

VERWERFUNGEN UND KLÜFTE

Die meisten Gesteine reagieren unter niedrigen Temperaturen und niedrigen lithostatischen Drücken spröde, daher enthält beinahe jedes Gestein an oder in der Nähe der Erdoberfläche Zeichen von sprödem Versagen (d.h. Verlust von Kohäsion durch Deformation). Sprödes Versagen erzeugt planare Diskontinuitäten, entlang derer die Gesteine ihre Kohäsion verlieren. Diese natürlichen Diskontinuitäten werden **Klüfte** (*joints*) genannt, wenn keine Verschiebungskomponente parallel zur Ebene der Diskontinuität besteht, und **Verwerfung** (*fault*) wenn die Blöcke zueinander verschoben wurden. Diese geologischen Trennflächen haben eine grosse ökonomische Bedeutung. Im Bereich der Hydrologie und Erdölexploration sind sie wichtig, weil sie die Permeabilität, Migration und Anreicherung steuern. Oft haben sie zum Aufbau von Erzkörpern beigetragen. Im Ingenieur-, Steinbruch- und Bergbauwesen, sowie in der Geomorphologie sind Brüche und Klüfte wichtig, weil sie bei Änderungen von Belastungen reaktiviert werden können. Die meisten Klüfte und Brüche entstehen durch die Bildung von **Rissen** (*cracks*). Dies sind Orte, an denen die Gesteinskohäsion verloren gegangen ist. Der Prozess wird als **Bruchbildung** (*fracturing*) bezeichnet. Viele Klüfte und Verwerfungen können ganz oder teilweise durch das Kristallisieren von sekundären Mineralien oder durch Rekristallisation der ursprünglichen Mineralien geheilt werden. Dies kann zu Erzkristallisation führen. Verheilte Diskontinuitäten in Gesteinen nennt man **Adern** (*veins*).

Klüfte aufgrund von Austrocknung (Trockenrisse) - (SW-Sinaihalbinsel, Ägypten)



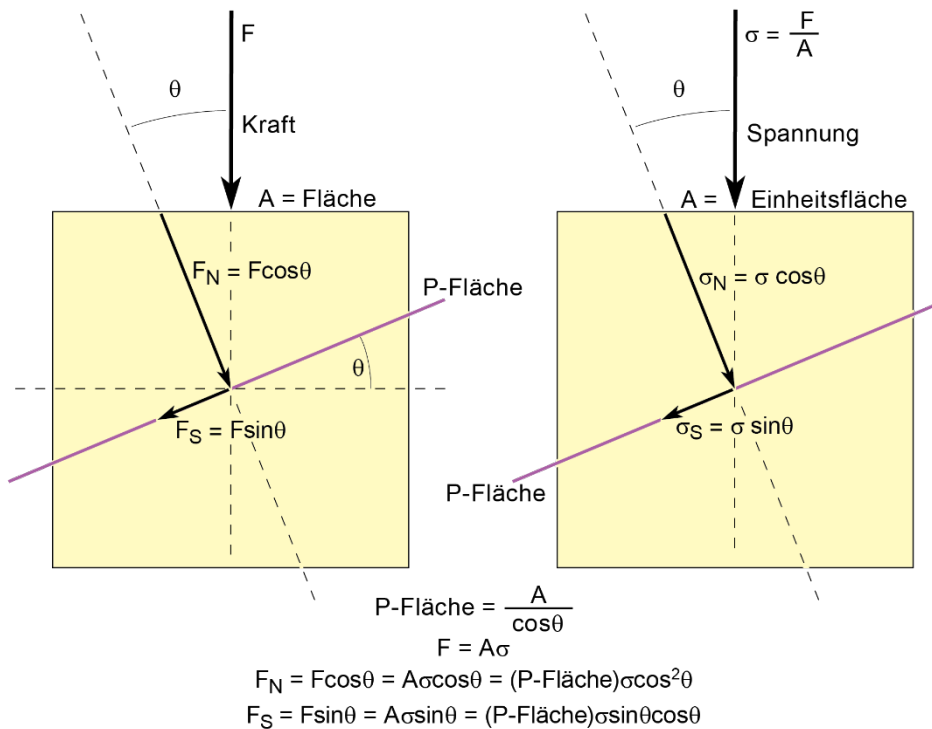
Orientierung von Verwerfungsflächen in Bezug auf die Hauptspannungsachsen

Es ist wichtig, sich zu merken, dass obschon Spannung viele der physikalischen Eigenschaften der mit ihr verbundenen Kraft besitzt, dieses Konzept die zusätzliche Verbindung mit der Fläche immer mit beinhaltet. So ändert sich der Spannungswert nicht nur gemäss der Orientierung und Grösse der auferlegten Kraft, sondern er ändert sich auch, wenn der Wirkungsbereich Orientierung und Grösse wechselt.

In der folgenden Erwägung sind besonders trigonometrische Funktionen (\sin , \cos und \tan) wichtig. In einem Körper, der einem triaxialen Spannungsfeld unterliegt, sind die Hauptspannungen σ_1 , σ_2 und σ_3 .

Achtung! Wir verwenden in der Geologie die Konvention, dass σ_1 die grösste Hauptspannung und σ_3 die kleinste Hauptspannung ist (d.h. $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$). σ_1 ist maximal, das heisst im Allgemeinen positiv und kompressiv, während σ_3 im Allgemeinen negativ und extensiv ist. Beachte allerdings, dass in der nicht geologischen Literatur oftmals die entgegengesetzte Konvention anzutreffen ist!

Für praktische Zwecke können wir eine Ebene P im Körper annehmen, die parallel zu σ_2 liegt und deren Flächennormale einen Winkel θ mit σ_1 bildet (θ ist auch der Winkel zwischen P und σ_3). Wir nehmen an, dass wir zur Behandlung von Spannungszuständen und der quantitativen Beziehung zwischen normaler Spannung und Scherspannung σ_2 vernachlässigen können, d.h. wir betrachten nur die zwei-dimensionale Hauptebene (σ_1, σ_3). Auf dieser Hauptebene bilden alle-dazu senkrechten und zu σ_2 parallelen Ebenen nur eine Linie.



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

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

Wir zeichnen Schnitte eines Würfels mit einer Kraft der Grösse F , die auf eine Seite des Würfels mit der Fläche A wirkt. Von der Definition her ist die Spannung die Wirkung der Kraft pro Einheitsfläche, was man sich als Intensität der Kraft vorstellen kann. Die Spannung σ auf eine Würfel­fläche hat die Grösse:

$$\text{Spannung} = \text{Kraft} / (\text{Fläche des Würfels})$$

$$\sigma = F/A \quad (2)$$

Durch den Würfel schneidet eine andere Ebene P , deren Normale mit einem Winkel von θ zu F steht. Die Fläche der Ebene P ist:

$$P(\text{Fläche}) = \text{Würfel}(\text{Fläche}) / \cos\theta$$

$$A_P = A/\cos\theta \quad (3)$$

Somit :

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

und

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

(4)

Aus der allgemeinen Trigonometrie ist bekannt dass:

$$\sin \theta \cos \theta = \frac{1}{2} \sin 2\theta$$

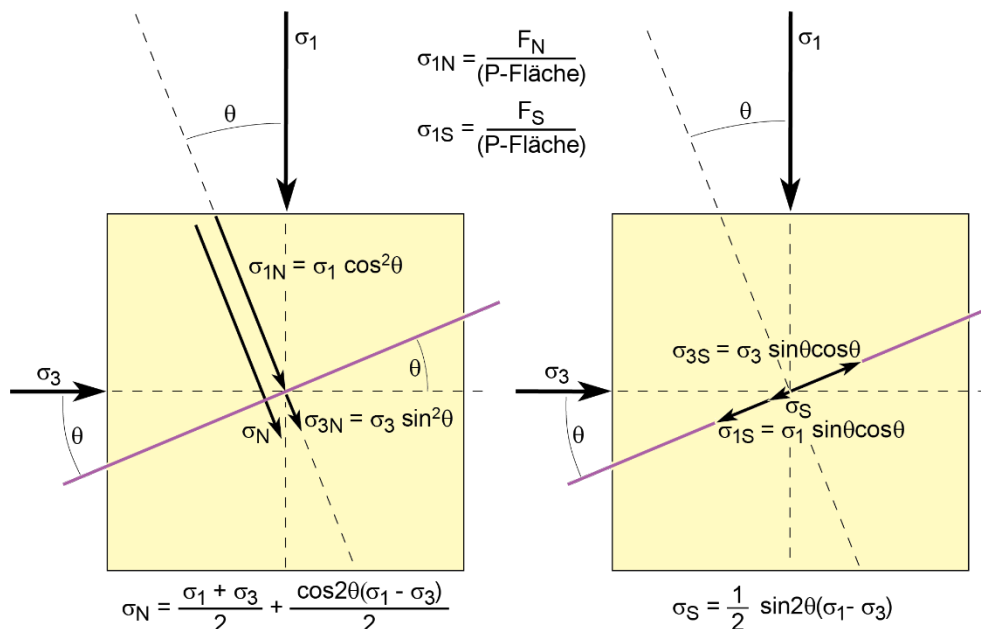
Der Würfel ist so beschaffen, dass $A_P = \text{Einheitsfläche} = 1$. Deshalb sind die Größen der Normal- und Scherkomponenten der Spannung σ auf der P-Fläche:

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

und

(5)

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



Ein Vergleich der Gleichungen (2) und (5) zeigt, dass die Spannungen nicht so berechnet werden können, wie wenn sie Kräfte wären. Auch müssen Veränderungen in der Größe der wirksamen Flächen berücksichtigt werden. Spannung ist ein anderer Mengenbegriff, auch bekannt als Tensor 2. Ordnung.

Wir betrachten nun innerhalb des Einheitswürfels eine Fläche parallel zu σ_2 , die in einem Winkel θ zu σ_3 steht. Eine einfache geometrische Konstruktion ergibt, dass θ auch der Winkel zwischen σ_1 und der Linie normal zu P ist. Deshalb können wir aufgrund der Gleichung (4) sofort schreiben, dass die Spannungskomponenten von σ_1 die folgenden sind:

$$\begin{aligned} \sigma_{1N} &= \sigma_1 \cos^2 \theta \\ \sigma_{1S} &= \sigma_1 \sin \theta \cos \theta \end{aligned}$$

σ_3 steht im rechten Winkel auf σ_1 . Die gleiche trigonometrische Beziehung löst σ_3 in ihre Komponenten auf:

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

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

Hieraus ergeben sich für die Normal- und Scherspannungskomponenten folgende Beziehungen:

$$\begin{aligned}\sigma_N &= \sigma_1 \cos^2 \theta + \sigma_3 \sin^2 \theta \\ \sigma_S &= \sin \theta \cos \theta (\sigma_1 - \sigma_3)\end{aligned}$$

Aus der allgemeinen Trigonometrie wissen wir auch dass:

$$\begin{aligned}\cos^2 \theta &= \frac{\cos 2\theta + 1}{2} \\ \sin^2 \theta &= \frac{1 - \cos 2\theta}{2}\end{aligned}$$

die wir in die vorangehende Gleichung einsetzen können, um für die normale Spannungskomponente zu schreiben:

$$\sigma_N = \sigma_1 \left(\frac{\cos 2\theta + 1}{2} \right) + \sigma_3 \left(\frac{1 - \cos 2\theta}{2} \right)$$

und vereinfachen zu:

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

Die Scherspannungskomponente ist dann:

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

Wo die Hauptspannungen σ_1 und σ_3 sind, lauten die grundlegenden Gleichungen für die normale Spannung und die Scherspannung durch eine Fläche, deren Normale mit dem Winkel θ zu σ_1 geneigt ist:

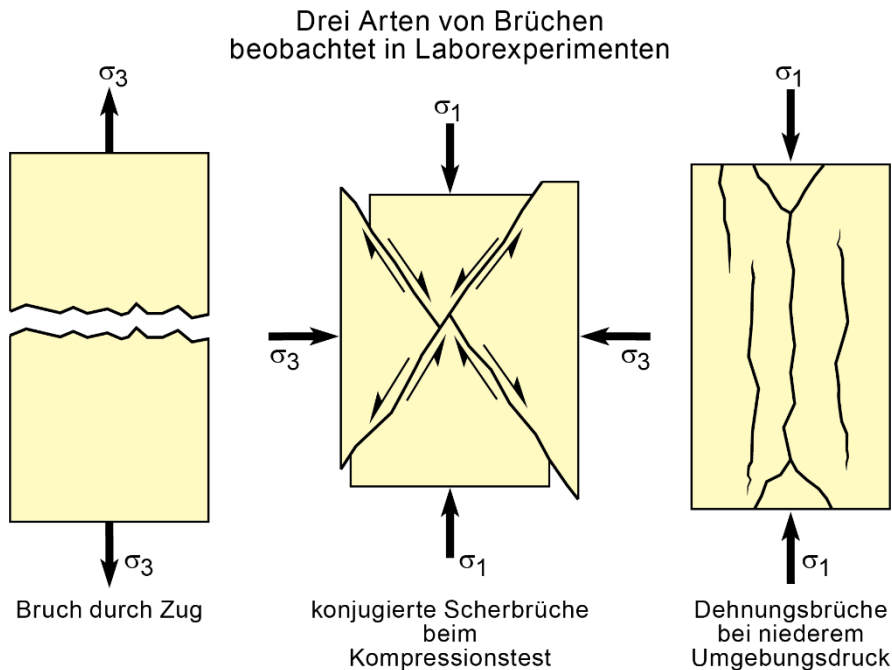
$$\begin{aligned}\sigma_N &= \frac{(\sigma_1 + \sigma_3)}{2} + \frac{(\sigma_1 - \sigma_3) \cos 2\theta}{2} \\ \sigma_S &= \frac{(\sigma_1 - \sigma_3) \sin 2\theta}{2}\end{aligned}\tag{6}$$

Beachte, dass (6) zu (5) wird, wenn σ_3 Null ist.

Diese Gleichungen demonstrieren, dass für Ebenen maximaler Scherspannung $\sigma_{(S-\max)}$ $2\theta = 90^\circ$ gilt. Das heisst, die **Ebenen maximaler Scherspannung** sind 45° zu den Hauptnormalspannungen σ_1 und σ_3 geneigt.

