

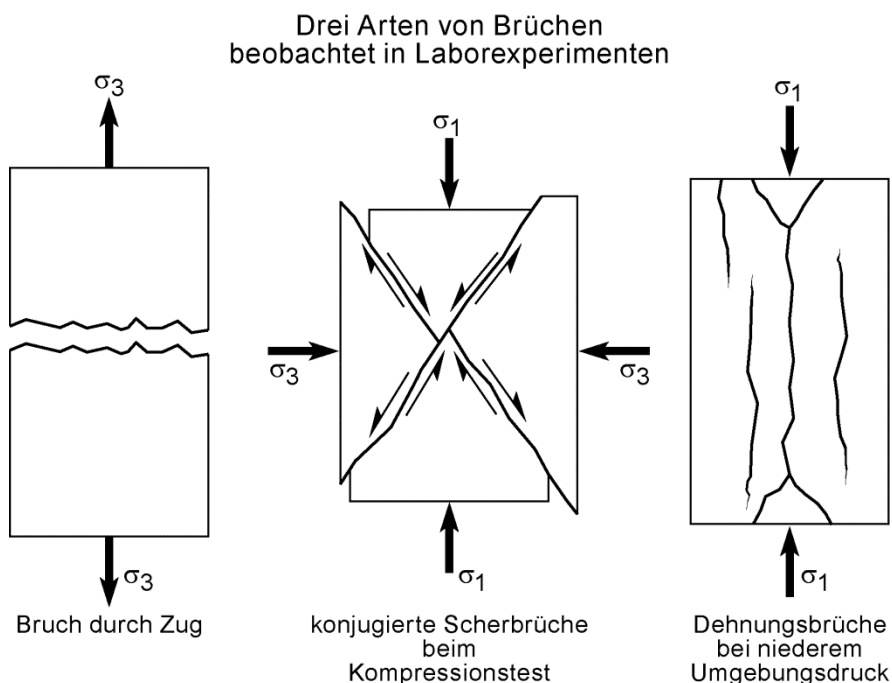
SPRÖDE BRUCHBILDUNG

Die meisten Gesteine reagieren unter niedriger Temperatur und niedrigem Umgebungsdruck (lithostatisch) spröde, daher zeigt beinahe jedes Gestein an oder in der Nähe der Erdoberfläche Zeichen von sprödem Versagen (d.h. Verlust von Kohäsion durch Deformation => Bildung von Brüchen und Klüften).

Sprödes Verhalten entsteht durch die nicht wieder umkehrbare, sehr schnelle Ausbreitung und Vereinigung von (**Mikro-)Rissen** (*cracks*). Dieser Prozess wird allgemein als **Bruchbildung** (*fracturing*) bezeichnet. (Mikro-)Risse sind Flächen im Korngrößen Massstab, die entweder schon vorhanden waren oder sich unter Spannung entlang von mikroskopischen Defekten im Kristall innerhalb der Körner bilden. Die Bruchbildung beginnt bei Spannungswerten nahe der **Proportionalitätsgrenze** (*yield strength*), d.h. die maximale Differentialspannung ($\sigma_1 - \sigma_3$) eines Gesteins, welche das elastische Limit des Materials markiert. Bruchbildung führt zu einem vollständigen Verlust der Kohäsion entlang einer physikalischen Diskontinuität entlang welcher die Zugspannungen nicht wirken können.

Aufgrund von Laborbeobachtungen wird im Allgemeinen eine mechanische Klassifizierung von Brüchen in zwei Bruchformen vorgenommen:

- **Dehnungsbrüche** (*extension fractures*), entstehen aus der anfänglichen Trennung von zwei benachbarten Flächen; die Verschiebung ist parallel zur minimalen Hauptspannung (z.B. maximale Zugspannung), die senkrecht zur Bruchfläche steht.
- **Scherbrüche** (*shear fractures*), entstehen durch die anfängliche Verschiebung entlang der Bruchfläche; Bruch und Verschiebungsrichtung sind schräg zur maximalen Hauptspannung (maximale Kompression).



Die spröde Bruchbildung ist ein Prozess, der einen lokalisierten Versatz entlang eines Scherbruchs erzeugt. Diese Vorlesung erläutert wie und beschreibt qualitativ die Beziehungen von Erdbebenherden zu spröden Verwerfungen.

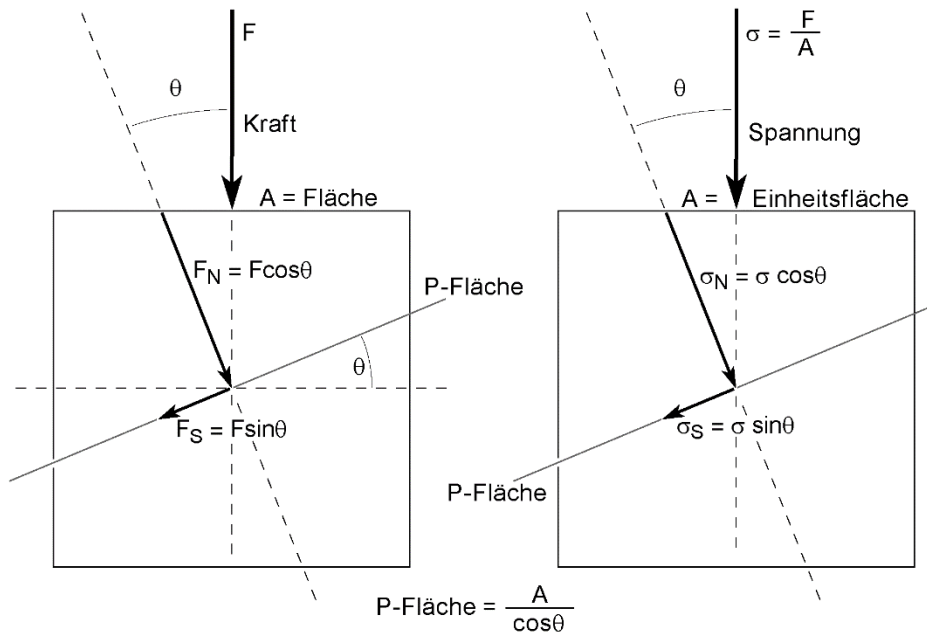
Orientierung von Verwerfungsflächen in Bezug auf die Hauptspannungsachsen

Theoretische Überlegungen

Eine Kraft F , die auf eine Fläche P wirkt, wird in eine Normal- (F_N) und eine Scherkomponente (F_S) aufgeteilt. Diese Komponenten haben die Grössen:

$$F_N = F \cos \theta \quad \text{und} \quad F_S = F \sin \theta \quad (1)$$

wobei θ der Winkel zwischen der Krafrichtung und der Normalen zur Ebene ist (siehe Vorlesung über die Mechanischen Aspekte der Deformation; Kräfte und Spannungen).



Betrachtet man einen Würfelquerschnitt, so steht die Kraft mit der Grösse F senkrecht auf einer Würfelseite mit einer Fläche A , die Spannung ist per Definition die Konzentration der Kraft pro Einheitsfläche, was man sich als Intensität der Kraft vorstellen kann. Die Würfelfläche hat die Grösse der Einheitsfläche = 1. Die Grössen der Normal- und Scherkomponenten der Spannung σ auf der Fläche P können wie folgt ausgedrückt werden:

$$\sigma_N = F_N / A_P = (F/A) \cos^2 \theta = \sigma \cos^2 \theta$$

und

$$\sigma_S = F_S / A_P = (F/A) \sin \theta \cos \theta = \frac{\sigma}{2} \sin 2\theta \quad (2)$$

Typischerweise unterliegt jegliches Gestein einem triaxialen Spannungsfeld, die Hauptspannungen sind σ_1 , σ_2 und σ_3 wobei $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$.

Zur Erinnerung! In der Geologie verwenden wir die Konvention, dass die Spannungen positiv und kompressiv sind. Beachten Sie allerdings, dass in der nicht geologischen Literatur oftmals die entgegengesetzte Konvention anzutreffen ist!

Für praktische Zwecke kann man eine Ebene P im Körper annehmen, die parallel zu σ_2 liegt und einen Winkel θ mit σ_1 bildet (θ ist auch der Winkel zwischen P und σ_3). Man nimmt an, dass man zur Behandlung von Spannungszuständen und der quantitativen Beziehung zwischen normaler

Spannung und Scherspannung σ_2 vernachlässigen kann, d.h. man nur die zwei-dimensionale Hauptebene (σ_1, σ_3) betrachtet. Alle senkrechten Ebenen dazu und parallel zu σ_2 bilden nur eine Linie auf dieser Ebene.

$$F = A\sigma$$

$$F_N = F\cos\theta = A\sigma\cos\theta = (\text{P-Fläche})\sigma\cos^2\theta$$

$$F_S = F\sin\theta = A\sigma\sin\theta = (\text{P-Fläche})\sigma\sin\theta\cos\theta$$

$$\sigma_{1N} = \frac{F_N}{(\text{P-Fläche})}$$

$$\sigma_{1S} = \frac{F_S}{(\text{P-Fläche})}$$

$$\sigma_{1N} = \sigma_1 \cos^2\theta$$

$$\sigma_{3N} = \sigma_3 \sin^2\theta$$

$$\sigma_{3S} = \sigma_3 \sin\theta\cos\theta$$

$$\sigma_{1S} = \sigma_1 \sin\theta\cos\theta$$

$$\sigma_N = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} + \frac{\cos 2\theta(\sigma_1 - \sigma_3)}{2}$$

$$\sigma_S = \frac{1}{2} \sin 2\theta(\sigma_1 - \sigma_3)$$

Der Spannungstensor kann durch seine zwei Hauptkomponenten σ_1 und σ_3 repräsentiert werden, wobei die Hauptspannungen σ_1 und σ_3 sind. Die Gleichungen für die Normalspannung und die Scherspannung auf einer Fläche, deren Normale mit dem Winkel θ zu σ_1 geneigt ist, lauten:

$$\sigma_N = \frac{(\sigma_1 + \sigma_3)}{2} + \frac{(\sigma_1 - \sigma_3)\cos 2\theta}{2}$$

$$\sigma_S = \frac{(\sigma_1 - \sigma_3)\sin 2\theta}{2}$$
(3)

Die Hauptspannungen σ_1 und σ_3 können dazu genutzt werden das tektonische Spannungsfeld darzustellen (zum Beispiel ist die Kompression σ_1 horizontal und σ_3 vertikal). In diesem Zusammenhang sind die Gleichungen (3) wichtig, da diese angewandt werden können, um regionale tektonische Spannungen auf die Normal- und Scherspannungen auf lokale Verwerfungsebenen zu beziehen.

Diese Gleichungen demonstrieren, dass für Ebenen maximaler Scherspannung σ_S , $\sin 2\theta = 1$ d.h. $2\theta = 90^\circ$ gilt. Das heisst die **Ebenen maximaler Scherspannung** sind 45° zu den Hauptnormalspannungen σ_1 und σ_3 geneigt. Die maximale Scherspannung hat den Wert $(\sigma_1 - \sigma_3)/2$.

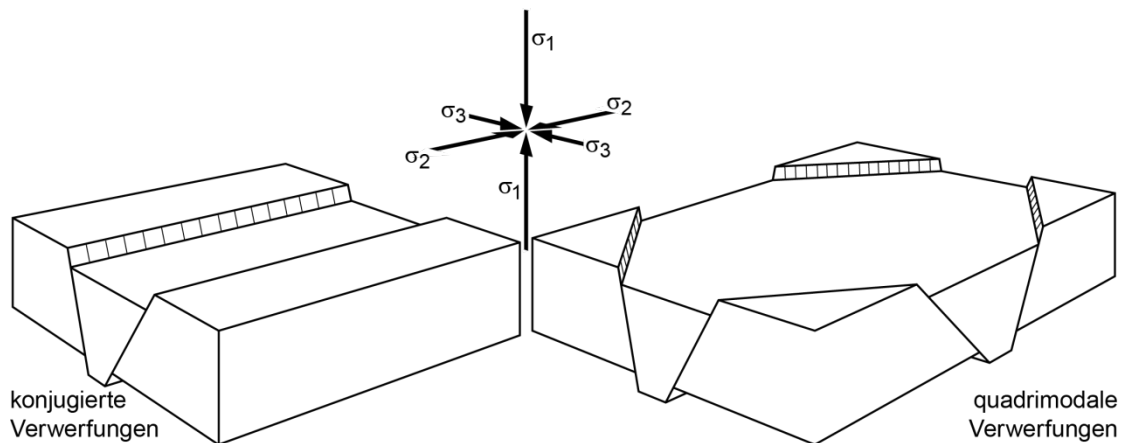
In allen Fällen, in denen $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$, gibt es nur zwei Flächen mit maximaler Scherspannung und diese schneiden sich in σ_2 . Wo paarweise Verwerfungsflächen entstehen, die mehr oder weniger gleichzeitig entstanden sind und die die beiden begünstigten Scherflächensysteme repräsentieren, spricht man von **konjugierten Störungen** (*conjugate faults*). Konjugierte Verwerfungen kreuzen sich auf einer Linie die parallel zur intermediären Hauptspannungssachse σ_2 verläuft.

In der speziellen Situation, in der $\sigma_2 = \sigma_3$ oder $\sigma_1 = \sigma_2$ gilt, gibt es eine unendliche Anzahl solcher Flächen, die 45° gegenüber σ_1 oder σ_3 geneigt sind. Alle möglichen Orientierungen sind Tangenten zu einem Kegel.

Die Gleichungen (1) bedeuten auch, dass kompressive Normalspannungen dazu Gleiten zu verhindern neigen, während Scherspannungen dazu Gleiten auf jeder Ebene zu fördern neigen. Diese Vorlesung wird nun erörtern, wie sich diese Schlussfolgerungen auf spröde Deformationen beziehen, wobei zu beachten ist, dass die Demonstration nur für den Beginn der Bruchbildung gültig ist.

Experimentell entstandene Brüche

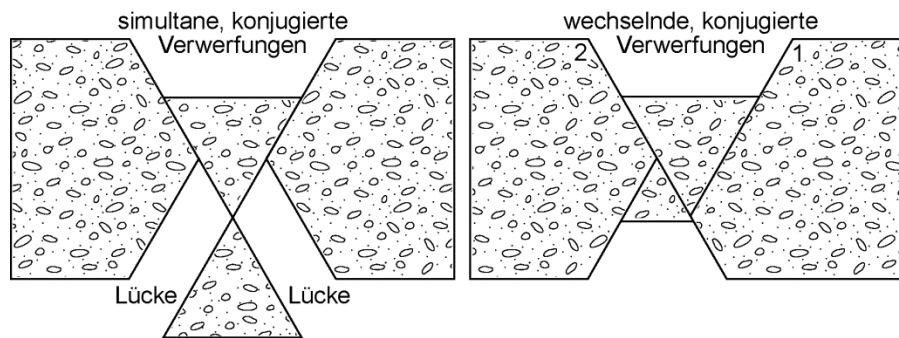
Bei Triaxialversuchen (σ_1 , σ_2 und σ_3 haben Magnituden ungleich Null) bilden die eigentlichen Scherbrüche Winkel von weniger als 45° zur kompressiven Hauptspannungsachse σ_1 . Ein guter durchschnittlicher Wert für die Gesteine ist ungefähr 30° . Die Halbierende des spitzen **V-Winkels** (*dihedral angle*) zwischen den konjugierten Verwerfungen ist parallel zu σ_1 . Dieses geometrische Verhältnis zwischen den Spannungsachsen und den Scherbrüchen wird weit verwendet, um im Gelände die Orientierung der Spannungen mit Verwerfungsorientierungsdaten zu definieren. Verstehen der Bruchbildung bedeutet das Verstehen des Unterschiedes zwischen diesem idealen Winkel und der Störungsrichtung. Die Faktoren, die zu diesem Winkelunterschied beitragen, sind im Konzept "des Winkels der **inneren Reibung**" (*angle of internal friction*) eingeschlossen.



Dreidimensionale Deformation bezieht die Entwicklung von polymodalen Bruchsätzen mit ein, die normalerweise verschieden orientierte Sätze von konjugierten (bimodalen) Verwerfungen enthalten. Zum Beispiel stellt ein Paar der konjugierten Sätze einen quadrimodalen Verwerfungssatz dar. Diese quadrimodalen Verwerfungen schneiden sich, und bilden rhomboedrische Spuren mit σ_1 und σ_2 als Halbierende der spitzen Winkel zwischen den Verwerfungsflächen auf der Aufschlussfläche.

Der Begriff von gleichzeitigen, konjugierten Verwerfungen ist geologisch gültig, vorausgesetzt es gibt eine gleichzeitige, lose Abwechslung über einen kurzen Zeitraum. Platzprobleme ergeben sich durch genau diese Gleichzeitigkeit; sie können nur durch Rotation und durch abwechselnde Bewegung auf jeder der konjugierten Verwerfungen gelöst werden.

Raumprobleme bei konjugierten Verwerfungen



Scherbruchkriterien

Scherbruchbildung tritt auf, wenn die Last Scherspannungen verursacht, die die Scherfestigkeit des Gesteins übersteigen. Ein **FlieBskriterium** (*yield criterion*) ist eine Hypothese hinsichtlich der Grenze der Materialelastizität unter jeder möglichen Kombination von Spannungen. Drei Hauptbruchkriterien werden an den Gesteinen angewandt:

- das Coulomb'sche Kriterium;
- die Mohr'sche Umhüllende;
- die Griffith Bruchtheorie.

Keines der grundlegenden „Reibungsgesetze“, welche in den folgenden Absätzen besprochen wird, basiert auf mechanischen Prozessen. Die entsprechenden Gleichungen sind nur phänomenologische Beschreibungen der experimentellen Bruchbildung. Diese Beschränkung liegt an der komplizierten und konstanten Veränderung der Oberflächenkontakte während des Bruchprozesses (Unebenheiten an der Bruchfläche, Rauheiten, Auf- und Abtragstufen, Ineinandergreifen von Unebenheiten, Bruchfestigkeit des Gesteins, chemische Reaktionen die Abrieb produzieren).

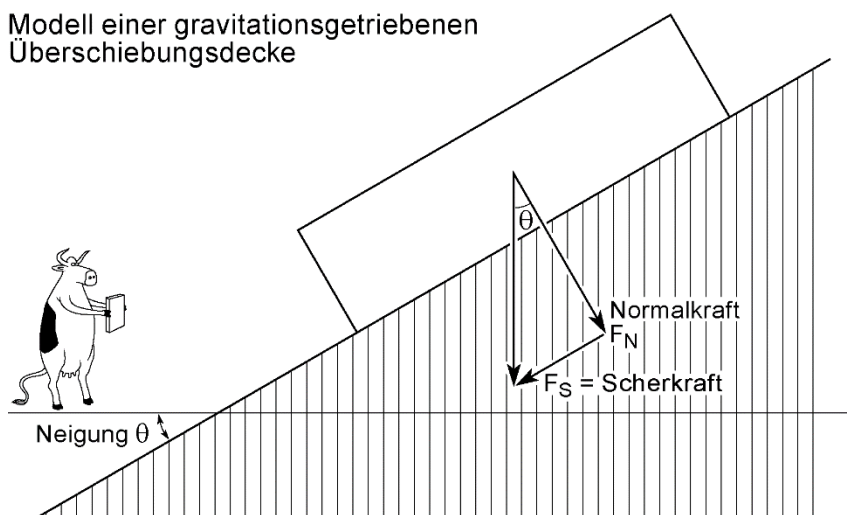
Reibungsgleiten

Drei Koeffizienten beziehen sich auf die Reibung:

- (1) die **innere Reibung** (*internal friction*), um eine Gleitfläche zu verursachen;
- (2) die **Haftreibung** (*static friction*), um die Bewegung auf der Gleitfläche einzuleiten;
- (3) die **Gleitreibung** (*dynamic friction*), um die Bewegung auf der Oberfläche beizubehalten.

Erste Untersuchungen betrachteten einfache Experimente mit Gegenständen, die auf einer geneigten Ebene unter dem Einfluss der Schwerkraft entlanggleiten.

Modell einer gravitationsgetriebenen Überschiebungsdecke



Nur zwei Kräfte wurden hierbei betrachtet: das vertikale Gewicht des Gegenstandes W und die horizontale Kraft F , welche im Ruhezustand durch die gegenüberliegenden Reaktionen von W_r und F_r ausgeglichen werden. F_r ergibt sich aus Reibungskräften, die der Bewegung widerstehen, die F antreiben würde. Bei einer gewissen Grösse bricht F_r und der Gegenstand bewegt sich. Entsprechend den Gewichten von verschiedenen Gegenständen, wird eine Proportionalität zwischen den zwei Kräften hergestellt:

Wenn $F < \mu_s W$, gleitet der Gegenstand nicht; er ist statisch.

Wenn $F > \mu_s W$, gleitet der Gegenstand; er wird beschleunigt.

Das ist das Amonton'sche Gesetz, in dem die **Haftreibung** (*static friction*) μ_s von der Kontaktfläche unabhängig ist.

In Wirklichkeit ist es die Gewichtsscherkomponente W_S , welche parallel zur geneigten Ebene wirkt, die die Gleitung auslöst, während die normale Komponente W_N die widerstehende Kraft ist. Die Haftreibung μ_s bildet das Verhältnis dieser Komponenten:

$$\mu_s = \frac{W_S}{W_N} = \frac{\sin \theta}{\cos \theta} = \tan \theta$$

wobei θ die Neigung der Ebene ist, die als **Reibungswinkel** (*angle of friction*) bezeichnet wird. Solche Beobachtungen führen zu dem Konzept, dass zwei Körper mit einer flachen Kontaktfläche durch die Normalspannung σ_N zusammengedrückt werden. Die Scherspannung σ_S , die notwendig ist, um ein Bruchereignis (Ruptur) einzuleiten, steht mit σ_N im Zusammenhang:

$$\sigma_S = f(\sigma_N) \quad (4)$$

die Gleichung wird durch Neuformulierung des Amonton'schen Gesetz zu:

$$\sigma_S = \sigma_N \tan \phi = \mu_s \sigma_N \quad (5)$$

wobei ϕ als der **Winkel der inneren Reibung** (*angle of internal friction*) bekannt ist. Es ist der Winkel zwischen dem Vektor normal zur Bruchfläche und der Spannung, die auf diese Fläche wirkt. Die innere Reibung ist keine eigentliche Reibung. Viel mehr ist sie eine Materialeigenschaft zur Beschreibung des Gleitwiderstandes entlang eines Bruches und des Zustands der Kontaktflächen (z.B. glatt gegen rau, frisch gegen alteriert oder beschichtet, usw.). Sie bezieht auch die Verwachsung von Mikrorissen mit ein. Experimente haben gezeigt, dass in Materialien ohne kohäsive Festigkeit, wie Böden, diese lineare Beziehung gilt.

Coulomb'sches Kriterium

Coulomb fand heraus, dass es eine spannungsabhängige und eine spannungsunabhängige Komponente der Scherfestigkeit gibt. Er postulierte im Jahre 1776, dass Scherbrüche entstehen, wenn der Scherwiderstand auf einer potentiellen Bruchfläche zwei Kräfte übersteigt: (1) die Kohäsionskraft des Materials entlang dieser Fläche vor der Bruchbildung und (2) den Widerstand entlang dieser Fläche, wenn diese sich einmal gebildet hat. Coulomb drückte die Scherfestigkeit S wie folgt aus:

$$S = c.a + \frac{1}{n} N$$

wobei c die Kohäsion pro Einheitsfläche, a die Grösse der Scherfläche, N die normale Kraft auf der Scherfläche und $1/n$ der **Koeffizient der inneren Reibung** (*coefficient of internal friction*) sind. In den modernen Ausdrücken wird diese Gleichung wie folgt geschrieben:

$$\sigma_S = c + \mu \sigma_N \quad (6)$$

wobei c eine Materialkonstante ist, bekannt als **Kohäsion** (*cohesion*)

und μ eine andere Materialkonstante ist: der Koeffizient der inneren Reibung. Siehe auch $\tan \phi$, der Koeffizient des Reibungsgleitens in Böden ohne Kohäsion (Gleichung 5).

Beide Parameter sind keine gleich bleibenden Eigenschaften des geprüften Materials, sondern hängen von den Testbedingungen ab.

Die Beziehung (6) wird oft als **Coulomb-Bruchkriterium** (*Coulomb failure criterion*) bezeichnet.

Physikalische Interpretation

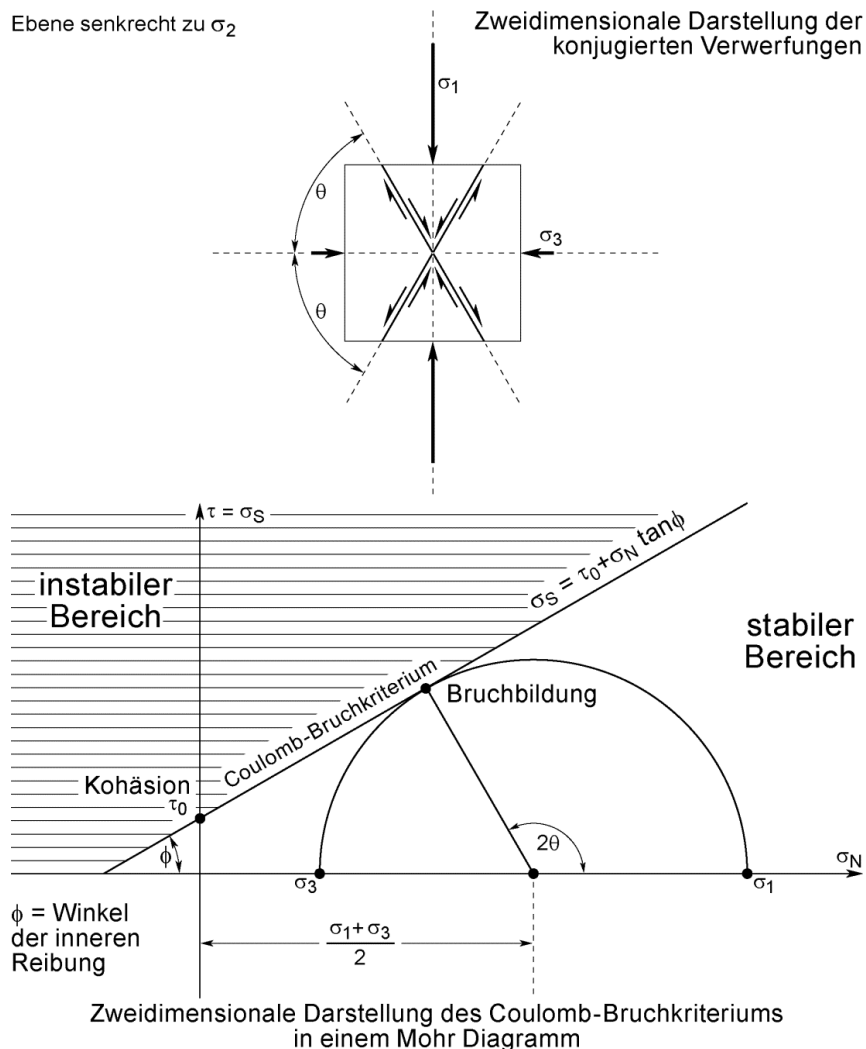
Gleichung (6) nimmt an, dass ein Scherbruch in Festkörpern von zwei Faktoren abhängt:

- einerseits vom Brechen der kohäsiven Bindungen zwischen Partikeln des intakten Gesteins (mit c bezeichnet); die Kohäsion ist ein Grössenwert dieser internen Bindefestigkeit
- andererseits auf Reibungsgleiten (bezeichnet mit μ , proportional zur kompressiven Normalspannung σ_N auf der potentiellen Bruchfläche); die innere Reibung wird durch den Kontakt zwischen den einzelnen Partikeln verursacht.

