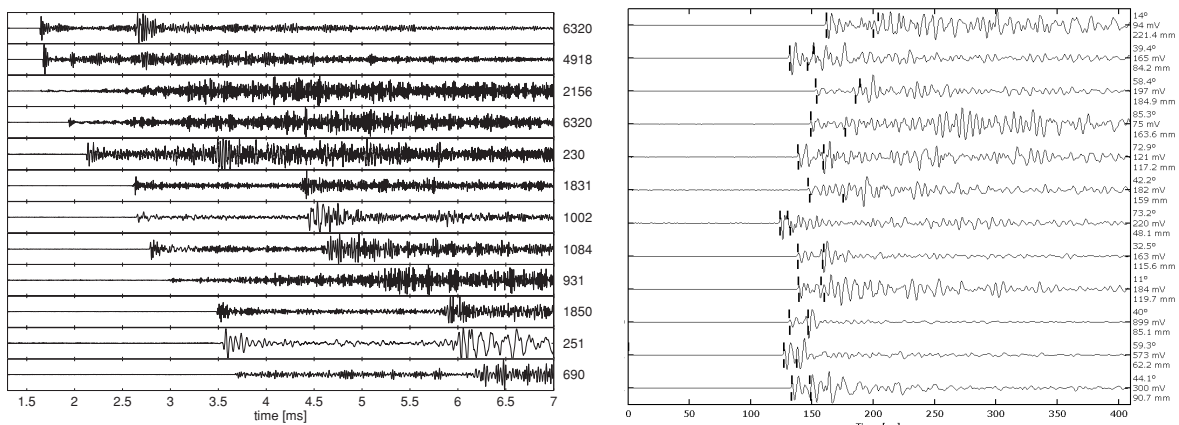
**Abb. 1.** Links: Vertikalschnitt am Versuchsort der SE-Messungen im Salzbergwerk mit der geologischen Situation [5,6]. Rechts: Abmessungen der zylindrischen Steinsalzprobe (in mm) mit der Lage der Aufnehmer [7].

## 2.2 Ortung der SE-Ereignisse

### 2.2.1 Ortungsverfahren

Zur Bestimmung der räumlichen Verteilung der Risse werden die Ereignisse mit einem von der Fa. GMuG entwickeltem Ortungsverfahren dreidimensional geortet [8]. Diese Verfah-

ren, kann sowohl auf SE-Ereignisse im Bergwerk als auch auf Laborproben angewendet werden. Als Kriterium zur Unterscheidung ortbaren von nicht-ortbaren Ereignissen wird die Güte des Signals, d.h. das Signal-zu-Untergrund-Verhältnis (Verhältnis des Signalmaximums zum Maximum im Anfangsbereich), herangezogen. Abbildung 2 zeigt typische SE-Signale von Ereignissen aus dem Salzbergwerk (linkes Teilbild) und des Probenversuchs (rechtes Teilbild). Dargestellt sind links die Signale von den ersten 12 Kanälen, sortiert nach Entfernung und skaliert nach der rechts angegebenen Maximalamplitude (in Digits). Das rechte Teilbild zeigt die automatisch erkannten P-Wellen und S-Welleneinsatzzeiten, die über der Signalspur durch kleine vertikale Striche markiert sind. Die errechneten Werte der P- und S-Welle an den verschiedenen Kanälen (Striche unterhalb der Signalspuren) können zur Beurteilung der Ortungsgenauigkeit herangezogen werden. In diesem Teilbild sind der Einfallswinkel, die Maximalamplitude und der Abstand zwischen Quelle und Sensor am Ende jeder Signalspur angegeben.



**Abb. 2.** Typische SE-Signale eines Ereignisses aus dem Salzbergwerk (links) und der Steinsalzprobe (rechts).

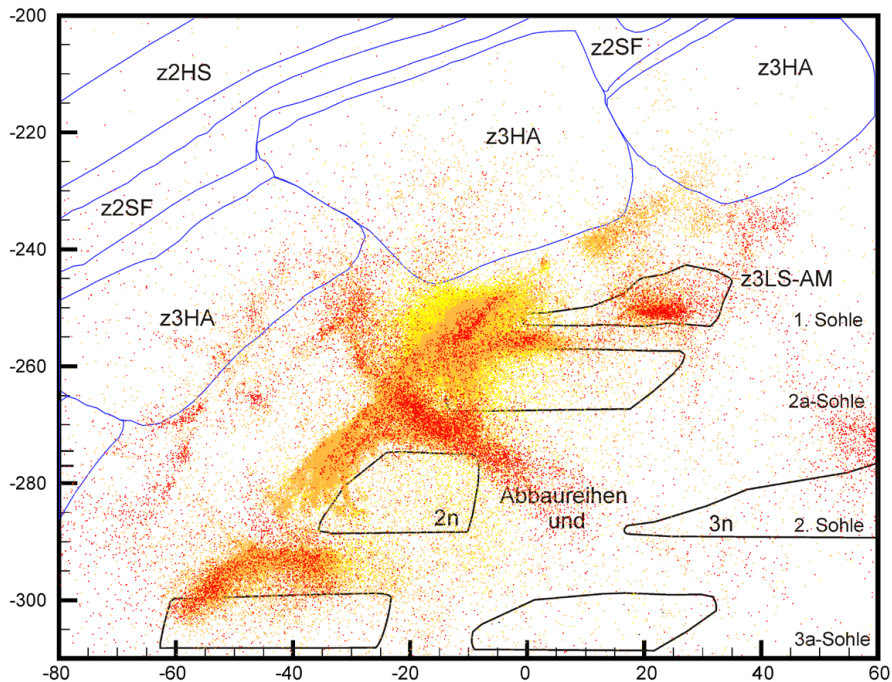
Zu Beginn des Verfahrens wird zunächst nur mit den Einsatzzeiten der P-Welle geortet. Das Ortungsergebnis wird als gültig bewertet, wenn der aus den Laufzeitresiduen berechnete Restfehler bei großräumiger Ortung im Bergwerk kleiner als 80 cm und bei kleinräumiger Ortung an Proben kleiner als 5 mm ist. Ist der Restfehler größer, wird die Ortung mit zwei Varianten wiederholt. Bei der ersten Variante wird der erste ansprechende Kanal, bei der zweiten Variante der Kanal mit dem größten Laufzeitresiduum weggelassen. Die Variante mit dem kleineren Restfehler wird übernommen. Diese Prozedur wird so lange durchgeführt, bis der Ortungsfehler unterhalb der Fehlergrenze liegt oder die Zahl der P-Welleneinsätze zu gering ist. Im letzten Fall wurde das Ereignis verworfen.