In allen Fällen, in denen $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ ist, gibt es nur zwei Flächen mit maximaler Scherspannung und diese schneiden sich in σ_2 . Die maximale Scherspannung hat die Werte $(\sigma_1 - \sigma_3) / 2$. Auch für den dreidimensionalen Fall beobachtet man die für das Materialversagen wichtige maximale Scherspannung an jenen Ebenen, die mit σ_1 und σ_3 Winkel von ungefähr 45° einschliessen und in der σ_2 -Achse zum Schnitt kommen. Bei Triaxialversuchen (die drei Hauptspannungen haben Magnituden ungleich Null) bilden Scherbrüche Winkel von weniger als 45° zur Hauptspannungsachse σ_1 . Wo paarweise Verwerfungsflächen entstehen, die mehr oder weniger gleichzeitig entstanden sind und die beiden begünstigten Scherflächensysteme repräsentieren, spricht man von **konjugierten Verwerfungen** (*conjugate faults*). Konjugierte Verwerfungen kreuzen sich

auf einer Linie, die parallel zur intermediären Hauptspannungsachse σ_2 verläuft. Die kompressiven Normalspannungen auf diesen Flächen tendieren dazu, Gleiten auf diesen Flächen zu verhindern; Scherspannungen auf diesen Flächen begünstigen Gleiten.



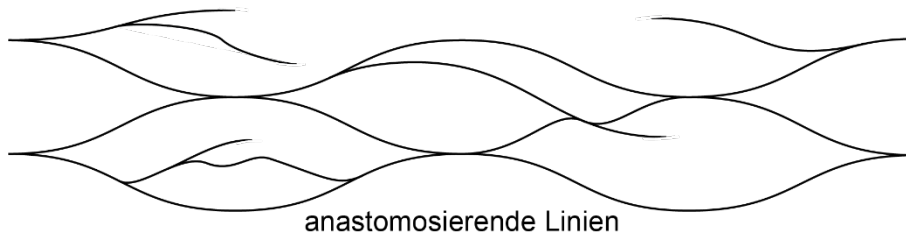
In der speziellen Situation, in der $\sigma_2 = \sigma_3$ oder $\sigma_1 = \sigma_2$ gilt, gibt es eine unendliche Anzahl solcher Flächen, die 45° gegenüber σ_1 oder σ_3 geneigt sind.

Theoretisch sollte die Bruchebene einen Winkel von 45° mit σ_1 bilden. Sie schliesst stattdessen aber häufig einen wesentlich kleineren Winkel ein. Es ist wichtig zu bemerken, dass die Orientierung von Verwerfungen Hinweise auf die Spannungen liefert, die auf die Gesteine eingewirkt haben.

VERWERFUNGEN (Brüche, Störungen)

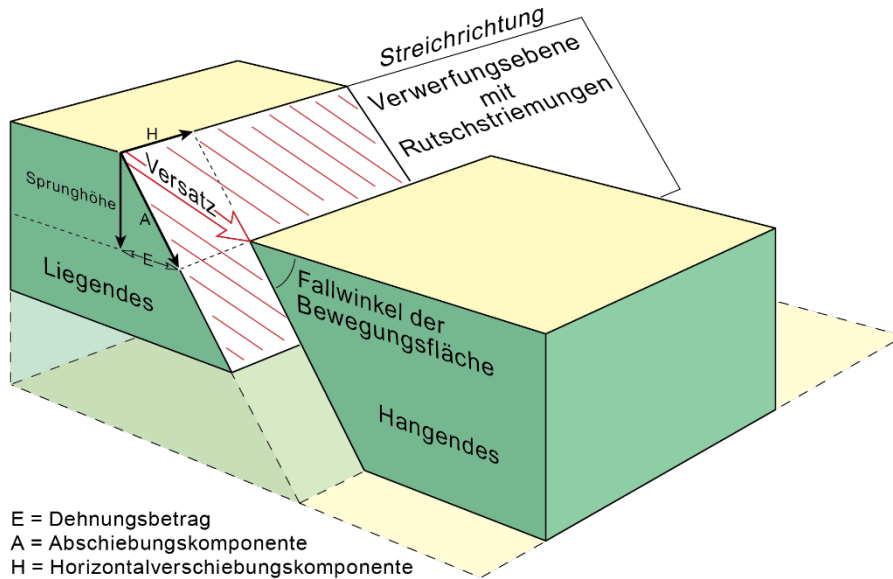
Verwerfungsterminologie

Eine **Verwerfung** (*fault*) ist ein Bruch zwischen zwei Gesteinsblöcken, entlang dessen die beiden Blöcke in einer bestimmten Richtung parallel zur Bruchfläche aneinander vorbeigeschoben wurden. Eine **Verwerfungszone** (*fault zone*) ist eine Zentimeter bis Kilometer breite Zone, die durch eine Gruppe von miteinander verbundenen Verwerfungen, die häufig parallel oder **anastomosierend** (*anastomosing*) angeordnet sind, zerbrochen wird.

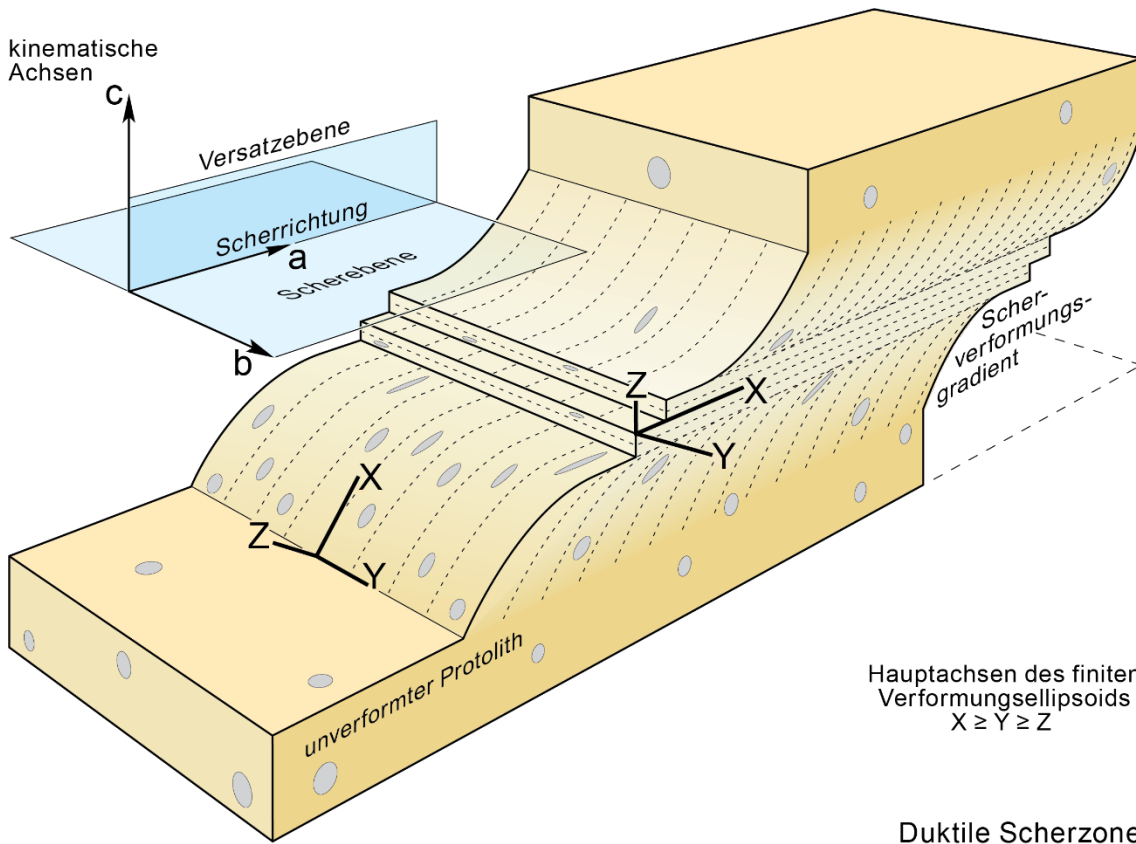


Verwerfungen, die steiler sind als 45° , nennt man **Steilwinkel-Störung** (*high angle faults*), solche mit geringerem Einfallen **Flachwinkel-Störung** (*low angle faults*). Die beiden Gesteinsblöcke einer nicht vertikalen Verwerfung oder Scherzone werden oberhalb derselben als **Hangendes** (*hanging wall*) und unterhalb als **Liegendes** (*footwall*) bezeichnet.

Geometrien von Verwerfungen
und messbare Komponenten der Gleitbewegung



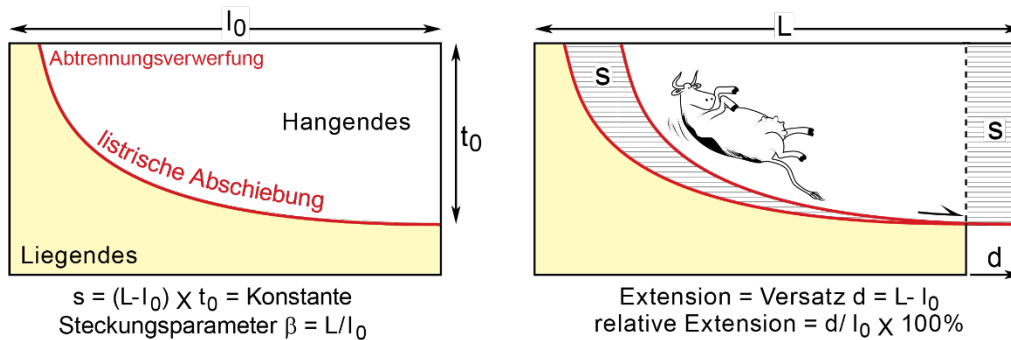
Eine **Scherzone** (*shear zone*) ist eine Zone, in der zwei Gesteinsblöcke aneinander vorbeigeschoben wurden, ohne dass sich eine sichtbare Bruchzone entwickelt hat. Scherzonen stellen Gebiete mit duktiler Verschiebung dar (duktiler Verformung unter ausreichend hoher Temperatur und/oder hohem Umgebungsdruck), im Gegensatz zu Verwerfungszonen, die durch örtlich spröde Deformation gekennzeichnet sind.



Duktile Scherzone

Die Form der Störungsfläche ist wichtig. Im Allgemeinen sind Bruchflächen gebogen. Falls die Bruchblöcke spröde sind, führt dies zu einem Platzproblem. Denn wenn die nebeneinander liegenden Blöcke versetzt werden, können die Blöcke nicht überall aneinander bleiben; es entstehen Löcher.

Die Löcher können mit Gesteinsbruchstücken der Bruchfläche aufgefüll werden oder aus zirkulierenden Wässern scheiden sich darin Mineralien aus. Eine **listrische Störung** (*listric fault*) ist eine gebogene, nach oben hin konkave Verwerfung, die gegen die Tiefe hin abflacht.



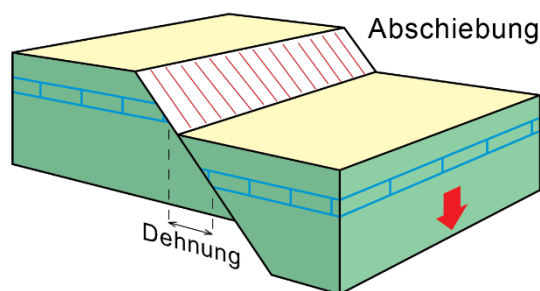
Verschiebungsvektoren

Der Vektor, der ursprünglich (vor der Verschiebung) zusammenfallende Punkte im Hangenden und Liegenden verbindet, wird **Versatzvektor** (**Verschiebungsbetrag**, **Schublänge**: *net slip*) genannt. Der Versatzvektor auf einer Bruchfläche kann in irgendeine Richtung zeigen. Er kann in zwei zueinander senkrecht stehende Komponenten aufgegliedert werden: erstens die **Horizontalkomponente** parallel zum Streichen der Bruchfläche (*strike slip*), und zweitens, parallel zum Fallen, die **Abschiebungs-** oder **Aufschiebungs-komponente** (*dip slip*). Als **Sprunghöhe** (*throw*) bezeichnet man den vertikalen Versatz entlang einer Störung.

Verwerfungen werden nach der relativen Bewegungsrichtung von Verwerfungsblöcken, die mit der die Verwerfung verursachenden Spannung verbunden sind, klassifiziert. Drei Grundtypen von Verwerfungen sind bekannt: Abschiebungen, Aufschiebungen und Blattverschiebungen.

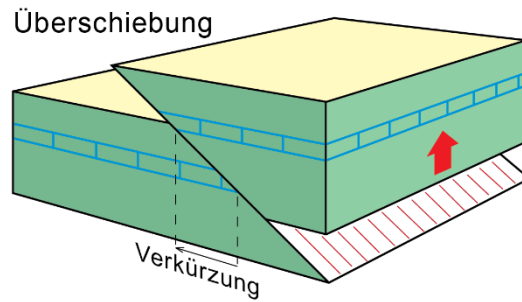
Abschiebungen

Eine **Abschiebung** (*normal fault*) ist eine Steilwinkel-Störung, deren Versatz im Wesentlichen durch die Abschiebungskomponente erzeugt wird. Wegen der Art der Trennung der geologischen Horizonte an einer Abschiebung, bei der die Horizontalkomponente des Versatzvektors positiv ist, spricht man auch von **extensionalen Brüchen** (*extensional faults*).

