

Verwerfungen und Klüfte

Bachelor-Semester2-2011

Educational Material

Author(s):

Burg, Jean-Pierre

Publication date:

2011

Permanent link:

<https://doi.org/10.3929/ethz-a-007199263>

Rights / license:

In Copyright - Non-Commercial Use Permitted

VERWERFUNGEN UND KLÜFTE

Die meisten Gesteine reagieren unter niederen Temperaturen und niederen 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). Planare Diskontinuitäten, entlang denen die Gesteine ihre Kohäsion aufgrund ihres spröden Verhaltens verlieren, 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 Erzkristallisationen führen. Verheilte Diskontinuitäten in Gesteinen nennt man **Adern** (*veins*).

Klüfte aufgrund von Austrocknung (Trockenrisse)



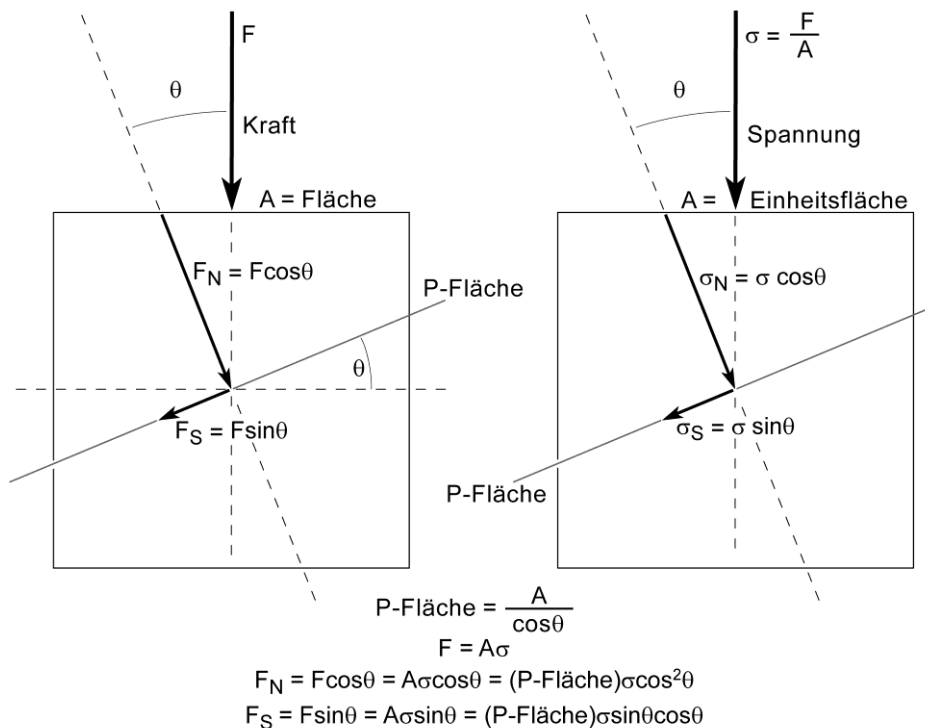
Orientierung von Verwerfungsflächen in Bezug auf die Hauptspannungsachsen

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 dem Bereich immer mit beinhaltet. So unterscheidet sich der Spannungswert nicht nur von der Orientierung und Grösse der auferlegten Kraft, sondern er unterscheidet sich auch, wenn der Wirkungsbereich von 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, 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 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). Alle normalen Ebenen dazu, und parallel zu σ_2 bilden nur eine Linie auf dieser Ebene.



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:

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

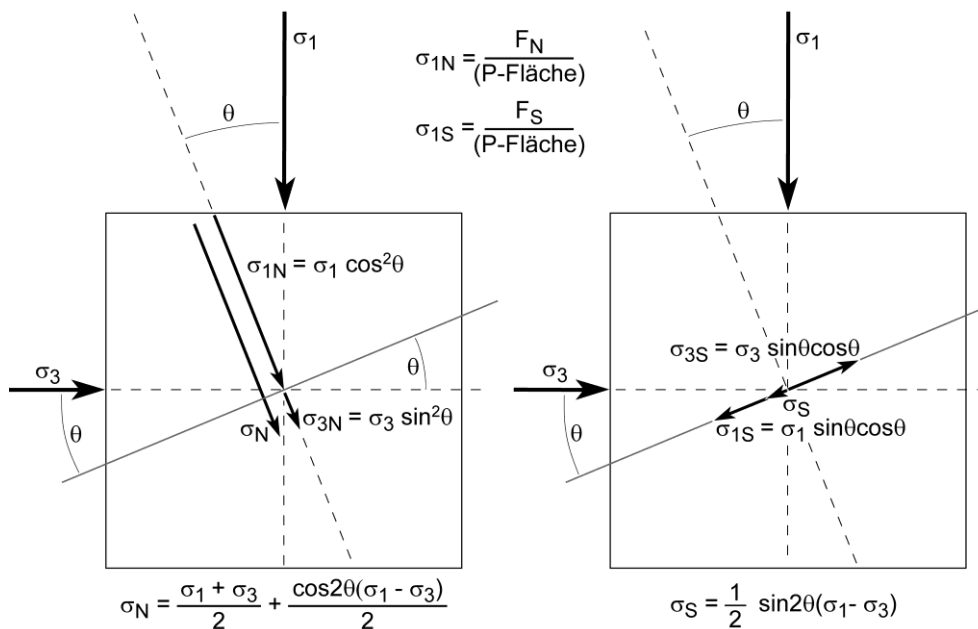
Der Würfel ist so beschaffen, dass $A_P = \text{Einheitsfläche} = 1$. Deshalb sind die Größen der Normal- und Scherkomponenten der Spannung σ auf der P-Fläche:

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

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 eines kleinen Würfels 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:

$$\begin{aligned}\sigma_{3N} &= \sigma_3 \sin^2 \theta \\ \sigma_{3S} &= \sigma_3 \sin \theta \cos \theta\end{aligned}$$

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 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:

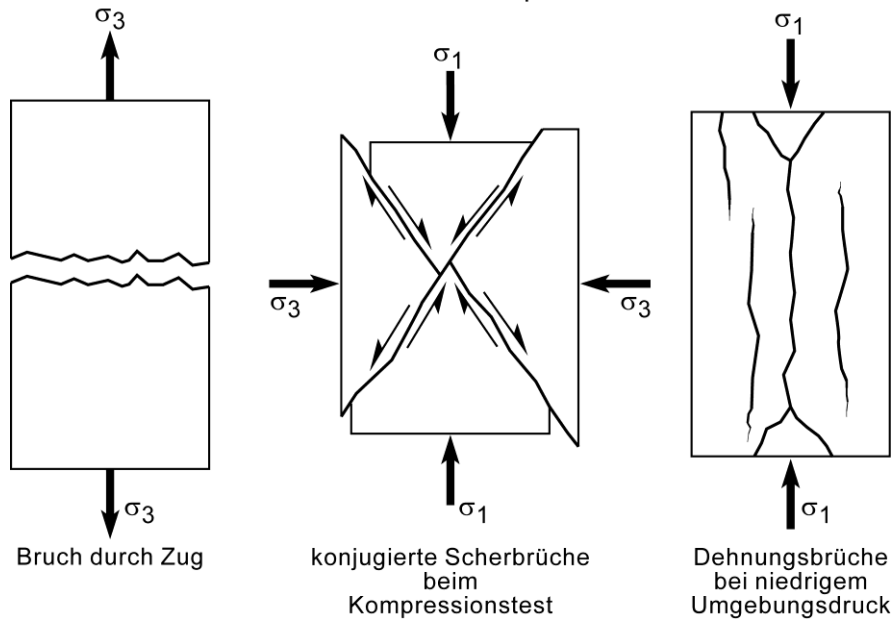
$$\begin{aligned}\sigma_N &= \frac{(\sigma_1 + \sigma_3)}{2} + \frac{(\sigma_1 - \sigma_3) \cos 2\theta}{2} \\ \sigma_S &= \frac{(\sigma_1 - \sigma_3) \sin 2\theta}{2}\end{aligned}\tag{6}$$

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

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

In allen Fällen, in denen $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ 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 bzw. σ_3 einen 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.