Nach der Ortung mit P-Welleneinsätzen alleine wird die Ortung mit P- und S-Welleneinsätzen zusammen durchgeführt. Die Einsätze der S-Welle werden nach der rechnerisch bestimmten P-Einsatzzeit mit einer Triggerschwelle gesucht, die vom Untergrundpegel nach dem P-Welleneinsatz und dem absoluten Maximum der Spur abhängt. Diese Triggerschwelle liegt immer sehr viel höher als die Schwelle beim Anreißen der P-Welleneinsätze. Die so bestimmten S-Welleneinsatzzeiten werden zusammen mit den zur Vorortung herangezogenen P-Welleneinsatzzeiten benutzt, um eine Ortung nach dem oben beschriebenen Verfahren durchzuführen; dabei werden wieder Einsätze mit großem Laufzeitresiduum verworfen, um einen noch annehmbaren Gesamtfehler der Ortung zu unterschreiten (die P-Welleneinsätze wurden festgehalten). Bei dieser Prozedur müssen eine gewisse Zahl an P- oder S-Welleneinsätze übrig bleiben.

Mathematisch wird der Ort und der Ursprungszeitpunkt eines Ereignisses durch ein modifiziertes Gradientenverfahren als Lösungsmethode für das überbestimmte, linearisierte Gleichungssystem bestimmt.

### 2.2.2 Ortungsergebnisse

In Abbildung 3 und 4 sind die Ortungsergebnisse im Salzbergwerk bzw. in der Laborprobe dargestellt. Abbildung 3 zeigt einen Vertikalschnitt mit Abbaukonturen und geologischen Grenzen sowie georteten mikroakustischen Ereignisse eines Monats (ca. 241.500 gültige Ortungen). Die Skala ist in Meter angegeben. Durch die Farben werden SE-Ereignisse unterschiedlicher Stärke markiert.



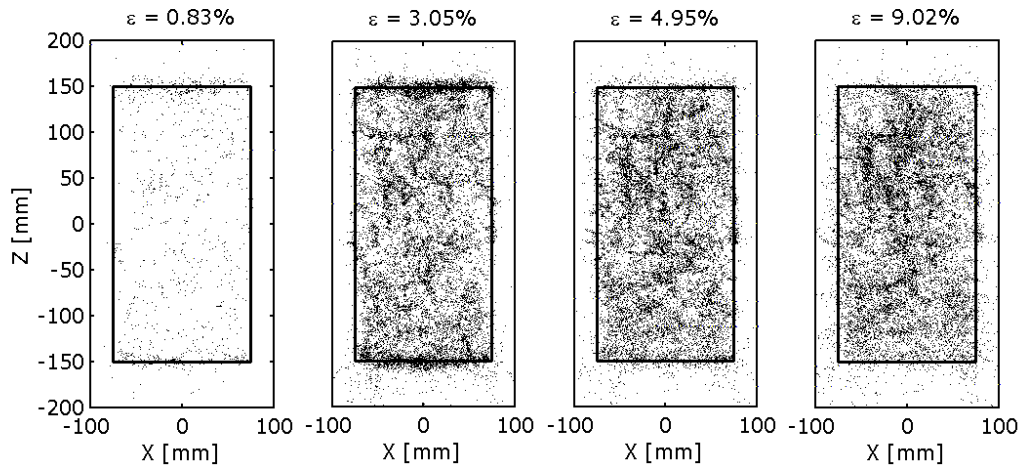
**Abb. 3.** Vertikalschnitt durch das Abbausystem mit den SE-Ortungen aus einem 40 m breiten Streifen im Dezember 2010. Dargestellt sind ca. 241.500 gültige Ortungen unterschiedlicher Stärke (gelb schwaches Ereignis und rot starkes Ereignis) [9].

SE-Ereignisse mit geringer Stärke werden gelb dargestellt, die mit mittlerer Stärke orange und die starken Ereignisse rot. Aus Abbildung 3 ist zu entnehmen, dass durch die Anhäufung von vielen Ortungen Bereiche erhöhter Spannungskonzentrationen angedeutet werden. Dabei konzentriert sich die SE-Aktivität hauptsächlich auf die abbaunahen Bereiche der verfüllten Abbaue (schraffierte Kammern in Abbildung 1), besonders deren Firsten bzw. in den Schweben. Erhöhte Aktivität ist auch an den Grenzflächen von Steinsalz und Hauptanhydrit deutlich erkennbar, z. B. zwischen den Anhydritblöcken über dem Abbau 1a.