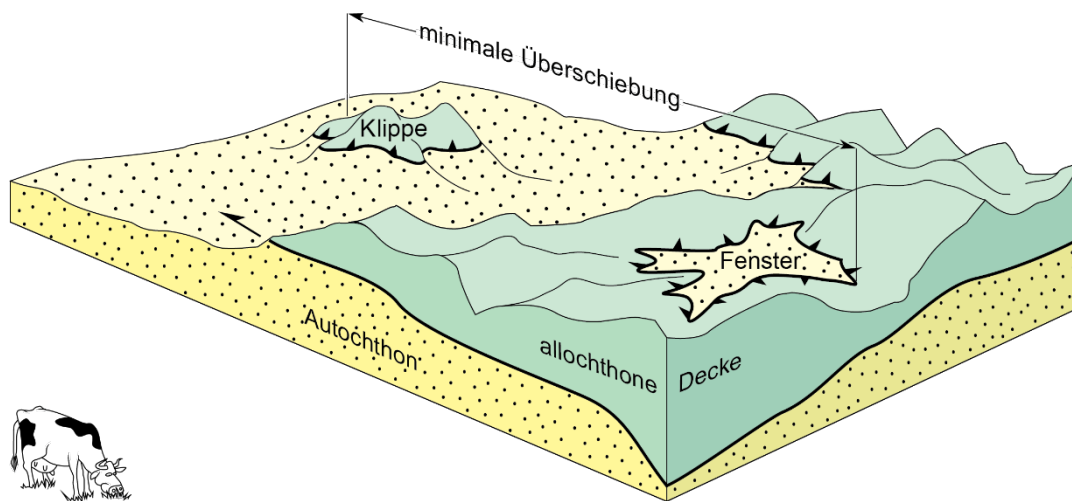


Aufschiebungen

Aufschiebungen (*reverse fault*) und **Überschiebungen** (*thrusts*) umfassen alle kompressiven Brüche, deren Versatz im Wesentlichen durch die Auf- bzw. Überschiebungskomponente erzeugt wird. Das Hangende hat sich relativ zum Liegenden nach oben bewegt. Im Allgemeinen platziert eine Aufschiebung ältere Schichten im Hangenden über jüngere Schichten im Liegenden. Solche Verwerfungen führen in der Vertikalen zur Repetition und Überlappung eines geologischen Horizonts und werden gewöhnlich als **Kompressionsbrüche** (*compressional fault*) bezeichnet. Eine **Überschiebung s.str.** (*thrust fault*) ist eine flach einfallende *reverse fault*, entlang der das Hangende **Überschiebungsdecken** (*thrust-sheets, nappes*) von **allochthonen** Gesteinen bildet, die über dem **autochthonen** Liegenden Platz genommen haben.



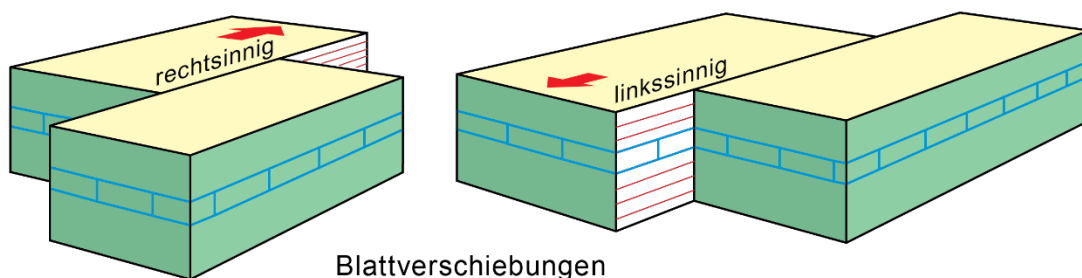
Ein (tektonisches) **Fenster** (*window*) ist ein Aufschluss, wo Gesteine der nächst tieferen Einheit, das heisst unterhalb einer Überschiebung, sichtbar werden. Der Aufschluss ist völlig umgeben von der darüber liegenden Überschiebungsmasse. Eine **Klippe** (*klippe*) ist ein Aufschluss des Hangenden, das ganz von Gesteinen des Liegenden umgeben ist.



Die Ausdrücke Abschiebung und Überschiebung werden für Verwerfungen, die keine Blattverschiebungskomponente enthalten, angewendet. Die Begriffe werden allerdings auch dort angewendet, wo die **fall-parallele** (*dip-slip*) Verschiebungskomponente relativ gross gegenüber der Blattverschiebungskomponente (*strike slip*) ist. Wo die *strike slip* und *dip slip* Verschiebungen dieselbe Magnitude haben, wird die Verwerfung als **oblique slip fault** (Bruch mit schiefer Verschiebung) bezeichnet.

Blattverschiebungen

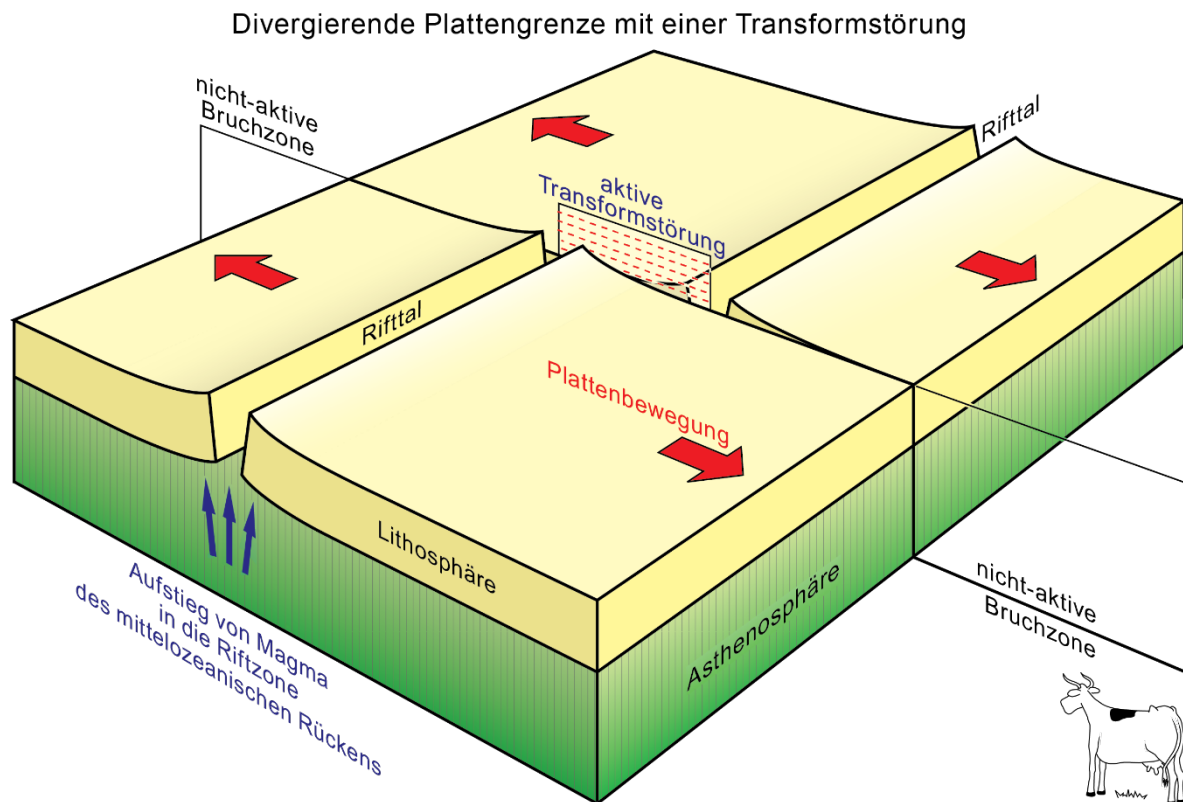
Eine Verwerfung mit vorwiegend horizontaler Bewegung parallel zur **Verwerfungsebene** wird **Horizontal-, Transversal- oder Blattverschiebung** genannt. **Blattverschiebungen** (*strike slip fault*) haben gewöhnlich sehr steile oder vertikale Fallwinkel und werden dann als **transcurrent faults** oder **wrench faults** bezeichnet. Eine grosse Seitenverschiebung, die in einer anderen grossen Struktur endet, nennt man **Transferstörung** (*transfer fault*).



Blattverschiebungen

Der Sinn der Horizontalverschiebung an einer Störung wird durch die Ausdrücke **linkssinnig** (*sinistral*) oder **rechtssinnig** (*dextral*) beschrieben. Eine Verwerfung ist linkssinnig, wenn der Beobachter, auf dem einen **Störungsblock** (*fault block*) steht, in die Richtung des Gegenblockes blickt und eine **scheinbare Verschiebung** (*apparent displacement*) des gegenüberliegenden Störungsblockes nach links feststellt. Wenn die Verschiebung scheinbar nach rechts verläuft, so spricht man von einem rechtssinnigen Verschiebungssinn.

Eine **Transformstörung** (*transform fault*) ist eine Blattverschiebung, die an Plattengrenzen liegt. Es sind Bruchzonen, die normalerweise im rechten Winkel mittelozeanische Rücken schneiden und diese horizontal versetzen. Sie unterscheiden sich aber von normalen Blattverschiebungen, indem sie eine entgegengesetzte Verschiebung vollführen, als der Versatz der mittelozeanischen Rücken suggeriert. Die Transform-Störungen sind nur zwischen den Rücken aktiv, über die Rücken hinaus sind sie inaktiv.



Verwerfungsaktivität

Die plötzliche Freigabe der akkumulierten Spannungen durch Scherbruchbildung entlang einer Verwerfungsfläche verursacht Erschütterungen (seismische Wellen), die in den umgebenden Gesteinen ausgestrahlt werden. Obgleich jede Verwerfung sich bewegt hat und reaktiviert werden kann, haben Geologen eine qualitative Klassifikation von drei Kategorien entwickelt, um seismische Gefahren abzuschätzen.

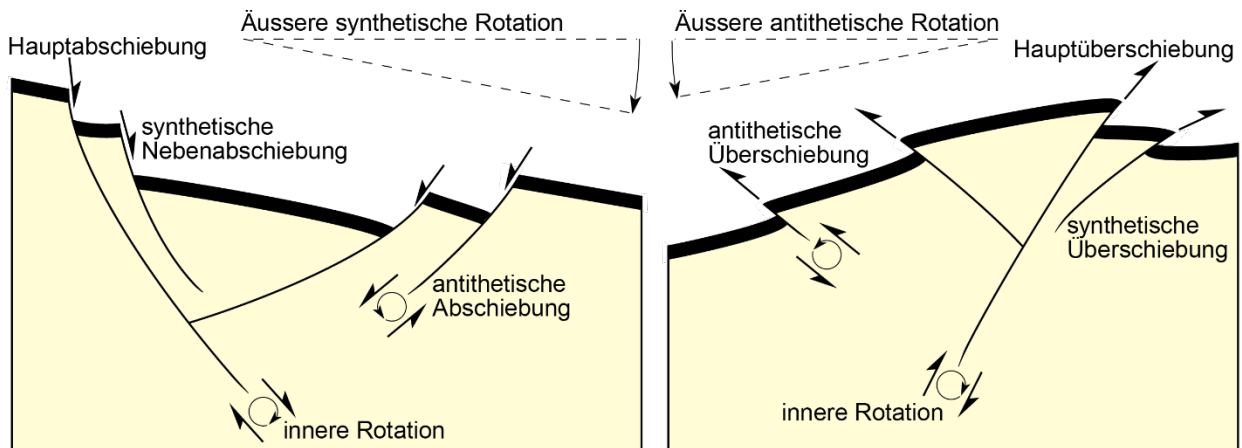
- eine aktive Verwerfung hat sich während der letzten 10 000 Jahre bewegt.
- eine möglicherweise aktive Verwerfung hat sich während des Quartärs bewegt.
- eine inaktive Verwerfung hat sich vor dem Quartär bewegt.

Jedoch ist es schwierig, ohne historische Aufzeichnungen von Erdbeben zu prüfen, ob eine Verwerfung aktiv ist. Jede Verwerfung ist eine Schwächezone, die "fähig" zur Reaktivierung ist. .

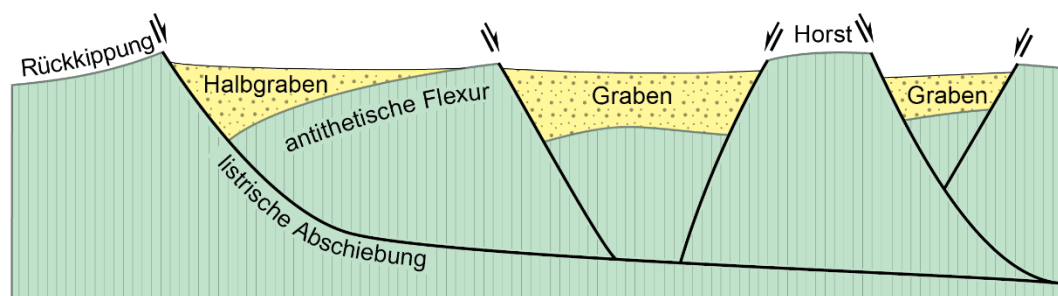
Beziehungen zwischen Verwerfungen

Verwerfungen trifft man gewöhnlich in Paaren oder Gruppen an, die innerhalb einer Störungszone oftmals dieselbe Art der Verschiebung anzeigen und geologische Körper in sogenannte **Störungsblöcke** gliedern. Ein geologischer Körper kann durch zwei **konjugierte Störungen**

(*conjugate faults*) begrenzt sein. Konjugierte Störungen sind charakterisiert durch entgegengesetzte Bewegungsrichtung. Kleinere Verwerfungen, die parallel zur Hauptverwerfung verlaufen und dieselbe Relativbewegung haben, heissen **synthetische Verwerfungen** (*synthetic faults*). Die kleineren, dazu konjugierten Verwerfungen, die entgegengesetzt zum vorherrschenden Sinn der Asymmetrie sind, nennt man **antithetisch** (*antithetic*).