Drei Arten von Brüchen beobachtet in Laborexperimenten



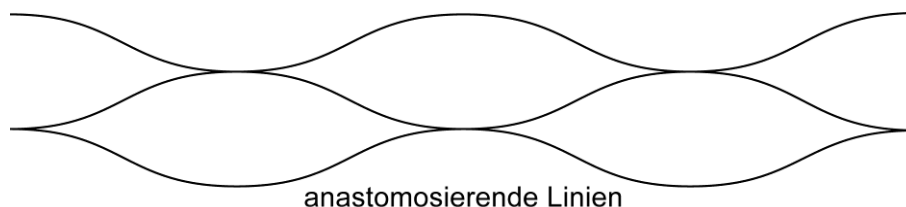
In der speziellen Situation, in der $\sigma_2 = \sigma_3$ oder $\sigma_1 = \sigma_2$ gilt, gibt es eine unendliche Anzahl solcher Flächen, die 45° gegenüber σ_1 oder σ_3 geneigt sind.

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

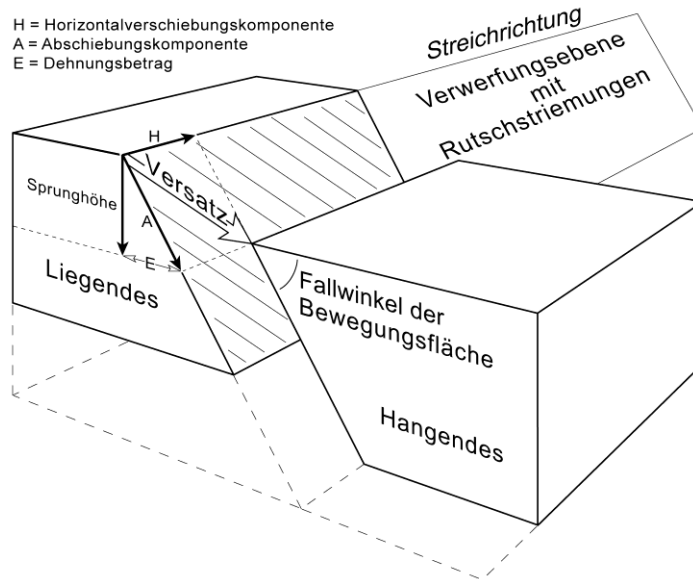
Eine **Verwerfung** (*fault*) ist ein Bruch zwischen zwei Gesteinsblöcken, entlang dessen die beiden Blöcke in einer bestimmten Richtung parallel zur Bruchfläche aneinander vorbeigeschoben wurden. Eine **Verwerfungszone** (*fault zone*) ist eine Zentimeter bis Kilometer breite Zone, die durch eine Gruppe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



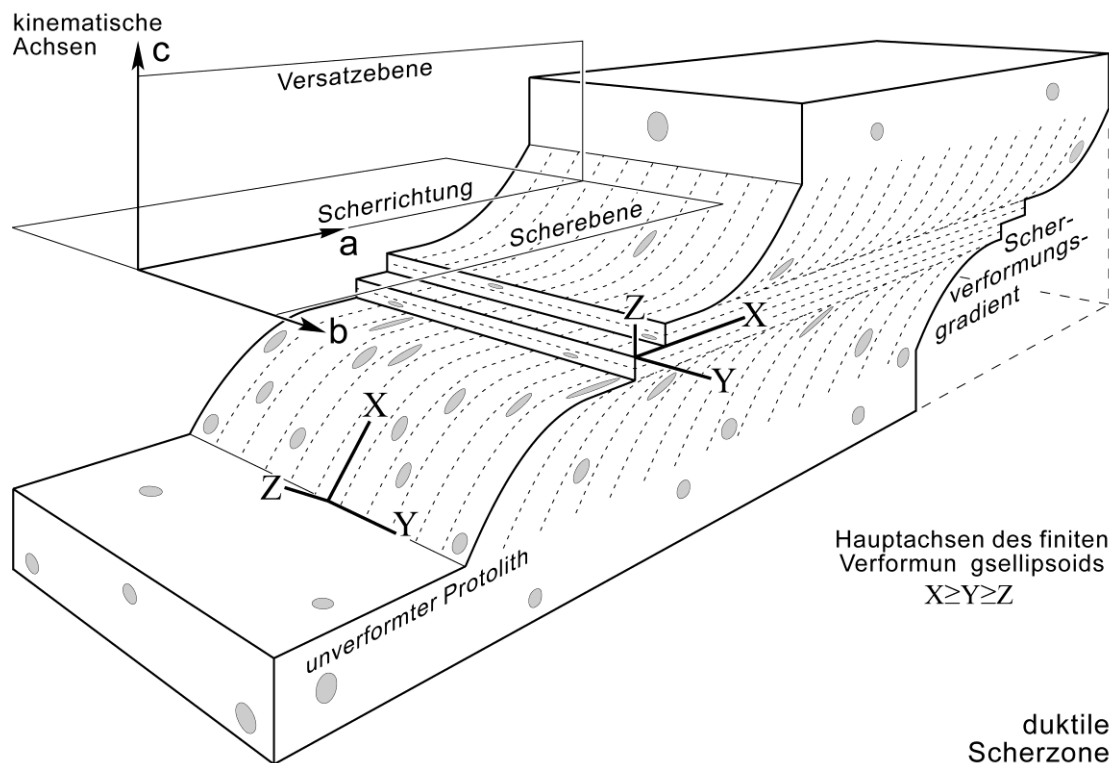
Verwerfungen, die steiler sind als 45° , nennt man **Steilwinkel-Störung** (*high angle faults*), solche mit geringerem Einfallen **Flachwinkel-Störung** (*low angle faults*). Die beiden Gesteinskörper einer nicht vertikalen Verwerfung oder Scherzone werden oberhalb derselben als **Hangendes** (*hanging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

Geometrien von Verwerfungen und messbare Komponenten der Gleitbewegung

H = Horizontalverschiebungskomponente
A = Abschiebungskomponente
E = Dehnungsbetrag

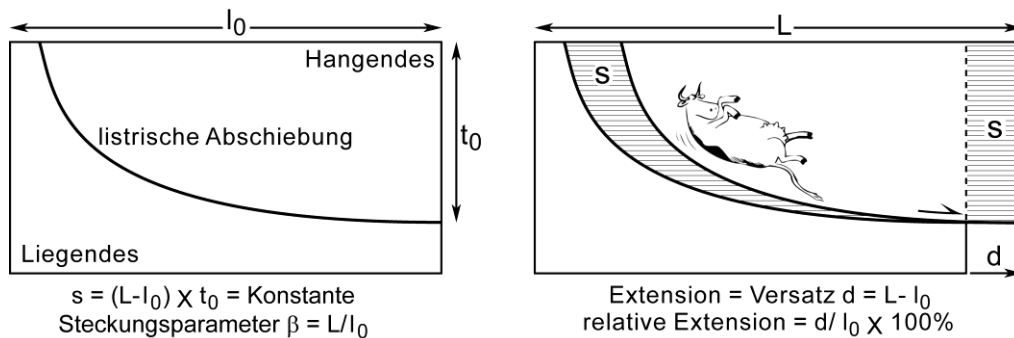


Eine **Scherzone** (*shear zone*) ist eine Zone, in der zwei Gesteinsblöcke aneinander vorbeigeschoben wurden, ohne dass sich eine sichtbare Bruchzone entwickelt hat. Scherzonen stellen Gebiete mit duktiler Verschiebung dar (duktiler Verformung unter ausreichend hoher Temperatur und/oder hohem Umgebungsdruck),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



Die Form der Störungsfläche ist wichtig. Im Allgemeinen sind die 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 aufgefüllt 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.