Abbildung 4 zeigt das Ortungsergebnis des triaxialen Druckversuchs an der zylindrischen Großprobe aus Steinsalz. Dargestellt sind die Lagen von mehr als 56.000 Ereignissen in Projektion auf die x-z-Ebene in vier verschiedenen Versuchsstadien (Teilbilder a bis d).

Zur Orientierung ist die ursprüngliche Form der Probe durch ein Rechteck gekennzeichnet. Das Koordinatensystem ist so orientiert, dass die z-Achse parallel zur Probenlängsachse verläuft (vgl. Abb. 1). Der Ursprung des Koordinatensystems liegt in der Mitte der Probe. Zu Beginn des Versuchs bis zu einer Stauchung von 0,83% werden nur vereinzelt SE-Ereignisse geortet. Ab dieser sogenannten Dilatanzgrenze nimmt die SE-Aktivität deutlich zu. Es ist zu erkennen, dass die Ereignisse wolkenartig über die ganze Probe verteilt sind. Es sind einige Bereiche, besonders in der oberen Hälfte der Probe, zu erkennen, die stärker durch Ereignisse belegt sind.





**Abb. 4.** Lage der georteten Ereignisse in der Großprobe aus Steinsalz in Projektion auf die x-z-Ebene in vier Versuchsstadien.

### 3 Beschreibung der Methoden zur Bestimmung der Magnitude

#### 3.1. Bestimmung der Magnitude aus den Maximalamplituden

Eine bessere Charakterisierung der Stärke eines Ereignisses ist deshalb möglich, falls die Schallquellen mit mehreren Aufnehmern geortet werden. In diesem Fall lässt sich – in Analogie zur Praxis bei Erdbeben – eine auf einen mittleren Abstand bezogene Messgröße als Magnitudenmaß angeben. Bei der Kenntnis der absoluten Empfindlichkeit der eingesetzten SE-Sensoren kann an Stelle der Maximalamplituden, die absolute seismische Energie oder die seismische Magnitude des Ereignisses angegeben werden.

Zur Berechnung der Magnitude aus den Maximalamplituden  $A$  in Abhängigkeit vom Abstand  $r$  wird von einer Gesetzmäßigkeit ausgegangen, welche die geometrische Schallschwächung (sogenannte Divergenz) für Volumenwellen mit  $1/r$  und einem zusätzlichem Dämpfungsterm zur Berücksichtigung von Absorption und Streuung auf dem Laufweg enthält:

$$A(r) = \frac{1}{r} \cdot e^{-\alpha r}. \quad (3)$$

Aus (3) folgt:

$$\log(A(r) \cdot r) = -\alpha r + C, \quad (4)$$

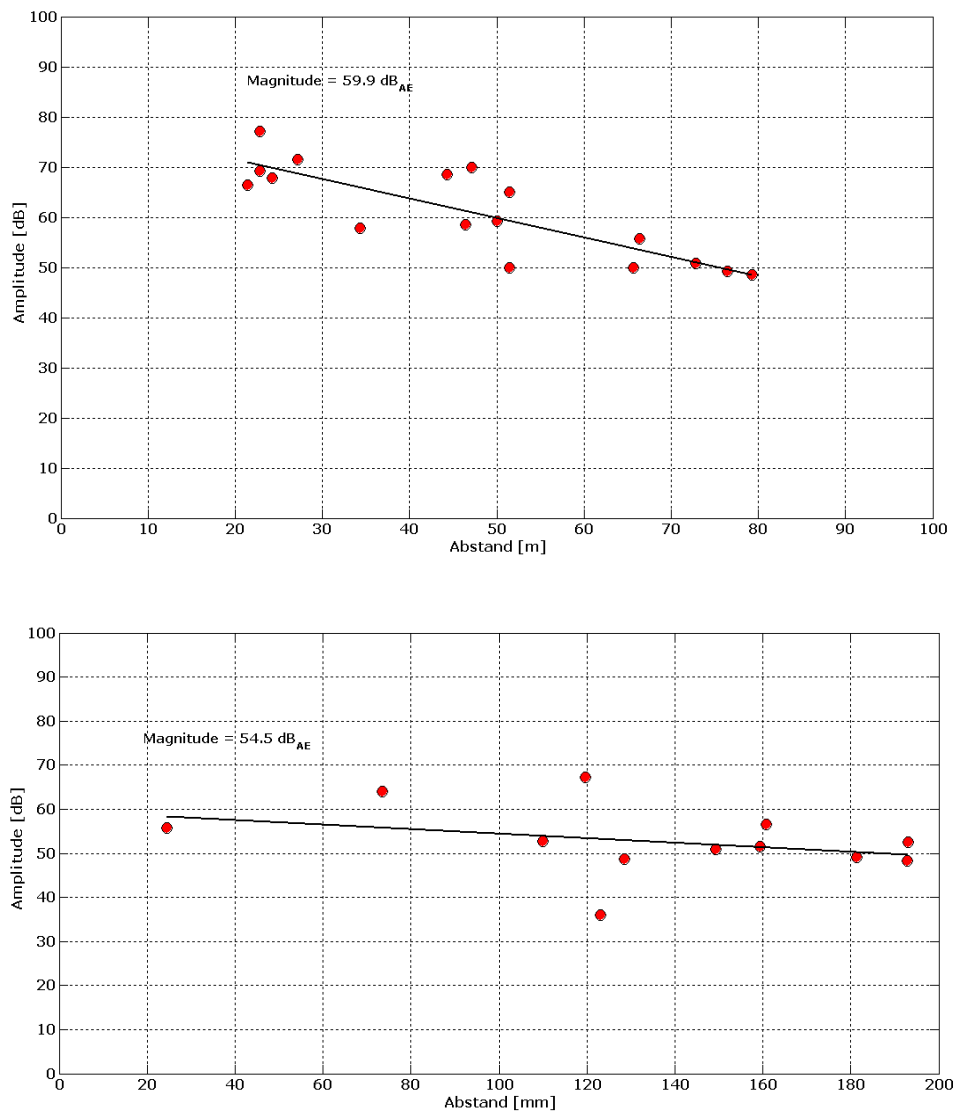
wobei  $C$  eine Konstante ist. Im ersten Schritt wird für jedes Ereignis eine Ausgleichsgerade für die Abhängigkeit bestimmt. Als Magnitude wird der interpolierte Wert für den Bezugsabstand von  $r_0 = 50$  m im Bergwerk bzw.  $r_0 = 100$  mm im Labor aus Achsabschnitt und Steigung der Ausgleichsgeraden ermittelt. Diese Magnitude  $M_{AE}$  wird – wie üblicherweise die Maximalamplitude – in dem logarithmischen Maß  $dB_{AE}$  ( $20 \cdot \log(A/A_0)$ ,  $A_0$  entspricht einer Bezugsspannung von  $1 \mu\text{V}$  vor Vorverstärkung des Signals (auch Dunegan-Skala genannt) angegeben. Mit  $A_0$  und  $r_0$  ergibt Gleichung (4):