Diese physikalische Interpretation stimmt in akzeptabler Weise mit sehr vielen Experimenten überein. Diese ergeben Kohäsionsfestigkeiten in der Ordnung von 10-20 MPa für die meisten Sedimentgesteine und ca. 50 MPa für Kristallingesteine. Der mittlere Winkel der inneren Reibung ist für alle 30° .

Graphische Darstellung

Die allgemeine Form von Gleichung (6) sagt auch voraus, dass Bruchpunkte in einem σ_N/σ_S Diagramm auf einer Geraden mit Steigung μ liegen sollen und die σ_S Ordinate an der Scherspannung $c = \tau_0$ schneiden sollen. Diese Linie ist charakteristisch für viele Gesteine, die unter geeigneten Umgebungsdrücken getestet wurden, und beschreibt Scherbruch mit guter Annäherung.



Die graphische Darstellung zeigt, dass:

- jede Spannungsbedingung unter der Gerade der Coulomb'schen Bruchbedingung sicher ist, aber dass Scherung auftritt sobald der Spannungszustand die Linie berührt. Durch die Bewegung kommt es zur Entspannung, damit werden die Spannungen reduziert, welche sonst die Bruchlinie überschreiten würden (d.h. der Mohrkreis wächst jenseits der Bruchbildungslinie).

- Scherbrüche mit kleinerem Winkel als 45° zu σ_1 entstehen, weil die Scherfestigkeitsgerade eine positive Steigung hat. Diese Steigung stellt die konkurrierenden Effekte von σ_N und σ_S auf den Scherbrüchen dar. Neue Scherbrüche werden durch die minimale Normalspannung und die maximale Scherspannung zusammen begünstigt. Der spitze Winkel von 60 bis zu 70° zwischen konjugierten Störungen in Gesteinen ist eine Optimierung dieser zwei Bedingungen.

- Da Gleitung von der Grösse und nicht vom Zeichen der Scherspannung abhängt, gibt es zwei Linien, die in Bezug auf die horizontale Abszisse der normalen Spannungen symmetrisch sind. Diese Linien haben einen Steigungswinkel von $\pm\phi$. Dementsprechend, wird der spitze Winkel zwischen den konjugierten Brüchen durch die Hauptspannungsrichtung σ_1 zweigeteilt.

- Das Kriterium ist linear, da aber Gesteine nicht grosse Dehnungsspannungen aushalten können, wird häufig eine Spannungsabkürzung (eine vertikale Linie auf der negativen Seite der Normalspannungen) eingeführt.

Die Grafik zeigt, dass der Winkel der inneren Reibung ϕ , welcher eine Materialeigenschaft ist, mit dem Winkel θ der Verwerfungsebene verknüpft ist: $\theta = \frac{\phi}{2} + 45$. Tatsächlich erlegt das lineare Bruchkriterium auf, dass neue Scherbrüche mit gut definiertem Winkel von $\pm(45^\circ - \phi/2)$ zu σ_1 entstehen.

Lineare Beziehung zwischen σ_1 und σ_3 beim Bruch

Wird die Mohr'sche Umhüllende als gerade Linie angenommen, in Übereinstimmung mit dem Coulomb Gesetz (Gleichung 6), dann existiert eine einfache Beziehung zwischen den Werten von σ_1 und σ_3 beim Bruch. Die einfache geometrische Konstruktion eines Mohrkreises zeigt, dass der Radius ist:

$$\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} = \left(\frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} + \frac{c}{\tan \phi} \right) \sin \phi$$

Multipliziert man beide Seiten mit 2 und stellt die Gleichung etwas um, ergibt sich:

$$\sigma_1 - \sigma_3 - \sigma_1 \sin \phi - \sigma_3 \sin \phi = \frac{2c}{\tan \phi} \sin \phi$$

Dies vereinfacht sich zu:

$$\sigma_1 (1 - \sin \phi) = \sigma_3 (1 + \sin \phi) + 2c \cdot \cos \phi$$

und mit σ_1 formuliert:

$$\sigma_1 = \frac{2c \cdot \cos \phi}{1 - \sin \phi} + \sigma_3 \left(\frac{1 + \sin \phi}{1 - \sin \phi} \right) \quad (7)$$

Spielt man mit den klassischen Sinus- und Kosinus-Funktionen $\sin \alpha = \pm\sqrt{1 - \cos^2 \alpha}$ und $\cos \alpha = \pm\sqrt{1 - \sin^2 \alpha}$, dann sieht man, dass:

$$\frac{\cos \phi}{1 - \sin \phi} = \frac{\sqrt{1 - \sin^2 \phi}}{(1 - \sin \phi)^2} = \frac{\sqrt{(1 - \sin \phi)(1 + \sin \phi)}}{(1 - \sin \phi)(1 - \sin \phi)} = \frac{\sqrt{1 + \sin \phi}}{\sqrt{1 - \sin \phi}}$$

Substitution dieses Resultats in Gleichung (7) ergibt:

$$\sigma_1 = 2c \sqrt{\frac{1 + \sin \phi}{1 - \sin \phi}} + \sigma_3 \left(\frac{1 + \sin \phi}{1 - \sin \phi} \right)$$

Da c und ϕ Materialkonstanten sind, hat der wechselnde Ausdruck des Mohr-Coulomb Kriteriums die lineare Form:

$$\sigma_1 = a + b \sigma_3$$

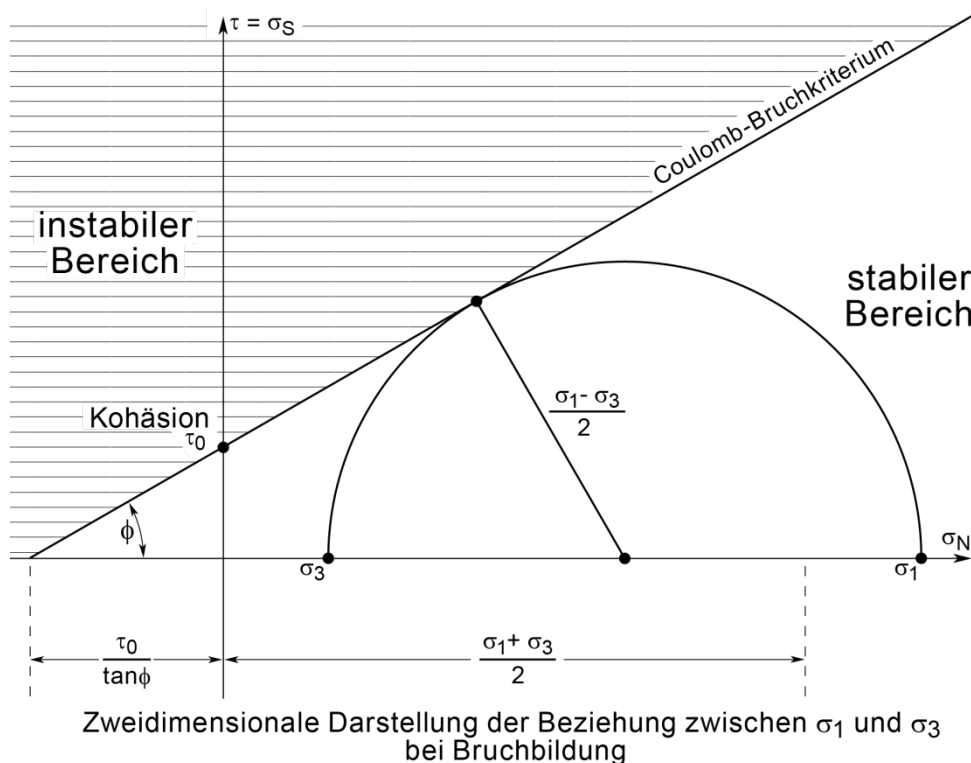
wobei:

$$a = 2c\sqrt{b}$$

und

$$b = \frac{1 + \sin \phi}{1 - \sin \phi}$$

Diese Beziehung zeigt, dass σ_1 und σ_3 linear in Beziehung stehen, wenn Bruchbildung auftritt.



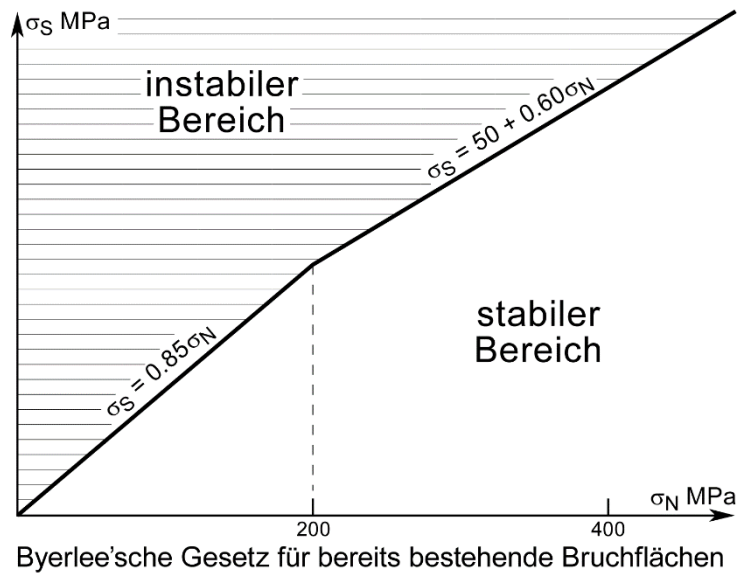
Reale Welt: Byerlee'sches Gesetz

Die Zusammenstellung der experimentellen Daten von Proben mit vorgestanzten Bruchebenen legt nahe, dass das **Reibungsgleiten** (*frictional sliding*; Gleiten auf bereits vorhandenen Bruchebenen) im Wesentlichen unabhängig von der Gesteinsart ist, mit Ausnahme von vielen tonreichen Gesteinen. Die Scherfestigkeit richtet sich nach dem Umgebungsdruck σ_N . Zwei am besten passende, allgemeine und empirische Gleichungen, die diese Beziehung ausdrücken, sind als Byerlee'sches Gesetz bekannt:

$$\text{Für } \sigma_N < 200 \text{ MPa} \quad \sigma_S = 0.85 \sigma_N \quad (8)$$

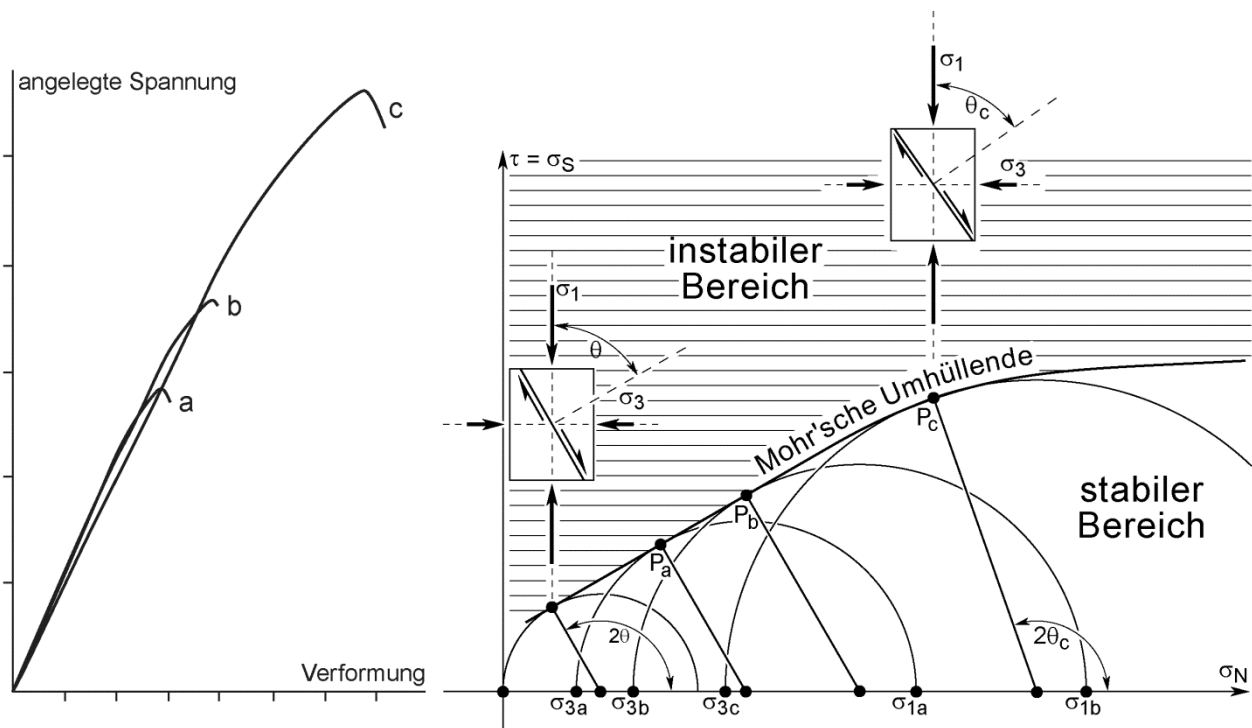
$$\text{Für } 200 \text{ MPa} < \sigma_N < 2000 \text{ MPa} \quad \sigma_S = 0.6 \sigma_N + 50 \text{ MPa} \quad (9)$$

Diese Gesetze wurden unter Raumtemperatur begründet, betonen aber, dass die Reibung proportional zur Normalspannung ist, die die Bruchblöcke zusammendrückt.



Mohr'sche Bedingungen

Nach einer Vielzahl von Experimenten mit unterschiedlichem Umgebungsdruck hat Mohr im Jahre 1900 vorgeschlagen, dass σ_N und σ_S generell durch eine nicht lineare, vom betrachteten Material abhängige Funktion verknüpft sind. Die Funktion stellt für ein bestimmtes Material die Form der Umhüllenden für eine Serie von Mohrkreisen bei Bruchversagen dar: die empirische **Mohr'sche Umhüllende** (*Mohr envelope*), deren Lage und Form vom Material abhängig ist.



Belastungskurven und entsprechende Umhüllende definiert durch Mohrkreise bei Bruchbildung von identischen Gesteinsproben unter verschiedenen Umgebungsdrücken

Form der Bruchbedingung; graphische Darstellung

Die Gleichung der Umhüllenden ist nicht bekannt. Die charakteristische Form und die Lage dieser Kurve sind für die verschiedenen Materialien auf dem Versuchsweg zu bestimmen. Die Kurve ist leicht konkav zur σ -Achse hin und wird empirisch wie folgt gewonnen:

- Ein Gesteinszylinder wird axial unter konstantem Umgebungsdruck komprimiert. Die axiale Last wird graduell erhöht bis das Gestein bricht. Der Mohrkreis, der dem Bruchzustand entspricht, enthält einen Punkt P, der die Spannungen σ_S und σ_N auf der Bruchfläche darstellt und die Orientierung der Fläche enthält, entlang der das Gestein mit Winkel θ zu σ_3 (hier der Umgebungsdruck) gebrochen ist.
- 2θ ist der trigonometrische Winkel zwischen dem Radius durch P (normal zur Tangente an den Kreis) und der σ -Achse.
- Eine Serie von Experimenten wird mit identischen Proben, aber mit verschiedenen Umgebungsdrücken, durchgeführt. Diese liefern etwas verschiedene Mohrkreise. Alle P Punkte zusammen definieren eine Grenze, welche die Mohr'sche Umhüllende der Bruchgrenze oder die **Bruchumhüllende** (*failure envelope*) eines bestimmten Gesteins ist.

Eine Reihengleichung drückt diese Umhüllende wie folgt aus:

$$\sigma_1 = \frac{2c \cos \phi + \sigma_3 (1 + \sin \phi)}{1 - \sin \phi}$$

Die zweite (unter der σ -Achse) Scherbruchrichtung würde einen Winkel $-\theta$ zu σ_3 bilden, d.h. einen konjugierten Scherbruch.

Die Form der Umhüllenden zeigt, dass

- die Kurve zur σ -Achse symmetrisch ist, und es ist wahrscheinlich, dass sie diese Achse nur in einem Punkt schneidet. Das bedeutet, dass es unmöglich ist, durch hydrostatischen Druck einen Scherbruch herbeizuführen.
- für Bruchbildung bei grösser werden dem Umgebungsdruck (mittlere Hauptspannung), die Scherspannung zunehmen muss.
- die Mohrkreise für Bruchbildung zunehmend grösser mit zunehmendem Umgebungsdruck werden.
- bei hohem Umgebungsdruck die Umhüllende zu einem Paar von parallelen, geraden und horizontalen Linien an einer kritischen Scherfestigkeit (Von-Mises Kriterium) wird. Dies bedeutet, dass das Material perfekt plastisch reagiert, während duktilen Fließen druckunabhängig ist.
- die allmähliche Abnahme der Steigung mit zunehmendem Druck bis zur Horizontalen bei hohen Drücken, den stufenweisen Übergang von sprödem zum duktilen Verhalten darstellt. Bei mittleren Umgebungsdrücken steigt die Bruchfestigkeit gewöhnlich linear mit dem Umgebungsdruck an. Der Winkel zwischen dieser Linie und der Horizontalen ist der Winkel der inneren Reibung ϕ und die Steigung der Umhüllenden ist der Coulomb Koeffizient μ , definiert wie folgt:

$$\mu = \tan \phi$$

In der Bodenmechanik wird die Umhüllende üblicherweise als Gerade angenommen.

Physikalisches Konzept und Interpretation

Die Krümmung der Mohr'schen Umhüllende wird dem zunehmenden Anteil an zerbrochenem Gestein im Verhältnis zu den intakten Bereichen auf der anfänglichen Bruchfläche zugeschrieben. Die Festigkeit dieser anfänglichen Fläche ist dann eine Kombination des Reibungswiderstands der zerbrochenen Bereiche und irgendeinem Mass der allgemeinen Festigkeit des Materials in den intakten Bereichen.

Ein wesentliches Merkmal der Mohr'schen Bruchbedingung besteht darin, dass wir vom Einfluss der mittleren Hauptspannung auf den Eintritt des Bruchs rückschliessen können.

Sobald eine Mohr'sche Umhüllende durch eine Serie von Versuchen an einer bestimmten Gesteinsart bekannt ist, kann die **Bruchfestigkeit** (*ultimate strength*) und der Bruchwinkel für andere Umgebungsdrücke vorausgesagt werden. Der Scherwiderstand kann anhand folgender Gleichung berechnet werden:

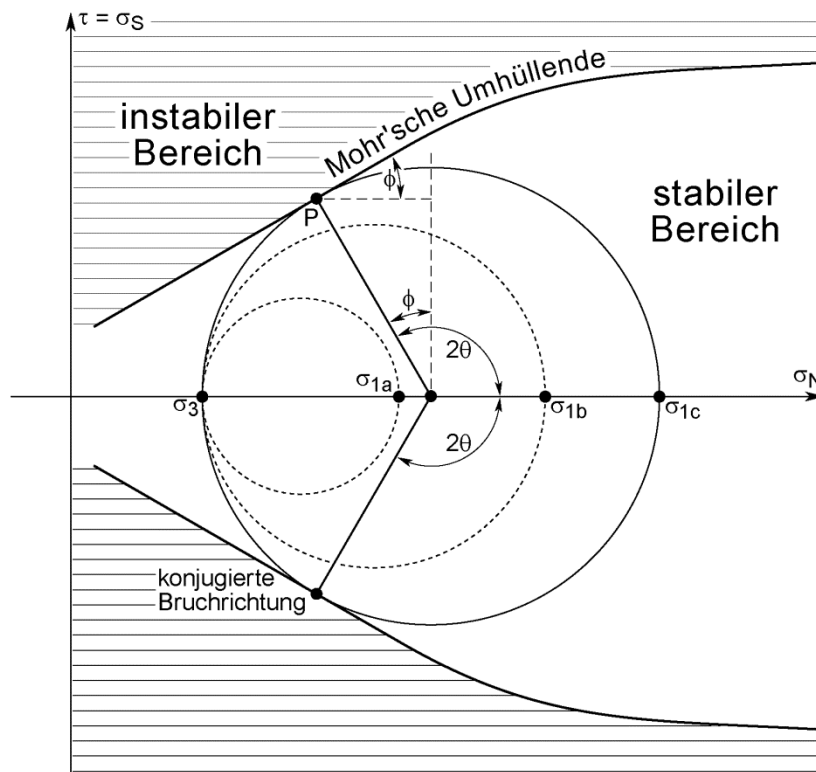
$$\sigma_S = \frac{(\sigma_1 - \sigma_3) \sin 2\theta}{2}$$

2θ ist der trigonometrische Winkel zwischen dem Radius durch P (normal zur Tangente an den Kreis) und der σ -Achse.

Eine einfache geometrische Konstruktion zeigt, dass der Winkel 2θ in einem Mohrdiagramm einen rechten Winkel durch einen Wert von ϕ übersteigen muss. Dieser Wert drückt den Winkel der inneren Reibung aus. Die einheitliche Orientierung der neuen Scherflächen, die dem Mohr-Coulomb Kriterium entsprechen, ist:

$$2\theta = \pm(90^\circ + \phi)$$

Das Zeichen \pm deutet an, dass es zwei symmetrische orientierte (konjugierte) Störungsrichtungen gibt.



Orientierung neuer konjugierter Scherflächen,
die dem Coulomb'schen Kriterium in einer Mohrkonstruktion entsprechen.
Die gestrichelten Mohrkreise stellen aufeinanderfolgende Spannungszustände ohne Bruchbildung dar.

Die zweidimensionale Mohr-Coulomb Theorie nimmt an, dass Bruchbildung nur eine Funktion der Differentialspannung ($\sigma_1 - \sigma_3$) (d.h. der Durchmesser des Mohrkreises) ist. σ_2 hat keinen Einfluss.

Das Gesetz basiert auf folgendem Konzept:

- Wenn ein Mohrkreis, der eine spezielle Kombination von σ_1 und σ_3 repräsentiert, unter der Mohr'schen Umhüllenden eines Materials bleibt, dann wird das Material nicht brechen und sich ausschliesslich elastisch deformieren.
- Wenn der Mohrkreis die Umhüllende schneidet oder berührt, dann wird das Material brechen. Der entsprechende Spannungszustand kann im betreffenden Material nicht auftreten. Beachte, dass der Kontaktpunkt zwischen dem Mohrkreis und der Mohr'schen Umhüllenden die Neigung der Scherbruchfläche bestimmt: es ist für jede Situation nur ein Winkel θ für die Bruchbildung möglich.
- Kein Teil eines Hauptspannungskreises (Mohrkreises) kann über die Umhüllende, ins Feld der Bruchbildung gehen, weil die kritischen Spannungen überstiegen werden.

In der Praxis ist nur ein limitierter Bereich der Umhüllenden verfügbar; die hydrostatische Zugspannung (negative Spannungen) wurde experimentell nicht erreicht.

Griffith-Kriterium (Griffith criterion)

Physikalischer Grund

Eine physikalisch fundierte Theorie wie jene von Coulomb stammt von einer Hypothese von Griffith aus dem Jahre 1920. Griffith versuchte zu erklären, warum die experimentell beobachteten Festigkeitswerte von Glas unter Zugspannung geringer sind, als sie von der Festkörpertheorie vorausgesagt werden.

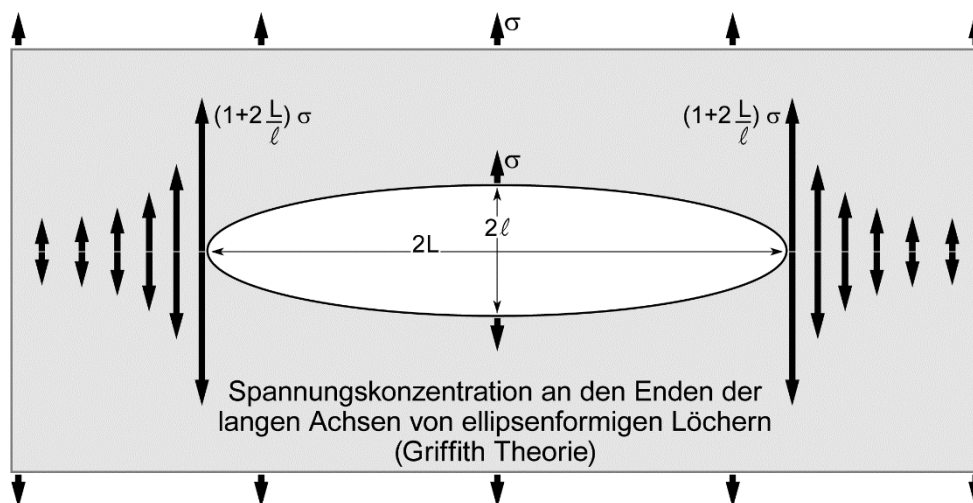
Aufbrechen von interatomaren Bindungen

Die Festkörpertheorie betrachtete die Atomskala, wenn Risse alle Bindungen, die über der gesamten Bruchoberfläche vorhanden sind, zwischen Atomen durchbrechen. Die aus der bekannten Energie der einzelnen Bindungen berechnete Stärke, um alle Bindungen zu brechen, ist 10 bis 1000mal grösser als die beobachtete Dehnfestigkeit. Es beginnt normalerweise an einem Ort der Spannungskonzentrationen aufweist. Die Diskrepanz zwischen theoretischer und empirischer Festigkeit wird dadurch erklärt, dass mikroskopische Defekte oder Brüche entweder auf der Oberfläche oder innerhalb des Materials zu finden sind, und diese Brüche produzieren lokale Spannungsvergrößerungen an deren Enden. Das Zerbrechen eines Materials muss innerhalb des Materials irgendwo beginnen.