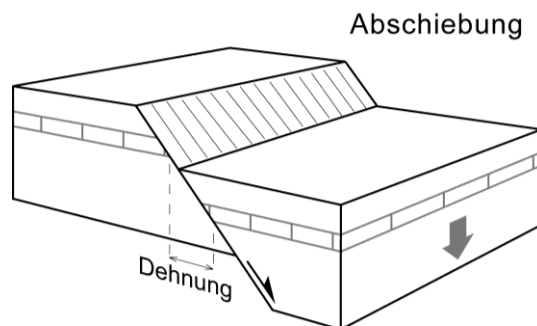
Verschiebungsvektoren

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 **Überschiebungskomponente** (*dip slip*). Mit der **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 ist, klassifiziert. Drei Grundtypen von Verwerfungen sind bekannt: Abschiebungen, Überschiebungen und Blattverschiebungen.

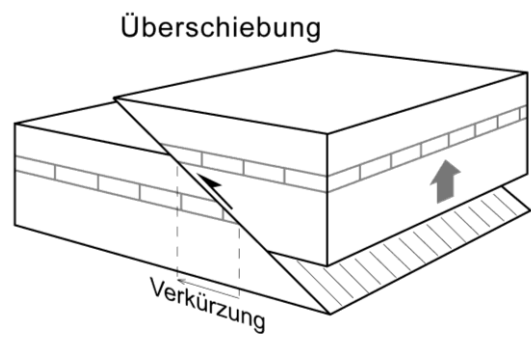
Abschiebungen

Eine **Abschiebung** (*normal fault*) ist eine Grosswinkel-Störung, deren Versatz im Wesentlichen durch die Abschiebungskomponente erzeugt wird. Wegen der Art der Trennung der geologischen Horizonte an einer Abschiebung, spricht man auch von **Dehnungsbrüchen** (*extensional faults*).

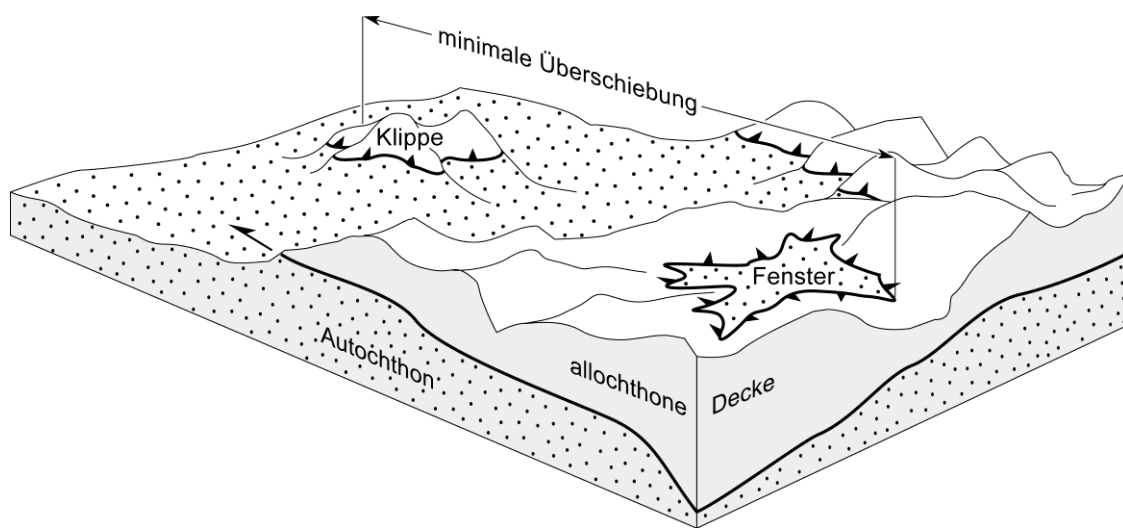


Aufschiebungen

Aufschiebungen (*reverse fault*) und **Überschiebungen** (*thrusts*) umfassen alle kompressiven Brüche deren Versatz im Wesentlichen durch die 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.s.** (*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.

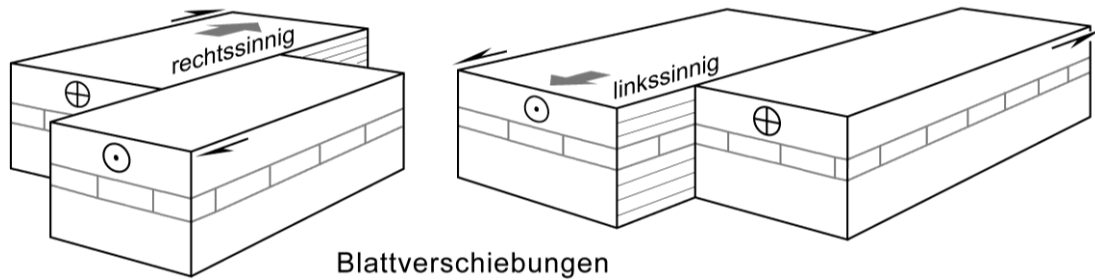


Die Ausdrücke Abschiebung und Überschiebung werden für Verwerfungen, die keine Blattverschiebungskomponente enthalten, angewendet. Die Begriffe werden allerdings auch dort angewendet, wo die **fall-parallele** (*dip-slip*) Verschiebungskomponente relativ gross gegenüber der Blattverschiebungskomponente (*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 **Transfer-Störung** (*transfer fault*).

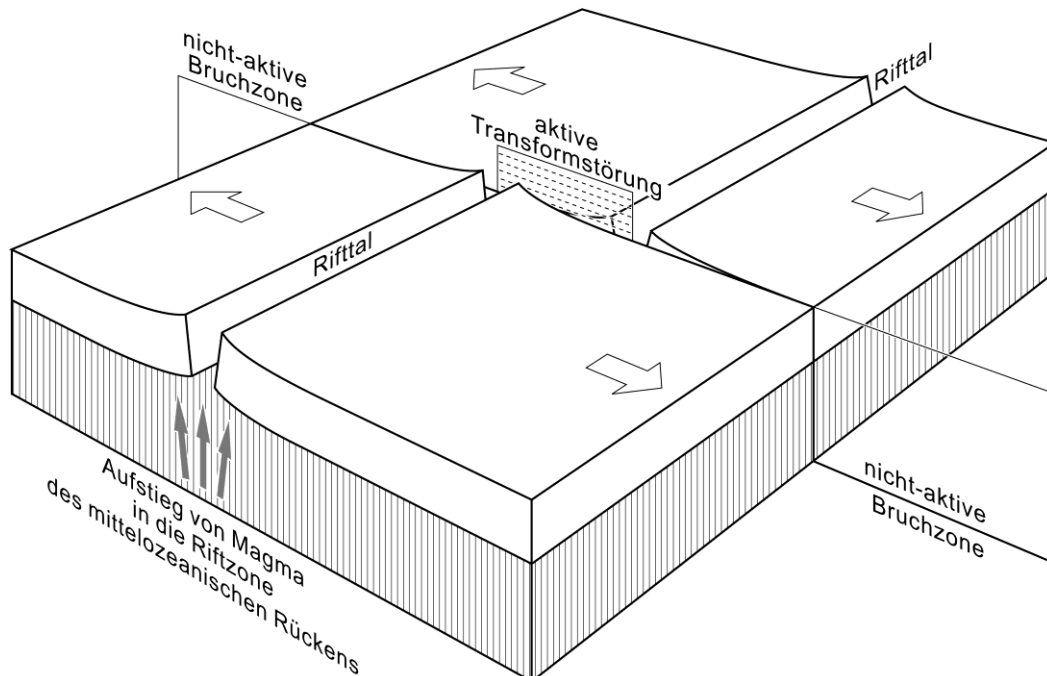
Der Sinn der Horizontalverschiebung an einer Störung wird durch die Ausdrücke **linkssinnig** (*sinistral*) oder **rechtssinnig** (*dextral*) beschrieben. Eine Verwerfung ist linkssinnig, wenn der Beobachter auf dem einen **Störungsblock** (*fault block*) steht, in die Richtung des Gegenblockes blickt 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.