$$\log(A(r)/A_0 \cdot r/r_0) = -\alpha r + C. \quad (5)$$

In Abbildung 5 sind die mit dem normierten Abstand multiplizierten Maximalamplituden in  $dB_{AE}$  (rote Punkte) gegenüber dem Abstand gemäß Formel (5) für jeweils ein Ereignis aus dem Salzbergwerk (oberes Teilbild) und ein Ereignis aus der Steinsalzprobe (unteres Teilbild) aufgetragen. Die Ausgleichsgerade ist mit eingezeichnet. In den dargestellten Fällen beträgt die Magnitude  $M_{AE}$  in der Entfernung von 50 m ca.  $60 \text{ dB}_{AE}$  bzw. von 100 mm ca.

55 dB<sub>AE</sub>. Die Steigung der Ausgleichsgeraden stellt die mittlere Dämpfung auf dem Laufweg dar. In beiden Fällen ist sie mit ca. 3,9 dB pro 10 m bzw. 0,51 dB pro 10 mm sehr gering [4].

Die in Abbildung 5 aufgetragenen Amplituden sind schon mit Stationskorrekturen versehen, die im zweiten Schritt durch eine statistische Auswertung einer Vielzahl von Ereignissen, z.B. aller in einem längeren Zeitraum registrierten Ereignisse, ermittelt werden. Dazu werden Ereignisse aus dem gesamten Überwachungsbereich oder der Probe zugelassen, um über alle vorkommenden Einfallrichtungen zu mitteln. Die mittlere Abweichung der Maximalamplituden der einzelnen Messkanäle von der Ausgleichsgeraden stellt den Korrekturwert dar. Diese Empfindlichkeit hängt allerdings nicht nur von der Messkette, sondern auch von der Ankopplung des SE-Sensors an das Gestein, von der Platzierung des Sensors in der Sensoranordnung und von der Lage des Sensors zu den aktiven Bereichen (sogenannte Site-Effekte). Anschließend werden die Magnituden unter Berücksichtigung der Stationskorrekturen neu berechnet.



**Abb. 5.** Maximalamplitude an den einzelnen Kanälen, gewichtet mit dem normierten Abstand bei 50 m und 100 mm eines Ereignisses aus dem Salzbergwerk (oberes Teilbild) bzw. Steinsalzprobe (unteres Teilbild).

### 3.2 Bestimmung der Magnitude aus dem seismischem Moment

In der Seismologie wird das seismische Moment eines tektonischen Bebens (auch Herdmoment genannt) aus dem Produkt der mittleren Herddislokation, der Herdfläche und des Schermoduls des Gesteins berechnet. Dabei wird davon ausgegangen, dass als Ursache, wie es bei tektonischen Beben der Fall ist, eine reine Scherquelle vorliegt. Soll jedoch auch das seismische Moment von "Nicht-Scherquellen" bestimmt werden, so kann z.B. der Momententensor von seismischen Quellen herangezogen werden. Der Momententensor beschreibt nicht nur reine Scherquellen, wie es bei der herkömmlichen Herdflächenlösung der Fall ist, sondern auch Quellen mit einem signifikanten isotropen Anteil. Dazu gehören Ereignisse, die durch eine Explosion oder durch eine Implosion (z.B. durch einen Gebirgsschlag) entstanden sind. Der isotrope Anteil kann in diesen Fällen Ausdruck eines Öffnungsbruches oder ein Maß für Volumenänderungen des Porenraums sein.