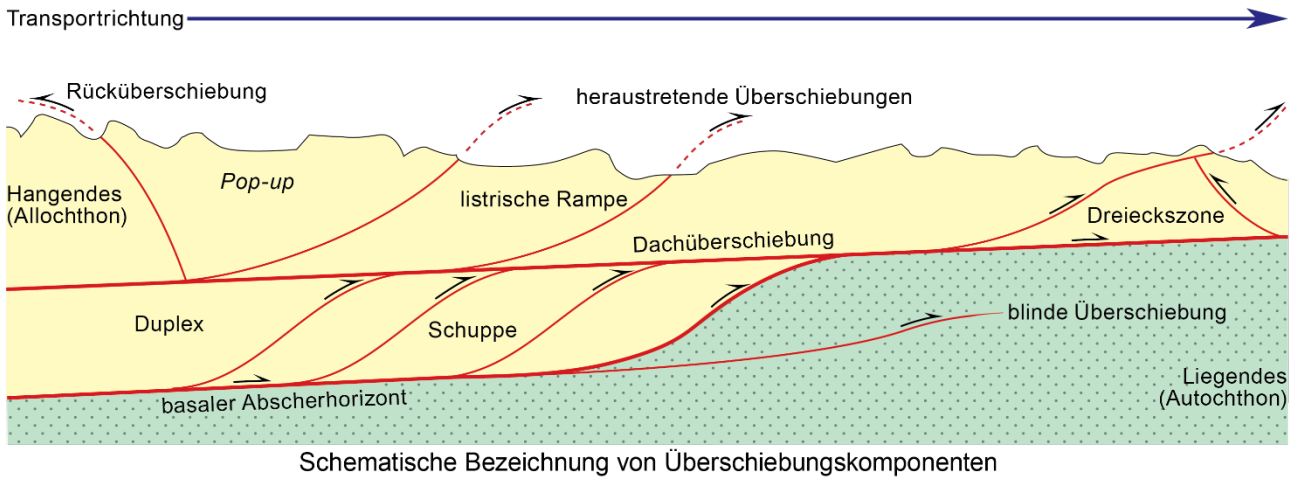


Einen nach unten versetzten Block, welcher durch konjugierte Abschiebungen, die gegeneinander einfallen, begrenzt ist, nennt man **Graben** (*graben*). Umgekehrt wird ein nach oben verschobener Block, der durch nach aussen einfallende Abschiebungen begrenzt ist, als **Horst** (*horst*) bezeichnet. Gräben, die sich über grosse Breiten erstrecken, heissen **Rifts** (*rifts*). Einen Graben, der nur durch ein Set von Abschiebungsflächen begrenzt wird, bezeichnet man als **Halbgraben** (*half-graben*).

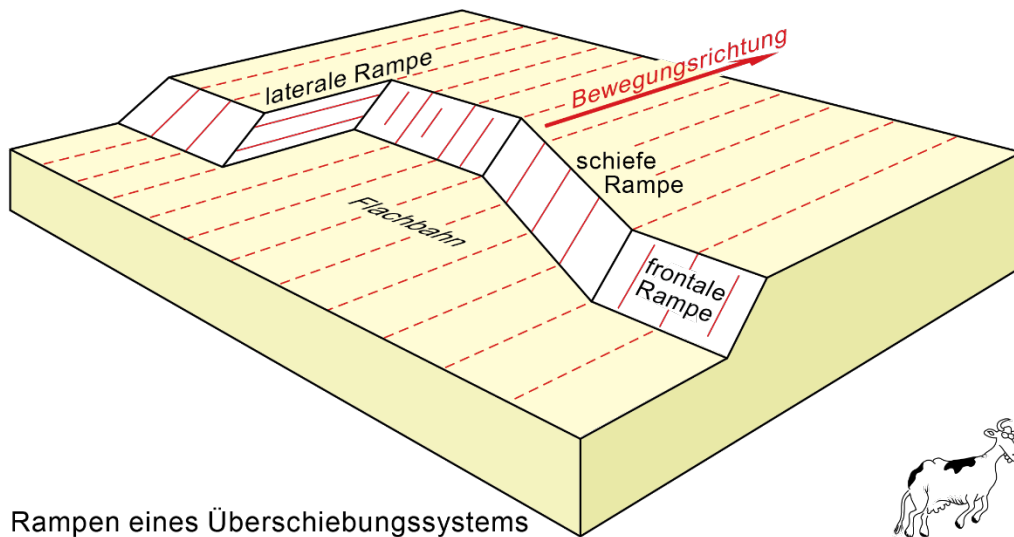


Schematische Bezeichnung von Abschiebungskomponenten

Eine **antithetische Flexur** (*roll over anticline*) ist eine schwache konvexe Biegung der Schichten im Hangenden. Diese Biegung entsteht durch das Vorbeigleiten des Hangenden an der konkaven Form der listrischen Abschiebung, weil die Gesteine nicht genug stark sind, um grosse Lücken zu stützen. Wo Überschiebungen oder Abschiebungen sich in gut geschichteten, horizontal gelagerten Formationen ausbilden, bauen sie im Allgemeinen eine treppenförmige Geometrie (*staircase geometry*) auf. Die Stufen der Treppen werden **Rampen** (*Dampf*), die flacheren Störungsflächen als **Flachbahnen** (*flats*) bezeichnet. Die Flachbahnen befinden sich dort, wo sich das Hangende durch relativ inkompetente Schichthorizonte bewegt. Die Flachbahnen nennt man manchmal auch **décollement-Flächen**. Die Überschiebungsrampen klettern durch eine bestimmte stratigrafische Abfolge, die typischerweise in einem Winkel von etwa 30° zur Horizontalen geschnitten wird. Rampen mit Extension sollte man als **Abscherung** (*detachment*) bezeichnen.



Die Rampen streichen nicht unbedingt senkrecht zur Bewegungsrichtung; sie können auch schief (**schiefe Rampe**, *oblique ramp*) oder parallel zur Transportrichtung verlaufen (**seitliche Rampe**, *lateral ramp*).



Gesteine an Bruchzonen

Spröde Verwerfungen

Verwerfungszonen bestehen gewöhnlich aus zerbrochenem Material, welches von den Seitenwänden der Störung durch die Bewegung abgerissen wurde. Sie werden als **Störungsbrekzien** (*fault breccia*), **Kataklasite** (*cataclasite*) oder, wenn die Fragmente mikroskopisch klein sind, als **Mikrobrekzien** (*microbreccia*) bezeichnet. Ein **Verwerfungsletten** (*gouge*) liegt vor, wenn das Material hauptsächlich aus tonartigem Pulver besteht. Das Material ist ein Aggregat aus eckigen, zerbrochenen Fragmenten des Gesteins an den Seitenwänden der Störung. Die Fragmente sind unterschiedlich gross und können durch ein zementartiges Material (Ausfällungen aus zirkulierendem Fluid) zusammengehalten werden. In der Tat unterstützt die erhöhte Permeabilität, die in spröden Störungszonen verursacht wird, die Kanalisierung der Flüssigkeiten, die manchmal metallhaltig oder Kohlenwasserstoff-reich sind. Viele erzeiche Adern kommen in solchen Situationen vor.

Duktile Verwerfungen

In metamorphen Gesteinen sind die Störungszonen durch solide, relativ abtragungsresistente Gesteine gekennzeichnet, die im Dünnschliff eine plattige oder stengelige Struktur aufweisen. Solche Gesteine nennt man **Mylonite** (*mylonite*). Mylonite sind charakterisiert durch feine Korngrößen und

eine Mikrostruktur, die auf duktile Deformation und dynamische Rekristallisation zurückgeführt werden kann. Sie können grössere Fragmente oder Minerale des Ursprungsgesteins enthalten; diese Fragmente werden Porphyroklasten genannt.

Der ursprüngliche Sinn des Ausdrucks Mylonit wird heutzutage erweitert für jedes feinkörnige, metamorphe Gestein mit gut entwickelter Fliegsstruktur gebraucht. Der Ausdruck **Blastomylonit** (*blastomylonite*) wird hingegen nur für (nach der Mylonitisierung) stark rekristallisierte Gesteine angewendet. Eine äusserst intensive Korngrößenverkleinerung und dynamische Rekristallisation entlang von Störungen kann zu einem harten, dunklen Gemenge aus ultramikroskopischen Körnern führen, welches grössere Fragmente enthält. Dieses Material nennt man **Ultramylonit** (*ultramylonite*). Im Gegensatz dazu ist ein **Protomylonit** (*protomylonite*) ein Gestein in der Anfangsphase der Mylonitisierung.

An gewissen Verwerfungen treten dünne, schwarze Filme oder massige Gesteine aus glasigem Material auf, die unter dem Namen **Pseudotachylit** bekannt sind. Typischerweise intrudieren diese auch das angrenzende zerbrochene Gestein. Pseudotachylite entstehen aus Schmelzen, die durch Reibungswärme entstanden sind. Die Reibungswärme kam infolge einer raschen (> 10 cm/s) Bewegung zweier Gesteinskörper entlang einer Verwerfungsebene zustande.

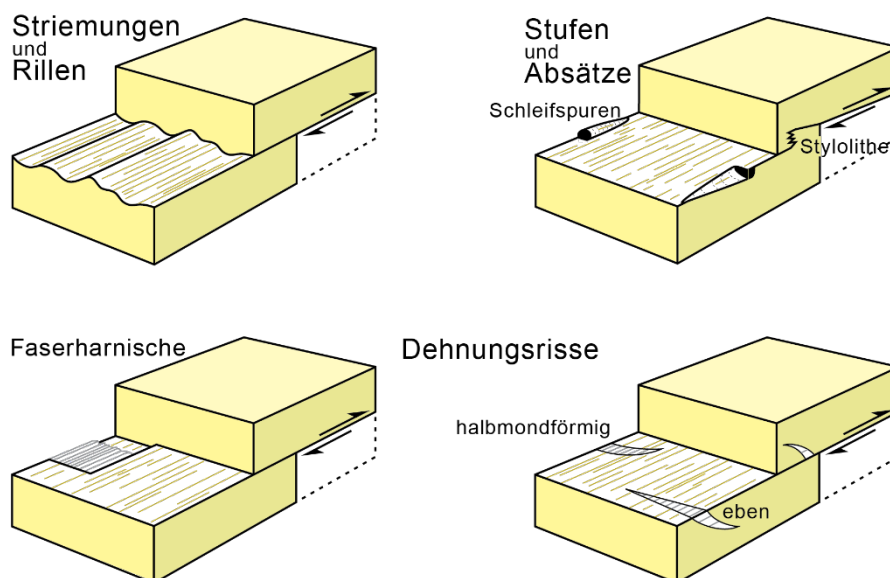
Diagnostische Bewegungsstrukturen innerhalb von Bruchzonen

Seitenverstellung geologischer Strukturen

Ein erstes Anzeichen, dass man eine Verwerfung erkannt hat, basiert auf der Kenntnis der stratigrafischen Abfolge. Z.B. kann in einem Bohrloch die Ursache für eine **Wiederholung** (*repetition*) von Schichten eine Überschiebung und die Ursache für **Lücken** (*omission*) von Schichten eine Abschiebung sein. Diese Vereinfachung ignoriert indessen die möglichen seitlichen (*strike-slip*) Bewegungen an Blattverschiebungen mit einem eigenen Fallwinkel.

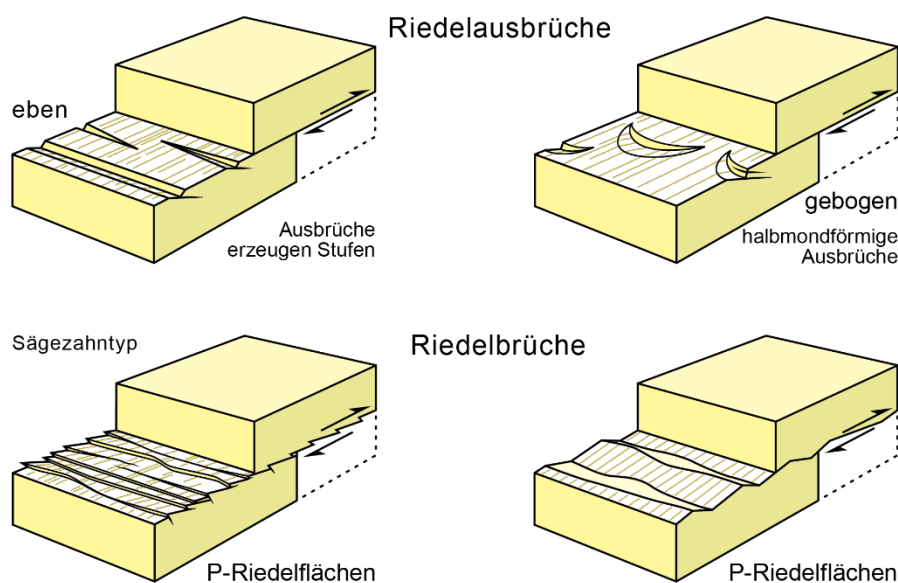
Gleitflächen

Gesteine am Kontakt zu Verwerfungsflächen zeigen oft glänzende oder polierte Oberflächen, die sogenannten **Gleitflächen** (*slickensides*). Die Gleitflächen können im Hinblick auf die Bewegung nichts sagend sein, doch manchmal fühlen sie sich in Gleitrichtung glatter an.



Gleitflächen besitzen für gewöhnlich auffällige **Strömungen** (*striation*) oder Kratzer, die parallel zur Relativbewegung der Störung verlaufen. Einige **Rutschstriemen** (*striae*) können die Rillen eines harten Objekts auf der anderen Bruchseite sein, die vorbeigeglitten ist. Wenn man das feststeckende harte Objekt findet, kann der relative Schersinn der Bewegung festgestellt werden. Die meisten

Strömungen sind definiert durch Streifen von Mineralen in feinkörnigem Material entlang der Bruchebene.



Indem man spezielle Oberflächenmerkmale im Zusammenhang mit der Strömung untersucht (z.B. kleine Stufen, faserige Kristalle, Zugbrüche, Extensionsspalten und Schleppfalten) kann der relative Schersinn der Bruchbewegung definiert werden.