Blattverschiebungen

Eine **Transform-Störung** (*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.

Divergierende Plattengrenze mit einer Transformstörung



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.

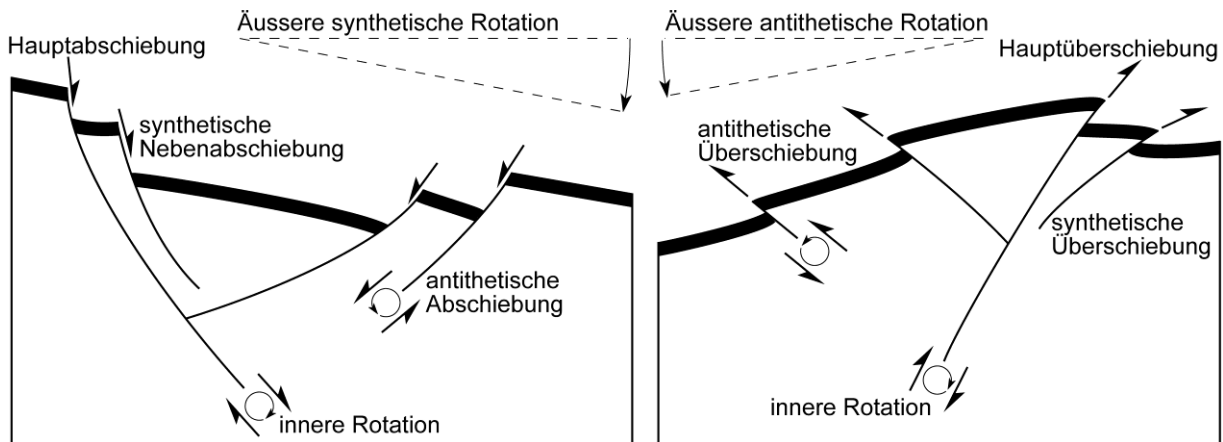
- eine aktive Verwerfung hat sich während der letzten 10 000 Jahre bewegt.
- eine möglicherweise aktive Verwerfung hat sich während des Quartärs bewegt.
- eine inaktive Verwerfung hat sich vor dem Quartär bewegt.

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.

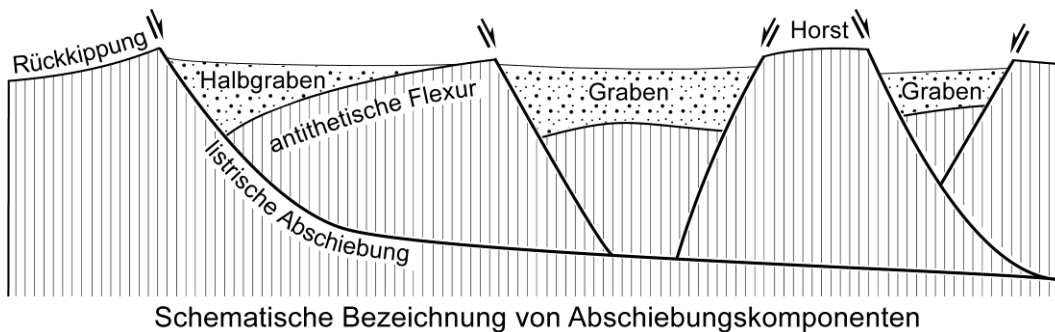
Beziehungen zwischen Verwerfungen

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*).

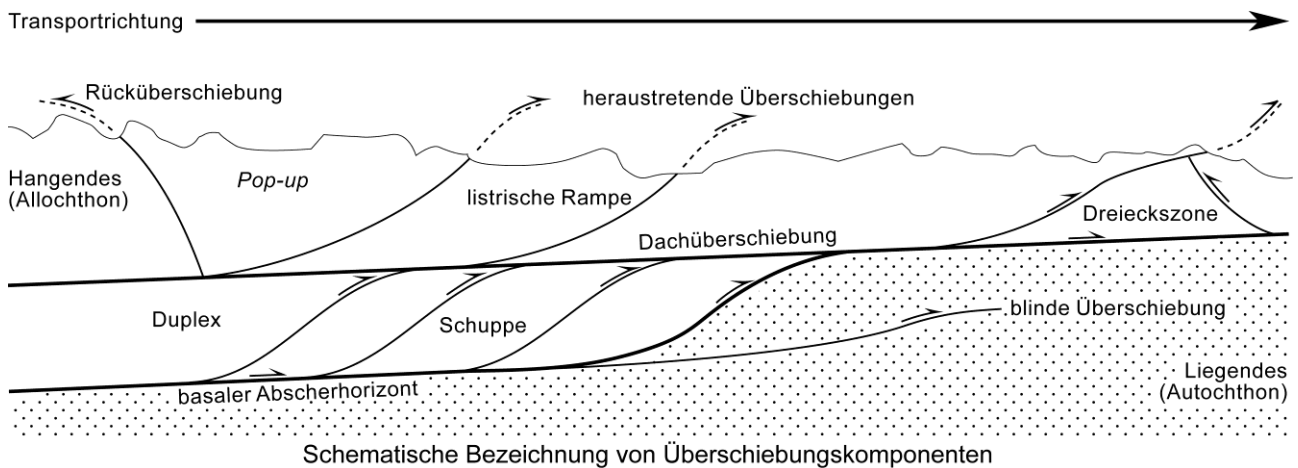


Einen nach unten versetzten Block, welcher durch konjugierte Abschiebungen, die gegeneinander einfallen, begrenzt ist, nennt man **Graben** (*graben*). Umgekehrt wird ein nach oben verschobener Block, der durch nach aussen einfallende Abschiebungen begrenzt ist, als **Horst** (*horst*) bezeichnet. Gräben, 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*).