Spannungskonzentration

Die Elastizitätstheorie hat gezeigt, dass Defekte oder Löcher in unbegrenzten Schichten von sich elastisch verhaltendem Material Spannungen an ihren Grenzen konzentrieren. Diese werden als **Spannungserhöhungsursachen** (*stress raisers*) bezeichnet. Die Magnitude der Spannungsvergrößerung hängt hauptsächlich von der Form, Position und Orientierung des Defektes ab. Z.B. wenn die Löcher ellipsenförmig und senkrecht zur Richtung der abgelegenen (regionalen) Zugspannung σ_r sind, gibt es zwei Seitenextremitäten, in denen die Tangente orthogonal zu der angelegten Zugspannung ist, und zwei Kopfpunkte in denen die Tangente parallel zur Zugspannung ist. Die Grösse der Spannungsvergrößerung an diesen beiden Spitzen hängt sowohl von der Lochgeometrie, d.h. den langen ($2L$) und kurzen (2ℓ) Achsen des elliptischen Lochs, als auch von der Fernfeldzugspannung ab. Die maximale Spannung σ_{\max} an den Spitzen der Ellipse wird gegeben durch:

$$\sigma_{\max} = \sigma \left(1 + \frac{2L}{\ell} \right)$$



wo $(1+2L/\ell)$ der **Spannungskonzentrationsfaktor** (*stress concentration factor*) ist. Daraus folgt, dass je grösser das axiale Längenverhältnis, desto grösser die Spannungskonzentration. Die Ellipse wird zu einem Riss abgeflacht, wenn $L \gg \ell$. Bei kreisförmigen Löchern ($L = \ell$) ist die Spannung an den zwei „Endpunkten“ dreimal grösser als die angewandte Spannung ($\sigma_{\max} = 3\sigma$), unabhängig von der Lochgrösse.

Die Theorie drückt Spannungskonzentration in Abhängigkeit von r , dem Krümmungsradius der Ellipse an ihren Enden, aus, welcher in Beziehung zu ihrer Länge und Breite ist:

$$r = \ell^2/L$$

Löst man dies für ℓ zu und ersetzt man in das L/ℓ Verhältnis in der σ_{\max} -Gleichung, erhält die Spitzenspannung die Form:

$$\sigma_{\max} = \sigma(1 + 2\sqrt{L/r})$$

Und wenn $L \gg r$:

$$\sigma_{\max} = 2\sigma\sqrt{L/r}$$

Dieses Kriterium beinhaltet eine Hauptbeeinträchtigung: Wenn $r \rightarrow 0$ (der Fall eines Längrisses), dann folgt $\sigma_{\max} \rightarrow \infty$. Dies ist nicht realistisch, da kein Material einer endlosen Zugspannung widerstehen kann und es keine offensichtliche Tendenz zur spontanen Verlängerung von Rissen besteht.

Übung

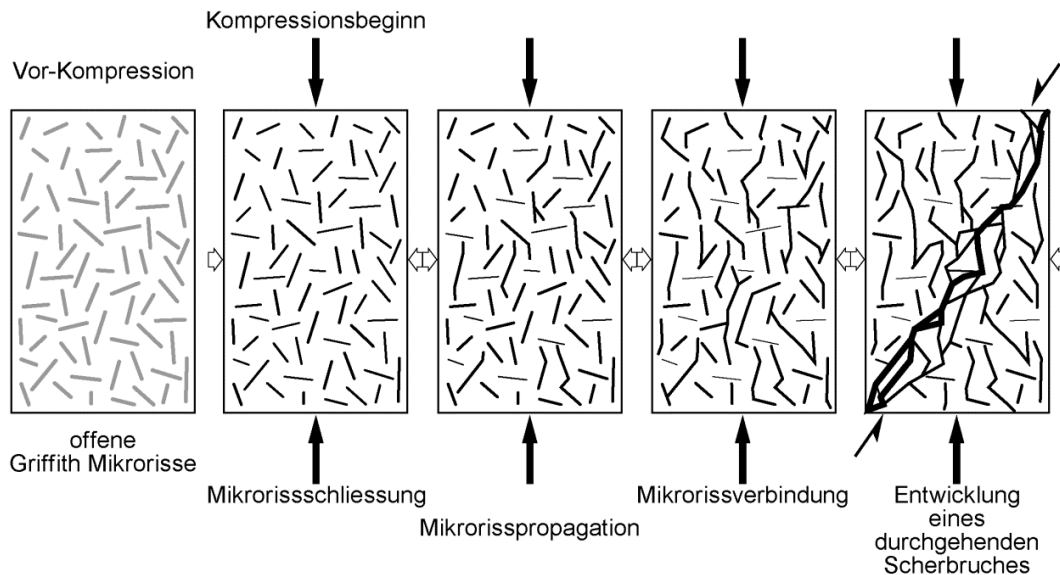
Spielen Sie numerisch mit der Form von Löchern (vom Kreis bis zu flachen Ellipsen) um die Auswirkung der Porositätsform auf die Spannungskonzentration zu visualisieren.

Voraussetzung

Griffith postulierte, dass scheinbar homogene und elastische Materialien überall zahlreiche, submikroskopische Defekte wie Luftblasen, feine Poren oder einfache Kristallgrenzen, die sogenannten **Griffith-Mikrorisse** (*Griffith cracks*), enthalten. Griffith-Mikrorisse in Gesteinen können ursprüngliche oder induzierte Imperfektionen entlang von Korngrenzen oder innerhalb von Körnern sein.

Konzept

Solche kleinen Öffnungen zeigen die Form extrem gestreckter und geplätteter Ellipsoide, entlang denen die Atombindungen ursprünglich gebrochen sind. Eine verhältnismässig niedrig angewandte Spannung kann mehr oder weniger, abhängig von der Orientierung des flach gedrückten Ellipsoids in Bezug auf die angewandte Spannung, an den scharf gekrümmten Enden der vorhandenen Risse verstärkt werden. Die Verstärkung produziert Spannungen die viel grösser sind als die Mittelspannung im Material, bis zum Punkt, an dem die verstärkte, lokale Spannung die Atombindungen brechen kann. Dann breiten sich die Mikrorisse, bei einer angewandten Spannung kleiner als die theoretische Zugfestigkeit des Materials, von den Rissspitzen aus, weil nur wenige Atombindungen an den Spitzen der Risse gebrochen werden müssen. Das schrittweise Zerreißen und der Anschluss entlang des Netzwerks von Mikrorissen führen schliesslich zu sprödem Versagen.



Entwicklung eines Scherbruchs durch die Verbindung von Griffith Mikrorissen

Nötige Bedingungen für die Rissfortpflanzung in zwei Dimensionen

Die Analyse von Griffith integrierte die Energie der elastischen Verformung, die nötig ist, um die neue Fläche eines erweiternden einzelnen Risses in einer dünnen Platte zu verursachen. Seine Annäherung beinhaltet das erste Gesetz der Thermodynamik: „Wenn ein System vom Ungleichgewicht in einen Gleichgewichtszustand übergeht, gibt es eine Nettoabnahme in der Energie“. In einem sehr kleinen Materialvolumen tritt spröde Bruchbildung auf, wenn die Abnahme in der Verformungsenergie während der schrittweisen Rissbildung gleich ist, oder sie die Energie überschreitet, die verbraucht wurde um die neue Rissfläche zu bilden.

Die elastische Energie, die in der gebrochenen Platte gespeichert wird, wird durch die angewandte externe Last verursacht. Das thermodynamische Argument ist kompliziert und kann in den Lehrbüchern gefunden werden, die sich mit Bruchmechanik beschäftigen. Die Demonstration zeigt, dass die Zugspannung σ_T an den beiden Spitzen des Risses den Atombindungen entspricht, wenn:

$$\sigma_T = \sqrt{\frac{2AE}{\pi\lambda}} \quad (10)$$

wobei A die Oberflächenenergie pro Einheitsfläche des Risses (d.h. die erforderte Energie, um die neue Fläche zu bilden) ist, E das effektive (Young'sche) Elastizitätsmodul des Gesteins ist und $\lambda = L/2$, die Hälfte der Länge des elliptischen Risses, ist. Annahmen zeigen, dass sich der Riss in seiner eigenen Fläche verlängert. Gleichung (10) zeigt, dass kurze Risse grössere Fernfeldspannungen benötigen um zu wachsen als lange Risse. Je grösser die Länge der Risse, umso niedriger die makroskopische Zugfestigkeit des Materials.

Kritische Spannungsintensität

Gleichung (10) ist ein Resultat, das im Sinne einer Fernfeldlast ausgedrückt wird. Die Gleichung kann auch als Spannung an den Rissspitzen ausgedrückt werden. Das notwendige thermodynamische Kriterium für die Rissausbreitung nur durch Öffnung (d.h. die Bewegung senkrecht zu L , ohne Längsscherversatz) ist:

$$K_I = \sigma_T \sqrt{\pi\lambda}$$

indem K_I als **kritischer Druckintensitätsfaktor** (*stress intensity factor*) oder, bei der Bruchausbreitung als **Bruchhärte** (*fracture toughness*) bezeichnet wird. K_I ist eine Materialeigenschaft, die in $\text{MPa m}^{1/2}$ ausgedrückt wird, was die Rissausbreitung im betrachteten Material definiert. K_I hängt von Parametern wie Temperatur, Umgebungsdruck und

chemisch/flüssigen Umgebungsbedingungen ab. Bei Zimmertemperatur schwankt K_1 von ungefähr $0.1 \text{ MPa m}^{1/2}$ für Kohle bis $3.5 \text{ MPa m}^{1/2}$ für Granit und Dunit.

Bruchhypothese

Griffith weitete das Konzept auf Materialien aus, die viele zufällig orientierte und elliptische Mikrorisse enthalten. Griffith nahm an, dass diese Mikrorisse den Bruchbildungsprozess einleiten, wenn die Zugspannung die kritische Druckintensität erreicht. In Materialien mit Rissen unterschiedlicher axialer Verhältnisse, propagieren wahrscheinlich diejenigen Risse mit dem höchsten Verhältnis zuerst. Dann propagieren die Mikrorisse instabil und längs ausserhalb in intaktes Material und verbinden sich unter dem Einfluss der angewandten Zug- und Druckspannung. Diese Theorie führt zum Griffith-Kriterium für Bruchbildung, das durch eine gebogene Linie in einem Mohr-Diagramm ausgedrückt wird:

$$(\sigma_1 - \sigma_3)^2 = 8T_0(\sigma_1 + \sigma_3) \quad \text{wenn} \quad \sigma_1 + 3\sigma_3 \geq 0$$

und

$$\sigma_3 = -T_0 \quad \text{wenn} \quad \sigma_1 + 3\sigma_3 \leq 0$$

wobei T_0 die uniaxiale Zugfestigkeit des Materials darstellt (der unterste Schnittpunkt zwischen der Umhüllenden und der Horizontalen).

Beachten Sie auch dass:

$$\sigma_3 = 0 \quad \text{dann} \quad \sigma_1 = 8T_0$$

Diese Gleichung zeigt, dass eine einachsige Druckspannung an der Rissexpansion immer achtmal so gross wie die einachsige Dehnfestigkeit ist. Dies steht nicht mit Experimenten in Einklang, da die einachsige Druckfestigkeit für die meisten Gesteine 10 bis 50mal so gross wie die einachsige Dehnfestigkeit ist. Für intakte Gesteine ist dies gewöhnlich $T_0 \approx 40 \text{ MPa}$.

Graphische Darstellung

Das Griffith-Kriterium kann in Abhängigkeit von Normalspannung σ_N und Scherspannung σ_S ausgedrückt werden, die auf der Fläche wirken, die die Hauptspannungsachsen enthält.

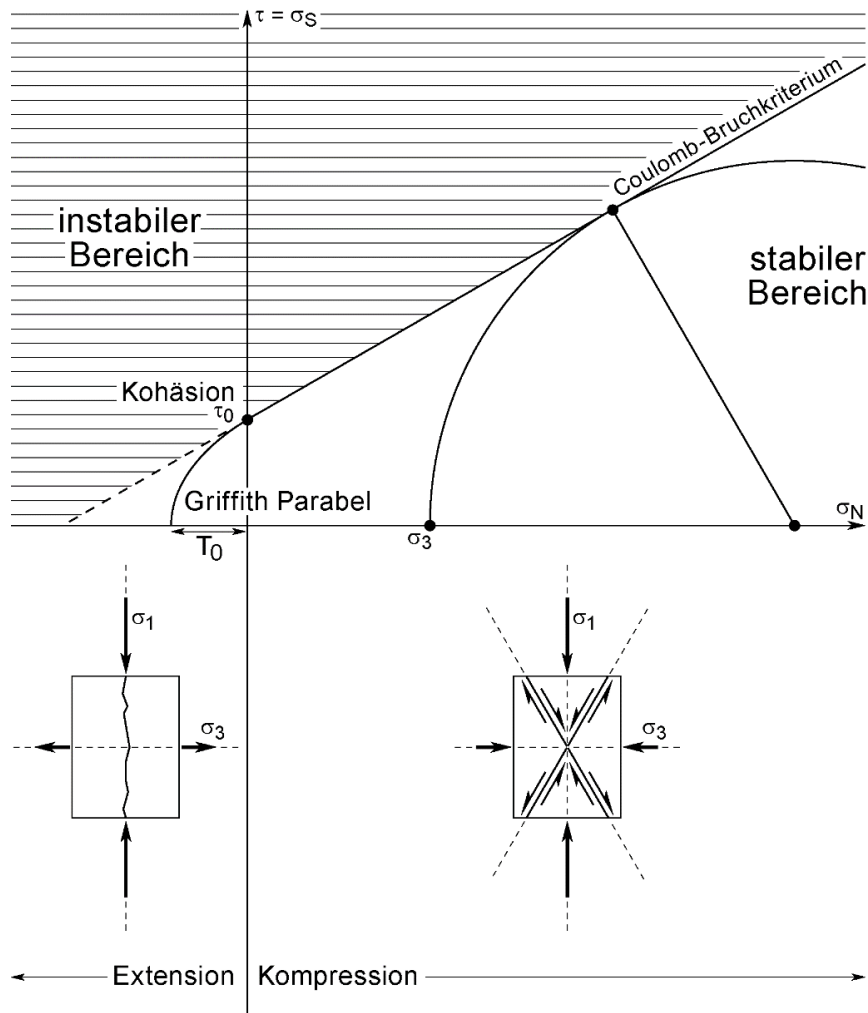
Die Beziehung bei Bruchversagen lautet:

$$\sigma_S^2 = 4T_0(T_0 - \sigma_N) \quad (11)$$

Diese Gleichung ergibt eine parabolische Umhüllende für "Bruchpunkte", aber nur auf der Seite der Zugspannungen. Für Kompression lautet die Gleichung (11):

$$\sigma_S = 2T_0 + \mu\sigma_N$$

ist eine modifizierte Version des Coulomb'schen Kriteriums (Gleichung 6). Wenn $\sigma_N = 0$, dann $\sigma_S = 2T_0$, was die Kohäsion c darstellt. Diese Gleichung ($c = 2T_0$) passt gut zu den experimentellen Kurven der Scherbruchbildung.



Zweidimensionale Darstellung des Griffith-Bruchkriteriums
 $\sigma_S^2 = 4T_0(T_0 - \sigma_N)$
 in einem Mohr Diagramm

Komplettes Bruchbildungskriterium

In Experimenten entsteht die anfängliche Bruchbildung bei der höchstmöglichen Spannung, der das Gestein standhalten kann und wird **statische Reibung** (*static friction*) genannt. Das komplette Kriterium für sprödes Versagen wird erreicht, wenn man die zwei Kriterien (Griffith mit Mohr-Coulomb; Gleichungen 6 und 10) am Punkt, an dem sie treffen, verbindet. Für die meisten Gesteine ist $0.5 < \mu < 1$ der Koeffizient des Reibungsgleitens. Er wird eingeführt um die postulierte Schliessung der Griffith-Mikrorisse bei Kompression miteinzubeziehen. $\mu = 0.75$ ist ein ziemlicher Repräsentativwert. Die Verbindung des parabolischen Griffith-Kriteriums zum geraden Coulomb-Kriterium erklärt einen kompletten Übergang bei zunehmender Mittelspannung (also Tiefe), von Zugklüften, die zu σ_1 (mit negativen σ -Werten, nach links auf der σ_S Ordinatenachse wo $\sigma_N = 0$) parallel sind, zu Verwerfungen, die ca. 30° zu σ_1 geneigt sind, durch Scherflächen mit einer Zugkomponente, die mit niedrigeren Winkeln zu σ_1 geneigt sind.

Die Art des Bruches, der innerhalb von intakten Gesteinen auftritt, hängt vom Verhältnis der Differentialspannung ($\sigma_1 - \sigma_3$) zur Zugfestigkeit T_0 ab. Mit $\mu = 0.75$ tritt

Scherbruchbildung auf,	wenn	$(\sigma_1 - \sigma_3) > 5.66T_0,$
Dehnscherung	wenn	$5.66T_0 > (\sigma_1 - \sigma_3) > 4T_0$ und
Zugbruchbildung erfordert		$(\sigma_1 - \sigma_3) < 4T_0.$

Diese Relation zeigt, dass σ_1 und σ_3 linear in Beziehung stehen, wenn Bruchbildung auftritt.

Effekte der Umgebungs- und Materialfaktoren

Die **Druckfestigkeit** (*compressive strength*) ist die Kapazität eines Materials einer orientierten axialen Kompression zu widerstehen. Die Druckfestigkeit des Gesteins wird normalerweise durch die **Bruchspannung** (*ultimate stress*) die den maximalen Druck definiert, dem das Gestein widerstehen kann. Durch gut kontrollierte Druckversuche konnten die kompletten Spannungs-Verformungs-Kurven für verschiedene Gesteinsexemplare erzeugt werden und die Rolle der verschiedenen Materialparameter und der physikalischen/chemischen Parameter konnte so entschlüsselt werden.

Einfluss von Flüssigkeiten

Poren in Gesteinen sind primäre Eigenschaften, wie z.B. Blasen in Vulkaniten oder intergranulare Zwischenräume in Gesteinen aller Art. Als sekundäre Porenräume werden die durch Deformation entstandenen Mikrorisse, Klüfte und Verwerfungen bezeichnet. Poren in natürlichen Gesteinen enthalten Flüssigkeiten (z.B. Wasser, Öl, gasförmige Phase und Schmelze in tieferen Niveaus der Erde), die das Zerbrechen der Gesteine auf zweierlei Weisen beeinflussen: (1) der mechanische Effekt des Fluiddrucks, der die Ausbreitung von Mikrobrüchen beschleunigt und (2) die chemischen Interaktionen zwischen dem Gestein und der Flüssigkeit. Die eigentlichen Schwachstellen des Materials sind die Mikrorisspitzen, entlang derer **Spannungsrissskorrosion** (*stress corrosion*), aufgrund von Spannungskonzentrationen an Rissspitzen, auftritt (beispielsweise durch Brechen, infolge Hydrolyse von Silizium-Sauerstoff-Verbindungen).

Grundlegend wirkt der Porendruck entgegen und verringert folglich den Umgebungsdruck. Wenn ein nasses Gestein unter einem angewandten Druck gesichert wird, übertragen sich zuerst Volumenänderungen in Änderungen des **Porendrucks** (*pore pressure*). Überschüssiger Porendruck kann oder kann möglicherweise nicht entweichen, dies ist abhängig von der Permeabilität des Gesteins die zu der Zeit vorhandenen ist.

Erinnern Sie sich an einige Definitionen.

Porosität beschreibt, wie dicht das Material gepackt ist. Es ist das Verhältnis des nicht-festen Volumens zum Gesamtvolumen des Materials. Porosität ist folglich ein dimensionsloser Anteil zwischen 0 und 1. Der Wert reicht von <0.01 für Granit, bis 0.5 für porösen Sandstein. Porosität kann auch in Prozent dargestellt werden, indem der Anteil mit 100% multipliziert wird. Die Porosität stellt Hohlräume zur Verfügung, durch die Flüssigkeiten in einem Gestein fließen. Eine hohe Porosität führt folglich zu einer hohen Permeabilität.

Der **Wassergehalt** ist ein anzeigendes Mass der Menge an Wassers, die das Gestein enthält. Es ist das dimensionslose Verhältnis des Wasservolumens zum Gesteinsvolumen.

Die **Permeabilität** ist ein Mass für die Fähigkeit eines Materials Flüssigkeiten zu übertragen. Gesteine haben im Allgemeinen eine sehr niedrige Permeabilität. Die Permeabilität der Gesteine stellt begrenztes Interesse dar, weil der Wasserfluss auf Brüche konzentriert ist. Die physikalische Einheit der Permeabilität ist m^2 .

Porendruck

Wenn die Poren miteinander verbunden sind und mit der Erdoberfläche in Verbindung stehen, was in der obersten Kruste gewöhnlich der Fall ist, ist die **hydrostatische Spannung** (*hydrostatic pressure*) einer Porenflüssigkeit in jeder Tiefe z in allen Richtungen nach aussen vom Porenraum durch das Gewicht der Wassersäule die von der Oberfläche bis zur Tiefe z reicht, gleich. Folglich

erhöht sich der Porendruck innerhalb eines Gesteins, während es begraben wird. Dadurch muss die Porenspannung immer ungefähr 0.25 - 0.3-mal dem lithostatischen Druck entsprechen, unter der Voraussetzung einer durchschnittlichen Dichte der Porenflüssigkeit von 1.0 g cm^{-3} und des Gesteins von $2.5 - 3.0 \text{ g cm}^{-3}$. Jedoch kann der Porendruck in der Lithosphäre zeitlich und räumlich fest variieren.

Der **Porenflüssigkeitsfaktor** (*pore-fluid factor*) λ ist das Verhältnis zwischen dem Porendruck und dem lithostatischen Druck:

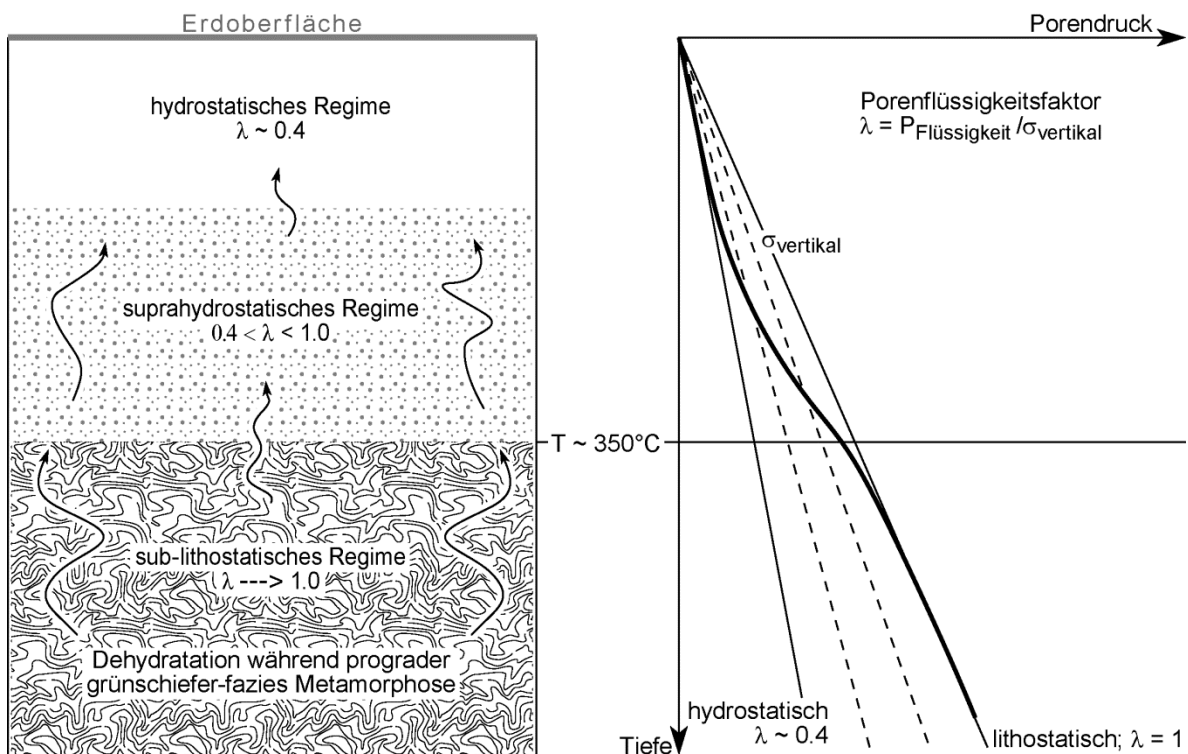
$$\lambda = P_{\text{Flüssigkeit}} / \sigma_{\text{Gestein}}$$

was das Porendruckniveau an den unterschiedlichen Tiefen definiert.

Für trockene Gesteine ist $\lambda = 0$.

In Erdöllagerstätten ist ein Verhältnis vom Porendruck zum lithostatischen Druck von mehr als 0,8 gemessen worden. Es ist durchaus denkbar, dass sich der Porendruck in wassergesättigten, unkonsolidierten, frischen Sedimenten dem lithostatischen Druck sogar nähert ($\lambda \sim 1$).

Für hydrostatisch gedrückte Sedimente ist $\lambda \sim 0,4$.



Hypothetisches Profil des Porendruckes in der oberen Kruste

nach Sibson (2004) *J. Struct. Geol.* **26(6-7)**, 1127-1136

Wenn Porenflüssigkeiten nicht mit der Oberfläche verbunden sind, können mehrere Mechanismen **Porenüberdruck** (*fluid overpressure*, grösser als hydrostatisch, d.h. $\lambda > 0,4$) aufbauen. Wichtige Mechanismen sind:

- Seismische Stöße können den Porendruck für kurze Zeit rasch verstärken, wodurch wassergesättigte Böden und unkonsolidierte Sedimente sogar verflüssigt werden können.
- Verkleinerung des Porenraumes (Kompaktion) von flüssigkeitsreichen Sedimenten infolge sedimentärer Bedeckung, oder durch tektonische Verformung und schnelle Freigabe der Flüssigkeit durch **Dehydratation** (*dehydration*) von Mineralparagenesen während der Diagenese. Tatsächlich sind die Bedeckungs- oder Dehydrationsraten dann grösser als das Entweichen der Porenflüssigkeit in Gesteinen mit geringer Permeabilität. Das ist besonders

zutreffend, wenn die Poren kein geöffnetes System bilden, das mit der Oberfläche in Verbindung steht.

- Tiefer in der Kruste dehnen sich Fluide bei erhöhten Temperaturen aus und neue Fluide werden durch entwässernde metamorphe Reaktionen hinzugefügt.
- Magmatische Intrusionen und Schmelzabtrennung in schmelzenden Gesteinen erzeugen Flüssigkeiten schneller, als diese entweichen können.

Unter diesen Umständen kann das Vorhandensein von Flüssigkeiten die spröde Festigkeit der Gesteine beträchtlich verringern. Ein unter Überdruck stehendes Gestein kann durch Flüssigkeiten in den grossen Tiefen brechen, als wenn dieses sich nahe an der Erdoberfläche befinden würde. Flüssigkeits- ausgelöste Bruchausbreitung unterstützt wahrscheinlich die Platznahme von magmatischen Intrusionen, insbesondere von Gängen und Sills.