Plattentektonik und Verwerfungen

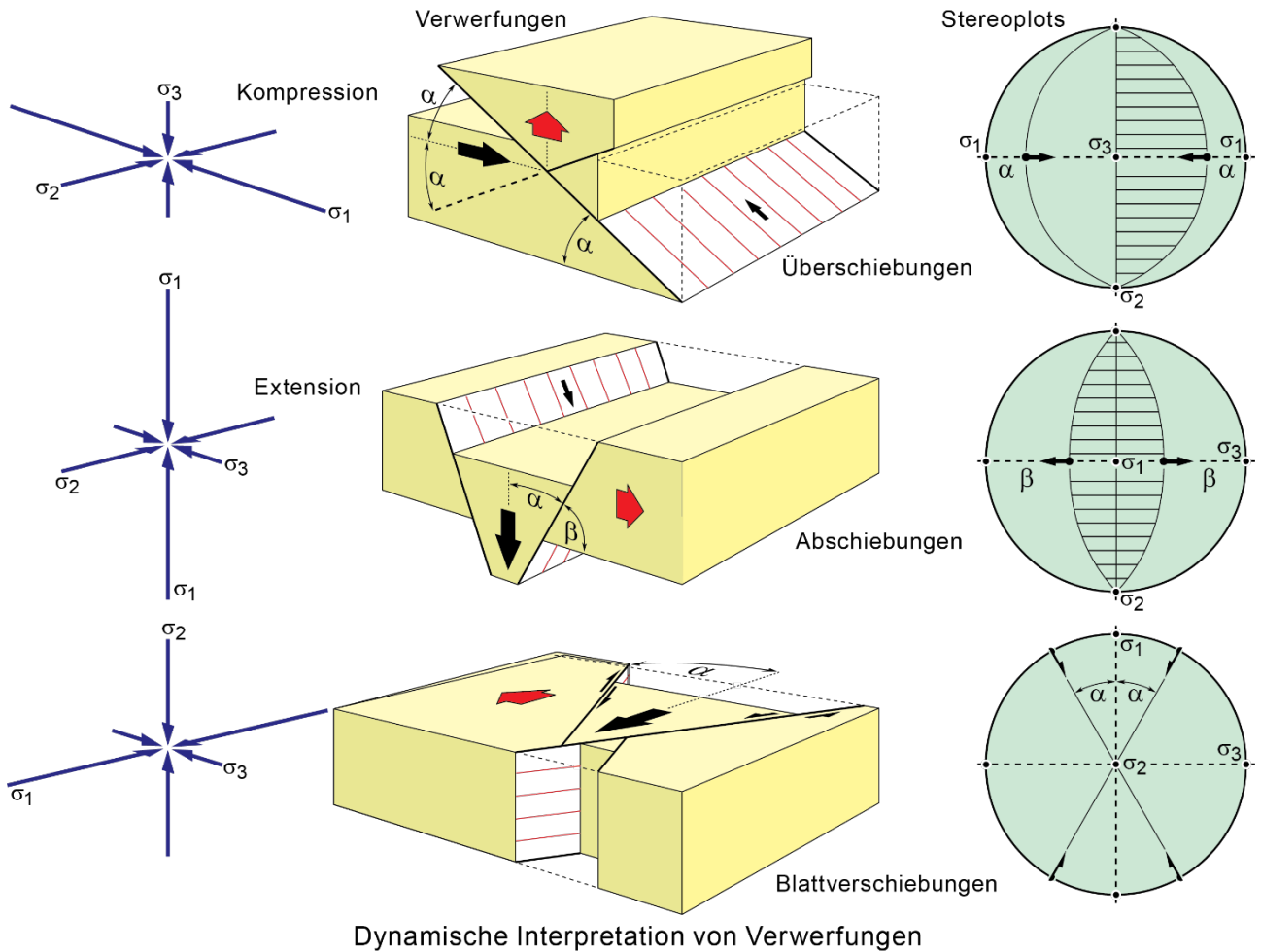
Wenn sich Platten gegeneinander bewegen, werden Spannungen produziert und es baut sich Verformung im Gestein auf. Bruchbildung kann mit dem Gleiten eines Gewichts verglichen werden, das auf einer flachen und rauen Oberfläche steht. Die Reibung entlang der Grenze zwischen dem Gewicht und der Oberfläche kann die Bewegung vorübergehend verlangsamen und anhalten. Wenn aber die rauen Ecken abbrechen, tritt erneut Bewegung auf. Gesteine, die unter Spannung stehen, werden der Verformung unterworfen, bis sie schliesslich brechen und eine Verwerfung bilden. In diesem Augenblick wird die Energie in Form eines Erdbebens freigesetzt. Folglich sind Verwerfungen seismische Quellen. Die Identifizierung solcher seismischen Quellen in einem bestimmten Gebiet ist der erste Schritt zur Abschätzung der Erdbebengefahr.

In der Lithosphäre verursacht hauptsächlich das Gewicht der überlagernden Gesteine die vertikale Hauptspannung. Die zwei anderen Hauptspannungen scheinen ungefähr horizontal zu sein. Jeder der drei Haupttypen von Plattengrenzen ist verbunden mit einer besonderen Art von relativer Bewegung und folglich auch mit einem besonderen Typ von Krafrichtung und Verwerfungen. Die relativen Grössen der drei Hauptspannungen definieren den tektonischen Stil.

Abschiebungen treten gewöhnlich dort auf, wo Zugspannungen die Lithosphäre auseinander ziehen, wie entlang der Mittelozeanischen Rücken und dort, wo Rifting innerhalb von Kontinenten stattfindet, wie am Grossen Afrikanischen Grabenbruch (*Great African Rift*). Die grösste Hauptspannung ist vertikal.

Überschiebungen entstehen durch horizontale Kompressionsspannungen und konzentrieren sich entlang konvergierender Plattengrenzen, wo ozeanische Platten subduziert (z.B. Japan, Philippinen) werden oder kontinentale Platten kollidieren (z.B. Alpen, Himalaja). Die vertikale Hauptspannung ist die kleinste.

Die plattentektonischen Spannungen, die grosse Blattverschiebungen verursachen, treten entlang von Transformstörungen (San Andreas), aber auch als konjugierte Abfolgen weit innerhalb von Kontinenten (Altyn Tagh in Asien) auf. Die intermediäre Hauptspannung ist vertikal.



Die beobachteten Bewegungen entlang von Störungen übersteigen selten wenige Meter. Jedoch kann der totale Versatz an einer Störung mehrere Kilometer betragen. Der wichtige Punkt ist, dass die Verschiebung an einer Störung nicht während eines einzelnen, starken Ereignisses geschieht. Vielmehr ist sie das Ergebnis von zahlreichen Perioden von Verschiebungen, die durch Perioden tektonischer Stabilität unterbrochen sind.

Morphologische Kriterien für das Vorkommen von Verwerfungen

Die aktive Bruchbildung formt Landschaften, wenn Verwerfungen die Oberflächen stören und versetzen. In einem grösseren Massstab produziert jedes tektonische Ereignis Abweichungen in Steigung und Struktur des Flussmusters. Im Allgemeinen zeigen Ab- und Überschiebungen und Blattverschiebungen ähnliche Entwässerungsmuster.

Generelle Anmerkungen zu Flussmustern

Von Fluss zu Fluss-system

An einem Hang entstehen durch die Ablaufmenge, die sich bei einem Niederschlagsereignis bildet, kurze und lineare oberflächige Rinnen. Der Abstand zwischen den Rinnen ist von der Durchlässigkeit der Gesteine, der Ablaufmenge (zeitlich und räumlich gesehen) und von der Neigung des Hanges abhängig. Von zehn Wasserwegen, die sich an einem bestimmten Hangsektor bilden, wird einer zum dominierenden Hauptstrom werden. Dies erfolgt, weil sein Verlauf wahrscheinlich mit einer Schwachstelle im Boden, z.B. geringe Permeabilität der Schichten oder/und Bruchflächen, im Zusammenhang steht. Sobald ein Bach sein Bett mehr durchschneidet als seine "Mitreiter", erhöht sich die Strömung im tiefsten Bereich der **Flussbettbasis** (*local base level*). Positive Rückkopplungseffekte erhöhen das Erosionspotential des Hauptstromes (erhöhter Wasserdurchfluss erhöht die Erosion, was zu einer stetig tiefer werdenden Rinne führt). Auf diese Weise können

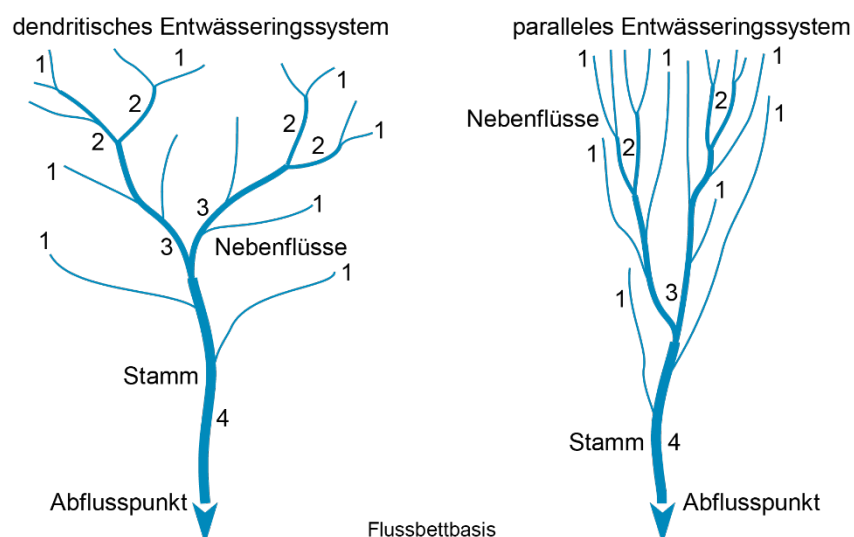
Flussmuster sehr langlebig sein, sogar auf geologische Zeiten bezogen. Flüsse mit mindestens eozänem Alter sind aus Yilgarn (West-Australien) bekannt.

Flussmuster-Entwässerungsbecken

Flussmuster (*river pattern*) beschreiben die Anordnung, Form und die Beziehung von Flüssen auf einer Karte. Alle Flüsse, die sich zu einem grossen Hauptstrom vereinigen, sind die **Nebenflüsse** (*tributaries*); die Nebenflüsse und die grossen Stromrinnen sammeln das gesamte Wasser eines **Entwässerungssystems** (*drainage system*). Das Entwässerungssystem ist begrenzt durch eine Kammlinie, die Wasserscheide, ausser an der Stelle, wo der grosse Fluss das Einzugsgebiet verlässt. Topografische Höhen können in flachen Gebieten schwer definiert werden; in solchen Gebieten ist die Wasserscheide eine Linie auf dem Untergrund, je nachdem auf welcher Seite der Regen zu den verschiedenen Flüssen fliesst. Je nach Massstab der Studie stellt der **Abflusspunkt** (*outlet*) die Mündung des Flusses, wo er das Meer erreicht, oder den Zusammenfluss mit noch einem weiteren grösseren (höheren "Strahler" Grad) Fluss dar. Die Entwässerungsmuster werden aufgrund ihrer Form und Ausdehnung klassifiziert. Die wichtigsten sind:

Dendritisches Entwässerungssystem

Die dendritischen, d.h. baumartigen Flussmuster stellen die häufigsten Entwässerungssysteme dar. Der Hauptfluss (der **Stamm**) wird von unregelmässig verzweigten Nebenbächen gebildet, die wiederum durch kleinere Rinnsale gebildet werden, usw. Solche Muster entwickeln sich häufig in eher flachen Regionen, mit Gesteinen, die einen gleichmässigen Widerstand gegen Erosion haben.



Zwei typische Flussmuster mit Flussordnungszahlen nach Strahler

Paralleles Entwässerungssystem

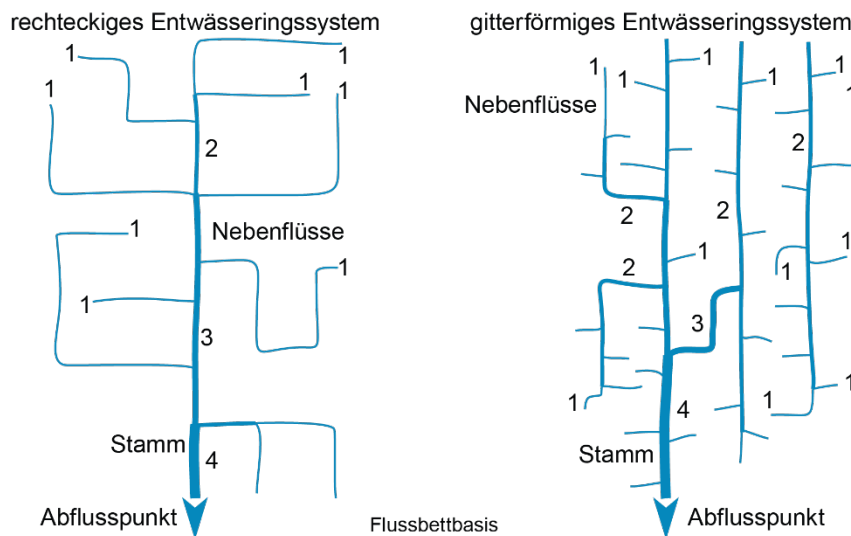
Ein paralleles Entwässerungssystem zeigt viele, regelmässig angeordnete und gerade Flüsse mit wenigen Zuflüssen, die alle in die gleiche Richtung fließen. Diese bevorzugte Fliessrichtung kennzeichnet im Allgemeinen die Fallrichtung der geneigten Schichten. Flussmuster entwickeln sich durch natürliche Gegebenheiten. Aus experimentellen Studien schliesst man, dass parallele Entwässerungsmuster sich an Hängen bilden, die steiler als 2,5% sind, während sich dendritische Muster an flacheren Hängen bilden.

Rechteckiges Entwässerungssystem

In einem rechteckigen Entwässerungssystem folgen die Flüsse rechtwinkligen Wendungen; die Flüsse treffen auch im rechten Winkel aufeinander.

Gitterförmiges Entwässerungssystem

Gitterförmige Entwässerungssysteme haben eine dominierende Richtung, wobei die Nebenflüsse senkrecht zum Hauptfluss fließen. Generell ist die Form dieses Systems ein ausgedehntes, längliches Muster dem Hauptfluss entlang.