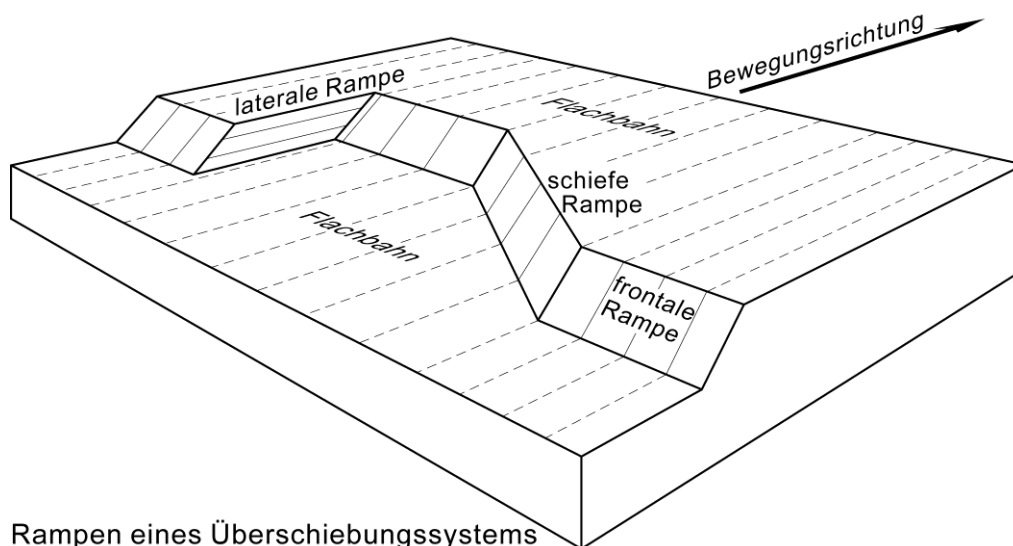


Eine **antithetische Flexur** (*roll over anticline*) ist eine schwache konvexe Biegung der Schichten im Hangenden. Diese Biegung entsteht durch das Vorbeigleiten des Hangenden an der konkaven Form der listrischen Abschiebung, weil die Gesteine nicht genug stark sind, um grosse Lücken zu stützen.

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** (*ramps*), 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 stratigraphische Abfolge, die typischerweise in einem Winkel von etwa 30° zur Horizontalen geschnitten werden. 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 **Störungsbrekzie** (*fault breccia*), **Kataklasite** (*cataclasite*) oder, wenn die Fragmente mikroskopisch klein sind, als **Mikrobrekzie** (*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 ist die erhöhte Permeabilität, die in spröden Störungszonen verursacht wird, zur Kanalisierung der Flüssigkeiten, die manchmal metallhaltig oder Kohlenwasserstoff-reich sind, vorteilhaft. 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 Mineralien 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 Fließstruktur gebraucht. Der Ausdruck **Blastomylonit** (*blastomylonite*) wird hingegen nur für stark rekristallisierte (nach der Mylonitisierung) Gesteine angewendet. Eine äusserst intensive Korngrößenverkleinerung und dynamische Rekristallisation entlang von Störungen kann zu einer harten, dunklen Füllung aus ultramikroskopischen Körnern führen, welche grössere Fragmente enthalten. 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.

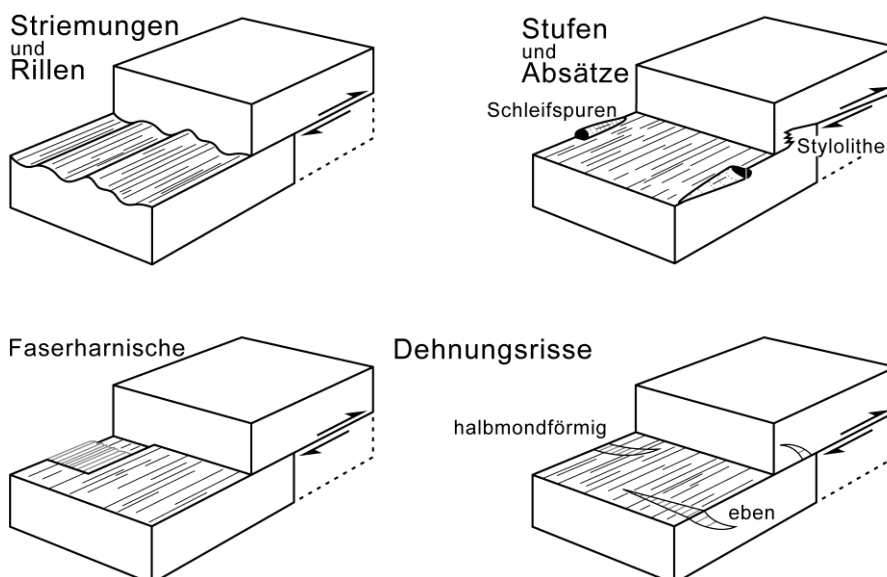
Diagnostische Bewegungsstrukturen innerhalb von Bruchzonen

Seitenverstellung geologischer Strukturen

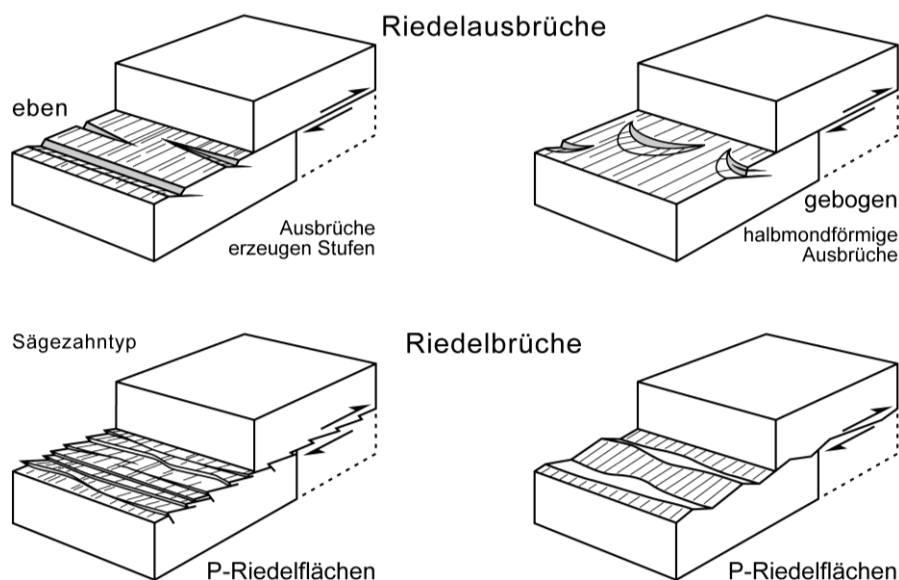
Ein erstes Anzeichen, dass man eine Verwerfung erkannt hat, basiert auf der Kenntnis der stratigraphischen Abfolge. Z.B. in einem Bohrloch, kann die Ursache für eine **Wiederholung** (*repetition*) von Schichten eine Überschiebung und die Ursache für **Lücken** (*omission*) von Schichten eine Abschiebung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

Gleitflächen

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



Gleitflächen besitzen für gewöhnlich auffällige **Striungen** (*striation*) oder Kratzer, die parallel zur Relativbewegung der Störung verlaufen. Einige **Rutschstriemen** (*striae*) können die Rillen eines harten Objekts der anderen Bruchseite sein, die vorbeigeglitten ist. Wenn man das feststeckende harte Objekt findet, kann der relative Schersinn der Bewegung festgestellt werden. Die meisten Striungen sind definiert durch Streifen von Mineralien in feinkörnigem Material entlang der Bruchebene.