Das seismische Moment wird in der Seismologie üblicherweise aus der spektralen Amplitudendichte seismischer Oberflächenwellen als auch aus dem zeitlichen Integral der seismischen Bodenbewegung von P- oder S-Wellen berechnet. Um das seismische Moment aus dem Momententensor von SE-Quellen in Newtonmeter zu bestimmen ist es erforderlich, die SE-Sensoren hinsichtlich ihrer absoluten physikalischen Messgröße, ihrer Empfindlichkeit von Frequenz und Einfallrichtung zu charakterisieren. Häufig wird auch das erste Anschwingen der P- und S-Welle verwendet, um den Momententensor zu bestimmen.

Nach Silver und Jordan [10] wird das totale seismische Moment aus dem Momententensor  $M$  mit

$$M_0 = \frac{\|M\|}{\sqrt{2}} \quad (6)$$

berechnet. In der Seismologie gibt es jedoch viele Beziehungen zwischen dem seismischen Moment und der Magnitude. Diese Beziehungen wurden aus Untersuchungen an Erdbeben abgeleitet. Eine Extrapolation über so viele Größenordnungen auf SE-Ereignisse scheint jedoch sehr zweifelhaft zu sein. Deshalb wird hier die Magnitude aus dem Momententensor in der bekannten Dezibel-Skala durch

$$M_{SM} = 20 \cdot \log(M_0) \quad (7)$$

berechnet.  $M_0$  ist das nach Formel (6) berechnete seismische Moment in der physikalischen Einheit Nm.

## 4 Ergebnisse der Magnitudenverteilung

### 4.1 Magnitudenverteilung im Salzbergwerk

In Abbildung 6 zeigt als Beispiel die Häufigkeitsverteilung der Magnituden  $M_{AE}$  in logarithmischer Auftragung, die aus zwei räumlich getrennten Ortungsbereichen im Salzbergwerk stammen. Die Ereignisse aus dem Steinsalzbereich stammen aus dem Saum großer Abbaukammern. Sie rühren hauptsächlich von Mikrorissen her, die sich unter deviatorischen Spannungen in der Umgebung von Hohlräumen im Salzgestein bilden. Dementsprechend ist die Verteilung für Steinsalz sehr schmal und fällt steil (großer  $b$ -Wert). Sie enthält also nur sehr kleine Ereignisse. Dagegen ist die Verteilung für den Bereich im Anhydrit breiter, fällt langsamer ab (kleiner  $b$ -Wert). Die  $b$ -Werte zeigen deutlich die Unterschiede in der bei der Rissbildung freigesetzten seismischen Energie. Es handelt sich um Auflockervorgänge durch Mikrorissbildung an den Korngrenzen mit Dimensionen von Millimetern bis Zentimetern. Im Anhydrit kann aufgrund der weitaus höheren Festigkeit im Ver-



gleich zum Steinsalz mehr elastische Energie gespeichert und als seismische Energie freigesetzt werden [4].

Um den Bereich der Abbaukammern im Steinsalz und des angrenzenden Anhydrits noch etwas genauer zu untersuchen, bestimmte Köhler et al. [11] die zeitliche und räumliche Veränderungen des  $b$ -Wertes bei der Verfüllung eines Abbaus auf der 3. Sohle. Untersucht wurden SE-Ereignisse in einem Volumen von  $20\text{ m} \cdot 20\text{ m} \cdot 40\text{ m}$  direkt über dem Abbau (Firstbereich) im Steinsalz und ca.  $80\text{ m}$  höher gelegen im Anhydrit mit einem Volumen von  $20\text{ m} \cdot 10\text{ m} \cdot 10\text{ m}$ . Die Magnitudenverteilungen dieser zwei Bereiche sind in den Abbildungen 6 und 7 für Steinsalz bzw. Anhydrit vor (a), während (b, c) und nach der Verfüllung (d bis f) zu sehen. Obwohl die Ereigniszahlen innerhalb der Volumina teilweise zeitlich stark schwanken (zwischen ca. 70 und 9.000 im Steinsalz und ca. 100 und 2.100 im Anhydrit), lassen sich wieder gute Übereinstimmungen mit den Ergebnissen aus Abbildung 5 erkennen. Für den Bereich im Steinsalz, direkt über der Firste des Hohlräum, ergeben sich aus den Magnitudenverteilungen (Abb. 6) recht hohe Werte zwischen  $b = 1,12$  und  $4,3$ . Mit Beginn der Verfüllung erhöht sich  $b$  auf  $2,2$  (Abb. 6b), steigt unmittelbar nach der Verfüllung auf  $b = 4,3$  (Abb. 6d) an und sinkt danach bis Ende des Messzeitraumes auf  $b = 2,57$  (Abb. 6f) ab. Im Anhydrit geben die einzelnen Magnitudenverteilungen recht niedrige  $b$ -Werte zwischen  $0,98$  und  $1,44$  an (Abb. 7), mit einem Durchschnitt von  $b = 1,17$ .

Kaiser et al. [9] interpretieren diesen Zusammenhang, dass während der Verfüllung starke Änderungen der Beanspruchungen auftreten, die im Anhydrit größer als im Steinsalz sind. Während bei gleichbleibender Beanspruchung, etwa drei Monate nach der Verfüllung, hat sich ein Gleichgewicht wieder eingestellt. In dieser Phase sind die  $b$ -Werte ein Indikator für den Abbau von Spannungen durch Kriechvorgänge, die sich ständig in den Auflockerungszonen abspielen.