Effektive Spannung

Der Spannungszustand innerhalb der Poren ist hydrostatisch und der Porendruck wirkt, dem lithostatischen Druck, der durch die Überbelastung verursacht wird, entgegen. Demzufolge nimmt die Porenflüssigkeit einen Teil der Last auf, den andererseits die Gesteinsmatrix aufgenommen hätte. Die Porenspannung P_f ist deshalb eine Komponente der totalen Normalspannung σ_N , die auf das Gestein einwirkt, und es gilt die folgende Gleichung:

$$\sigma_{\text{eff}} = \sigma_N - P_f$$

Der Porendruck verringert alle lithostatischen Drücke um einen Betrag P_f , um die **effektive Normalspannung** (*effective normal stress*) σ_{eff} zu erhalten. So werden die Hauptspannungen:

$$\sigma_1^{\text{eff}} = \sigma_1 - P_f$$

$$\sigma_2^{\text{eff}} = \sigma_2 - P_f$$

$$\sigma_3^{\text{eff}} = \sigma_3 - P_f$$

Der Porendruck führt zu keiner Scherspannung, also auch zu keiner Scherverformung. Folglich wird der effektive vertikale Druck auch verringert. Der Nettoertrag des Porenflüssigkeitsdruckes erlaubt dem Gestein sich so zu verhalten, als wenn der Umgebungsdruck um einen Betrag der gleich P_f ist, gesenkt wurde.

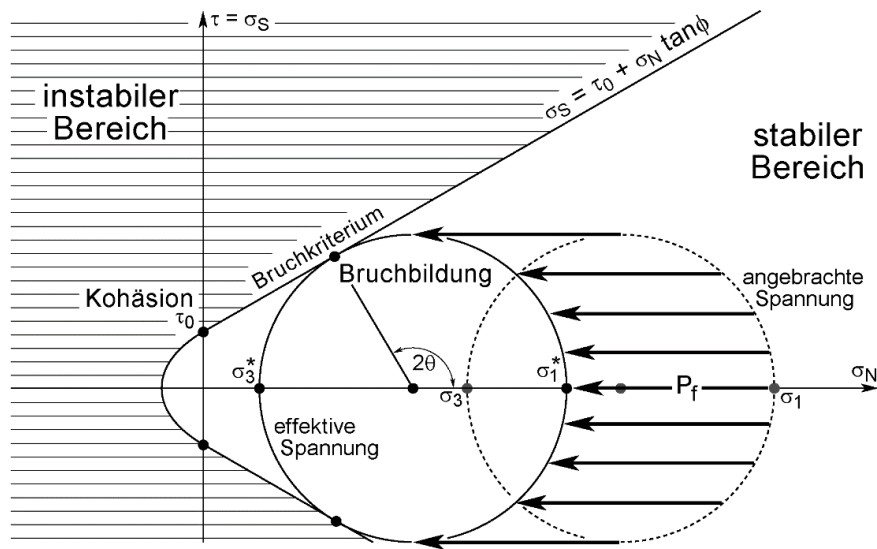
Graphische Darstellung

Auf welche Art und Weise der Porenwasserdruck die Bruchbildung begünstigt, kann anhand des Mohr'schen Diagramms veranschaulicht werden.

- Ein Kreis, der den Spannungszustand im Gestein mit einem Nullporendruck darstellt, wird gezeichnet. Die effektive Normalspannung σ_{11}^{eff} entspricht der gesamten Normalspannung σ_{11} . Das Gestein unter diesem bestimmten Spannungszustand ist mechanisch stabil, wenn der Mohrkreis unterhalb der Bruchinstabilitätskurve (Mohr'sche Umhüllende) liegt.
- Wenn der Porendruck allmählich ansteigt (z.B. während der Versenkung) sind σ_1^{eff} und σ_3^{eff} kleiner als σ_1 und σ_3 , aber die Differentialspannung bleibt unverändert:

$$\left(\sigma_1^{\text{eff}} - \sigma_3^{\text{eff}} \right) = (\sigma_1 - \sigma_3)$$

Der Mohrkreis, der die regionalen Spannungen bei trockenen Bedingungen repräsentiert, behält dieselbe Grösse. Er bewegt sich jedoch unaufhaltsam entlang der Abszisse (effektive Normalspannungen) zu niedrigeren effektiven Normalspannungen und kleineren Drücken hin, näher an die Bruchbildungsumhüllende. Der Wert der Verschiebung des Spannungskreises wird mit dem Betrag von P_f festgestellt.

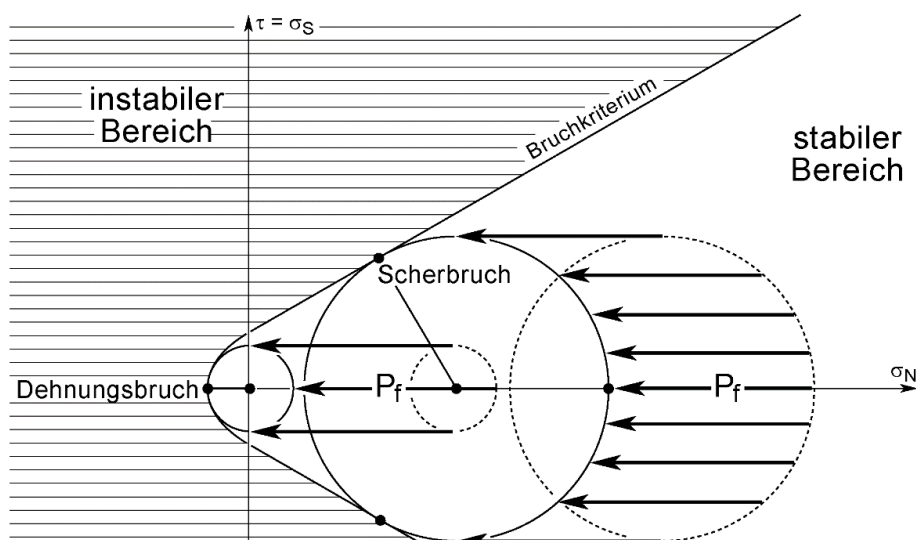


Zweidimensionale Darstellung des Einflusses vom Porendruck P_f im Mohr'schen Kreis

- Ist der Porendruck gross genug, so wird der Mohrkreis die Mohr'sche Umhüllende treffen und ein Bruch wird entstehen. Dies zeigt deutlich, dass das Ansteigen des Porenflüssigkeitsdruckes einen Bruch einleiten kann, obwohl unter trockenen Bedingungen die vorhandenen Scherspannungen nicht ausreichen würden, um eine Bruchinstabilität zu erzeugen. Dieser Effekt ist durch Triaxialversuche bestätigt. Interner Flüssigkeitsdruck verringert deutlich die Bruchstärke und die Duktilität des Gesteins, die beide Funktionen des **effektiven, begrenzenden Drucks** (*effective confining pressure*) sind. Dieser Effekt erklärt auch das erhöhte Vorkommen von Erdbeben als Folge von schweren Niederschlägen.

Hydraulisches Zerberochen

Durch Erhöhen des Flüssigkeitsdruckes, speziell durch den nach aussen gerichteten Schub der Flüssigkeit wird eine Dehnungsspannung erzeugt, durch die sich Risse in der Pore und an den Risspitzen ausbreiten können. Das Zerberochen von Gesteinen, verursacht durch eine Zunahme des Flüssigkeitsdruckes, wird **hydraulisches Zerberochen** (*hydraulic fracturing*) genannt. Auf diese Art kann ein ursprüngliches Kompressionsregime geändert werden, so dass eine oder mehrere der Hauptspannungen effektiv dehnbar werden und die Bedingungen für die Entwicklung von Dehnungsbrüchen erfüllt werden können.



Zweidimensionale Darstellung des Einflusses vom Differentialspannungen auf die Bruchart im Mohr'schen Kreis

Eine Flüssigkeit öffnet einen Bruch, wenn der Porendruck P_f der Normalspannung σ_N , die auf dem Bruch fungiert, entspricht oder übersteigt. Eine vertikale Linie, die den Porendruck zeigt, teilt den Mohr-Kreis in zwei Bereiche:

- Ein Bereich mit $P_f \geq \sigma_N$ (linke Seite der Porendrucklinie) in dem Brüche sich weiten können.
- Ein Gebiet mit $P_f \leq \sigma_N$ (rechte Seite der Porendrucklinie) in dem Brüche geschlossen bleiben.

Die Bedingung für Bruchöffnung wird von Gleichung (3) wie folgt ausgedrückt:

Die Bedingung für Bruchöffnung wird von Gleichung (3) wie folgt ausgedrückt:

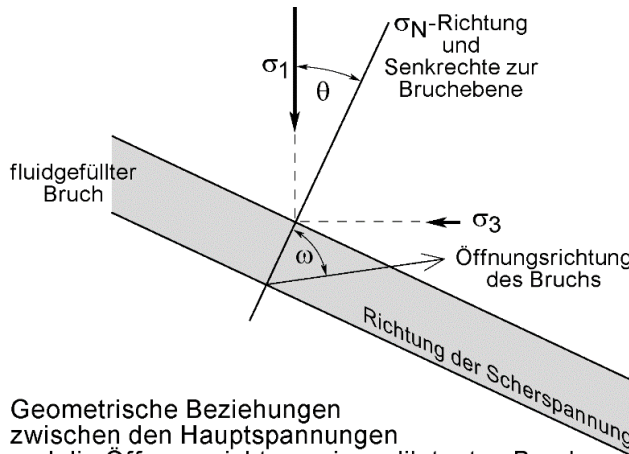
$$P_f \geq \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} + \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \cos 2\theta$$

Das **treibende Druckverhältnis** (*driving stress ratio*) D_{SR} definiert die Reichweite an Orientierungen der Brüche, die sich unter einem gegebenen Porendruck weiten können:

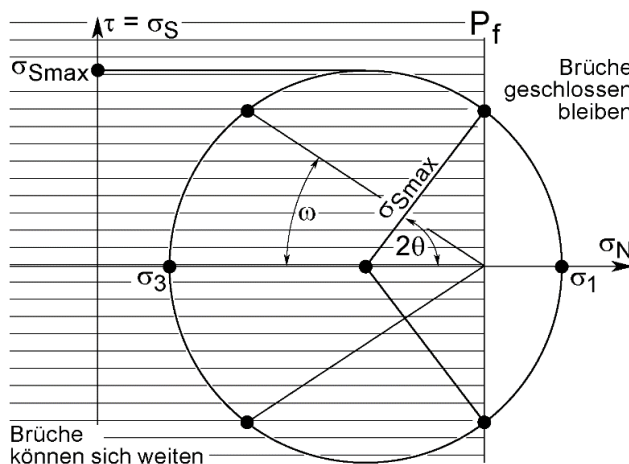
$$D_{SR} = \frac{P_f - \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2}}{\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}} \geq \cos 2\theta$$

welches in einer einfacheren Weise mit der Mittelspannung $\bar{\sigma}$ und der maximalen Scherspannung σ_{Smax} , die im Vorlesungskapitel Spannungen definiert wurden, ausgedrückt wird:

$$D_{SR} = \frac{P_f - \bar{\sigma}}{\sigma_{Smax}} \geq \cos 2\theta$$



Geometrische Beziehungen zwischen den Hauptspannungen und die Öffnungsrichtung eines dilatanten Bruchs

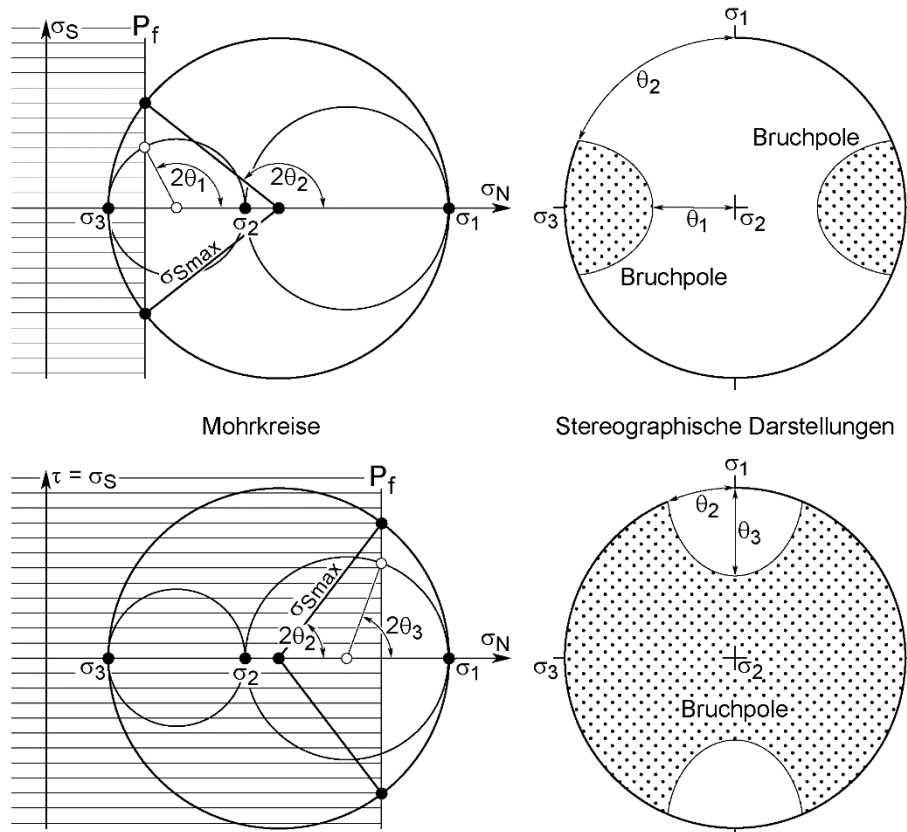


Darstellung des Einflusses vom Porendruck P_f auf das Verhalten eines Bruches im Mohr'schen Kreis

Ein Mohr-Diagramm stellt die Strecke der Bruchorientierungen dar, die sich unter dieser begrenzenden Bedingung öffnen. Der Porendruck, der Schnittpunkt des Mohrkreises mit der vertikalen Linie, die durch den Porendruck verläuft, sowie das Zentrum des Mohrkreises (mit dem Mitteldruck) definieren ein Dreieck, dessen horizontale Seite auf der Achse der Normalspannung liegt und $P_f - \bar{\sigma} = \sigma_{S\max} \cos 2\theta$ ist. Bruchbildung, die durch den Durchschnittspunkt auf dem Mohrkreis dargestellt wird, wird folglich definiert:

$$P_f - \bar{\sigma} \geq \sigma_{S\max} \cos 2\theta$$

Diese Beziehung ist ein Ausdruck von D_{SR} , welches die relativen Magnituden der Spannungen und des Flüssigkeitsdruckes benutzt, um die Orientierung der sich weitenden Brüche vorauszusagen.



Geometrische Beziehung zwischen Bruchpole und Hauptspannungsachsen wenn der Porendruck P_f kleiner als σ_2 (oben) und grosser als σ_2 (unten) ist.
nach Jolly & Sanderson (1997) *J. Struct. Geol.* **19**(6), 887-892

Aus Mohr Diagramm ist folgendes ersichtlich:

Wenn $D_{SR} < -1$, $P_f < \sigma_3$, keine Bruchöffnung.

Wenn $-1 < D_{SR} < 1$, $\sigma_3 < P_f < \sigma_1$, ist eine begrenzte Strecke von Bruchorientierungen in der Lage sich zu öffnen.

Wenn $D_{SR} > 1$, $P_f > \sigma_1$, können sich Brüche in irgendeiner Orientierung öffnen (Brekzierung des Gesteins).

Die gleiche Argumentation und die gleichen Konstruktionen können in drei Dimensionen verwendet werden.

Wenn $P_f < \sigma_2$, definieren die Pole zu den Brüchen, die fähig sind sich zu weiten, eine Blockverteilung um σ_3 . Eine schmale Blockregion zeigt einen kleinen gesteuerten Porenflüssigkeitsdruck ($P_f \approx \sigma_3$) an.

Wenn $P_f > \sigma_2$, liegen die Pole zu den Brüchen, die fähig sind sich zu weiten, auf einer Gürtelverteilung, die senkrecht zu σ_1 ist. Eine breite Polverteilung zeigt einen hohen gesteuerten Porenflüssigkeitsdruck ($P_f \approx \sigma_1$) an.

Dementsprechend kann der strukturelle Ausdruck von hydraulischer Bruchbildung variieren von zufällig orientierten Extensionsbrüchen (Brekzie ist die Folge wenn $P_f > \sigma_1$) zu angeordneten Extensions- und Scherbrüchen.

Beachten Sie, dass dieser Mechanismus unabhängig ist von der Tiefe in der er auftreten kann. Dieser Prozess wird routinemässig von der Erdölindustrie angewandt, um in Gesteinen mit niedriger Permeabilität Brüche zu erzeugen. Weiterhin erhöht das Ausbreiten der Brüche den vorhandenen Platz für Flüssigkeit und vermindert somit den Flüssigkeitsdruck, es sei denn, dass zusätzliche Flüssigkeit in das System eindringt. Da Bruchausbreitung nur in der Nähe der Fließfestigkeit der Gesteine stattfindet, tritt das hydraulische Zerbrechen gewöhnlich in Impulsen auf, immer dann, wenn der Porendruck wieder den notwendigen Wert erreicht hat.

Beachten Sie ebenfalls, dass Extensionsbruchbildung in den Gesteinen ohne die Hilfe eines hohen internen Porendrucks auftreten kann: z.B. während der Kontraktion einer Schicht als Folge der Austrocknung eines Sediments oder der Abkühlung eines Magmakörpers.

Porendruck im Scherwiderstand

Der **Scherwiderstand** (*shear resistance* oder **Scherfestigkeit**, *shear strength*) eines Gesteins ist die nötige Scherspannung auf einer potentiellen Bruchfläche, die gerade ausreicht, um eine Bruchfläche zu erzeugen, auf der Bewegung stattfinden kann. Die Bedingungen für eine Scherbewegung entlang einer Fläche in flüssigkeitsgesättigten Materialien kann durch eine kleine Modifikation des Mohr-Coulomb-Bruchkriteriums (Gleichung 6) berechnet werden:

$$\sigma_s = c + \mu(\sigma_N - P_f) \quad (12)$$

Diese Gleichung hat einige Folgerungen:

- Ein Gestein mit $\sigma_N = 1$ kbar und $P_f = 0$ hat den gleichen Scherwiderstand, wie ein Gestein unter den Bedingungen $\sigma_N = 2$ kbar und $P_f = 1$ kbar, da die effektive Normalspannung in beiden Fällen 1kbar beträgt. Der diskutierte Effekt zeigt, dass eine Zunahme im Porendruck den Spannungszustand im ganzen Gestein verändert, und kleinere notwendige Scherspannungen erfordert, um einen Bruch zu erzeugen.

- Während die Normalspannung σ_N dazu neigt, die Verwerfungsfläche zu verstärken, weil die gegenüberliegenden Gesteinsblöcke zusammengedrückt werden, wird folglich die Reibung erhöht. Bei höherem Porendruck kommt es zur Schwächung der Störung, weil die gegenüberliegenden Gesteinsblöcke auseinander gedrückt werden. Das heisst, ein erhöhter Porendruck verstärkt eine Störung mit zunehmender Tiefe, weil der Effekt des Umgebungsdrucks abgeschwächt wird.

In beiden Beispielen, bewirken hohe Porendrücke auf Verwerfungsflächen Schmiereffekte, das heisst, der Reibungswiderstand für Bewegung wird vermindert.

Verwerfungen mit geeigneten Orientierungen für Bewegungen oder Ausdehnungen sind potentielle Bahnen entlang denen die Flüssigkeiten fließen. Bei neueren Forschungsversuchen, im Zusammenhang mit der Erdbebenüberwachung, konzentriert man sich stark auf den Einfluss des Porenflüssigkeitsdruckes. Letzterer ist diejenige kritische Variable, die bis zu einem gewissen Grad durch Menschenhand manipuliert werden kann. Die Grundidee ist dabei, dass eine Zunahme des Porendruckes durch Einpumpen von Flüssigkeit in Bohrlöcher eine Reduktion des Scherwiderstandes herbeiführt und örtlich Gleitbewegungen (oder Bruchbildung) und kleine Erdbeben auslöst. Viele kleine Erdbeben können die gestaute Energie freilassen. Dabei wird ein einzelnes für Mensch und Natur verheerendes Erdbeben verhindert. Es konnte bei diesen Experimenten eine Korrelation zwischen der Menge der injizierten Flüssigkeit und der Erdbebenhäufigkeit festgestellt werden. Diese Studien deuten darauf hin, dass kleine Erdbeben durch sinnvolle Überwachung des

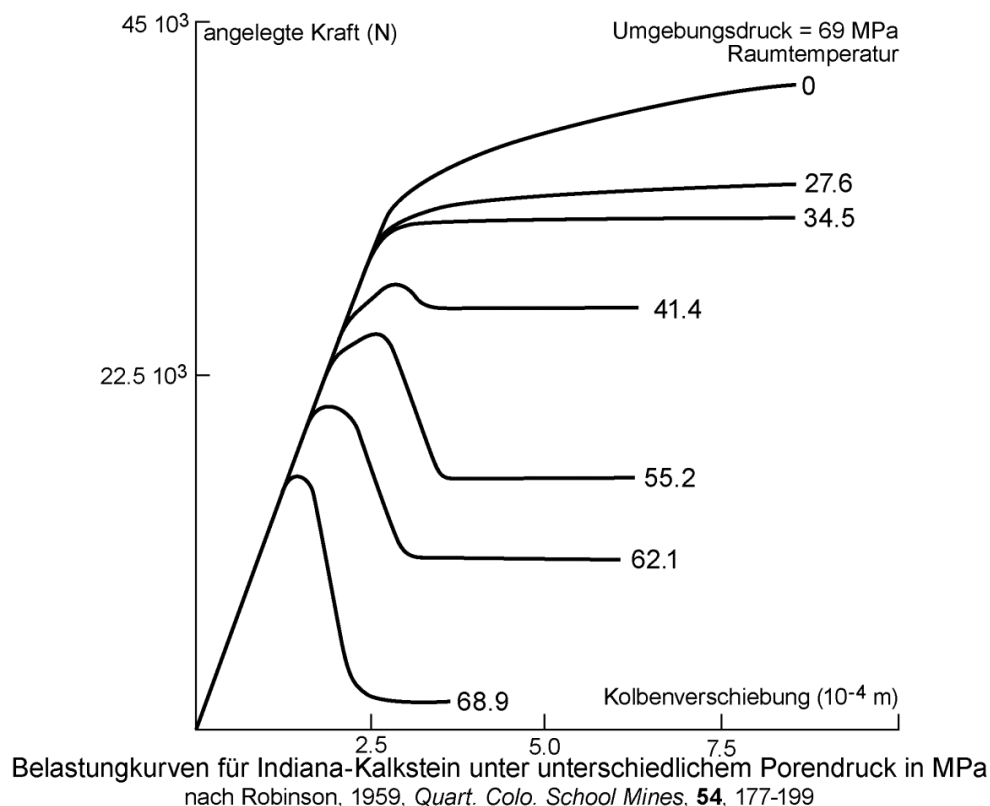
Porenflüssigkeitsdrucks ausgelöst oder gar verhindert werden können. Bisweilen ist allerdings noch nicht klar, welchen Einfluss diese Kleinbeben auf das Auftreten von Grossbeben haben.

Hohe Porendrücke können eine entscheidende Rolle bei flachen Überschiebungen spielen. Überschiebungsdecken, die 100 km weit überschoben wurden, bereiten ernsthafte mechanische Probleme unter trockenen Überschiebungsbedingungen. Bei trockenen Verschiebungen müssten extrem hohe Scherspannungen auftreten, wenn der Schub von hinten kommen sollte. Versucht man, die Schwerkraft für die Verschiebung verantwortlich zu machen, so müssten extrem steile Neigungen angenommen werden, um die notwendigen Scherspannungen zu erzeugen, die es der Decke ermöglichen würden, sich zu verschieben. Porendrücke, die höher sind als normal, könnten Überschiebungsdecken bei Neigungen von ein oder zwei Grad verschieben. Eine alternative Erklärung für die grossen Überschiebungen ist jedoch, dass sich die basale Scherzone oder Flachbahn, hauptsächlich als viskoses Material und nicht als nicht-bindiges Material verhält.

Gleichung (12) und die Coulomb Gleichung für trockenes Gestein (6) liefern eine taugliche Anpassung zu zahlreichen experimentellen Daten. Diese Gleichung bringt jedoch den Scherwiderstand ausschliesslich mit dem Porenflüssigkeitsdruck in Verbindung, auch wenn chemische Eigenschaften von Flüssigkeiten, wie etwa die Spannungsrisskorrosion an Risspitzen, wichtig sein können.

Modus der Deformation

Eine Reihe von Triaxialdruckversuchen unter konstantem Umgebungsdruck aber mit verschiedenen Porendrücken veranschaulicht den Einfluss des Porendrucks auf das Verhalten von porösen Gesteinen.



Es gibt einen Übergang von duktilem zu sprödem Verhalten, da der Porendruck von 0 auf höhere Werte erhöht wird. Der Porendruck senkt die Elastizitätsgrenze und erhöht so das Duktilitätsfeld des Gesteins (d.h. ihre Kapazität für Änderung der Form ohne Bruchbildung) in den Experimenten. Auf diese Art beeinflusst der Porendruck den Deformationsmodus, z.B. von duktil unter mittelmässigem Umgebungs- und Porendruck, zu sprödem Verhalten unter ähnlichem Umgebungsdruck aber hohem Porendruck. Die gegenwärtige Hypothese ist, dass, wenn der Reibungswiderstand höher als die

Scherfestigkeit des Gesteins ist, das Gestein duktileres Verhalten zeigt. Jedoch ist dieser spröde/duktile Übergang noch unvollständig verstanden.

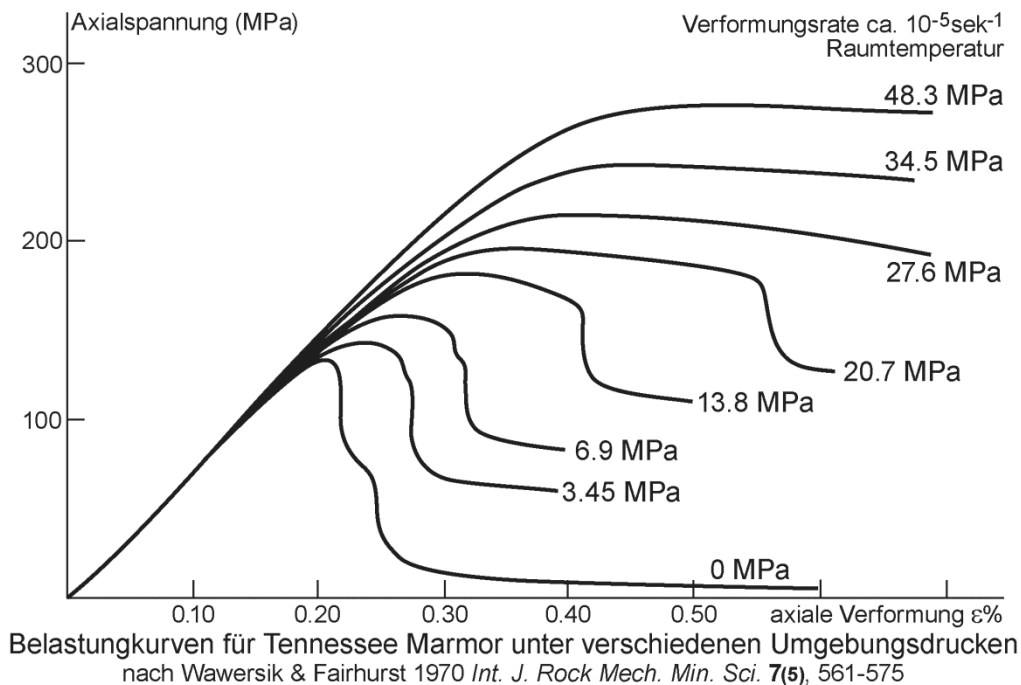
Trockenes Gestein

Wenn sich der Porendruck abbauen kann, geht er gegen Null. In Gesteinen ist Verfestigung dann wahrscheinlich.