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

Plattentektonik und Verwerfungen

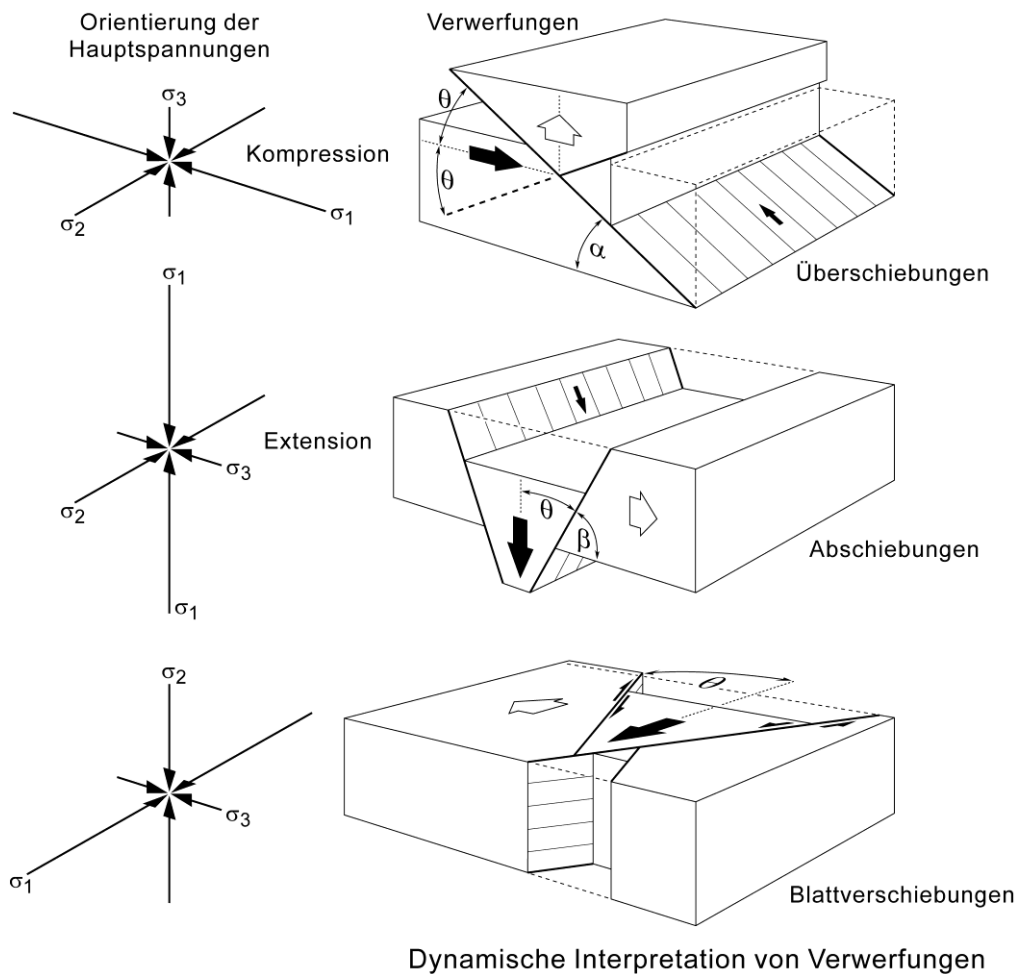
Wenn sich Platten gegeneinander bewegen werden Spannungen produziert und es baut sich Verformung im Gestein auf. Bruchbildung kann mit dem Gleiten eines Gewichts verglichen werden, das auf einer flachen und rauen Oberfläche steht. Die Reibung entlang der Grenze zwischen dem Gewicht und der Oberfläche 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 den Mittelozeanischen Rücken und dort, wo rifting innerhalb von Kontinenten stattfindet, wie am Grossen Afrikanischem Grabenbruch (*Great African Rift*). Die grösste Hauptspannung ist vertikal.

Überschiebungen entstehen durch horizontale Kompressionsspannungen und konzentrieren sich entlang konvergierender Plattengrenzen, wo sowohl ozeanische Platten subduziert (z.B. Japan, Phillipinen) werden, als auch 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 getrennt 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 jeder tektonischer Fall Abweichungen in Steigung und Struktur des Flussmusters. Im Allgemeinen zeigen Ab- und Überschiebungen und Blattverschiebungen ähnliche Entwässerungsmuster.

Generelle Anmerkungen zu Flussmustern

Flussmuster entwickeln sich durch natürliche Gegebenheiten. An einem Gefälle bildet ein Abfluss lineare Überlandflüsse, deren Abstand eine Funktion der Gesteinspermeabilität und -durchfluss (in der Zeit und im Raum) und der Steigung ist. Aus experimentellen Studien schliesst man, dass parallele Entwässerungsmuster aus Steigungen grösser als 2,5% entstehen, während sich dendritische Muster bei geringeren Steigungen bilden.

Von 10 Flussrinnen auf einem einzelnen Hangsektor wird eine Flussrinne zum dominierenden Hauptstrom werden. Höchstwahrscheinlich weil dessen Verlauf mit Schwachstellen im Substrat, wie geringe Permeabilität des Aufschlusses oder Brüche, im Zusammenhang steht. Sobald ein Bach

sein Bett mehr als seine Konkurrenten einschneidet, bezieht dieser einen höheren Grundwasserfluss und -abfluss, da dieser auf dem lokalen niedrigsten Niveau (*base level*, die Höhe unterhalb derer sich ein Strom nicht einschneiden kann) ist. Positive Rückkopplungseffekte (immer mehr Wasser, das auf Zunahmeabnutzung fließt, produziert folglich immer tiefere Rinnen), erhöht das Erosionspotential des Hauptflusses. Folglich sollten so die Flussmuster langlebig sein und viele sind, auch in geologischer Zeit ausgedrückt. Flüsse, die mindestens eozänen Alters steigen auf, sind im Yilgarn von Westaustralien erkannt worden.

Änderungen im Strömungsgradienten

Ein Fluss tendiert dazu, ein konsistentes Gleichgewichtsprofil anzustreben, welches durch sein Gefälle charakterisiert wird. Das Gefälle nimmt graduell an Steigung zu, je mehr man sich der Quelle nähert. Ein solches Profil (der **Flussgradient**; *river gradient*) kann sich wegen der unterschiedlichen Erodierbarkeit der Grundgesteine, der klimatischen Änderungen oder aufgrund von Bewegungen an Verwerfungsflächen ändern.

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

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

wobei A_r der Bereich des stromabwärts gerichteten Beckens ist und A_t das ganze Gebiet des Entwässerungsbeckens ist. In beständigen Gebieten ist AF ungefähr 50. Größere und kleinere Werte von AF zeigen die Kippung in Flussrichtung beziehungsweise gegen die Flussrichtung des Stromes an.

Flüsse haben ein charakteristisches Längsprofil. 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 des Flusses) und L die Gesamtstromlänge gemessen stromaufwärts vom Punkt, bis zu dem der Index errechnet wird, bis zum höchsten Punkt des Stromes.

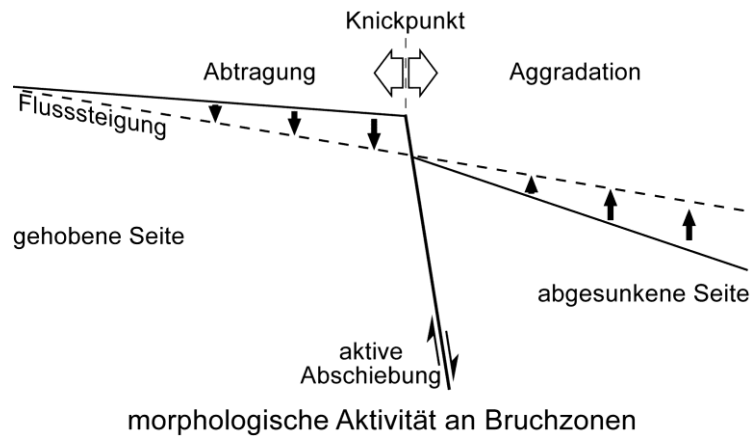
Geländegrade und -täler, sowie Flüsse können entlang aktiven Störungen versetzt werden und das Entwässerungsnetz bekommt ein eindeutiges Muster.