#### 4.2 Magnitudenverteilung in einer Steinsalzprobe

Abbildung 8 zeigt kumulative Magnitudenverteilungen in logarithmischer Auftragung, die aus den vier Versuchsstadien der Großprobe aus Steinsalz stammen. Dargestellt sind die Verteilungen der Magnitude  $M_{AE}$  (Punkte) und  $M_{SM}$  (Sterne), die nach Gleichung (5) und (7) aus den Maximalamplituden bzw. dem seismischen Moment berechnet wurden. Zur Bestimmung des  $b$ -Wertes wurden alle Ereignisse mit einer Magnitude größer als  $55\text{ dB}$  herangezogen. Es fällt in allen vier Teilbildern auf, dass der  $b$ -Wert der Magnituden  $M_{AE}$  (im Folgenden  $b_{AE}$  genannt) etwas größer ist, als der  $b$ -Wert der Magnituden  $M_{SM}$  (im Folgenden  $b_{SM}$  genannt).

Bis zur Dilatanzgrenze bei einer Stauchung von  $0,83\%$  treten nur wenige Ereignisse auf (Teilbild a). Die  $b$ -Werte liegen bei  $1,74$  ( $b_{AE}$ -Wert) und  $1,05$  ( $b_{SM}$ -Wert). Mit zunehmender Stauchung und damit Schädigung der Probe steigen die  $b_{AE}$ - und  $b_{SM}$ -Werte bei  $3,06\%$  Stauchung von  $2,56$  bzw.  $1,76$  auf  $2,9$  bzw.  $2,11$  an (Teilbild b und c). Am Ende des Versuch bei  $9,02\%$  Stauchung fallen diese auf  $2,79$  und  $1,94$  etwa ab (Teilbild d). Abgesehen von dem niedrigen  $b$ -Wert bis zur Dilatanzgrenze weisen die Magnitudenverteilungen im Allgemeinen recht hohe  $b$ -Werte auf. Diese deuten darauf hin, dass es sich hier um viel kleine Mikrorisse handelt, wie in den Auflockerungszonen in der Umgebung von Hohlräumen im Steinsalz.

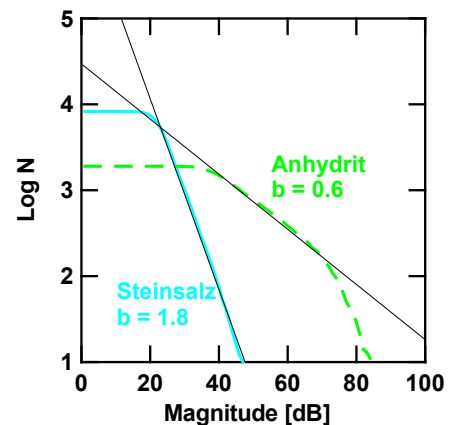
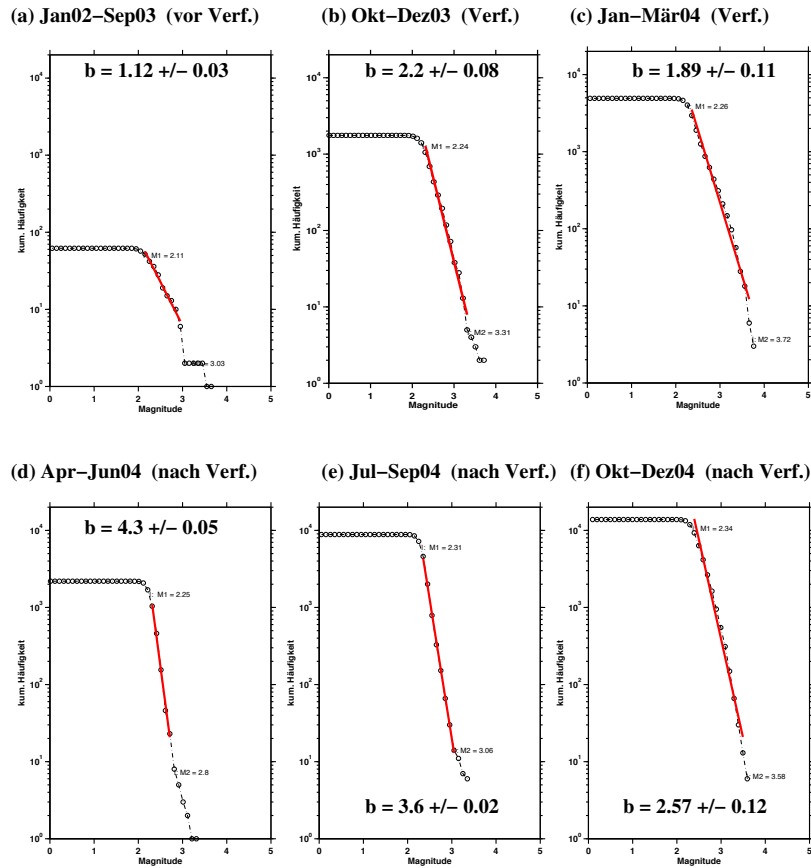
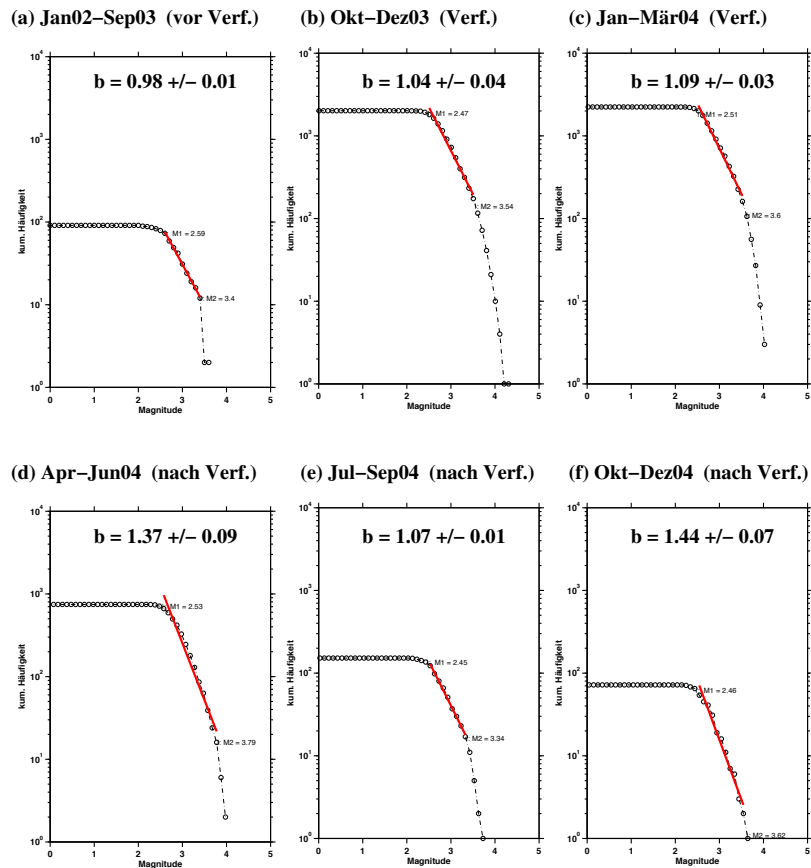