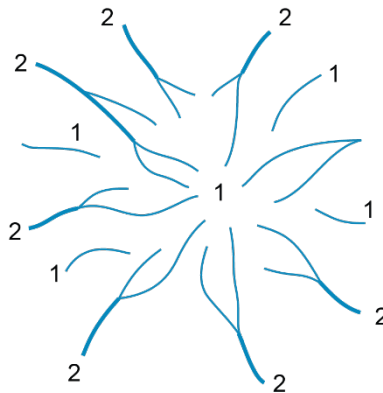


Zwei typische Flussmuster mit Flussordnungszahlen nach Strahler

Radiales Entwässerungssystem

Die Flüsse verlaufen radial von einer zentralen Hochstelle nach aussen.

radiales Entwässerungssystem mit Flussordnungszahlen



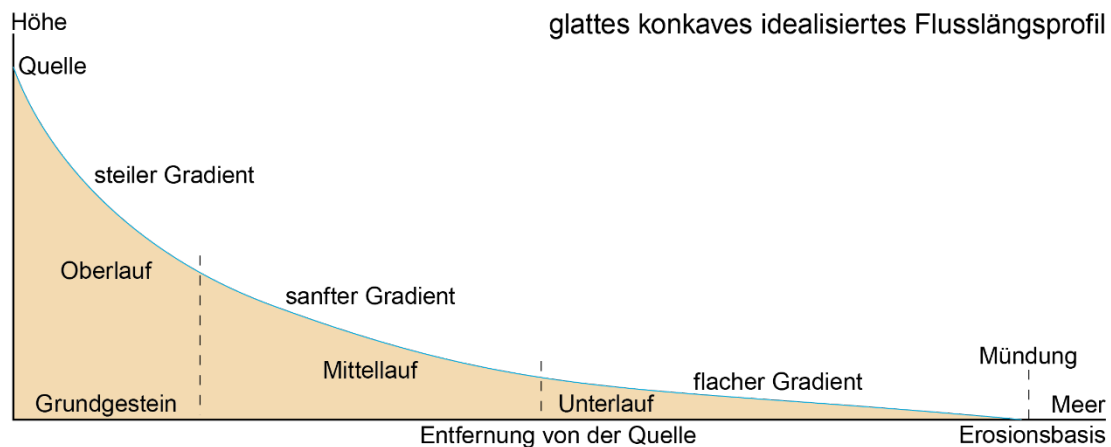
Gestörtes Entwässerungssystem

Ein gestörtes Entwässerungssystem zeigt kein zusammenhängendes Flussmuster.

Strömungsgradient

Flusslängsprofil

Die Flüsse reagieren auf die klimatische, tektonische und Erosionsgeschichte ihres Einzugsgebietes. Der Fluss erreicht ein Gleichgewichtsprofil, wenn die klimatischen und tektonischen Kräfte und die Erosion ausgeglichen sind, sodass der Fluss weder Sedimente anlagert noch Sedimente erodiert (*graded river*). In diesem Zustand hat der Fluss ein charakteristisches **Längsprofil** (in der Regel konkav nach oben, Höhe/Distanz entlang der Stromlinie); der Fluss behält dieses, bis sich eine der ausgleichenden Kräfte ändert. Nach einem langfristigen dynamischen Gleichgewicht zwischen Erodierbarkeit und Hebung der Gesteine und den klimatischen Bedingungen ist das Flussprofil durch ein Gefälle charakterisiert. Das Gefälle nimmt exponentiell und graduell an Steigung zu, je mehr man sich der Quelle nähert.



Morphometrische Massgrösse

Eine quantitative Beschreibung der Geometrie des Einzugsgebietes entspricht dem Asymmetriefaktor AF, der wie folgt definiert ist:

$$AF = 100(A_r/A_t)$$

wobei A_r der rechts des Hauptstroms gelegene Bereich des Beckens und A_t das ganze Gebiet des Entwässerungsbeckens ist. In beständigen Gebieten ist AF ungefähr 50. Grössere und kleinere Werte von AF zeigen eine Kippung des Stromes an.

Der Stromlänge-Gradientenindex SL misst tektonische Störungen. Er wird definiert als:

$$SL = (\Delta H/\Delta L)L$$

wobei ΔH die Änderung der Höhe über ΔL ist (ΔL ist die Länge eines Flussabschnittes) und L die Länge des Stromes gemessen stromaufwärts vom Punkt, an dem der Index errechnet wird (d.h. der Mitte des als ΔL betrachteten Abschnittes).

Das „Hack“ Gesetz setzt die Flusslänge L zum Entwässerungsbereich A in Beziehung:

$$A = k_a L^h$$

wobei h und k empirische Konstanten sind, die die regionalen Besonderheiten reflektieren. Um das Flussprofil zu kennen, muss das Gefälle des Flussbetts an einzelnen Punkten der Länge definiert werden. Dies wird durch das klassische, empirische Potenzgesetzfunktion (das Flint Gesetz genannt) beschrieben:

$$S = k_S A^{-\theta}$$

wobei S das Flussgefälle, k_S der Steilheitsindex, A das stromaufwärts sich befindende Einzugsgebiet und θ der Konkavitätsindex sind. Logarithmisch zeigen nach oben konkave Längsprofile ein langfristiges, dynamisches Gleichgewicht zwischen Hebung und Erosion; konkave-konvexe Profile mit Erosionsschritten im Mittellauf reflektieren eine langfristige Dominanz der Erosions-Prozesse; wo Hebung der Oberfläche dominiert, zeigt der Fluss ein Profil das nach oben konvex ist.

Knickpunkt

Vertikale Bewegung entlang von aktiven Verwerfungen verändert die Steigungen von Tälern und folglich die Energie des Stromes. Wenn der gehobene Störungsblock flussaufwärts ist, wird das Flussgefälle steiler. Im umgekehrten Fall wird das Flussgefälle flacher. Jede scharfe Änderung im Flussprofil (**Knickpunkte**; *knickpoints*) oder entlang der Talachse ist verdächtig durch tektonisch forcierte Änderungen erzeugt worden zu sein, wenn sie nicht auf den unterschiedlichen erosiven Widerstand von Gesteinen zurückgeführt werden kann.

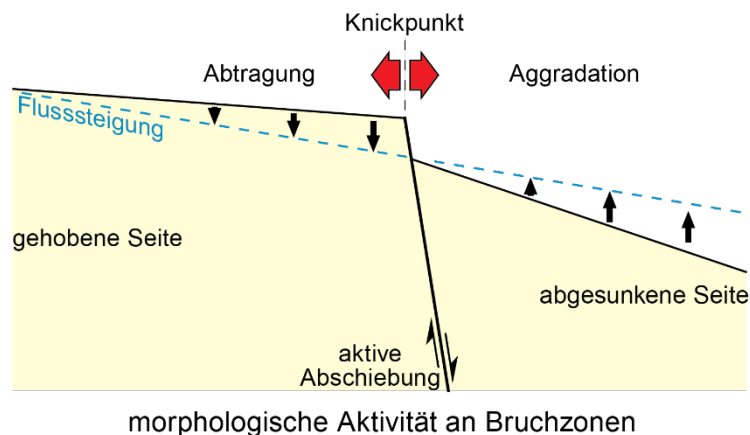
Aggradation/Abtragung

Sedimentation (**Aggradation**) füllt das Flussegment dort, wo es auf eine geringere Höhe als ursprünglich hinabgesetzt worden ist. Umgekehrt wird Erosion (**Abtragung**, *degradation*)

Klüfte & Brüche

jpb-2024

initialisiert und wandert stromaufwärts im Flussprofil, wo die Flusstiegung steiler als die ursprüngliche Steigung wird.



Das Prinzip für den Sedimenttransport ist, dass die Strömung zum minimalen Gradienten reduziert werden muss, der erforderlich ist, um Sedimente zu transportieren. Offensichtlich ist das Flussalluvium auf hinabgesetzten Blöcken dicker als auf gehobenen Bereichen. Ein plötzlicher Wechsel von Erosion zu Ablagerung kann ein starker Indikator sein, dass man eine Verwerfungszone überquert hat.

Reaktion der Entwässerung auf Kippung

Gekippte Blöcke, deren Oberflächen eine regionale Steigung haben, sind häufig. Die Effekte des Kippens sind abhängig vom Winkel. Im einfachsten Fall verursacht das Verringern des Gefälles eines Tales Abtragung und entgegengesetzte Kippung verursacht Ablagerung. Seitliches Kippen verschiebt die Flüsse entlang des Einfallens (**Abriss**; *avulsion*), was durch Erosion entlang nur eines Flussufers angezeigt wird.

Änderungen der regionalen Steigung beeinflussen auch die Morphologie der Flüsse auf der Karte. Ein zunehmendes Gefälle kann zu geraden, tieferen und schmaleren Flüssen führen. Andererseits ergibt ein kleineres Gefälle sich schlängelnde (**mäandrierende**: *meandering*), und letztendlich **geflochtene** (*braided*) oder **anastomosierende** (*anastomosing*) und breitere Flüsse (geflochtene und anastomosierende Flüsse bestehen aus sich unregelmässig wiederholt trennenden und wieder zusammenfließenden Kanälen).

- Mäandrierende Flüsse entstehen, wo die Ufererosion niedrig ist, aber die Strömung und die Last gemässigt sind.

- Geflochtene Flüsse haben hohe Strömungsstärke und verhältnismässig hohe Gefälle mit reichlich vorhandener Last; sie werden in den Hochlandströmen gefunden.

- Anastomosierende Flüsse entwickeln sich, wo die Strömungsstärke, Ufererosion und Gefälle niedrig sind, aber die Last mässig bis gross ist.

Geflochtene und anastomosierende Flüsse können **seitenarmig** (*anabranching*) werden, beide können multi-verknüpfende Rinnen aufweisen, die sich trennen und sich dann stromabwärts wieder vereinigen. Geflochtene Flüsse sind gerader als die anastomosierenden Flüsse. Beide reflektieren ein Flut-vorherrschendes Regime, jedoch entwickeln sich die geflochtenen auf hohen Gefällen, die anastomosierende auf geringen.

Die **Mäandrierung** (*sinuosity*) eines Flusses ist das Verhältnis zwischen der Kanallänge L_c und der Tallänge L_v :

$$\text{Mäandrierung} = L_c / L_v$$

Die Mäandrierung erhöht sich auf der abwärts gerichteten Seite einer örtlichen Oberflächenhebung und auf der aufwärts gerichteten Seite einer örtlichen Senkung.

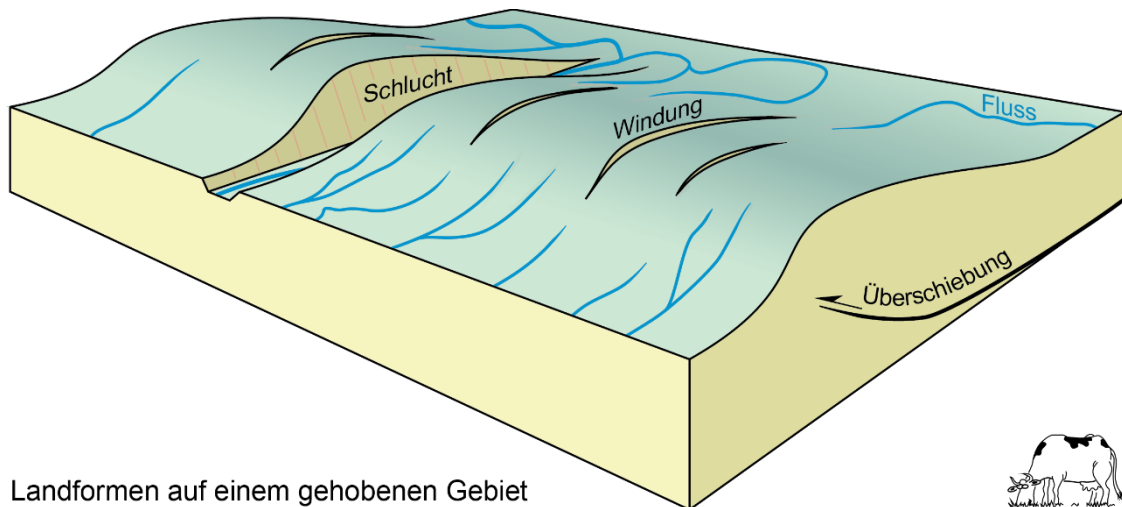
Landformen assoziiert mit Verwerfungen

Typischerweise führen vertikale aktive Verwerfungsbewegungen (oder Bewegungskomponenten) zu grossen, länglichen, tieferliegenden Blöcken (Gräben, Rift-Tälern, Mulden) und zugehörigen hochgehobenen Blöcken (Horsten). Jedoch können Geländekanten durch die rezente, vertikale Verschiebung der Topografie oder durch erosive Prozesse hervorgerufen werden. Gesteinsschichten mit geringem Erosionswiderstand werden rasch abgetragen. Es sei deshalb Vorsicht geboten, wenn man Geländekanten im Feld als kinematische Indikatoren benutzt: Die topografische Geländekante könnte bloss eine Schichtstufe sein! Ein weiteres Erosionsmerkmal sind **Verwerfungssättel**: zerbrochene Gesteine entlang einer Verwerfung sind leicht erodierbar und können einen kleinen Pass erzeugen, vergleichbar mit einem Pferdesattel.

Böschung

Lineare und steile Abhänge entlang der Verwerfungsspuren produzieren **Böschungen** (*fault scarps*). Die Flüsse müssen sich an diese lokalen Oberflächenversetzungen anpassen. Gewöhnlich sind Böschungen aufgrund von Abschiebungen gerader, steiler und weicher als Böschungen, die durch Überschiebungen erzeugt wurden. Die Erhebung eines Berges über einen Strom verursacht einen natürlichen Damm und der Fluss wird blockiert; er fliesst entlang der Verwerfung oder erzeugt lange Seen innerhalb des angrenzenden hinabgesetzten Grabens. Diese Becken sind Gebiete von grossen Seen und werden durch gehobene lineare Bergzüge (oder Horste) eingefasst. Über sich hebenden Böschungen wird das Flusssystem enthauptet und leere **Windungen** (*wind gaps*) bleiben zurück, die den ehemaligen, nicht-fliessenden Flussverlauf auf dem Kamm der Böschung markieren.

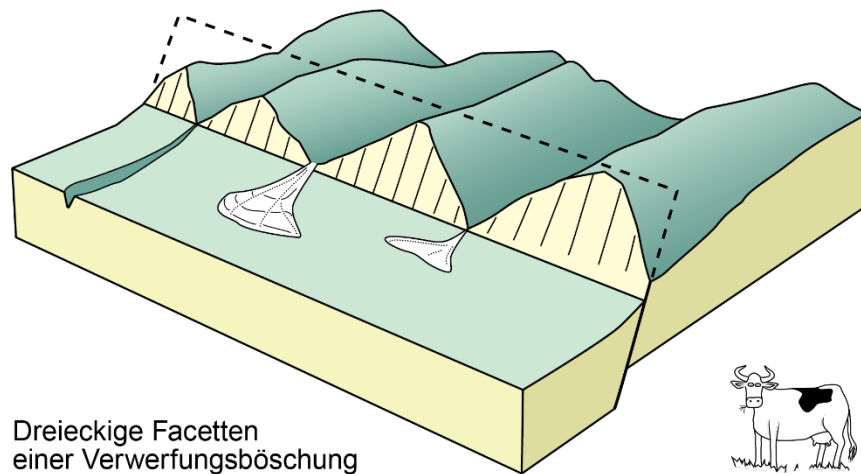
Druckrücken (*pressure ridges*) sind kleine verworfene Bereiche, die durch Kompression zwischen mehreren Verwerfungsflächen einer Verwerfungszone gebildet werden.