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 die Flusstiegung steiler. Im umgekehrten Fall, wird die Flusstiegung flacher. Jede scharfe Änderung im Flussprofil (**Knickpunkte**; *knickpoints*) oder entlang der Talachse ist verdächtig, durch tektonisch forcierte Änderungen erzeugt worden zu sein, wenn es nicht auf den unterschiedlichen erosiven Widerstand von Gesteinen zurückgeführt werden kann,

Aggradation / Abtragung

Sedimentation (**Aggradation**) füllt das Flusssegment dort, wo die Flusstiegung flacher als der ursprüngliche Gradient wird oder eine niedrigere Höhe als das ursprüngliche Flusssegment hat. Umgekehrt wird Erosion (**Abtragung**, *degradation*) initialisiert und wandert Stromaufwärts im Flussprofil, wo die Flusstiegung steiler als die ursprüngliche Steigung wird.



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

Reaktion der Entwässerung auf Kippung

Gekippte Blöcke deren Oberfläche eine regionale Steigung haben, sind häufig. Die Effekte des Kippens sind abhängig vom Winkel. Im einfachsten Fall, verursacht das Verringern der Steigung eines Tales Abtragung und entgegengesetzte Kippung verursacht Absetzung. Das seitliche Kippen verschiebt die Flüsse entlang dem Einfallen (**Abriss; avulsion**), das durch Erosion entlang nur einer Flussbank angezeigt wird.

Änderungen der regionalen Steigung beeinflussen auch die Morphologie der Flüsse auf der Karte. Eine zunehmende Steigung kann zu geraderen, tieferen und schmäleren Flüssen führen. Andererseits ergibt eine kleinere Steigung schlängelnde (**mäandrierende: meandering**), und letztendlich **geflochtene (braided)** oder **anastomosierende (anastomosing)** und breitere Flüsse (geflochten und anastomosierende Flüsse haben einige Führungen, die sich unterschiedlich und stromabwärts wieder zusammenbringen).

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

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

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

Geflochtene und anastomosierende Arten 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 Steigungen, die anastomosierende auf kleinen.

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

$$\text{Sinuosity} = L_c / L_v$$

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

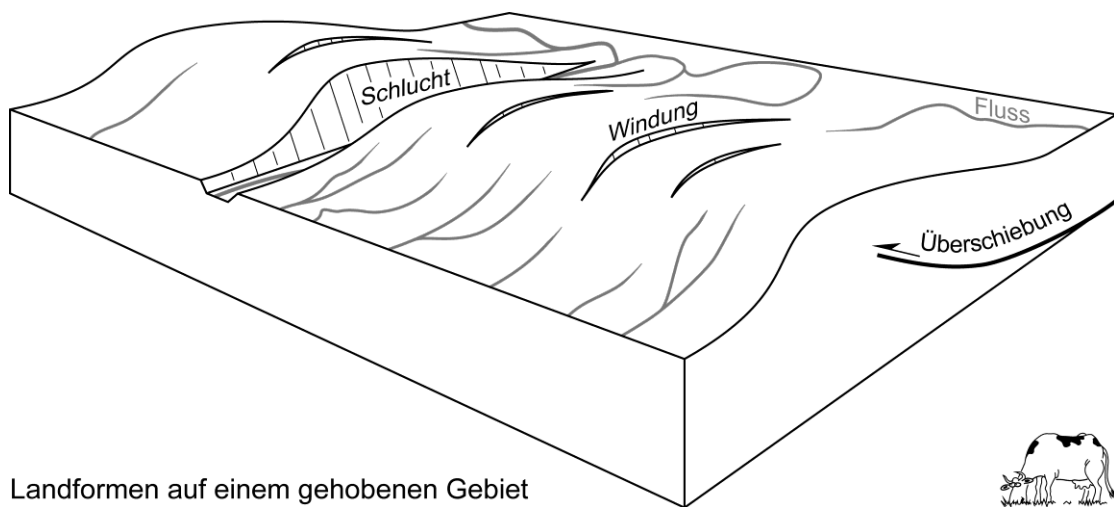
Landformen assoziiert mit Abschiebungen

Typischerweise führen vertikale aktive Verwerfungsbewegungen (oder Bewegungskomponenten) zu grossen, länglichen, tieferliegenden Blöcken (Gräben, Rift-Tälern, Mulden) und zugehörigen hochgehobenen Blöcken (Horsten). Jedoch kann eine solche Geländekante durch die rezente,

vertikale Verschiebung der Topographie 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 topographische Geländekante könnte bloss eine Schichtstufe sein!

Böschung

Lineare und steile Abhänge entlang den 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 von einer Verwerfung oder erzeugt lange Seen innerhalb dem angrenzenden, gefallenen Graben. 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 Flussverlauf auf dem Kamm der Böschung markieren.

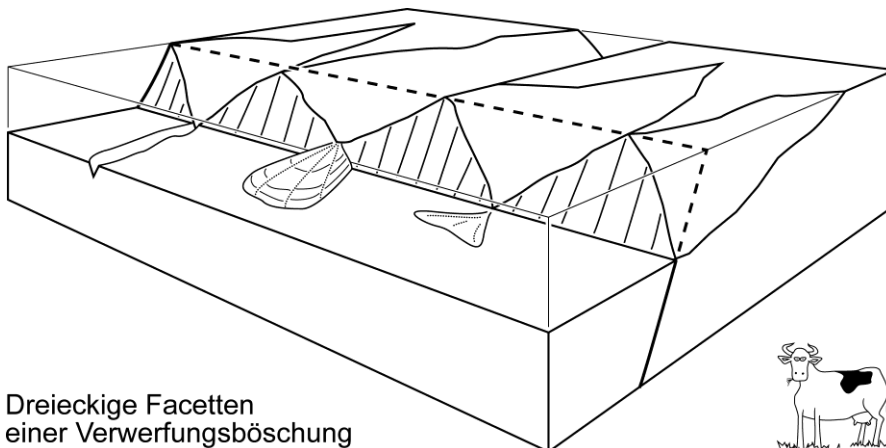


Landformen auf einem gehobenen Gebiet

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

Dreieckige facettierte Spornen

Erosion durch Nebenflüsse schneidet Täler in die angehobenen Horste und in die angrenzenden Klippen. Diese Zerlegung erzeugt eine Reihe von **dreieckigen facettierten Spornen** (*triangular faceted spurs*) entlang der topographischen Frontseite. Dreieckige Facetten sind planare Flächen mit ausgedehnten Talböden und aufwärts zeigenden Spitzen die zwischen Tälern auftreten, die das Gebirge entwässern.



Dreieckige Facetten
einer Verwerfungsböschung

Lineare Entwässerungsmerkmale

Flüsse folgen anfänglich dem Gefälle und passen sich, während des Einschneidens in ihr Flussbett dieser Struktur an. Bruchbildung kann das Entwässerungssystem beeinflussen.

Lineare Täler (*linear valleys*) entlang der Spur von Hauptverwerfungen werden durch Ströme verursacht, die zerbrochenene Gesteinen der Verwerfungszone ausnutzen und diese leicht erodieren. Störungslinien-Flüsse entwickeln sich normalerweise in begrenzten mäandrierenden Flüssen. Eine Böschung kann das Tal flankieren.