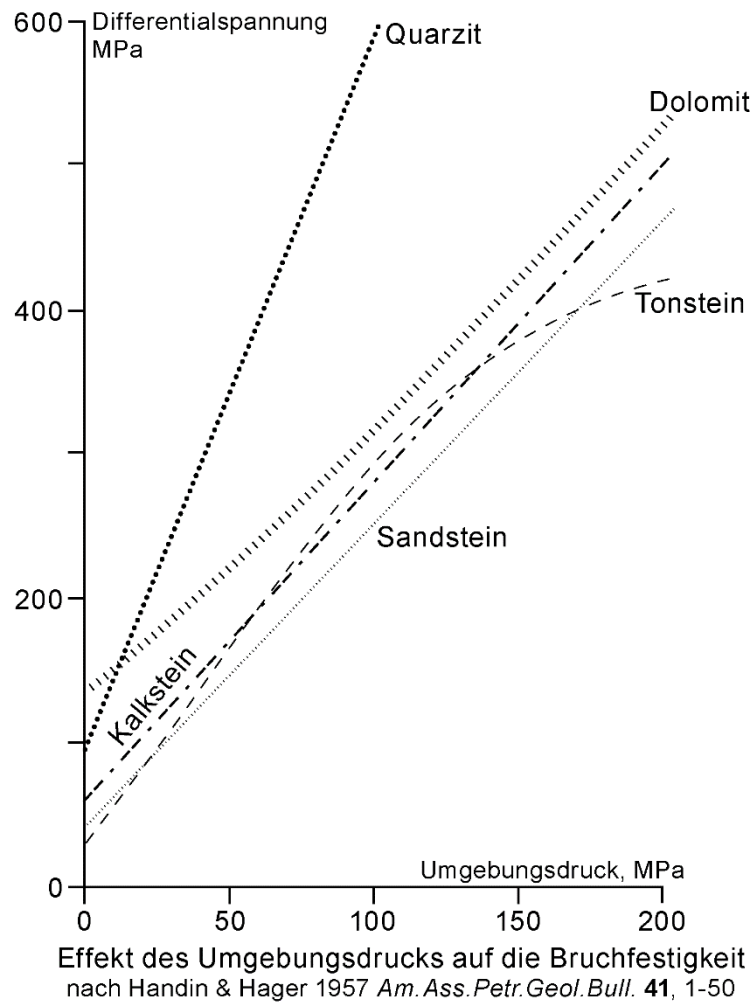
Effekt des Umgebungsdrucks

Triaxialdruckversuche mit unterschiedlichen Umgebungsdrücken zeigen, dass bei Zunahme des Umgebungsdruckes:

- die Höchstbelastung zunimmt;
- es einen Übergang von typisch spröden zum völlig duktilen Verhalten gibt; der Umgebungsdruck, der die Festigkeit nach der Höchstbelastung verkleinert, wird spröde-duktiler Übergangsdruck genannt. Der spröde-duktiler Übergangsdruck (ca 50 MPa für Marmore) schwankt mit der Gesteinsart;
- die Region, die den Scheitelpunkt der axialen Spannungs-/axialen Verformungskurve enthält, wird flacher und breiter;
- sich die Abnahme der Spannung zur Restfestigkeit nach der Höchstbelastung verringert und unter hohem Umgebungsdruck verschwindet.
- Die Duktilität der meisten Gesteine (d.h. wie viel Verformung wird aufgenommen vor Erreichen der Bruchfestigkeit und Bruch) erhöht sich mit der Zunahme des Umgebungsdrucks. Im duktilen Bereich gilt das **von Mises-Kriterium**. Im Mohrdiagramm wird das von Mises Kriterium durch Linien parallel zur σ_N -Achse dargestellt.

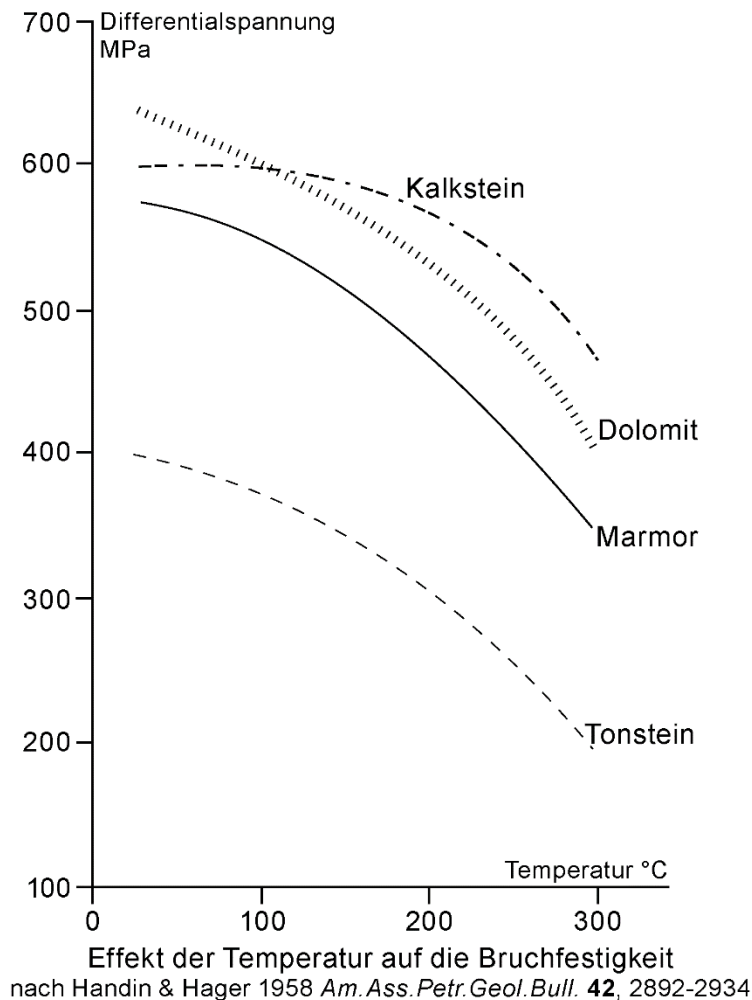


Die Abhängigkeit des Scherwiderstands auf der Normalspannung wird durch ein Differenzialspannung-/Umgebungsdruck Diagramm gezeigt, auf dem die Fließgrenze (willkürlich angenommen als Differenzialspannung bei 2% Verformung) und Bruchfestigkeit des Gesteins geplottet werden. Für die meisten Gesteine erhöht sich sowohl die Bruchfestigkeit als auch die Fließfestigkeit fast linear mit erhöhtem Umgebungsdruck. Das bedeutet, dass Gesteine bei höheren Umgebungsdrücken stärker werden und eine Zunahme des Drucks die Ausbildung von neuen Rissen unterdrückt.



Effekt der Temperatur

Die Temperatureffekte auf die mechanischen Gesteinseigenschaften sind viel kleiner als die Effekte des Umgebungsdrucks und des Porendrucks, und eher begrenzt, da von 200 bis zu 500°C, entsprechend ihrer mineralogischen Zusammensetzung, die Gesteine duktil sind. Die Fließgrenze und die Bruchfestigkeit werden mit höheren Temperaturen verringert, aber die Effekte schwanken von einem Gestein zum anderen.



Erhöhte Temperatur erhöht normalerweise die Duktilität.

Effekt der Verformungsrate

Eine starke Herabsetzung der Fließgrenze und der Bruchfestigkeit wird bei einer sich verkleinernden Verformungsrate beobachtet.

Die Duktilität von Gesteinen nimmt bei einer sich verkleinernden Verformungsrate zu. Dies ist auch plausibel für Maxwell-Typ, visko-elastische Modelle, weil eine Abnahme der Verformungsrate die Deborah-Zahl verringert, und damit die Duktilität erhöht (siehe Kapitel Rheologie).

Effekt der planaren Anisotropie

Die Gesteine können eine gut entwickelte planare Anisotropie wie Schichtung und Schieferung haben. Dann kann das intakte Gesteinsmaterial in Richtung der maximalen Scherspannung stärker als entlang der Anisotropie sein. In diesem Fall werden neue Scherbrüche entlang der planaren Anisotropie entwickelt, also in anderen Bruchwinkeln als denen, die durch die σ_S / σ_N Mohr'sche Umhüllende vorgegeben werden. Die neuen Scherbrüche gehorchen der Orientierung der planaren Anisotropie deren niedrigeren Scherwiderstand die allgemeine Scherfestigkeit des Materials reduziert. Diese strukturelle Schwächung ist ein Schererweichungsmechanismus.

Höchstbelastung

Die Höchstbelastung schwankt mit der Orientierung der Anisotropiefläche (der schwächeren Richtung) in Bezug auf die Hauptspannungsrichtungen. Die Versuchskurven der Differentialspannung bei Versagen geplottet gegen die Inklination der Anisotropie sind ungefähr konkav nach oben verlaufende Parabeln. Die Kurven werden mit Zunahme des Umgebungsdrucks

nach oben verschoben (Zunahme der Bruchfestigkeit) während die Scherbrüche dazu neigen, sich mit einem kleinen Winkel zur Kompressionsrichtung zu entwickeln. Die analytische Lösung zeigt, dass die Differentialspannung durch folgende Gleichung gegeben werden kann:

$$\sigma_1 - \sigma_3 = \frac{2(c_w + \sigma_3 \tan \phi_w)}{(1 - \tan \phi_w \cot \beta) \sin 2\beta}$$

wobei c_w = Kohäsion der Anisotropiefläche

ϕ_w = Reibungswinkel der Anisotropiefläche

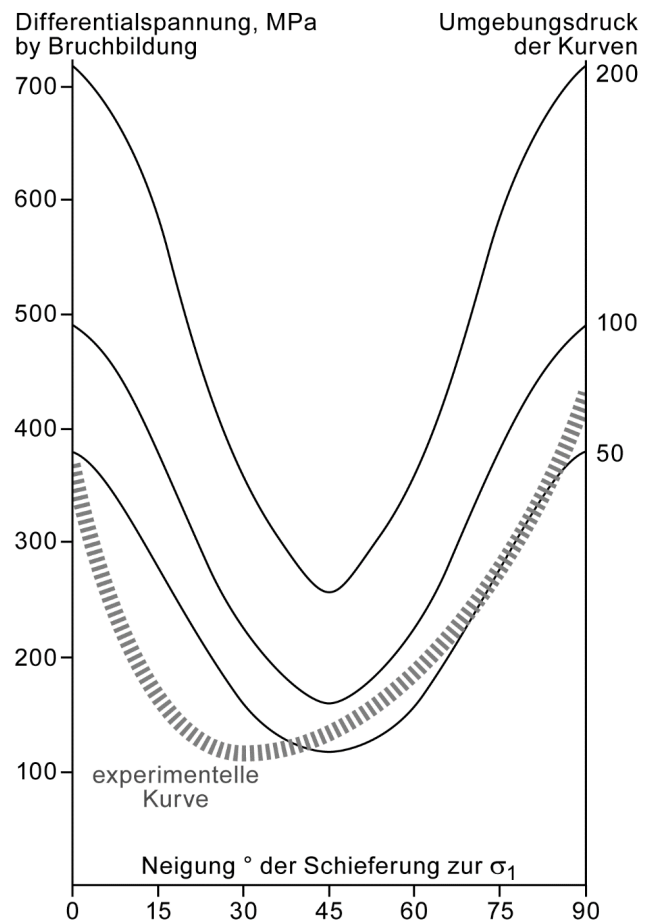
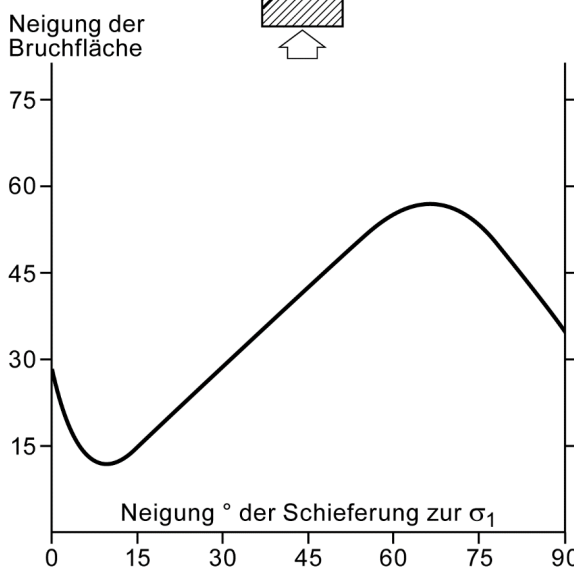
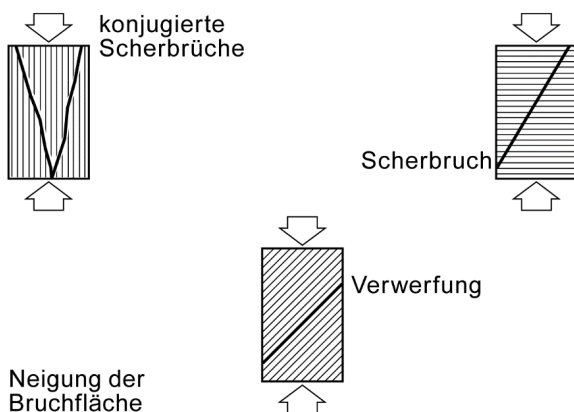
β = Neigung der Anisotropiefläche zur Kompressionsrichtung.

Diese Gleichung zeigt tatsächlich, dass das Gestein mit einer vorhandenen Schwächefläche, die sich zu einer Bruchfläche ausbildet, die niedrigste Festigkeit hat.

Orientierung der Scherbrüche

In anisotropen Gesteinen schwankt der Winkel der Bruchbildung beträchtlich, abhängig von der Orientierung der Anisotropie bezüglich der Hauptspannungsrichtungen.

- Gesteine, die parallel zur Anisotropie komprimiert sind, erleiden die grösste Differentialspannung und entwickeln Scherbrüche mit einem Winkel kleiner als 30° zur Kompressionsrichtung.
- Gesteine, die mit $45 - 30^\circ$ schräg zur Anisotropie komprimiert sind, zeigen die geringste Festigkeit.
- Scherbrüche entwickeln sich parallel zur Anisotropiefläche, wenn diese Fläche 15 bis 45° zur Kompressionsrichtung geneigt ist.
- Gesteine, die senkrecht zur Anisotropie komprimiert sind, erleiden die grösste Differentialspannung und die Scherbrüche entstehen ca. 30° zur Kompressionsrichtung.



Theoretische Festigkeit von Martinsburg Schiefern in Bezug auf der Neigung der Schieferung und Effekte der Schieferung auf die Bruchbildung (nach Donath 1972 *Geol. Soc. Am. Mem.* 135, 95-128)

Gleit-Tendenz

Gleiten tritt wahrscheinlich auf einem Bruch auf, wenn die wirkende Scherspannung σ_S auf dieser Fläche gleich oder grösser als der Reibungswiderstand ist. Der Reibungswiderstand ist proportional zur effektiven Normalspannung σ_N^* , die auf diese Oberfläche wirkt. Die Gleit-Tendenz T_s einer Oberfläche ist das Verhältnis der Scherspannung zur Normalspannung:

$$T_s = \sigma_S / \sigma_N$$

T_s ist ein Mass der relativen Wahrscheinlichkeit, dass eine Verwerfung oder ein Bruch gleiten wird. Deswegen hängt T_s von der Form des Spannungstensors und von der Orientierung der studierten Fläche ab. Der Maximalwert von T_s wird durch die Steigung der gleitenden Umhüllenden begrenzt. Ob eine Oberfläche gleitet, oder nicht, ist abhängig von den Details der lokalen Bedingungen wie Gesteins- oder Verwerfungskohäsionskraft, vom Koeffizienten der statischen Reibung und von der Orientierung der Bruchfläche. Die Grösse von T_s , welche Gleitung auf einer kohäsionslosen Oberfläche verursacht, wird häufig als die Stärke der Störung bei der Herdflächenanalyse eines Erdbebens angegeben. Unter den meisten krustalen Bedingungen sind Verwerfungen, für die $T_s \geq 0.6$ ist, ideal orientiert damit Gleitung stattfindet (Byerlee-Gesetz).

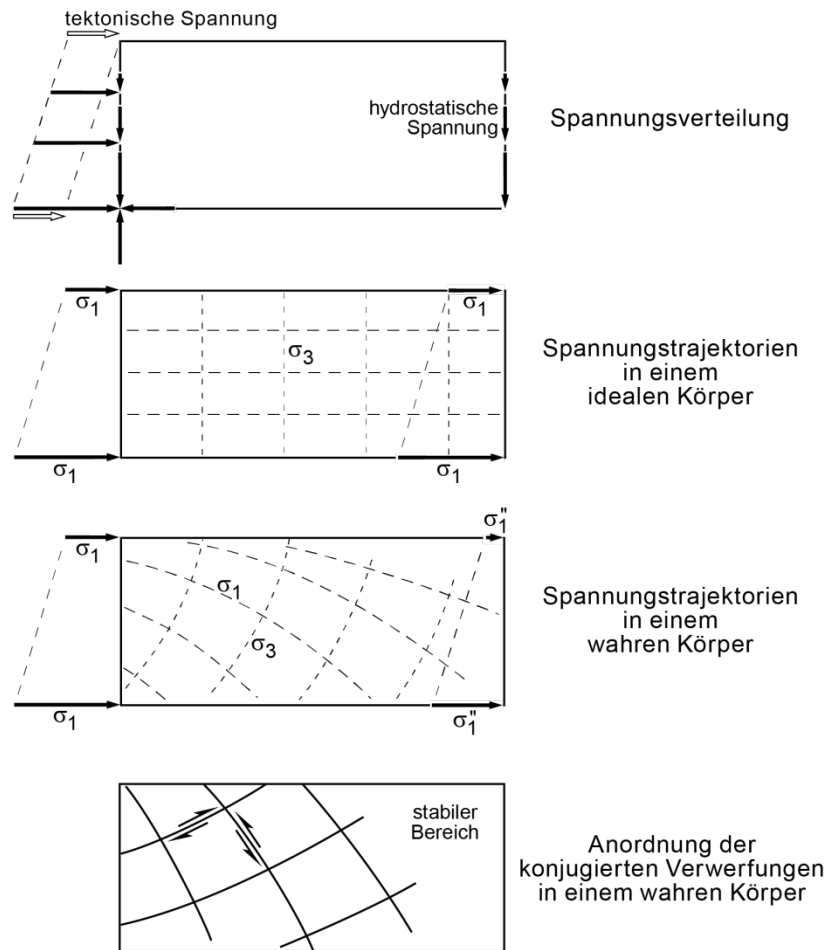
Ausdehnungstendenz

Die Ausdehnung von Brüchen wird hauptsächlich durch die angelegte Scherspannung gesteuert, die eine Funktion der lithostatischen und tektonischen Spannungen und des Flüssigkeitsdruckes ist. Die Normalspannung auf einem Bruch hängt von der Grösse und Richtung der Hauptspannungen in Bezug auf die Bruchfläche ab. Die Fähigkeit eines Bruchs sich zu dehnen und Flüssigkeit weiterzuleiten ist direkt abhängig von der Weite seiner Öffnung, was wiederum eine Funktion der effektiven Normalspannung ist, die auf den Bruch wirkt. Die Normalspannung auf einer Fläche kann für alle möglichen Orientierungen innerhalb eines realen oder theoretischen Spannungsfeldes berechnet werden. Diese Normalspannung kann durch Vergleich mit der differentialen Spannung normalisiert werden. Die resultierende Ausdehnungstendenz T_d einer Oberfläche kann dann definiert als:

$$T_d = (\sigma_1 - \sigma_N) / (\sigma_1 - \sigma_3)$$

Maximale Tiefe für Bruchbildung in trockenen Gesteinen - listrische Brüche

Die Abhängigkeit des Scherwiderstandes von der Normalspannung führt zur Voraussage, dass der Widerstand zur Scherbewegung von trockenem Gestein entlang von Brüchen mit zunehmender Tiefe grösser sein sollte. Der zunehmende notwendige Scherwiderstand führt dazu, dass andere Deformationsmechanismen wirksam werden, die unter geringeren Scherspannungen aktiv werden. Fliessprozesse durch Kristallgleiten sind einige der wichtigen konkurrierenden, limitierenden Faktoren für das Reibungsgleiten. Dies konnte experimentell verifiziert werden.

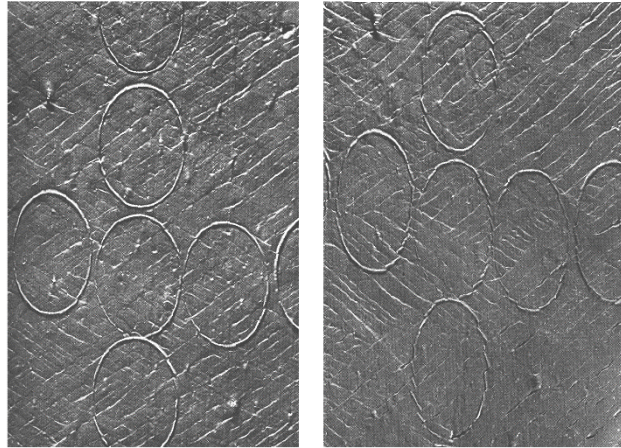


nach Hafner (1951) *Bull. Geol. Soc. Am.* **62**, 373-398

Die im Feld oftmals anzutreffende **listrische** (*listric*), das heisst schaufelförmige, Störungsgeometrie, kann mit einer uniformen Spannungsverteilung verstanden werden. Der zunehmende Druck mit der Tiefe, bewirkt eine Veränderung des Winkels zwischen der Kompressionsachse und der Bruchfläche. Diese Änderung kann auf die Änderung der Steigung der Mohr'schen Umhüllenden zurückgeführt werden. Duktiles Fließen herrscht in einer Tiefe von 10-20 km vor, abhängig von der Zusammensetzung der Gesteine und des regionalen geothermischen Gradienten.

Orientierung der Brüche in Bezug auf die Hauptverformungsachse

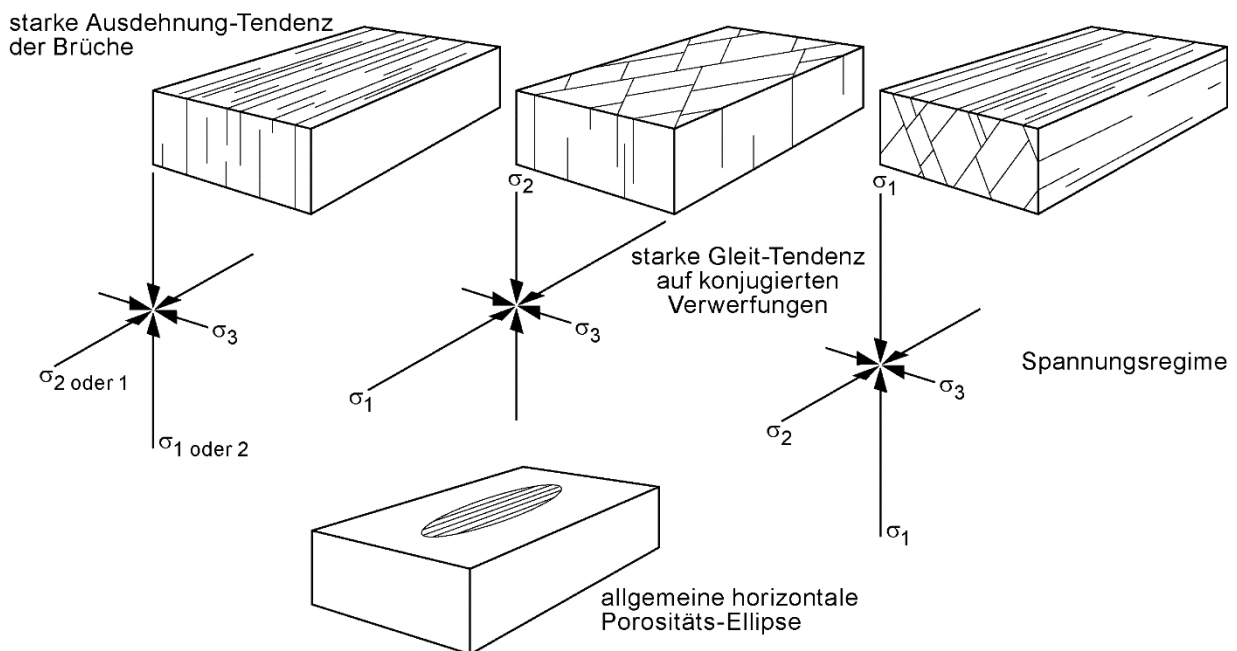
Konjugierte Brüche, ob sie Überschiebungen, Abschiebungen oder Blattverschiebungen sind, treten unter ebenen Deformationsbedingungen auf, und schneiden sich in einer Linie, die parallel zur mittleren Hauptverformungsachse λ_2 liegt. Der konjugierte Winkel ist normalerweise spitz, ausser er wird durch interne Rotationen verändert. Die minimale Hauptverformungsachse λ_3 teilt den konjugierten Winkel und nimmt mit der maximalen Hauptverformungsachse λ_1 eine Fläche senkrecht zu λ_2 ein. Kleinere Strukturen wie Spalten und Strömungen können verwendet werden, um die Hauptverformungsachse zu erkennen. Dehnungsspalten liegen im rechten Winkel zu der maximalen Dehnung λ_1 . Strömungen sind parallel zur Schnittlinie des Bruches mit der (λ_1, λ_2) Fläche.



Bruchbildung bei affinen Deformationen
nach Hoeppeener *et al.* 1970 *Geol. Rundsch.* 59, 179-193

Orientierung von Störungen und anisotrope Permeabilität

Anisotrope Porosität von gestörten Aquiferen entsteht durch die Menge und Verteilung von fast parallelen Störungen und Brüchen und durch die Permeabilität der dazugehörigen beschädigten Zonen (Breccien). Störungen und Brüche, die zur maximalen Hauptspannung orthogonal sind, neigen dazu sich zu schliessen. Dadurch verringert sich die Permeabilität senkrecht zur regionalen Kompressionsrichtung. Andererseits neigen Störungen und Brüche, die senkrecht zur minimalen Hauptspannungsrichtung orientiert sind (d.h. parallel zur regionalen Kompressions-Richtung), sich zu weiten, wodurch ihre Permeabilität erhöht wird. Die regionale Spannung kombiniert mit existierenden Brüchen beeinflusst folglich die regionale Permeabilität und die Brüche, die vorteilhaft für Gleiten oder Ausdehnung auf dem umgebenden Spannungsfeld orientiert sind, neigen dazu die aktivsten Aquifere zu sein. Dieser Effekt produziert eine übertragene Anisotropie.