Abb. 5. Kumulative Magnitudenverteilung für zwei Ortungsbereiche im Salzbergwerk [5,6].



**Abb. 6.** Magnitudenverteilungen im Steinsalz oberhalb der Firste des verfallenen Abbaus vor (a), während (b und c) und nach der Verfüllung (d bis f) [11].



**Abb. 7.** Magnitudenverteilungen im Anhydrit vor (a), während (b und c) und nach der Verfüllung (d bis f) [11].

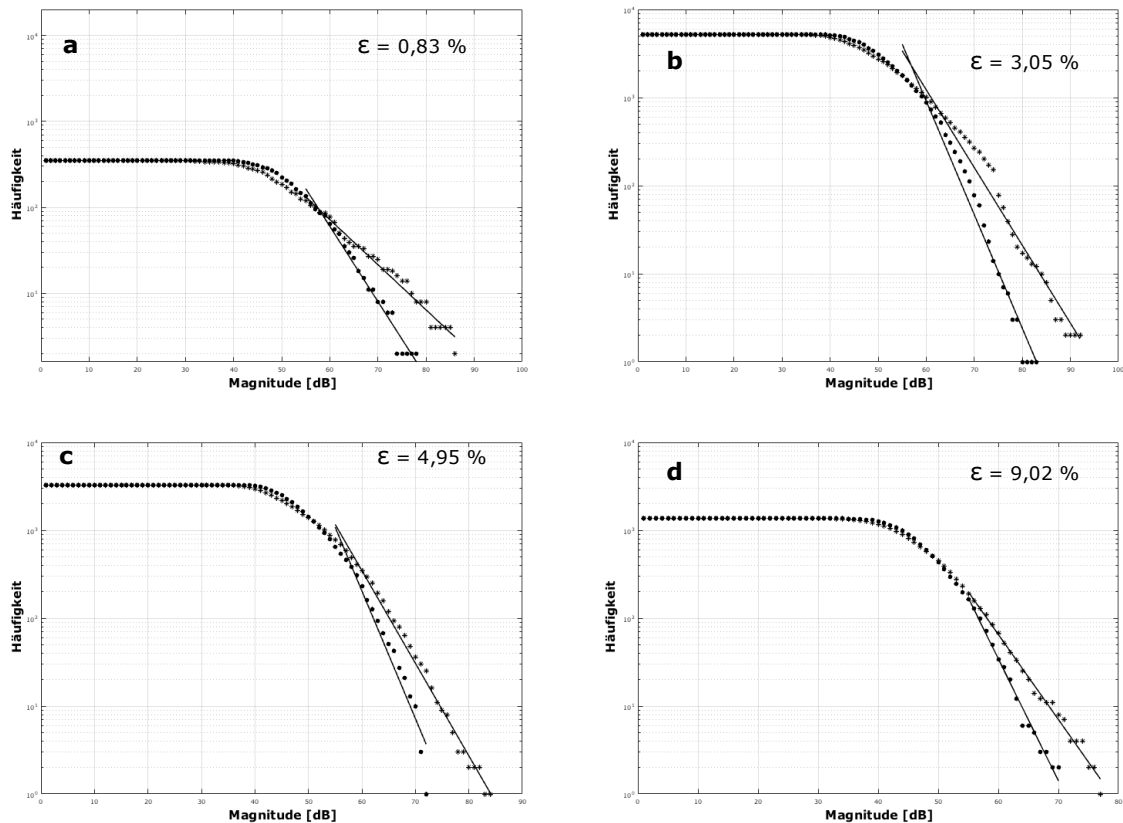


Abb. 8. Magnitudenverteilungen in der Großprobe aus Steinsalz in vier Versuchsstadien.