Landformen auf einem gehobenen Gebiet

Dreieckige facettierte Sporne

Schreitende Erosion durch Nebenflüsse schneidet v-förmige Täler in die angehobenen Horste durch die angrenzenden Böschungen. Diese Zerlegung erzeugt eine Reihe von **dreieckig facettierten Spornen** (*triangular faceted spurs*) entlang der topografischen Frontseite. Dreieckige Facetten sind planare Flächen mit langen Basislinien entlang der Talböden und aufwärts zeigenden Spitzen. Sie treten zwischen den Tälern auf, die das Gebirge entwässern.



Lineare Entwässerungsmerkmale

Flüsse folgen anfänglich dem Gefälle und passen sich während des Einschneidens in ihr Flussbett dieser Struktur an. Geländegrate und -täler, sowie Flüsse können entlang aktiven Störungen versetzt werden und das Entwässerungsnetz bekommt ein eindeutiges Muster. Bruchbildung kann das Entwässerungssystem beeinflussen.

Lineare Täler (*linear valleys*) entlang der Spur von Hauptverwerfungen werden durch Ströme verursacht, die zerbrochene Gesteine der Verwerfungszone ausnutzen und diese leicht erodieren. Störungslinien-Flüsse mäandrieren normalerweise kaum. Eine Böschung kann das Tal flankieren. Eine Bruchfläche oder Bruchzone kann entweder als Leiter oder Barriere für Grundwasser dienen. Letzteres hängt ab von der Permeabilität in der Bruchzone und in den Gesteinen beiderseits des Bruches. Da Verwerfungen allgemein durchlässige und undurchlässige Gesteine gegeneinander versetzen, werden **Grundwasserhorizonte** (*aquifers*) mit undurchlässigen Zonen oder anderen Wasserschichten in Kontakt gebracht, was zur Änderung des Fliessfeldes von Grundwasserströmen führt. Das ist auch der Grund, weshalb man häufig **Wasserquellen** (*springs*) entlang von Brüchen findet, weil hier das Gestein durch die Verwerfung zerbrochen ist und damit entweder eine Sperre oder aber einen bevorzugten Fliessweg für das Grundwasser erzeugt und das Grundwasser an die Oberfläche zwingt, wo Gesteine mit einer hohen Durchlässigkeit gegen Gesteine mit niedriger Permeabilität liegen. Die emergenten Verwerfungen können lokal Stau von Entwässerungssystemen verursachen, was zu Wasserhaltung und einem neuen lokalen Basisniveau führt. Züge von Seen und wassergefüllten **Senkungsteichen** (*sag ponds*) werden gelegentlich in transtensiv vertieften Teilen der Verwerfungszone gefunden. Andererseits werden verhältnismässig flache Vorsprünge, **Bänke** (*benches*) genannt, entlang transpressiver Verwerfungszone gehoben; allgemein werden sie etwas verzerrt oder verkippt und sind Bestandteile von Verwerfungssegmenten.

Topographische Versatzerscheinungen und Entwässerungsstörungen

Horizontale Bewegungen entlang von aktiven Blattverschiebungen verursachen **topografische Versatzerscheinungen** (*offset topographic features*). Dadurch entstehen an der Verwerfungslinie Rücken und Flüsse mit plötzlichen rechtwinkligen Biegungen des Entwässerungssystems in Richtung der relativen aktiven Bewegung. Dort folgt der Fluss über kurze Distanzen der Störung, biegt dann plötzlich ab und folgt dann der regionalen Neigung weiter. Schliesslich kann der Strom einen kürzeren Weg über die Verwerfungszone hinweg erodieren und einen **Totarm** (*beheaded stream*) bilden, ein ehemaliges Flusstal auf der unteren Seite der Verwerfung. Ein Rücken, der gegen einen Abfluss versetzt wird und die Entwässerung folglich blockiert, bildet einen **Staurücken** (*shutter ridge*).

Landhebung erhebt die Erosionsflächen über die aktiven Erosionsebenen. Das Ergebnis sind angehobene Meeres- und Flussterrassen.

Zusammenfassung

Verwerfungen sind Brüche, entlang welchen Verschiebungen erfolgt sind. Es werden drei verschiedene Bruchtypen unterschieden: 1) Abschiebungen, 2) Überschiebungen und 3) Blattverschiebungen. Bruchflächen sind nicht die Ebenen höchster Scherspannungen gemäss der Theorie, weil ein von der Lithologie abhängiger Reibungsfaktor die Bildung der Bruchebene beeinflusst. Hohe Porenflüssigkeitsdrücke können Verschiebungen (und Bruchbildung) einleiten, wo hingegen trockenen Bedingungen würde keine Änderung im mechanischen Zustand erfolgen. Verwerfungen entstehen unter spröden Voraussetzungen und stehen mit Erdbeben im Zusammenhang. Abschiebungen, Überschiebungen und Blattverschiebungen verursachen jeweils charakteristische Landformen.

KLÜFTE

Kluftgruppen und Kluftsysteme

Klüfte gibt es in fast allen Aufschlüssen als Scharen von 'Brüchen' mit mehr oder weniger gleichmässigem Abstand in einer gegebenen Gesteinsart. Eine **Kluftschar** (*set*) ist eine Gruppe von Klüften, die fast parallel zueinander verlaufen und einen gemeinsamen Ursprung haben. Es wurde indessen festgestellt, dass diese nicht unbedingt gleich alt sein müssen. **Systematische** (*systematic*) Klüfte sind durch ungefähr planare Geometrie gekennzeichnet, haben eine relativ lange Spur und bilden typische Kluftscharen. **Unsystematische** (*non-systematic*) Klüfte sind gewöhnlich kurz, gebogen und ungleichmässig in der Geometrie. Klüfte mit Ausmassen von einigen Zehner Zentimetern bis einigen hundert Metern und wiederkehrenden Abständen von einigen Zentimetern bis einigen Zehner Metern nennt man **Hauptklüfte** (*masterjoints*). Zudem enthalten die meisten Gesteine zahlreiche unauffällige kleinere Klüfte mit kleinerem Abstand. Einige davon, die **Mikroklüfte** (*microjoints*) oder **Mikrobrüche** (*microfractures*), sind nur im Dünnschliff unter dem Mikroskop zu erkennen.

Klüfte von verschiedenen Gruppen kommen meistens zusammen vor, ohne sichtbare Wechselwirkung, und sie verleihen den Aufschlüssen ein würfeliges, zerspaltenes Aussehen. Es ist in der Tat sehr schwierig, einen zeitlichen Zusammenhang zwischen verschiedenen Gruppen und sogar einzelnen Brüchen innerhalb der Gruppen festzulegen. Das gesamte Ensemble von in einem Aufschluss vorhandenen Klüften nennt man **Kluftsystem** (*joint system*). Die Grösse, der Abstand und die Orientierung von Klüften verändern sich typischerweise in verschiedenen Lithologien. Klüfte, die an der Ober- und Untergrenze einer Schicht enden, werden **Schichtklüfte** (*bedding-contained joints*) genannt. Dieser Unterschied wird bei der Kartierung von Lithologiekontakten ausgenützt, besonders bei der Interpretation von Luftaufnahmen oder Oberflächenkartierungen in stark verwitterten oder unzugänglichen Gebieten. Die Kluftsysteme können sich im Schenkelbereich und in den Scharnierpositionen grosser Falten unterscheiden. Ein anderes Beispiel ist, dass mit zunehmendem Abstand von einer Verwerfung sich die Grösse, Orientierung und Häufigkeit von Klüften ändern.

Klüfte in Bezug auf andere Strukturen

Flache Regionen

In geschichteten Gesteinen, die nur geringer oder gar keiner Deformation unterworfen waren, schneiden sich die grösseren Klüfte unter einem grossen Winkel. Sie zeigen eine auffällige Konsistenz in ihrem Orientierungsmuster. Die Interpretation vertikaler Kluftsysteme führt selten zu eindeutigen Schlussfolgerungen über die Spannungs- oder Verformungsgeschichte der untersuchten Gegend.

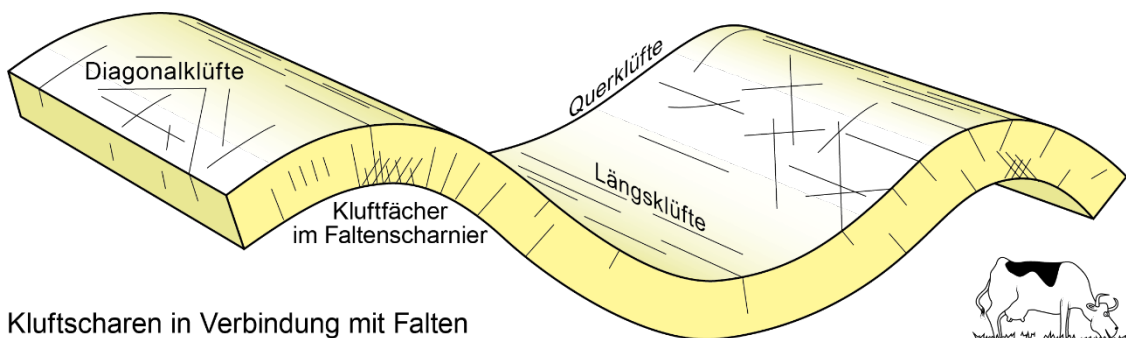
Störungs-Regionen

Klüfte, die im Umfeld von Verwerfungen auftreten, können älter als die Verwerfungen sein. Sie müssen deshalb nicht unbedingt eine genetische Beziehung zu den Verwerfungen haben.

Ausgenommen sind Klüfte, die durch die Orientierung von Verwerfungsflächen kontrolliert werden. Die **Fiederklüfte** (*pinnate joints*) bilden eine *en échelon*-Anordnung, die bevorzugt in nächster Umgebung der Verwerfungsebene vorkommt. *En-échelon* bedeutet eine schiefe, leitersprossenartige oder federartige Anordnung von Klüften mit relativ geringer Ausdehnung. Sie bilden mit den Verwerfungen einen spitzen Winkel. Der Winkel schliesst sich in der Richtung der Bewegung des Gesteins (relativ zum Gesteinskörper auf der gegenüberliegenden Seite des Bruches). Fiederbrüche können vor oder während der Gleitbewegung auf der Verwerfungsfläche entstehen. Fiederklüfte konnten in Experimenten an vielen verschiedenen Materialien beobachtet werden.

Gefaltete Regionen

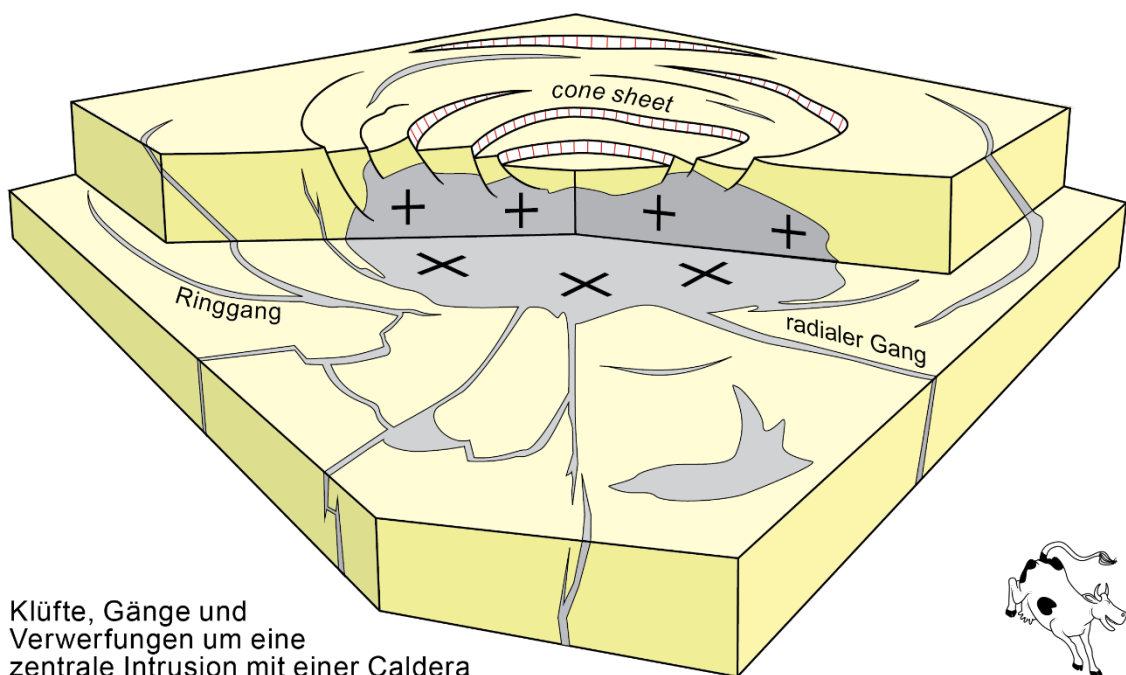
Wo die Schichten gefaltet sind, sind die Klüfte meistens senkrecht zur Schichtung ausgerichtet. **Längsklüfte** (*longitudinal joints*) sind parallel, **Querklüfte** (*cross joints*) sind dagegen ungefähr senkrecht zur Faltenachse orientiert. **Diagonalklüfte** (*diagonal joints*) kommen gewöhnlich in konjugierten Systemen vor, die in Bezug auf Längs- und Querklüfte mehr oder weniger symmetrisch angeordnet sind.



Kluffscharen in Verbindung mit Falten

Intrusivkörper

Klufsysteme in magmatischen Gesteinskörpern können sich völlig unterscheiden von Klufsystemen in Umgebungsgesteinen. Sie sind oftmals symmetrisch zum Kontakt des Intrusivkörpers angeordnet.