Skizze von
Aufwirkungen der Ausdehnung- bzw. Gleit-Tendenzen der Brüche auf die Entwicklung einer anisotropen Porosität in Gebieten, in denen die minimale Hauptspannung σ_3 horizontal ist

"Werdegang" der Bruchbildung

Mikrobrüche und Dilatanz (microfractures and dilatancy)

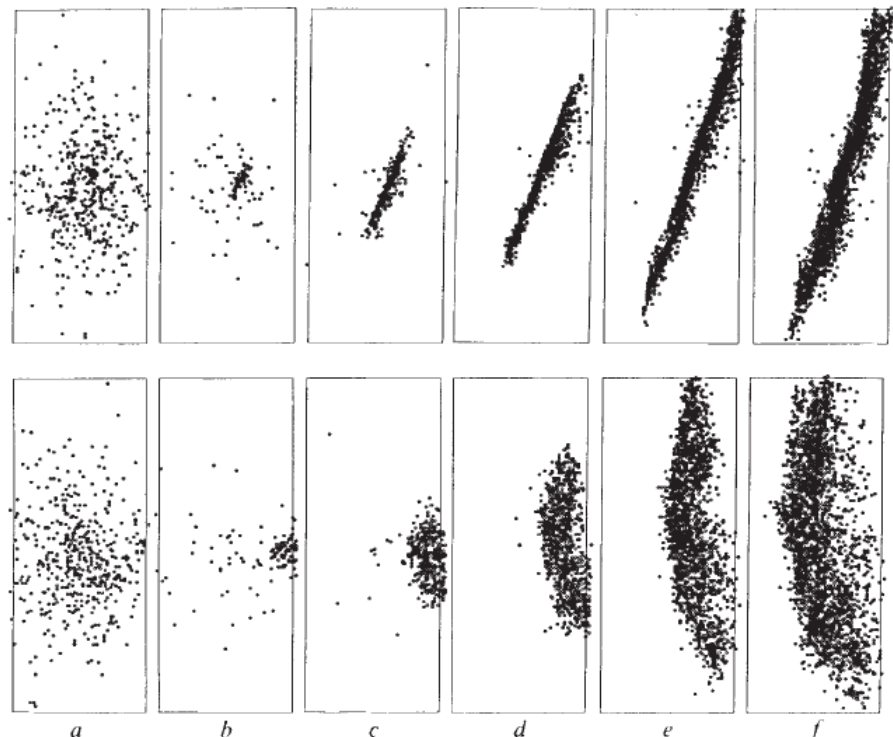
Wenn im Labor ein Gestein unter konstanten Verkürzungsraten komprimiert wird, so beginnt spröde Deformation einzutreten, bevor sich ein durchgehender Bruch entwickelt.

Bei einer Spannung, die in etwa der Hälfte der Bruchfestigkeit entspricht, wird die Probe nur um ungefähr 1% verkürzt. Das Volumen der Probe nimmt nochmals um einen wesentlich kleineren Betrag ab. Letzteres hängt von der Kompressibilität der einzelnen Minerale ab. Bis hierhin ist die Verformung reversibel, das heisst umkehrbar. Die Deformation ist elastisch.

Bei höheren Spannungen, das heisst grösser als die Hälfte der Bruchfestigkeit, beginnen sich inelastische (energie-dissipative) Prozesse bemerkbar zu machen. Das Volumen der Probe beginnt sich bei weiterer Verkürzung zu vergrössern. Die Probe ist zu diesem Zeitpunkt **dilatant** (*dilatant*), das heisst es bilden oder öffnen sich zahlreiche Risse, respektive **Mikrorisse** (*microcracks*) im granularen Grössenbereich (die Griffith-Mikrorisse). Akustische Emissionen wurden dabei entdeckt und es scheint, dass Schwärme von Mikroerdbeben in der Kruste ein Signal für Mikrorissbildung und begrenzter Fortpflanzung sind. Die Intensität der Mikroriss-Aktivität nimmt gegen die Bruchfestigkeit der Probe zu. Die Mikroriss-Ereignisse nehmen zu und beginnen sich entlang der späteren Bruchfläche zu konzentrieren (die sogenannte Prozesszone entwickelt sich). Die Analyse solcher Experimente hat uns gezeigt, dass in der Natur die Mikrorissbildung und assoziierte Dilatanz vor der eigentlichen Bruchbildung auftreten. Tatsächlich sind Verwerfungen in flacher Tiefe dilatant: sie produzieren allgemein offene Räume, die das Gesteinsvolumen vergrössern und in welchen Sekundärablagerungen kristallisieren können.

Lockner *et al.* 1991

FIG. 2 Sequential plots of locations of acoustic emission. Stress interval for each plot is shown in Fig. 1. Upper plots show events viewed along-strike of eventual fault plane (seen as diagonal band of events). Lower plots show same events when fault plane is viewed face-on. Fault nucleates in *b* and propagates across sample in *c-f*. A distinct fracture front develops, in *d-f*, as fault grows. Number of events per plot in *a-f* are 474, 123, 402, 1088, 2292 and 4038, respectively.



40

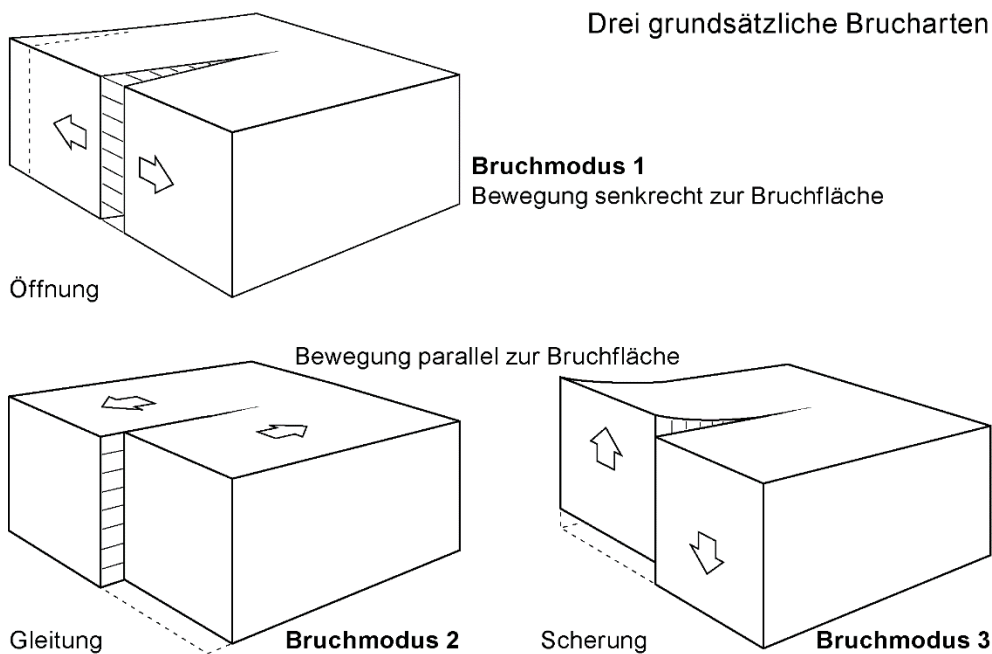
NATURE · VOL 350 · 7 MARCH 1991

Nach der Theorie von Griffith ist ein Bruch in Richtung der Hauptspannungen geeignet orientiert und der Bruch breitet sich senkrecht zur maximalen Zugspannung aus. Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Mikrorisse ist wahrscheinlich ein wichtiger Faktor zur Bestimmung der zeitlichen Änderung des Spannungszustandes oder der Spannungsdifferenz, wo spröde Bruchbildung im grösseren Massstab aufzutreten beginnt. Die Art und Weise, wie sich die

fortpflanzenden Mikrobrüche verbinden, um eine makroskopisch sichtbare Verwerfung zu bilden, wird bis heute, sowohl im Feld als auch im Labor, wenig verstanden. In einigen Experimenten können so (Extensions-) Mikrorisse beobachtet werden, die sich früh entlang von günstig gelegenen Korngrenzen bilden und sich nachträglich verbinden, um einen diskreten Bruch zu erzeugen. In anderen Experimenten konnte hingegen die Beobachtung gemacht werden, dass die Extensions-Mikrorisse sich nachträglich, das heisst nach der eigentlichen Bruchbildung, ausbilden.

Die Brüche breiten sich von den Rissspitzen in 3, oder in einer Kombination der 3 verschiedenen Modi senkrecht zueinander aus. Diese drei Arten oder Formen des Versatzes und der Spannung sind:

- Modus (1) „öffnender Modus“: Zugöffnung senkrecht zur Rissebene und Fortpflanzung als Extensionsbruch entlang der ursprünglichen Ebene des Risses.
- Modus (2) = „gleitender Modus“ Versetzung parallel zur Rissebene und senkrecht zur Rissspitze, also Fortpflanzung als Scherbruch innerhalb der Rissebene entlang der Ebene des originalen Risses.
- Modus (3) „reissender Modus“ Versetzung parallel zur Rissebene und zu seiner *tip-line*, d.h. Fortpflanzung als Scherbruch, eine sogenannte **Querverschiebung** (*tear fault*).



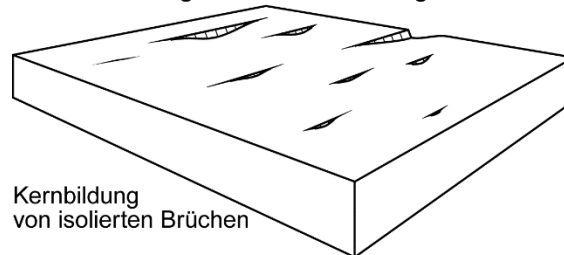
Ausbreitung – Wechselwirkung - Verschmelzung

Störungssysteme entwickeln sich durch Wachstum und **Verknüpfung** (*linkage*) von kleineren und einzelnen Störungssegmenten. **Kernbildung** (*nucleation*) beschreibt das Auftreten von unabhängigen Störungen. **Ausbreitung** (*propagation*) beschreibt das inkrementelle Wachstum der Dimension und/oder der Bewegung einer Störung. **Verschmelzung** (*coalescence*) beschreibt den Prozess, durch den zuerst isolierte Störungen miteinander verknüpft werden, um neue und grössere Verwerfungen zu bilden.

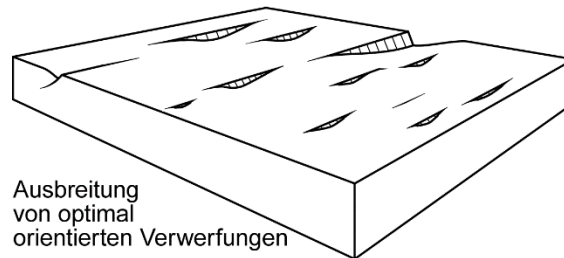


Bevor Störungen physikalisch miteinander („**harte Verknüpfung**“, *hard linkage*) verbunden werden, um strukturell und mechanisch kohärent zu werden, pflanzen sie sich in Richtung zueinander fort und ihre Spannungsfelder können vorher durch eine Relais-Zone mit Überlappung („**weiche Verknüpfung**“, *soft linkage*) bereits aufeinander einwirken, wo die elastische und duktile Verformung konzentriert wird. Harte Verknüpfung ändert drastisch die Geometrie der Störungsflächen, die sich umgekehrt während der weichen Verknüpfung nicht wesentlich ändert. Das grundlegende Konzept ist, dass Wachstum und Verknüpfung der einzelnen Störungssegmente stattfindet, während sich die Gesamtversetzung erhöht. Die Verknüpfung und die resultierenden Schwankungen des Versatzes entlang von Hauptstörungen beeinflussen in den verschiedenen Stadien der Störungsentwicklung die Position und die Mächtigkeit der Sedimente, die gleichzeitig mit der Verwerfungsaktivität abgelagert werden.

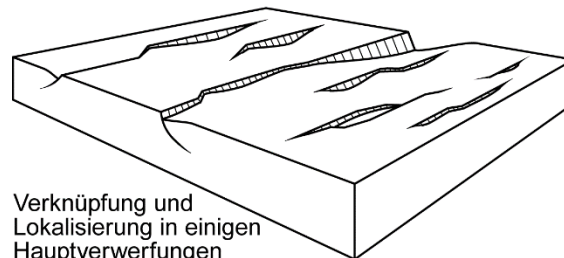
Entwicklung eines Verwerfungsmusters



Kernbildung
von isolierten Brüchen

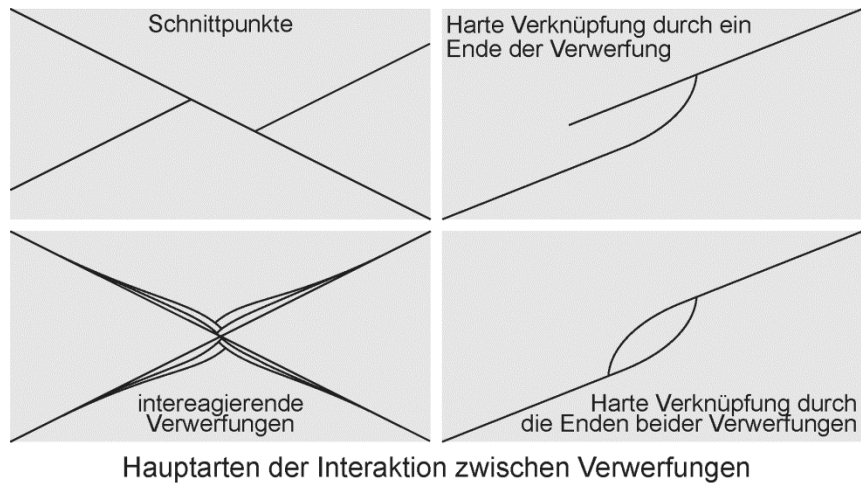


Ausbreitung
von optimal
orientierten Verwerfungen



Verknüpfung und
Lokalisierung in einigen
Hauptverwerfungen

Spannungsanomalien, insbesondere an den Verwerfungsspitzen, stören am Ort die Größe und die Richtung des regionalen Spannungsfeldes. Die Interaktion zwischen zwei wachsenden Verwerfungen wird durch die Beeinflussung ihres lokalen Spannungsfeldes ausgelöst. Das resultierende Spannungsfeld kontrolliert das Wachstum der überlappenden Verwerfungen, folglich die Verknüpfungsgeometrie in den Überlappungszonen. Vier Hauptarten von Verwerfungsinteraktion sind bekannt: Schnittpunkte, wechselseitige Beeinflussung, einfache Interaktion an den Spitzen und doppelte Beeinflussung an den Spitzen.

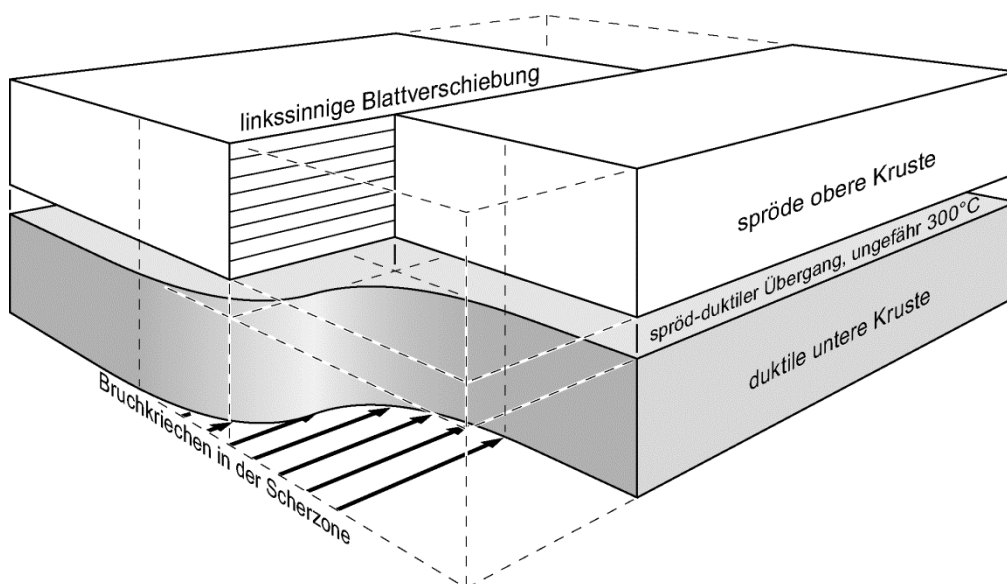


Verschiebungs- und Spannungsgeschichte

Gesteine unter Spannung erleiden eine Verformung bis sie schliesslich brechen und damit einen Bruch bilden. Grosse Bruchzonen zeigen grosse Verschiebungen, die sich über eine längere Zeitspanne hinweg durch Summation der einzelnen Verschiebungsinkremente gebildet haben. Ihre Geschichte umfasst interseismische Perioden in denen es keine Bewegungen gibt und seismische Perioden in denen die Verschiebungen aktiv sind.

Stabiles / instabiles Reibungsgleiten

Sehr langsames aseismisches Gleiten, bei durchschnittlichen Raten von wenigen cm/Jahr, und ohne wahrnehmbares Erdbeben nennt man **Bruchkriechen** (*fault creep*). Diese stetige aseismische Scherbewegung findet vermutlich unter beinahe konstanter Scherspannung innerhalb von duktilen Scherzonen und Verwerfungen, die durch Tonmineralien geschmiert werden, statt. Die Beobachtung, dass das Gleiten auf den einen Bruchflächen seismische Wellen erzeugt, auf den anderen Flächen jedoch fehlt, stimmt mit der experimentellen Beobachtung überein, wonach Reibungsgleiten zwischen Gesteinsoberflächen mit oder ohne nachweisbaren Spannungsabfall verbunden sein kann. Wenn das Gleiten mit einer konstanten Geschwindigkeit ohne nachweisbarem Spannungsabfall stattfindet, spricht man von **stabilem Reibungsgleiten** (*stable sliding*). Hingegen wird das sich wiederholende Gleiten mit auffälligen Sprüngen, assoziiert mit ausgeprägtem Spannungsabfall, als **instabiles Reibungsgleiten** (*stick-slip sliding*) bezeichnet.



Modell des ruckhaften Gleitens

Bei **ruckhaftem** (*stick-slip*) Verhalten ist die Gleitrate immer wieder während momentanen Spannungsabfällen sehr hoch (respektive sehr klein zwischen den einzelnen Spannungsabfällen). Um einen Einblick in ruckhaftes Gleiten als Modell für Erdbeben zu gewinnen, kann man seismische und interseismische Bruchbildung mit dem Gleiten eines Gewichts, das auf einer flachen und rauen Oberfläche ruht (plastische Deformation) und durch eine Feder (elastische Deformation) seitlich gezogen wird, vergleichen. Um das Gewicht zu verschieben, muss der Zug grösser als die statische Reibung sein.

Die typische Geschichte läuft wie folgt (stellen Sie sich vor, ein Piano zu schieben):

Auf einer glatten Oberfläche ist die Verschiebungsgeschwindigkeit mehr oder weniger konstant für eine gegebene Spannung (z.B. etwas über Eis schieben).

Wenn die Oberfläche rau ist, besteht die Bewegung aus zwei Stadien:

- Die angewandte Kraft steigt zuerst langsam an, aber nichts geschieht mit dem Gewicht: die Scherspannung zwischen den Grenzflächen des Gewichts und der Gleitfläche nimmt zu, während das System elastisch geladen wird, aber die Haftreibung kann die Bewegung vorübergehend stoppen.
- Wenn die elastische Belastung in der Feder einen kritischen Wert erreicht, macht das Gewicht einen plötzlichen Sprung. Die gespeicherte elastische Energie wird freigesetzt, während die Feder kürzer wird und die Reibungsspannung auf der Oberfläche abnimmt. Ein Beispiel aus dem Alltag ist das Vorwärtsbewegen eines Pianos. Dabei ist es anstrengender das Gleiten zu beginnen, als das Piano in Bewegung zu halten, wenn es einmal gleitet. Der Grund dafür ist, dass die Haftreibung, die das Gewicht an der Oberfläche festhält, grösser ist als die Gleitreibung, wenn die entgegenwirkende Bewegung begonnen hat.
- Fällt die basale Scherspannung unter die Gleitreibung, wird die Bewegung des Gewichts wieder gestoppt.
- Wenn die Kraft weiterhin angewendet wird, startet der Zyklus von ruckhaftem Gleiten und Spannungsfreigabe von neuem.

Coulomb-Reibungsgesetz

Laborexperimente zeigen, dass das Verschieben zweier Körper entlang einer Reibungsfläche in erster Näherung, dem Coulomb-Reibungsgesetz folgt (nicht zu verwechseln mit dem Coulombbruchkriterium). Der mathematische Ausdruck ist derselbe wie Gleichung (4):

$$\sigma_S = f(\sigma_N) \quad (4)$$

Dieses ist ein makroskopisches Gesetz. Mikroskopisch hingegen ist die Reibungsfläche, abhängig von σ_N , nur ein Bruchteil der Gesamtfläche. Mikroskopische Prozesse können unterschiedlich sein, abhängig davon ob Unebenheiten durch elastische, spröde oder duktile Deformation überwunden werden. Der Reibungskoeffizient f ist am Stillstand (Haftreibung μ_s) grösser als während des Schiebens (**Gleitreibung**, *kinetic coefficient* μ_k). Beim Reibungsgleiten ist:

- (a) Entweder die Scherspannung gleichgross oder kleiner als für statische Bedingungen, und es gibt keine Bewegung, oder
- (b) Scherspannung ist gleich und schiebt mit einer unbekanntem Geschwindigkeit.

Diese Gleitbedingung (Gleichung 4) ist linear und führt durch den Ursprung eines Mohr-Diagramms. Das Coulomb-Reibungsgesetz nimmt das Verhältnis zwischen der Scher- und der Normalspannung an. Ein unregelmässiger interseismischer Zeitraum kann wiederholt werden, wenn das Verhältnis der Reibungskraft und der normalen Kraft (der Koeffizient der Haftreibung) variiert wird, das von mikroskopischen und häufig unsichtbaren Eigenschaften wie Unebenheiten, Festigkeit, Stabilität der Kontaktschnittstelle, usw. abhängt). Eine Verringerung der Normalspannung reduziert die Haftreibung, die überstiegen werden muss, um das Gleiten zu ermöglichen (Ablösungseffekt), und folglich verringert dies den interseismischen Zeitraum. Andererseits klemmt eine Erhöhung der Normalspannung die Störung fest und verlängert den interseismischen Zeitraum.

Frequenz der Ereignisse

Reibungsgleiten resultiert aus einem vertrauten Phänomen: es ist schwerer einen Gegenstand gegen die Reibung zu schieben, als diesen gleiten zu lassen. Dies, weil die statische Reibung, die das Schieben stoppt, die dynamische Reibung übersteigt, die der Bewegung entgegengesetzt wenn Gleitung startet. Die wirkliche Reibungskraft, die überwunden werden muss, hängt von mikroskopischen Details ab, so auch die Rauheit der Gleitfläche. Das bedeutet, dass es viele verschiedene Zustände gibt, in denen das Gewicht unter der Wirkung einer Kraft festhängt. Alle diese Zustände sind metastabil, weil das festhängende Gewicht in einer stabilen Position ist, nicht aber den geringsten Energiezustand besitzt, da die Reibung eine elastische Verformung sowohl am Boden als auch im Gewicht verursacht. Diese Verformung entspricht einer gewissen Menge gespeicherter Energie. Neben den metastabilen Zuständen haben die Konfigurationen, die das Gewicht während seiner sprunghaften Bewegungen einnehmen wird, einige Wichtigkeit. Diese Zustände sind **randlich stabil** (*marginally stable*). Ein kleiner Anstieg der angewandten Kraft kann zu beinahe jeder Reaktion führen: Die gleiche wirkende Kraft verursacht manchmal einen kleinen Sprung, manchmal einen grossen. Man glaubt, dass die randlich stabilen Zustände keinen typischen zeitlichen oder Längenmasstab haben, was eine Korrelationsfunktion liefert, die die Frequenz beschreibt, mit der Ereignisse geschehen. Diese Funktion ist normalerweise exponentiell. Der Mangel eines typischen Massstabs ist ähnlich der Konfiguration eines thermodynamischen Systems bei einer kritischen Temperatur. Dies hat zum Konzept der *Self-Organised Criticality* geführt.

Zur Erinnerung: Das kritische Verhalten eines thermodynamischen Systems ist gut verstanden. Für alle Temperaturen kann man das System lokal stören und der Effekt der Störung wird nur die lokale Nachbarschaft beeinflussen. Ist eine Übergangstemperatur erreicht, wird die lokale Störung durchs ganze System wandern und es geschieht etwas aussergewöhnliches (z.B. Phasenübergang, fest zu flüssig bei Wasser bei 0°C). Das System wird in dem Sinne als kritisch bezeichnet, dass alle Mitglieder des Systems sich gegenseitig beeinflussen.

Gleitprozesse an Bruchflächen

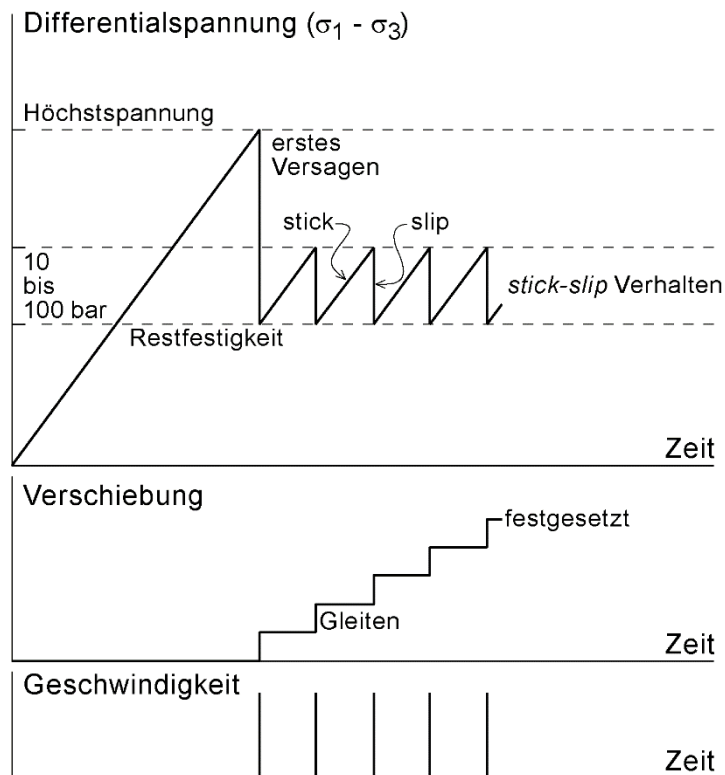
Man ist heute weitgehend der Meinung, dass die wichtigste Ursache von Erdbeben, die im Grossmasstab auftreten, ruckhafte Gleitprozesse an Bruchflächen sind. Der seismische Zyklus wird in (1) vor-seismische, (2) koseismische und (3) in nach-seismische Phasen unterteilt:

- 1.) Spannung und hauptsächlich elastische Verformung bauen sich über einen langen, vor-seismischen Zeitraum von tektonischer Belastung auf bis
- 2.) der Reibungswiderstand auf der Bruchfläche überstiegen wird; es tritt dann plötzliche Versetzung auf, bis
- 3.) Die Spannung unter den Wert der **Restfestigkeit** (*residual strength*) fällt, an dem die Reibung eine weitere Bewegung verhindert. Die Nachbebenaktivität klingt umgekehrt proportional mit der Zeit ab.
- 4.) Nach-seismisches Kriechen und Entwicklung und Einsturz der störungsbezogenen Dilatanz steuern die vorübergehenden Impulse der hydrothermalen Flüssigkeiten.