## 5 Zusammenfassende Diskussion

In dieser Arbeit wird gezeigt, dass empirische Zusammenhänge bei tektonischen Beben, die das Gutenberg-Richter-Gesetz beschreibt, auch auf wesentlich kleinere, hochfrequente SE-Ereignisse zutreffen. In der Schallemissionsanalyse ist es seit langem üblich durch Amplitudenanalyse von Einzelschwingungen eine Amplitudenverteilung anzugeben. Analog zum Gutenberg-Richter-Gesetz weisen auch diese Amplitudenverteilungen von z.B. diskreten Burstsignalen einen exponentiellen Abfall auf. Allerdings werden bei diesen Verfahren die Signalüberschwingungen bei einer bestimmten Diskriminatorschwelle aufgetragen. So konnten bei SE-Messungen an Verbundwerkstoffen durch verschiedene Exponenten unterschiedliche Versagensmechanismen gefunden werden.

Um jedoch die wirkliche Stärke eines SE-Ereignisses an der Quelle zu beurteilen, reichen die Maximalamplitude oder Überschwingungen nur eines SE-Sensors nicht aus, denn sie charakterisieren nur das empfangene Signal.

Hier werden zwei Verfahren zur Bestimmung der Magnitude von SE-Quellen angewendet. Bei dem ersten Verfahren werden die Maximalamplituden vieler Messkanäle und die Abstände zu den Sensoren herangezogen um die Magnitude unter Berücksichtigung des Quellenortes, der abstandsabhängigen Schallschwächung, der Absorption und Streuung und der Empfindlichkeit der Aufnehmer zu bestimmen.

Beim zweiten Verfahren handelt es sich um die Momententensormethode mit der die Magnitude aus das seismische Moment des Momententensors ermittelt werden kann. Neben den oben genannten Parametern, geht bei diesem Verfahren noch zusätzlich der Mechanismus der Quelle ein.

Die Ergebnisse zeigen, dass hohe  $b$ -Werte hauptsächlich im Steinsalz gemessen werden. Die hohe Schallemissionsaktivität im Salzbergwerk als auch bei triaxialer Belastung der Steinsalzprobe deutet darauf hin, dass dilatante Vorgänge wie Rissbildung auftreten. Dilatante Vorgänge sind durch viele kleine Ereignisse gekennzeichnet, die sich an aufweitenden Korngrenzen bilden. Diese sichtbar geöffneten Stellen bilden sich zunächst in einigen Abstand zueinander. Mit höherer Belastung werden diese Stellen häufiger und es entstehen längere Brüche. Die Aufweitung der Korngrenzen nimmt zu. Damit lässt sich auch die Abnahme des  $b$ -Wertes am Ende des Probenversuchs erklären.

## Referenzen

- [1] Gutenberg B., Richter C.F. (1954), *Seismicity of the Earth*, Princeton Univ. Press
- [2] Mogi, K. (1962), *Study of the elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and its relation to earthquake phenomena*. Bull Earthquake Res Inst, 40, S. 125-173.
- [3] Scholz, C.H. (1968), *The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes*, Bull Seis Soc Amer, 58, S. 399-415.
- [4] Eisenblätter, J., Spies, T. (2000), *Ein Magnitudenmaß für Schallemission und Mikroakustik*, 12. Kolloquium Schallemission, Deutsche Gesellschaft für Zerstörungsfreie Prüfung e.V., 72, S. 29-41.
- [5] Spies, T., Eisenblätter, J., (2000), *Untersuchung von Clustern mikroakustischer Emission an geologischen Grenzflächen*, 12. Kolloquium Schallemission, Deutsche Gesellschaft für Zerstörungsfreie Prüfung e.V., 72, S. 139-150.
- [6] Spies, T., Eisenblätter, J., Manthei, G. (2002), *Neue Entwicklungen in der Mikroakustik am Beispiel von Messungen im Endlager Morsleben*, Zeitschrift für angewandte Geologie, Heft 2, S. 30-37.
- [7] Manthei, G. (2005), *Characterization of Acoustic Emission Sources in a Rock Salt Specimen under Triaxial Load*. Bull Seis Soc Amer, 95, S. 1674-1700.
- [8] Eisenblätter, J., Manthei, G., Meister, D. (1998), *Monitoring of Microcrack Formation around Galleries in Salt Rock*. In Hardy, H.R. Jr (ed) (1998), Proc 6<sup>th</sup> Conf on Acoustic Emission/Microseismic Activity in Geologic Structures and Materials. Trans Tech Publications, Clausthal-Zellerfeld, S. 227-243.
- [9] Kaiser, D. (2011), *Mikroakustische Messungen in einem Salzbergwerk zur Bewertung von Rissprozessen*, Mitteilungen der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, Sonderband I/2011, S. 39-52.
- [10] Silver, P. G., Jordan, T. H., (1982), *Optimal estimation of scalar seismic moment*, Geophys. J. R. Astr. Soc., Vol. 70, S. 755-787.
- [11] Köhler, N., Spies, T., Dahm, T., (2009): *Seismicity patterns and variation of the frequency-magnitude distribution of microcracks in salt*. Geophysical Journal International, 179, S. 489-499.