Klüfte, Gänge und Verwerfungen um eine zentrale Intrusion mit einer Caldera

Dies deutet darauf hin, dass die Klüfte im Zusammenhang mit der Platznahme und Abkühlung des Intrusiv- oder Extrusivkörpers stehen. Die gut entwickelten Klufgruppen zeigen gewöhnlich steile bis senkrechte Winkel zum Kontakt hin. Sie bilden gewöhnlich eine spezielle Struktur, die durch

säulenförmige (*columnar*) Absonderungsflächen gekennzeichnet ist (z.B.: Basaltsäulen). In dieser Struktur isolieren und bilden die Klüfte gestreckte Prismen mit mehr oder weniger gleichförmigen sechseckigen Profilen.

Ursprung der Klüfte

Zug- und Scherklüfte

Brüche werden normalerweise mit den drei Hauptspannungsachsen eines Gebiets in Zusammenhang gebracht. Unglücklicherweise wurde eine genetische Klassifizierung der Klüfte von der Grösse der Scherverschiebung abhängig gemacht. Wenn die gesamte Verschiebung senkrecht zur Kluftoberfläche ist, sprechen wir von **Zugklüften** (*extension joint*). Wenn eine finite Scherkomponente auf der Kluftoberfläche vorkommt, wird von einigen Autoren oftmals von einer **Scherkluft** (*shear joint*) gesprochen, obwohl es sich um eine echte Störung handelt.

Für Klüfte, die mit sekundären Mineralisationen gefüllt sind, sollte der Ausdruck **Adern** (*veins*) gebraucht werden. Lassen Sie uns die Wörter Kluft und Verwerfung beibehalten, um reine Zugklüfte von Scherklüften zu unterscheiden.

Zugklüfte (wahre Klüfte) in isotropen Gesteinen bilden sich senkrecht zu einer der Hauptspannungsrichtungen, ansonsten würde eine Scherspannung auf einer der potenziellen Kluftebenen bestehen, und es würde eine entsprechende finite Scherverschiebung stattfinden. In Laborversuchen und wahrscheinlich unter den meisten natürlichen Bedingungen entstehen Klüfte senkrecht, zu unmöglich, dass sich Klüfte senkrecht zu oder sogar bilden, wenn eine geeignete Anisotropie der Zugfestigkeit vorliegt.

Ein **potenzieller** Scherbruch kann **unterteilt** (*segmented*) sein durch eine Schar von parallelen, schräg angeordneten Zugklüften oder Adern. Diese spezielle Kluftschar hat eine **en échelon**-Anordnung, die parallel zur potenziellen Verwerfungsfläche verläuft. Die Orientierung der Extensionsklüfte halbiert den spitzen Winkel zwischen konjugierten Scherbrüchen.

Entlastungsklüfte

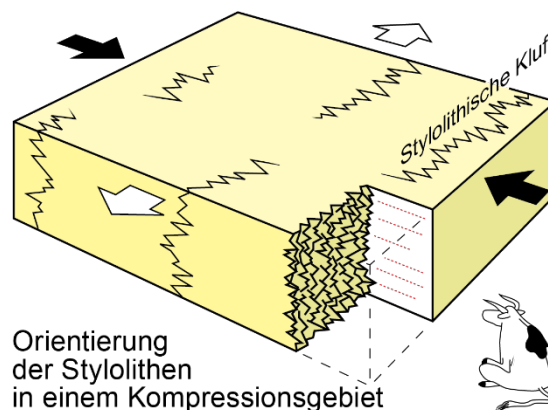
Gesteine haben elastische Eigenschaften, die im Labor gemessen werden können. Ausserhalb von Gebirgen lösen Hebung und Erosion Veränderungen in der horizontalen und vertikalen Verformung und Spannung aus. Diese Spannungen können die Zugfestigkeit des Gesteins überschreiten. Insbesondere nimmt der Umgebungsdruck während der Entlastung ab, dadurch dehnen sich die Gesteine aus. Entsprechend diesem Konzept sind oberhalb einer kritischen Tiefe die zwei Hauptspannungen σ_2 und σ_3 Zugspannungen. Nahe der Erdoberfläche ist die vertikale Ausdehnung leichter als die Horizontalextension, da die vertikale Spannung gegen die Oberfläche auf eine Normalspannung von 1 Atmosphäre abnehmen muss. Falls die Hauptspannungsachse σ_3 ungefähr senkrecht zur Erdoberfläche einfällt, so weicht der Spannungszustand gegen die Erdoberfläche mehr und mehr vom hydrostatischen Zustand ab. Zugklüfte, die in dieser Situation entstanden sind, sind fast parallel zur Topografie. Dies ergibt oberflächenparallele Kluftgruppen von flachliegenden, gebogenen und grossen Klüften, genannt **Abblätterung** oder **Abschalung** (*sheeting* oder *sheet structure*). Sobald sich die Spannung in σ_3 Richtung löst, wird das vormalige σ_2 die grösste Zugspannung. Falls die Zugspannung nochmals überschritten wird, bildet sich eine Extensionsklufte senkrecht zur ersten Kluftschar aus. Normalerweise ist die zweite Kluftschar weniger stark entwickelt als die erste. Die Grösse der Expansion, die durch die Freigabe elastischer Verformungsenergie erwartet werden kann, wird durch die **Kompressibilität** (*compressibility*) der Gesteine gekennzeichnet. Die Kompressibilität gibt das Verhältnis zwischen Volumenänderung und Druckänderung an. Druckänderungen von 200 MPa entsprechen in etwa einer Tiefenänderung von 6 km. Solche Zustandsänderungen führen zu Volumenänderungen in der Grössenordnung von einigen Zehnteln eines Prozentes bis zu mehreren Prozenten. Wenn solche Volumenänderungen schnell genug durch hauptsächlich vertikale Streckung erfolgen, können horizontale Extensionsklüfte

entstehen. Die **schichtparallelen Klüfte** (*bedding parallel joints*) stehen teilweise ebenfalls mit der Entlastung im Zusammenhang.

Durch Volumenänderung entstandene Klüfte

Die meisten Gesteinskörper bestehen aus mehreren Gesteinsarten, die in Schichten oder in einer anderen geometrischen Konfiguration nebeneinander liegen. Wenn solche Körper dekomprimiert oder unter ursprünglich hydrostatischen Spannungszuständen abgekühlt werden, so werden sich lokal deviatorische Spannungen aufbauen, wegen der Unterschiede in der Kompressibilität und/oder den thermischen Ausdehnungskoeffizienten der nebeneinander liegenden verschiedenen Gesteinsarten. Lokale deviatorische Spannungen bilden sich auch im Kornmassstab: dort können benachbarte Körner mit unterschiedlicher Orientierung oder Zusammensetzung eine unterschiedliche Verformung durch die Dekompression und/oder Abkühlung aufweisen. Lokale, nicht-hydrostatische Spannungsbedingungen, die durch Dekompression und/oder Abkühlung entstehen, dürften äusserst wichtig bei der Bildung von Klüften sein, selbst dort, wo der ursprüngliche Spannungszustand nicht-hydrostatisch ist, oder der Spannungszustand durch die regionale Deformation, sowie die interne Zusammensetzung eines Gesteinskörpers, kontrolliert wird.

Stylolithische Klüfte (*stylolitic joints*) sind gekennzeichnet durch ineinander greifende Gesteins-"Zähne", die normal oder schräg zur Kluftoberfläche orientiert sind. Diese Klüfte sind Flächen, entlang denen das Gestein durch chemische, druck-induzierte Lösung weg gelöst wurde. Damit wird eine Verkürzung aufgenommen, die parallel zur Richtung der Zähne liegt. Dieser Prozess wird allgemein als Drucklösung bezeichnet. Die Stylolithen kommen häufig in Kalksteinen vor. Die Stylolithenebenen sind Ebenen, an denen Material wegtransportiert wurde (Materialquelle).



Säulenklüftung (*columnar jointing*) in Lagergängen (*sills*) und Lavaströmen ist ein spektakuläres Beispiel von Klüften, die durch Schrumpfung infolge der Abkühlung entstanden sind. Heisse vulkanische Gesteine schrumpfen mehr als die kälteren Nebengesteine. Vertikale Kontraktion kann durch Abwärtsbewegung der überlagernden Nebengesteine erfolgen. Wenn die Grenze zwischen den beiden Gesteinsarten kohärent bleiben soll, müssen sich Kompressionsstrukturen im Nebengestein bilden oder Dehnungsstrukturen im abkühlenden Magma, um die horizontale Kontraktion während der Schrumpfung der Lavaflüsse oder Lagergänge aufzunehmen. Eine polygonale (typisch: sechseckig oder fünfeckig), säulenartige Anordnung von diesen Abkühlungsklüften wird dort bevorzugt ausgebildet, wo die horizontale Kontraktion in allen Richtungen gleich gross ist und bei gleichen thermischen und mechanischen Eigenschaften. Wenn sich die Säulen ausbilden, wandern die Klüfte von dem kühlen Aussenrand zur heissen Mitte des Lavakörpers, rechtwinklig zur Fläche gleicher Temperatur.

Eine säulenförmige Aufteilung durch Kluftbildung in vulkanischen Gesteinen ist in mancher Beziehung ähnlich wie die Austrocknungsrisse in Sedimenten. Austrocknungsrisse können tief in das Sediment eindringen und mit einem Sediment andersartiger Zusammensetzung aufgefüllt werden. Dies nennt man einen **sedimentären Gang** (*Neptunian dyke*).

Primäre Kluftsysteme in plutonischen Gesteinen sind direkt verbunden mit der Platznahme und mit dem Gefüge im Pluton. Es entstehen vier Hauptkluftscharen:

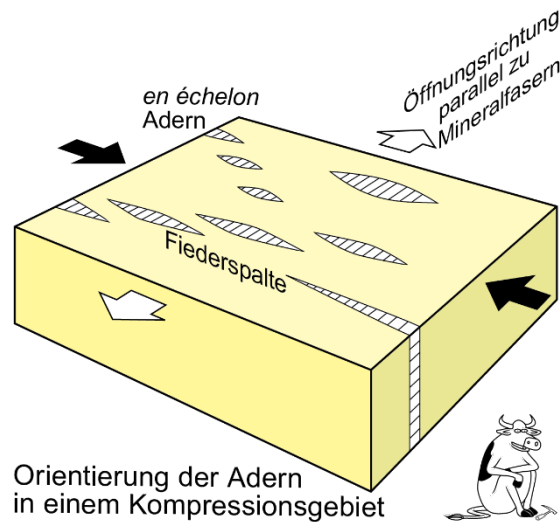
- 1) Querklüfte senkrecht zur magmatischen Lineation und Foliation. Sie werden als normale Extensionsklüfte betrachtet und viele tragen eine Aderfüllung aus normalerweise magmatischen Differentiaten.
- 2) Diagonalklüfte sind steil und entstehen oft spitzwinklig zu den Querklüften. Es sind schiefe Extensionsklüfte.
- 3) Längsklüfte sind steile Extensionsklüfte parallel zur magmatischen Lineation.
- 4) Primäre, flache Klüfte sind normalerweise parallel zur magmatischen Foliation.

Klüfte entstanden aufgrund örtlicher Deformation

Viele Klüfte scheinen direkt mit der Bildung von Falten, durch örtliche Deformation, im Zusammenhang zu stehen, insbesondere dort, wo Klüfte unterschiedlichste Lithologien durchschneiden. Die Falten oder Verbiegungen können äusserst geringfügig sein, wie die Verbiegung der Lithosphärenplatten. Die grossen Krümmungsradien von verbogenen Lithosphärenplatten führen auf diese Art zur Kluftbildung. Klüfte, die geometrisch auf die Falten bezogen werden können, sind nicht unbedingt während der Faltenbildung entstanden. Falls sie während der Faltung entstanden sind, so sind es Zugklüfte, die eine faltenachsenparallele Streckung erzeugten. Falls sie jedoch nicht mit den Kräften der Faltung im Zusammenhang stehen, so ist ihre spezielle Orientierung auf die mechanische Anisotropie des gefalteten Gesteinskörpers zurückzuführen.

Adern

Adern (*veins*) sind Brüche, die mit orientierten Kristallfasern oder nicht orientierten, sekundären Kristallisationen gefüllt sind. Solche Kristallisationen sind aus Lösungen unter geeigneten Temperatur- und Druckbedingungen ausgefallen. Sie werden als Beweis für den Fluss von Fluiden entlang von Klüften angesehen.



Geomorphologische Kriterien für das Vorkommen von Klüften

An der Oberfläche sind Klüfte anfällig für physikalische und chemische Erosion. Die Verwitterung greift vorzugsweise die Kluftwände (sowie irgendwelche Brüche) an und macht sie zu Wegen erhöhter Durchlässigkeit bis zu offenen Kanälen, insbesondere in Karstsystemen. Das Entwässerungssystem nimmt das Muster an, das durch die strukturellen Gegebenheiten vorgegeben wird. Ein **rechtwinkliges** Drainagemuster, das wie ein reguläres und senkrechtes Gitter aussieht, bildet sich, wenn Fließerosion Klüfte, Brüche und Verwerfungen im Grundgestein vergrössert. Da diese Brüche gewöhnlich senkrechte Anordnungen bilden, zeigen die Fließmuster viele rechtwinklige Biegungen. Wo Brüche nicht senkrecht sind, bilden die Segmente der örtlich

festgelegten Flüsse ein eckig verzweigtes Muster, das den Abstand und die Anordnung der Brüche in den zugrunde liegenden Gesteinen reflektiert. Deshalb wird starke Klüftung häufig im Entwässerungsmuster reflektiert, weil Flüsse und Bäche den markanten Klüften folgen. Einige gerade Flussspektoren und Vegetationswachstumsmuster sind zu den regionalen linearen Mustern parallel und auf lokalen bis regionalen Massstäben.

Zusammenfassung

Klüfte sind Brüche, an welchen keine nennenswerte Scherverschiebung stattgefunden hat. Sie sind entstanden als elastische Reaktion des Gesteins aufgrund einer Änderung des Verformungs- und Spannungszustandes. Beispielsweise bilden sich gewisse Klüfte während der Abtragung durch Entlastung. Die ursprünglich dekomprimierten Gesteine können dabei Klüfte entwickeln, die dank gewissen mechanischen Eigenschaften normal statt parallel zur Oberfläche verlaufen.

Empfohlene Literatur

Meschede M. (1994) *Methoden der Strukturgeologie*. Enke Verlag, Stuttgart. 169 S.

Grotzinger J. & Jordan T. (2017) *Press/Siever Allgemeine Geologie*, Springer Spektrum, 7. Auflage, 769 S.