Wie bei der ursprünglichen Bruchbildung in einer Gesteinsprobe, bei der eine assoziierte Mikrorisstätigkeit auftrat, so tritt letztere ebenfalls intensiv vor und während Experimenten bei Reibungsgleiten auf. Diese mögliche 2.a) Phase von prä-seismischer, anelastischer Deformation kann Vorbebenaktivität und beschleunigendes Vorangeiten beinhalten.

Bei ruckhaftem Verhalten tritt eine sägezahnartige Spannungs-Verschiebungskurve auf. Der Spannungsaufbau an einer Bruchfläche geschieht im Allgemeinen langsam. Der **Grenzwert** (*threshold*), das heisst der höchste Spannungswert in der "Sägezahn Spannungs-Verschiebungs-Beziehung", ist unter der Bezeichnung **sliding friction** bekannt. Die übliche Magnitude des Spannungsabfalls verbunden mit Erdbeben schwankt gewöhnlich zwischen 10 und 100 bar, mit einem logarithmischen Mittel bei ungefähr 30 bar (3 MPa).

idealisierte Spannungs-/Verschiebungsbeziehung
für anfänglichen Sprödbbruch und
darauffolgende Schergleitung auf einer Bruchfläche



Bruchbildung und Flüssigkeitsbewegungen

Störungsventil (fault valve) Modelle wurden vorgeschlagen wo erhöhte Fluiddrücke, z.B. unter abgedichteten Aufschiebungen, periodisch Versätze auslösen und anschliessend durch den erhöhten Fluidfluss die Störungszone rekristallisiert wird (Silifizierung oder Kalzitation usw.).

Störungspumpen (fault pump) Modelle suggerieren, dass der koseismische Kollaps durch Dilatanz von Verformungsbezogenen Mikrorissen innerhalb des Gesteins die Flüssigkeit durch die zerbrochene Störungszone spült. Nach-seismisches Kriechen und die Kompaktion der eben gebildeten Kataklastite führen zu einer Porevolumenverkleinerung durch Entfernung der Flüssigkeiten und zur Füllung von Adern in den angrenzenden Wandgesteinen.

Variablen, die Reibungsgleiten beeinflussen

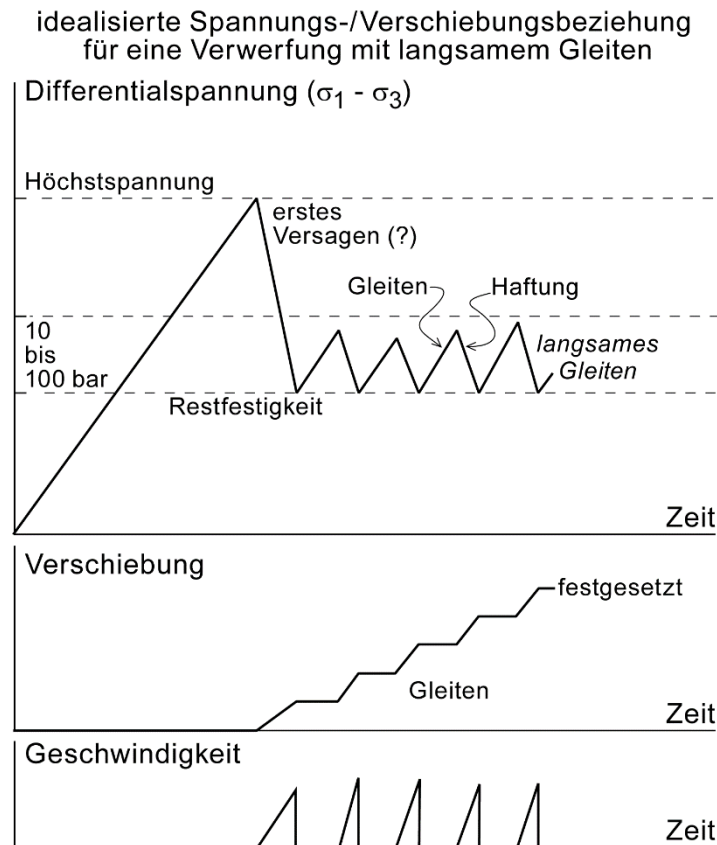
Die Temperatur, der Umgebungsdruck, die Porenflüssigkeitschemie und die Gesteinsart gehören zu den Variablen, die das ruckhafte oder stabile Reibungsgleiten beeinflussen.

- Hohe Temperaturen hemmen ruckhaftes Gleiten. Dies ist einer der möglichen Gründe, weshalb die Erdbebenherde im Allgemeinen auf geringe Erdtiefen von weniger als 20 km beschränkt sind. Daneben wird das ruckhafte Gleiten trotz tiefen Temperaturen durch niedrige effektive Umgebungsdrücke verhindert.
- Bei höheren wirksamen Umgebungsdrücken besteht eine zunehmend grössere wirksame Normalspannung auf der Bruchfläche. Es entsteht ein ruckhaftes Verhalten. Die Magnitude der Verschiebung hängt vom Reibungswiderstand der Bruchfläche ab. Die Auswirkungen der chemischen Zusammensetzung von Porenflüssigkeitslösungen auf die Stabilität von Bruchflächen sind bis heute noch sehr schlecht verstanden. Die Zusammensetzung der Porenlösung nimmt auf jeden Fall Einfluss auf die Wachstumsrate von Mikrorissen.

Langsames Gleiten: langsame Erdbeben

Instrumentenaufzeichnungen, die oft eine Reihe von Methoden (Seismizität, GPS-, langfristige Dehnungsmessungen in Bohrlöchern) kombinieren, deuten darauf hin, dass andere Prozesse als der

dynamische Bruch (d.h. die Sekunden- bis Minuten dauernde seismische Bruchbildung) die in der Erdkruste angesammelte Verformungsenergie freisetzen. "Aseismisches" Gleiten (d.h. Ruptur, die sich über Stunden bis mehrere Monate ausbreitet) beschreibt verschiedene Arten von meist diskontinuierlichen Ereignissen wie episodischer, nicht-vulkanischer **Tremor** (*tremor*) oder fast nicht wahrnehmbares Niederfrequenzrumpeln. **Langsames Gleiten** (*slow slip*) ist immer noch weitgehend unbekannt und sein Auftreten gegenüber schnellem seismischem Bruch wird variabel der Verwerfungsstruktur (z.B. Form und Rauheit), dem Verwerfungsmaterial (z.B. Zusammensetzung, Fluidruck) und der Tiefe (eher flach in der Kruste) zugeschrieben. Das langsame Gleiten umfasst Verformungsraten, die voraussichtlich spröde-duktilen Strukturen in den Verwerfungszonen entwickeln, welche geologisch gesehen als Diskontinuität in der Kruste verbleiben. Der Prozess wurde für alle Arten von Verwerfungen und tektonischen Regimen dokumentiert.

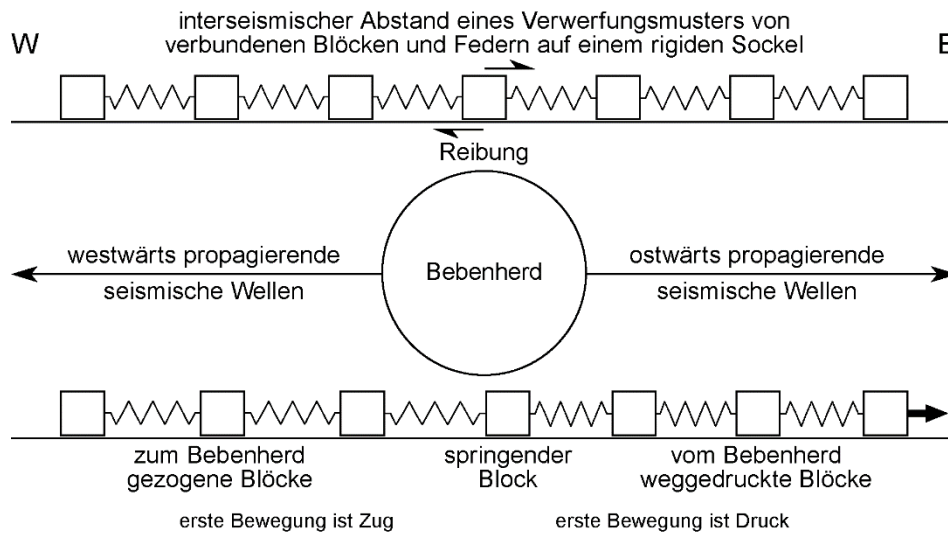


Verwerfungssegmente

Reibungskräfte können an verschiedenen Stellen der Bruchfläche unterschiedlich sein. Deshalb sind auch die Bewegungsraten entlang einer Störung sehr unterschiedlich. Sie reichen von Null bis zu Raten, die mit der Fortpflanzungsgeschwindigkeit von elastischen Wellen im umgebenden Gestein vergleichbar sind (ca. 7km/sek). Auf diese Art kann an einer Stelle die Gleitrate sehr hoch sein, beispielsweise eine Verschiebung, die ein Erdbeben erzeugt, während an einer anderen Stelle die Bruchfläche keine oder nur eine geringe aseismische Momentanverschiebung aufweist. Ein übliches Analog zu einer Störung ist eine Reihe von Blöcken, die durch Federn verbunden sind und von einer Seite gezogen werden. Jede Feder stellt ein Segment dar. Die komplizierte Wechselwirkung der relativen Bewegungen zwischen den Blöcken simuliert die zeitversetzte und segmentierte Bewegung auf einer Verwerfungsfläche.

Die durchschnittliche Gleitrate auf bedeutenden Bruchflächen, die über längere Zeitspannen hinweg andauern, ist von besonderer Bedeutung in der Tektonik. Unter Anwendung zahlreicher Methoden kann die totale Verschiebung innerhalb eines gewissen abgeschätzten Zeitintervalles berechnet werden. Durchschnittliche Gleitraten können bei einigen Brüchen, beispielsweise bei den

ozeanischen Transformstörungen, berechnet werden, indem die **Spreizung-** (*sea-floor spreading*) Theorie zur Anwendung gebracht wird.



erste Bewegung eines eindimensionalen Erdbebens

(modifiziert nach Cox & Hart 1986 *Plate tectonics. How it works*. Blackwell Scientific Publications)

Es existieren zwei Methoden, um relativ kurzzeitige Gleitraten zu bestimmen. Bei der ersten werden verschiedene geodätische Stationen beidseits einer Bruchfläche wiederholt überprüft. Bei der zweiten Methode wird die Magnitude der seismischen Oberflächenwellen aller Erdbeben auf einer bestimmten Gleitfläche innerhalb eines bestimmten Zeitintervalles abgeschätzt und daraus die durchschnittliche Gleitrate bestimmt. Die berechneten Gleitraten, die durch diese Methode berechnet werden, stehen im Allgemeinen in Übereinstimmung mit geodätischen Messungen. Nach geodätischen Messungen wurde allerdings in einigen Fällen die Gleitrate als zu klein berechnet. Dies deutet darauf hin, dass in der Methode mit dem seismischen Moment entweder ein Teil der Gleitbewegung durch **Kriechen** (*creep*) oder eine Akkumulation der Verformung stattfindet. Zusätzlich zeigen Strukturen und topographische Eigenschaften, die entlang von Störungen beobachtet werden, dass die ursprüngliche Verformung nicht völlig während eines seismischen Ereignisses wiederhergestellt wird. Nachbeben zeigen auch an, dass die gesamte Menge an Verformung / Energie nicht auf einmal freigegeben wird.

Gleitung an bestehenden Brüchen

Unter natürlichen Bedingungen findet Bruchversagen eher an bestehenden Brüchen statt, als selbst neue Brüche zu bilden. An bestehenden Brüchen muss keine Kohäsion überwunden werden, sondern nur die Gleitreibung. Unter solchen Bedingungen wird die Beziehung zwischen σ_S und σ_N zur Gleichung (5):

$$\sigma_S = \sigma_N \tan \phi \quad (5)$$

Das ist eine Gerade durch den Nullpunkt im Mohr-Diagramm, also eine Linie die den Mohrkreis eines bestimmten Zustands in zwei Punkten schneidet. Gleitung ist dann auf allen Ebenen möglich, die einen Winkel zu σ_3 machen, der den zwei Schnittpunkten auf dem Mohrkreis entspricht. Diese Beziehung zeigt, dass bei zunehmendem Porendruck (verschiebt den Mohrkreis nach links) ältere Bruchflächen reaktiviert werden können. Es ist also klar, dass zuerst ältere Brüchen reaktiviert werden, bevor sich neue Brüche bilden.

Übung

Zeichnen Sie einen Mohr'schen Kreis mit $\sigma_1 = 100$ bar und $\sigma_3 = 50$ bar für ein Gestein mit einer Kohäsion von 20 bar und einer Umhüllenden mit Neigung 25° . Zeichnen Sie den gleichen Körper mit einem bereits existierenden Bruch.

Da der Reibungskoeffizient für die meisten Gesteine verhältnismässig gut definiert ist, kann Reibungsgleiten auf bereits existierenden Störungen, wenn $\sigma_1/\sigma_3 \approx 3$, gezeigt werden. Bruchbildung wird durch die vertikale Hauptspannung σ_v , und eine horizontale Hauptspannung, σ_3 in Extension und σ_1 in Kompression, gesteuert. In den Fällen mit hydrostatischem Porendruck, zeigen diese Verhältnisse, dass $\sigma_3 \approx 0.6 \sigma_v$ in Extensionsgebieten, $\sigma_1 \approx 2.3 \sigma_v$ in Kompressionsgebieten und $\sigma_1 \approx 2.2 \sigma_3$ in Blattverschiebungsgebieten, in welchen $\sigma_v \approx (\sigma_1 + \sigma_3)/2$. In-situ Spannungsmessungen zu den Tiefen von ungefähr 2 Kilometern an Intraplattenorten haben diese einfachen Gleichungen bestätigt.

Kataklastisches Fliesen

Porenüberdruck erhöht das hydraulische Zerbrechen und das **kataklastische Fliesen** (*cataclastic flow*). **Kataklase** (*cataclasis*) bezieht sich auf das Korn, das zerbricht, wenn die Reibung zwischen den Körnern genug gross ist, um das Gleiten auf den Kristallgrenzen zu hemmen. Kataklastisches Fliesen bezieht sich auf Deformation, während diese Mikrorisse im Kornmassstab Gesteinsbruchstücke erzeugen, die sich reibend hinter einander Gleiten und drehen. Die Kornzerquetschung geschieht auf solch einem kleinen Massstab, dass die makroskopische Struktur des Gesteins als Resultat durch duktiles Fliesen erscheint. Jedoch sind die Mikrorisse und die Kornrotation spröde, kataklastische Merkmale. Infolgedessen findet die Bewegung über eine allgemein schmale, kataklastische Störungszone statt. Infolge von diesen zahlreichen Mikrorissen, und folglich auch Porosität und Permeabilität, sind Bruchzonen dazu geeignet Flüssigkeiten zu transportieren. Ein gelenkter Flüssigkeitsfluss schwächt die Störungen beträchtlich, was die Konzentration der spröden Deformation auf sehr beschränkten planaren Diskontinuitäten erklärt.

Blockierung

Viele kataklastische Prozesse können die Zahl an **Unebenheiten** (*asperirites*), d.h. Punkte und Bereiche an denen die Verwerfungsgesteine im Kontakt sind, erhöhen. Diese Kontaktfläche kann einen hohen Widerstand zum Gleiten verursachen, bis zu dem Niveau, bei dem **Adhäsion** eine weitere Bewegung verhindert. Adhäsion kann mechanisch, aufgrund der Durchdringung und der Blockierung der Störungsblöcke, und chemisch aufgrund der Haftfähigkeit der neuen Kristallisationen entlang der Störungszone sein.

Bruchbildung und Erdbeben

Die Studie der Bruchbildung und der Störungsbewegung ist wichtig, um ein besseres Verständnis von Erdbeben zu erhalten, da man bei Erdbeben annimmt, dass sie die elastische Verformung und die Spannung auf vor-seismisch gesperrten Verwerfungen freigeben.

Elastoplastisches Modell

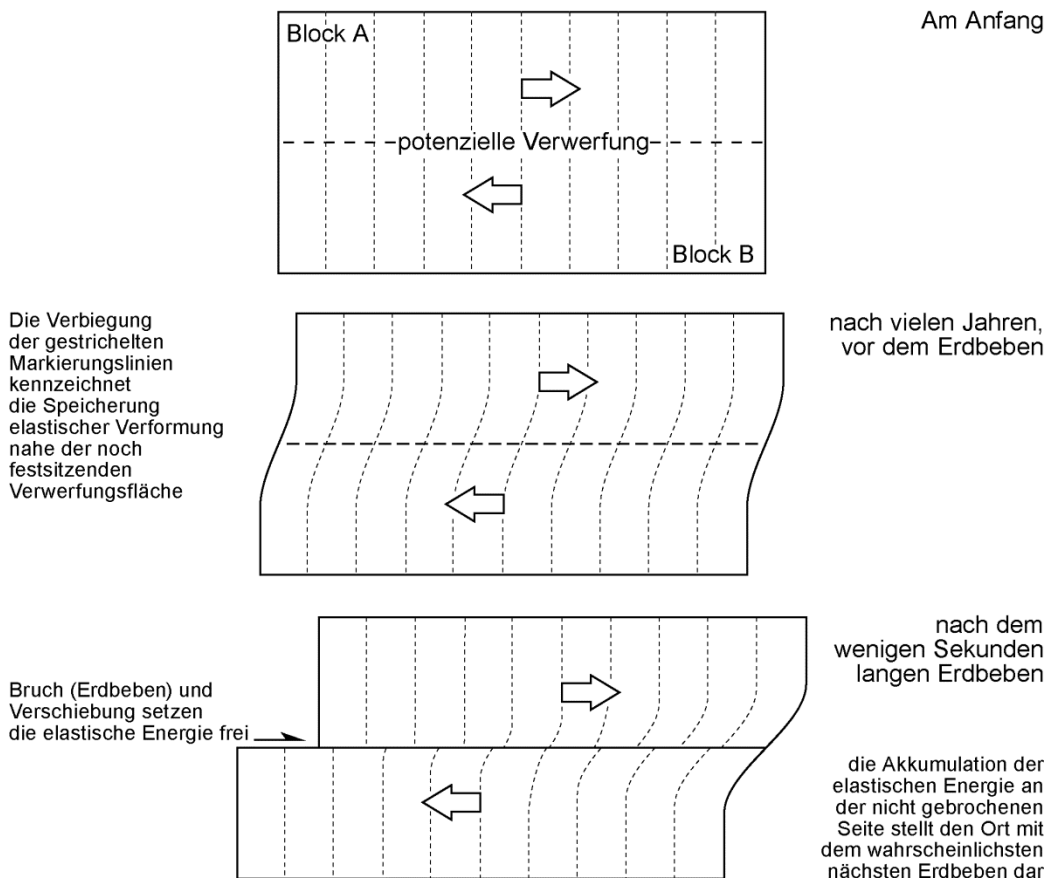
Erdbebenrekonstruktionen benützen eine Feder, die ein ruhendes Gewicht auf einer rauen Oberfläche zieht. Der Zug auf der Feder muss den Reibungswiderstand zum Gleiten des Gewichts übersteigen, damit sich das Gewicht bewegt. Bevor irgendwelche Bewegung stattfindet, kann man die Feder hin und her ziehen; dies ist das elastische Verhalten. Aber, sobald das Gewicht gleitet, kann es nicht zurück bewegen werden (es gibt eine dauerhafte Bewegung), wohingegen die Feder einen Teil oder all ihre Verformung zurückgewinnt.

Relevanz des Modells

Die Platten bewegen sich relativ zueinander und die relativen Bewegungen müssen zwischen angrenzenden krustalen Blöcken stattfinden. Infolgedessen bewegen sich zwei entfernte

Bezugspunkte, auf beiden Seiten der Grenzstörungszone, in Bezug zueinander. Diese relativen Bewegungen sind in der unteren, duktilen Kruste ununterbrochen. Die untere Kruste trägt die spröde obere Kruste, in der der flachere Teil der Verwerfung nicht sofort der tieferen, stetigen, duktilen Bewegung folgt. Das spröde Segment der Verwerfung wird verschlossen, während sich die elastische Verformung der spröden Kruste akkumuliert, mit einem auf die Verwerfungsfläche zentrierten Gradienten (die gerade Linie über die Störung, die zunächst die beiden entfernten Punkte verbindet, wird sigmoidal). Dieser Teil des seismischen Zyklus, während dessen die duktile Bewegung und die Spannungen mit der Zeit entlang der verschlossenen Segmente der Verwerfung zunehmen, entspricht dem **interseismischen Abstand** (*interseismic interval*).

Skizzierte Beziehung zwischen Verwerfungsbewegung und seismischen Ereignis



Wenn die lokalen Spannungen die Reibungsstärke entlang der Störungszone übersteigen findet plötzliche Verschiebung entlang einer neugebildeten oder reaktivierten Verwerfung statt. Dann wird die akkumulierte elastische Verformung in den Gesteinen augenblicklich in einem Erdbeben abgebaut (die sinusförmige Linie springt zurück zu seiner ursprünglichen geraden Form, aber wird durch die Verwerfungsfläche gebrochen). Diese **koseismische** (*co-seismic*) Belastungsverkleinerung wird als **elastischer Rückstoß** (*elastic rebound*) bezeichnet. Dann fängt ein neuer **Erdbebenzyklus** (*earthquake cycle*) an und wird durch das nächste seismische Gleiten beendet. Die schnelle koseismische Verschiebung erhöht Spannungen in der tiefen, duktilen Kruste. Da diese Spannungen nach dem Erdbeben entweder durch aseismisches Fließen unter der Störung oder durch breit verteiltes viskoses Fließen in der Tiefe abgebaut werden, wird die Verwerfung wieder entlastet und die Störungszone wieder verformt. Diese Phase entspricht der **postseismischen** (*post-seismic*) Periode, die in die unveränderliche interseismische Spannungszunahme übergeht, die bis zum folgenden Erdbeben fortschreitet.

Dementsprechend sind Verwerfungen seismische Quellen. Deformation wird durch das elastische Verhalten der Gesteine und die Reibungseigenschaften der Verwerfungen gesteuert. Der Erdbebenzyklus stellt für die Vorhersage von Erdbeben einen wichtigen Rahmen zur Verfügung, und mildert dadurch ihre verheerenden Auswirkungen. In der Theorie kann man die Zeit bis zum folgenden Erdbeben auf einer bestimmten Störung von der Deformation abschätzen, die das vorhergehende Erdbeben begleitete, von der langsamen Rate der dauerhaften Deformation festgestellt von den geologischen Beobachtungen (Millimeter bis Zentimeter pro Jahr), von den langen Wiederholungszeiten zwischen Erdbeben auf dem gleichen Verwerfungssegment (das Erdbebenwiederauftreten reicht von einigen 10 bis mehrere Tausenden Jahre) und von der Rate der interseismischen Verformungsakkumulation, die von den geodätischen Beobachtungen festgestellt wurde. Diese Schätzung hat sich in der Praxis als ziemlich schwierig herausgestellt wegen des normalerweise langen Zeitabschnitts zwischen Erdbeben und der verhältnismässig kurzen Geschichte von geodätischen Messungen. Zusätzlich ist die zyklische Deformation sehr idealisiert. Wegen der geringen Menge von passenden Beobachtungen ist es noch nicht bekannt, ob interseismische Verformungsakkumulation oder permanente Deformation durch einheitliche Raten auf der Zeitskala einzelner Erdbeben gekennzeichnet werden können. Zusätzlich ändern sich die Verwerfungseigenschaften und die Unregelmässigkeiten während jedes seismischen Ereignisses, womit sich auch der Gesamtreibungswiderstand und die interseismischen Zeiträume ändern. In jedem Fall ist die Identifizierung seismischer Quellen in einem bestimmten Gebiet der erste Schritt zur Einschätzung der Erdbebengefahr. Weil Gesteine eine typische Festigkeit haben und der plattentektonische Rahmen ziemlich permanente Raten hat, neigen bestimmte Verwerfungen dazu, charakteristische Erdbeben mit der gleichen maximalen Grösse zu erzeugen.

Impulse von Erdbeben

Seismische Wellen sind Vibrationen, die während eines Erdbebens durch Bruch oder plötzliche Bewegung von Gesteinen im Hypozentrum oder Fokus des Erdbebens erzeugt werden. Die elastischen Wellen werden in alle Richtungen vom **Bebenherd** (*earthquake focus*) weg ausgestrahlt. Die seismischen Wellen zeigen jedoch unterschiedliche Merkmale in verschiedenen Ausstrahlrichtungen. Zwei Typen von seismischen Wellen entstehen:

- Körperwellen, die sich in alle Richtungen vom Erdbebenherd weg innerhalb der Erde fortpflanzen.
- Oberflächenwellen, die entlang der Erdoberfläche propagieren.

P- (primär) und S- (sekundär) Körperwellen pflanzen sich innerhalb der Erde schneller fort als Oberflächenwellen. P-Wellen sind die schnellsten Wellen. Folglich sind die P-Wellen die ersten Wellen von einem entfernten Erdbeben, die registriert werden. Die erste Bewegung, die sie zu Boden treiben, wird in zwei Klassen unterteilt:

- entweder aufwärts, also weg von der weit-entfernten Erdbebenquelle. Das bedeutet, dass die in Verbindung stehende Verwerfungsbewegung alle materiellen Punkte entlang der Ausdehnungsrichtung vom Beobachterpunkt zum Herd weggedrückt hat,
- oder abwärts, also in Richtung zur Erdbebenquelle. Das bedeutet, dass die in Verbindung stehende Verwerfungsbewegung alle materiellen Punkte in der Kontraktionsrichtung heruntergezogen hat.

Infolgedessen hängt die Richtung der ersten Bodenbewegung an einem bestimmten Platz von seiner Position relativ zum Hypozentrum und dem entstandenen Störungstyp ab, d.h. ob die Gesteine sich in Richtung zur seismischen Station oder entgegengesetzt dazu bewegen. Mit anderen Worten, das Studium der ausgestrahlten Ersteinträge der P-Wellen-**Impulse von Erdbeben** (*first motion*), sowie die Amplitude von seismisch induzierten Oberflächenwellen kann zur Bestimmung der Verwerfungsorientierung und der Verschiebungsrichtung herangezogen werden.

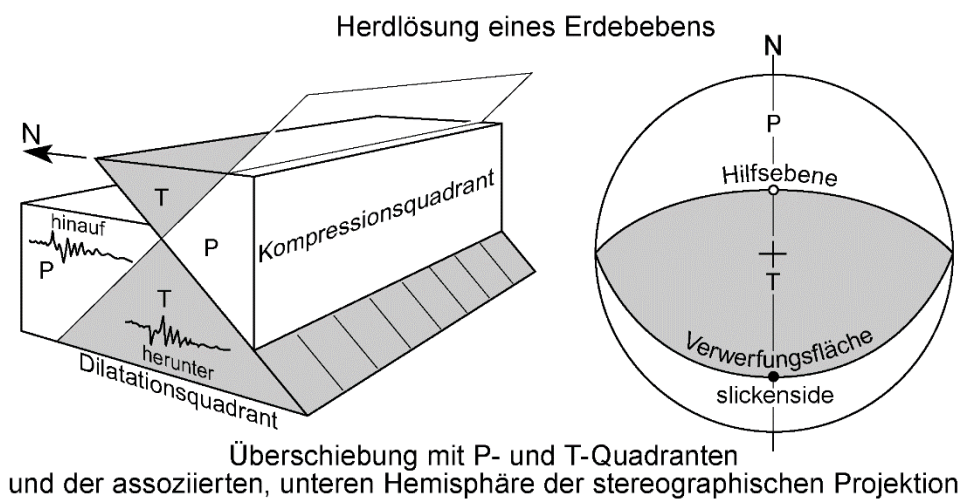
S-Wellen erzeugen seitliche Scherbewegungen senkrecht zur Ausbreitungsrichtung. Oberflächenwellen sind die zerstörendsten und bestehen aus komplizierten horizontalen und rollenden (Rayleigh) Bewegungen.

Herdlösungen (focal mechanism solutions)

Von der ersten Bewegung, die an möglichst vielen seismographischen Stationen um ein Erdbeben herum festgestellt werden können, können wir die Richtung der elastischen Kräfte feststellen, die während des Erdbebens freigegeben wurden.

Konzept

Ist die erste Bewegung aufwärts gerichtet, wird am Aufnahmepunkt Kompression gemessen; im Gegensatz dazu wird bei einer abwärts gerichteten Bewegung Extension gemessen. Weder tritt Stoss (Kompression) noch Zug (Ausdehnung) entlang der Verwerfungsfläche auf, weil der Rutsch nur eine Scherbewegung ist. Dieses ist auch für die nicht-materielle **Hilfsebene** (*auxiliary plane*) gültig, diejenige Ebene, die normal zur Verwerfungsebene und zur Gleitrichtung orientiert ist. Die Hilfsebene und die Verwerfungsebene (die **Knotenebenen**, *nodal planes*) definieren 4 **Quadranten** (*quadrants*). Die **Quadrantverteilung** (*quadrant distribution*) teilt symmetrisch je zwei Gebiete zu, in denen Ersteinsatz entweder Kompression oder Dilatation in der Ausstrahlrichtung vorliegt. Dieses symmetrische Muster der Quadrantverteilung wird als charakteristisches Merkmal der meisten natürlichen Erdbeben angesehen.



Durchführung

Das Ziel ist, die erste Kompressions-/Ausdehnungs-Grundbewegung durch eine genügende Anzahl von weit auseinanderliegenden Seismogrammen in verschiedene Richtungen des Erdbebens aufzuzeichnen. Die seismischen Stationen, die sehr kleine oder keine Ersteinsätze registrieren, sind entlang von **Knotenzeilen** (*nodal lines*) angeordnet. In drei Dimensionen werden diese Zeilen zu Knotenebenen.

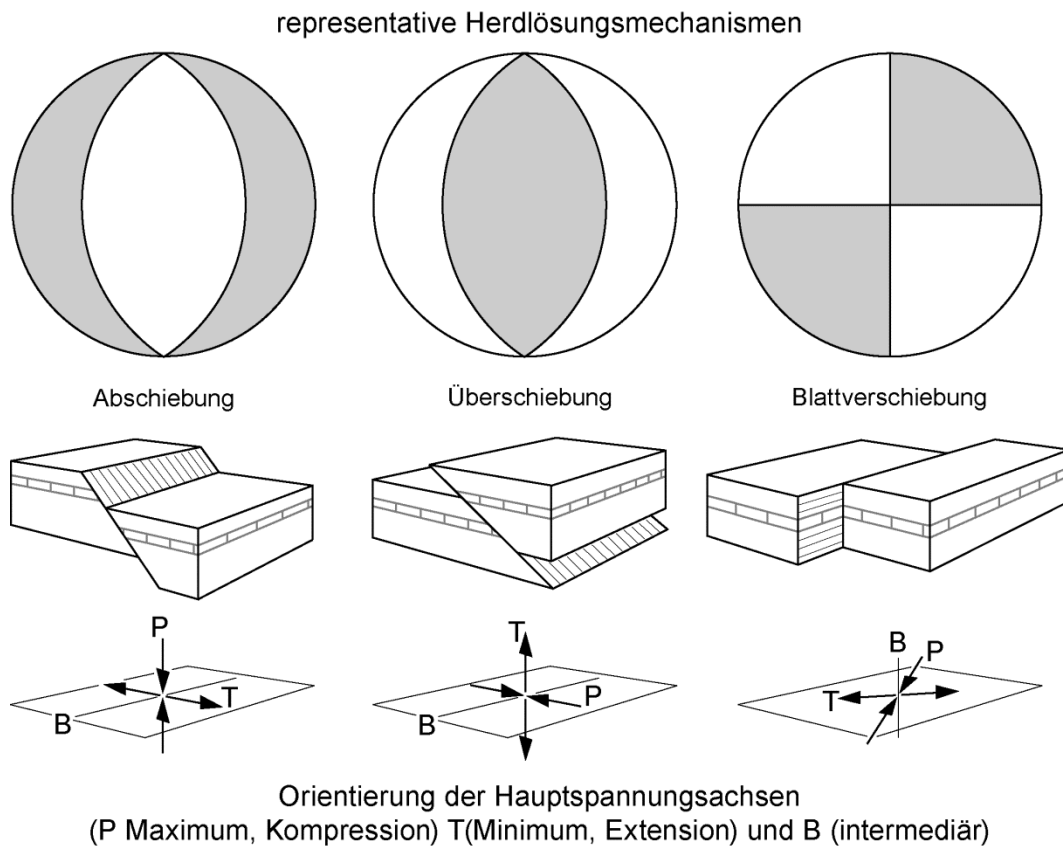
Die Standardprozedur ist wie folgt:

- Zeichne in einer stereographischen Projektion, (untere Hemisphäre, Wulf'sches Netz) die orientierten Stationspunkte an denen die ersten P-Wellen kompressiv (aufwärtsgerichtete Bewegung des Seismographen) oder dilatativen (abwärtsgerichtete Bewegung des Seismographen) waren.
- Bestimme zwei orthogonale Linien (**nodal planes**), welche die Kompressionsgebiete von den Dilatationsgebieten am besten teilen.
- Wenn eine Störung ein Erdbeben verursacht hat, dann ist eine der beiden Ebenen die Verwerfungsebene, während die andere die Hilfsebene ist.

Den resultierenden Plot nennt man **Herdflächenlösung** (*focal plane solutions*). Die Richtung der Verschiebung liegt innerhalb der Störungsebene und ist rechtwinklig zur Hilfsebene. Es ist der Pol der Hilfsebene. Deshalb kann die Gleitrichtung und der Bewegungstyp der Störung einfach durch die kompressiven (i.a. schattiert) und extensiven (weisse) Quadranten bestimmt werden. Merke, dass der Radius der Herdkugeln keinen Wert hat.

Anwendung

Die Kompressionsrichtung (P-Achse, die Halbierende des Kompressionsquadranten) und die Dehnungsrichtung (T-Achse, die Halbierende des Ausdehnungsquadranten), berechnet aus der Quadrantverteilung, geben eine Anzeige über das Druckfeld an, welches das studierte Erdbeben verursachte. Annehmend, dass die P- und T-Achsen den Richtungen der grössten und der kleinsten Hauptspannungen entsprechen, kann man die Art der Verwerfung definieren.



Ein Problem bei der Bestimmung der Verwerfungsebene für ein Erdbeben ist, dass es zwei Ebenen gibt, die als mögliche Verwerfungsebenen in Frage kommen, da beide die gleichen ersten Bewegungen empfangen. Diese Zweideutigkeit ist eine inhärente Eigenschaft der Herdlösungen, die ausschliesslich auf P-Wellen-Impuls basieren. Eine mögliche Bestimmung der Verwerfungsebene kann durch das Studium von S-Wellen und Oberflächenwellen gefunden werden. In der Praxis können geologisches Fachwissen und / oder geologische Beobachtungen helfen, insbesondere bei ausgeprägter rezenter Tektonik, wenn junge geologische (geomorphologische) Strukturen an der Oberfläche vorkommen und die Erdbeben oberflächennah stattfinden. In solchen Fällen lässt sich die Verwerfungsebene von der Hilfsebene relativ zuverlässig bestimmen.

Ein anderes Problem ist, dass eine bereits existierende Störungsfläche das seismische Ausstrahlungsbild mehr als die in-situ Spannungsfelder kontrolliert: eine Herdflächenlösung hat immer die P- und T-Achsen 45° zur Störungsfläche und die B-Achse in dieser Störungsfläche. Um Herdflächenlösungen für Spannungsbestimmungen zu benutzen, betrachtet man durchschnittliche P-, B- und T-Achsen für die Erdbeben, die auf unterschiedlichen Störungen innerhalb einer begrenzten Region auftreten.

Der Ersteinsatz der P-Wellen ist assoziiert mit dem Spannungsabfall im Bereich des Bebens und definiert den sogenannten **Spannungsabfall-Tensor** (*stress drop tensor*).

Ausserdem geben die Amplitude und der Frequenzinhalt der seismischen Wellen nur Informationen über die Grössenordnung der Spannung, die in einem Erdbeben freigegeben wird (**Spannungsabfall**, *stress drop*), und nicht die absolute Spannungsgrösse. Im Allgemeinen sind Spannungsabfälle im

Bereich von 1-10 MPa, ein sehr kleiner Teil der Scherspannung, die tatsächlich das Erdbeben verursacht.

Folglich ist eine Herdflächenlösung eine Methode für die Verwendung von Erdbeben-Seismogrammen, um die Geometrie und die Richtung der Bewegung auf der Bewegungsfläche zu studieren.

Diese Methode ermöglicht es, Herdlösungen für tief begrabene oder andersartig verborgene Verwerfungen zu ermitteln. Insbesondere für die Ozeane erlaubt diese Methode die Relativbewegung der Lithosphäre zu bestimmen.

Vorsicht: Nachrichtenagenturen berichten im Allgemeinen über die Position des **Epizentrums** (*epicenter*), das der Projektion des Bebenherds auf die Oberfläche der Erde, direkt über dem Fokus, entspricht; geophysikalische Informationen umfassen dagegen die Position des Epizentrums und die Tiefe des Erdbebens. Eine Herdlösung wird erreicht, indem man zuerst die Position des Herdes feststellt.

Magnitude und Bewegung auf der Verwerfung

Geophysikalische Informationen erlauben die Bestimmung der Magnitude, welche ein Mass für die Stärke eines Erdbebens ist. Die **Richter Magnitude** (M) eines Erdbebens ist die erste vorgeschlagene Erdbebenskala und wird als Logarithmus der grössten Amplitude A der seismischen Wellen an einer Station, bezogen auf eine lokale Referenz-Amplitude A_0 und multipliziert mit einem empirisch bestimmten Faktor 3 berechnet.

$$M = 3 \log (A/A_0)$$

Da die Richter Magnitude eine logarithmische Skala ist, bedeutet die Erhöhung um 1.0 auf der Skala eine 30-fache Zunahme der Schwingungsamplitude.

Das Gutenberg-Richter Exponentialgesetz sagt aus, dass die durchschnittliche Zahl n von Erdbeben mit Magnituden $\geq M$, die pro Jahr in einem bestimmten Gebiet registriert werden, eine abnehmende Exponentialfunktion von M ist:

$$\log n = a - bM$$

Dabei sind a und b für ein bestimmtes Gebiet charakteristische Konstanten. Dieses Gesetz beschreibt die Häufigkeit im Auftreten der unterschiedlich starken Erdbeben. In den meisten Regionen ist b ungefähr 1, womit Erdbeben durchschnittlich für jede Abnahme um eine Magnitudeneinheit ungefähr 10mal häufiger werden (z.B. gibt es etwa 10-mal weniger Erdbeben der Stärke 5 als Erdbeben der Stärke 4). Die Gutenberg-Richter-Regel gilt als gute Näherung für Erdbeben der Magnitude kleiner als 7 und für Gebiete von weniger als 600 km Radius.

Die Magnitude ist ein Mass für die freigegebene Energie, welche gleichzeitig proportional zum Verwerfungsversatz ist. Die **Moment-Magnitude** (M_w) wird für die Erdbeben der Stärke > 7 verwendet. Die Moment-Magnitude hängt ab vom durchschnittlichen Betrag der Gleitbewegung auf der Verwerfungsfläche, die das Erdbeben erzeugte, von der Grösse der Bruchfläche und dem Schermodul des Gesteins, das bricht. Im Stärkenbereich von 3 bis 7 sind die Richtermagnitude und die Moment-Magnitude vergleichbar.

Die freigesetzte Energie E während eines Erdbebens ist in Joules gegeben durch:

$$E = 10^{11.8+1.5M}$$

Eine Vergrösserung der Magnitude um 2 Einheiten entspricht deshalb einer Energie-Steigerung von etwa 1000.

Verschiebung und Bruchlänge

Das Verhältnis zwischen seismischer Verschiebung u_s und der Bruchlänge L_s wird folgendermassen angenommen:

$$10^{-4} > u_s/L_s > 10^{-5}$$

Das Verhältnis zwischen dem Gesamtversatz u_t und der Gesamtstörungslänge L_t wird so geschätzt:

$$u_t/L_t \approx 0.1$$

Fallstudien haben gezeigt, dass sich die Bruchstelle entlang der Verwerfungsebene verbreitet, im Allgemeinen und vor allem in eine Richtung, so dass sich gesperrte Teile der Verwerfung bei einer Rate von ca. 3 km/s öffnen.

Intensität des Erdbebens – Verstärkung der lokalen Amplituden

Die Intensität eines Erdbebens bezieht sich auf lokale Schäden, Dauer und andere Effekte auf Strukturen und Menschen. Die Erdbebensintensität wird mit Hilfe der qualitativen modifizierten Mercalli (MM) Skala von I bis XII gemessen. Intensität variiert mit der Entfernung vom Epizentrum und vom Ort innerhalb des Erschütterungsgebietes.

Erdmaterialien haben verschiedene elastische Eigenschaften, und reagieren daher unterschiedlich auf seismische Wellen. Die Amplitude von seismischen Wellen steigt in unkonsolidierten Sedimenten, da die Energie einer seismischen Welle beim Übergang von einer Gesteinsart zur anderen praktisch konstant bleibt. Da die seismische Geschwindigkeit im unkonsolidierten geringer als in konsolidiertem Gestein ist, bedeutet die Konstanthaltung der Energie, dass die Verschiebungsamplitude der Wellen grösser sein muss. Dieser Effekt wird als **Verstärkung** als Folge des Gesteinsuntergrundes (*material amplification*) bezeichnet, was in Sicherheitsbeurteilungen miteinbezogen werden muss. Diese Verstärkung ist oft der Grund dafür, dass Gebäude auf unkonsolidiertem Gestein zerstört werden, während Gebäude im umgebenden konsolidierten Gestein nicht zerstört sind. Erschütterungen können zudem einen steigenden Porenwasserdruck in wassergesättigten schwachen Sedimenten verursachen, was in sogenannter **Boden-Verflüssigung** (*liquefaction*) und im seitlichen Weggleiten von ganzen Sedimentschichten resultieren kann.

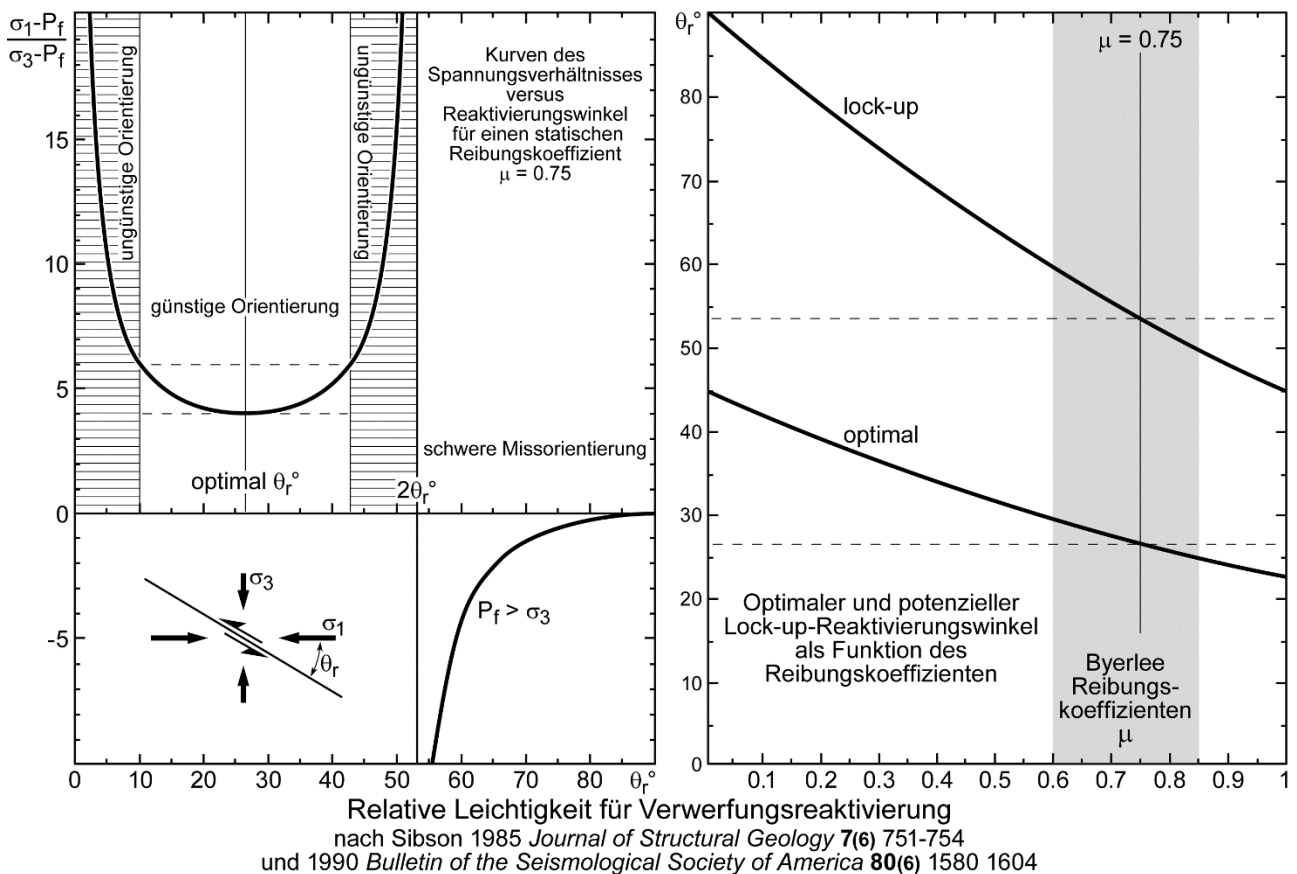
Gleitrates und Wiederholung

Jede Verwerfung hat eine lange, unterbrochene Geschichte der Bewegung. Die **Gleitrates** (*slip rate*) ist das Verhältnis des Gleitbetrags zum Zeitintervall, über das dieses Gleiten stattfand. Das **durchschnittliche Wiederholungsintervall** (*average recurrence interval*) ist der durchschnittliche Zeitabstand zwischen den Erdbeben.

Jedoch können diese Zeitintervalle schwanken, was Misstrauen gegenüber den Durchschnittswerten verursacht. Es ist häufig, dass Erdbeben gehäufte Ereignisse sind, die durch verhältnismässig lange Perioden von Ruhe getrennt werden. Die Dauer des Zeitraums zwischen zwei Erdbeben entlang der gleichen Verwerfung, wurde einer Anzahl von physikalischen Parametern wie der relativen Geschwindigkeit zwischen den zwei Verwerfungswänden, der Mineralogie und der Anisotropie der Verwerfungswände und der Verwerfungsgesteine, der Morphologie der Verwerfungsfläche, des thermischen Zustandes, des Porendrucks und anderen zugeschrieben.

Reaktivierung

Aufgezeichnete Seismizität beruht weitgehend auf der Reaktivierung bestehender Störungsebenen. Bedingungen für die Reaktivierung hängen von Reibungseigenschaften ab, die wiederum von Porendruck und Verwerfungsorientierung in Bezug auf die Hauptspannungen abhängen. Zweidimensionale Analysen mit σ_2 parallel zum Streichen der Verwerfungen zeigen, dass Reaktivierung relativ einfach ist für ein effektives Spannungsverhältnis $(\sigma_1 - P_f)/(\sigma_3 - P_f) \sim 4$ und einen niedrigen Winkel (ca. 15 bis 45 °) zwischen Scherebene und σ_1 . Bruchflächen mit hohem Winkel sind verriegelt, es sei denn, der Porendruck ist ausreichend hoch, um die Reibung praktisch zu beseitigen. Es ist einfacher neue Verwerfungen zu erzeugen, wenn bestehende Verwerfungen ungünstige Bedingungen haben.



Übung

Kombinieren Sie Gleichungen (3) und (5), um das Spannungsverhältnis in Abhängigkeit vom Winkel zwischen Verwerfungsebene und σ_1 darzustellen; zeichnen Sie die Kurven für die Reibungskoeffizienten 0,6 und 0,85.

Zusammenfassung

Experimentelle Resultate können wie folgt prägnant zusammengefasst werden:

- Brüche werden gebildet, wenn die effektive Spannung die Dehnfestigkeit des Gesteins übersteigt.
- Bei gegebener Temperatur und Verformungsrate erhöht steigender Umgebungsdruck sowohl die Fließgrenze als auch die Bruchfestigkeit.
- Bei gegebenem Umgebungsdruck erniedrigt steigende Temperaturen oder verringerte Verformungsraten sowohl die Fließgrenze als auch die Bruchfestigkeit.

Kurz gesagt, ist die spröde Deformation sehr druckempfindlich.

Das einfache und weit anwendbare Coulomb'sche Bruchkriterium sagt ein lineares Verhältnis zwischen Festigkeit und Druck voraus. Unter höheren Umgebungsdrücken, unter welchen duktiles Verhalten beginnt, oder bei sehr geringen Werten von σ_3 , bei welchen andere spezielle Effekte auftreten, sind Plots von σ_N zu σ_S beim Bruch charakteristischerweise konkav zur σ_N -Achse. Das ist das empirische Mohr'sche Bruchkriterium, eine Umhüllende die tangential am Mohrkreis bei verschiedenen σ_S und σ_N Bruchversagen ist. Diese Linie trennt die stabilen und instabilen Spannungszustände voneinander. Instabile Zustände verursachen spröde Deformation. Das mechanische Griffith-Bruchkriterium beschreibt die Dehnungsbruchbildung. Es nimmt an, dass reale Materialien Imperfektionen (die Griffith-Mikrorisse) enthalten. Diese Risse öffnen sich, breiten sich aus und verbinden sich, was zu einer makroskopischen Bruchbildung führt.

Bruchbildung tritt auf, um die angesammelte Scherspannung auf Störungen zu entlasten. Die plötzliche Bewegung von verformten krustalen Blöcken, die entlang von neuen oder bestehenden Verwerfungen brechen, verursachen Erdbeben. Erdbebenversetzung tritt nicht über der vollständigen Länge einer grossen Verwerfung auf: ein kleiner Bereich der Verwerfung wird auf einmal versetzt und ein anderer Bereich zu einer anderen Zeit. Jedoch kann die Erdbebenversetzung an einem bestimmten Bereich der Verwerfung regelmässig auftreten.

Deformation der oberen Kruste wird meistens durch wichtige Versetzungen entlang von Störungszonen aufgenommen. Solch grosse Versetzungen resultieren aus der Aufsummierung seismischer Brüche, die die langfristigen Reaktivierungsfälle der Störungen darstellen. Der Spannungszyklus der die episodische Reaktivierung begleitet, ist wahrscheinlich die Norm in der Nähe der Hauptstörungen, deren seismische Zyklen lange Perioden elastischer Verformung und Spannungsaufbau, ausgelöst durch **erdbebenfeste** (*aseismic*) duktile Deformation in der Tiefe und schliesslich durch plötzliches Störungsgleiten freigegeben, miteinbeziehen. Als logische Folge sind Herdlösungen die allgegenwärtigste Anzeige der Spannungen in der Lithosphäre.

Empfohlene Literatur

- Hubbert M.K. & Rubey W.W. - 1959. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting: I. Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. *Geological Society of America Bulletin*. **70** (2), 115-166, 10.1130/0016-7606(1959)70[115:ROFPIM]2.0.CO;2
- Jaeger J.C. - 1969. *Elasticity, fracture and flow: with engineering and geological applications*. third, Methuen & Co LTD and Science Paperback, London. 268 p.
- Jaeger J.C. & Cook N.G.W. - 1979. *Fundamentals of rock mechanics*. 3, Chapman and Hall, London. 593 p.
- Jaeger J.C., Cook N.G.W. & Zimmerman R.W. - 2007. *Fundamentals of rock mechanics. Fourth edition*. Blackwell Publishing, Oxford. 475 p.
- Jolly R.J.H. & Sanderson D.J. - 1997. A Mohr circle construction for the opening of a pre-existing fracture. *Journal of Structural Geology*. **19** (6), 887-892, 10.1016/S0191-8141(97)00014-X
- Mandl G. - 1988. *Mechanics of tectonic faulting*. Elsevier, Amsterdam. 407 p.
- Mandl G. - 1999. *Faulting in brittle rocks*. Springer, Berlin. 434 p.
- Savage J.C., Byerlee J.D. & Lockner D.A. - 1996. Is internal friction friction? *Geophysical Research Letters*. **23** (5), 487-490, 10.1029/96GL00241
- Scholz C.H. - 1992. *The mechanics of earthquakes and faulting*. 2nd, Cambridge University Press, Cambridge. 439 p.
- Sibson R.H. - 1989. Earthquake faulting as a structural process. *Journal of Structural Geology*. **11** (1-2), 1-14, 10.1016/0191-8141(89)90032-1

Eisbacher G.H. 1996 *Einführung in die tektonik*. Enke, Stuttgart. 374 p.

<http://www.essc.psu.edu/~ammon/HTML/Classes/IntroQuakes/Notes/faults.html>