Eine Bruchfläche oder Bruchzone kann entweder als Leiter oder Barriere für Grundwasser agieren. 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. Dies 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. Züge von Seen und wassergefüllten **Senkungsteichen** (*sag ponds*) werden häufig in vertieften Teilen der Verwerfungszone gefunden. Andererseits werden verhältnismässig flache Vorsprünge, **Bänke** (*benches*) genannt, entlang der Verwerfungszone gehoben; allgemein werden sie etwas verzerrt oder verkippt und sind Bestandteile von Verwerfungssegmenten.

Topographische Versatzerscheinungen

Horizontale Bewegungen entlang von Blattverschiebungen verursachen **topographische Versatzerscheinungen** (*offset topographic features*). Sie beinhalten Rücken und Flüsse, mit plötzlichen rechtwinkligen Biegungen des Entwässerungssystems an der Verwerfungslinie in Richtung der relativen aktiven Bewegung. Ein Fluss folgt über kurze Distanzen der Störung, biegt dann plötzlich ab und folgt weiter der regionalen Neigung. Schliesslich kann der Strom einen kürzeren Weg über die Verwerfungszone hinweg erodieren und einen **Todarm** (*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*).

Zusammenfassung

Verwerfungen sind Brüche, entlang welchen Verschiebungen erfolgt sind. Es werden drei verschiedene Bruchtypen unterschieden: 1) Abschiebungen, 2) Überschiebungen, und 3) Blattverschiebungen. Bruchflächen sind Ebenen, die aufgrund der Theorie keine Ebenen höchster Scherspannungen darstellen. Dies deshalb, weil ein von der Lithologie abhängiger Reibungsfaktor die Bildung der Bruchebene beeinflusst. Hohe Porenflüssigkeitsdrücke können Verschiebungen (und Bruchbildung) einleiten, unter welchen bei trockenen Bedingungen keine Änderung im mechanischen Zustand erfolgen würde. 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 Familien 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 zehn

Zentimetern bis einigen hundert Metern und wiederkehrenden Abständen von einigen Zentimetern bis einigen zehn 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. Die gesamte Körperschaft 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 ausgenutzt, besonders bei der Interpretation von Flugaufnahmen 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

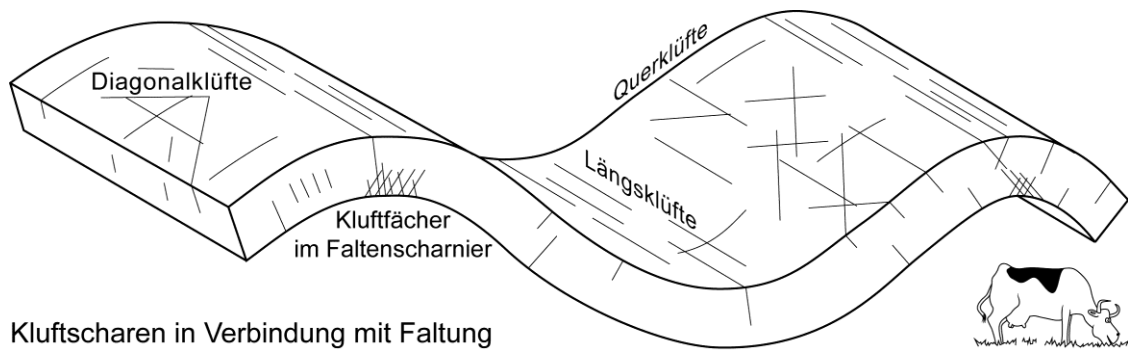
In geschichteten Gesteinen, die nur geringer oder gar keiner Deformation unterworfen waren, schneiden sich die grösseren Klüfte unter einem grossen Winkel. Sie zeigen eine auffällige Konsistenz in ihrem Orientierungsmuster. Die Interpretation vertikaler Kluftsysteme führt selten zu einstimmigen Schlussfolgerungen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

Störungs-Regionen

Klüfte, die mit Verwerfungen im Zusammenhang stehen, 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 und die Verwerfung in einem spitzen Winkel schneidet (dieser Winkel zeigt in die Bewegungsrichtung der Verwerfung). *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

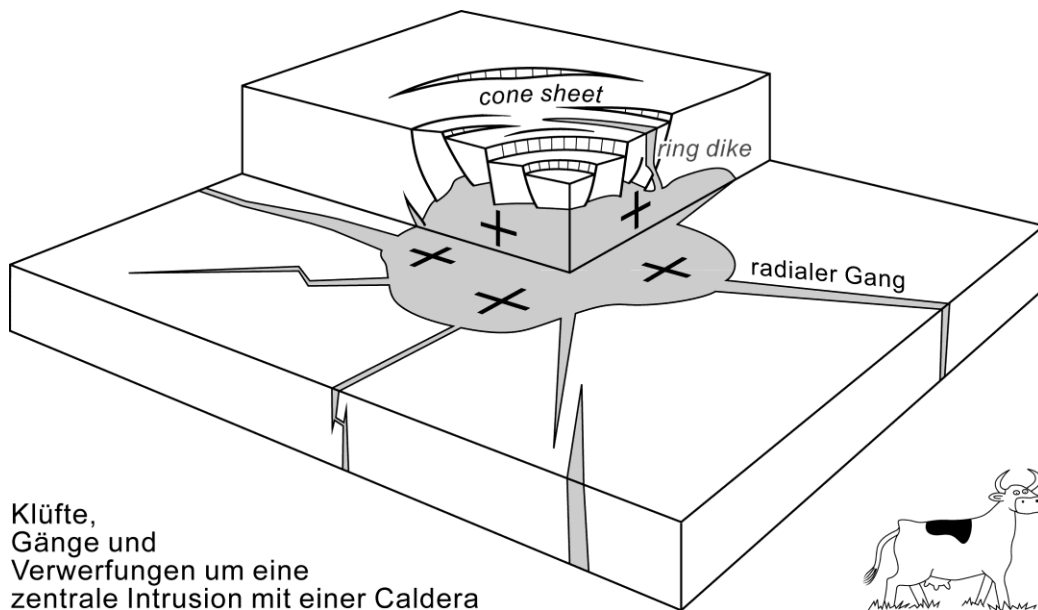
Wo die Schichten gefaltet sind, sind die Klüfte meistens senkrecht zur Stoffbänderung ausgerichtet. Wo die Schichten gefaltet sind, sind die Klüfte meistens senkrecht zur Schichtung ausgerichtet. **Längsklüfte** (*longitudinal joints*) sind parallel, **Querklüfte** (*cross joints*) sind dagegen ungefähr 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.



Klufscharen in Verbindung mit Faltung

Intrusivkörper

Klufsysteme in vulkanischen Gesteinskörpern können sich völlig unterscheiden von Klufsystemen in Umgebungsgesteinen. Sie sind oftmals symmetrisch zum Kontakt des Intrusivkörpers angeordnet. Dies deutet darauf hin, dass die Klüfte im Zusammenhang mit der Platznahme und Abkühlung des Intrusivkörpers 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.

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

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 Klufoberfläche ist, sprechen wir von **Zugklüften** (*extension joint*). Wenn eine finite Scherkomponente auf der Klufoberfläche vorkommt, wird von einigen Autoren oftmals von einer **Scherklüfte** (*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 potentiellen

Kluftebenen bestehen, und es würde eine entsprechende finite Scherverschiebung stattfinden. In Laborversuchen und wahrscheinlich unter den meisten natürlichen Bedingungen entstehen Klüfte senkrecht zu σ_3 . Es ist nicht unmöglich, dass sich Klüfte senkrecht zu σ_2 oder sogar σ_1 bilden, wenn eine geeignete Anisotropie der Zugfestigkeit vorliegt.

Ein **potentieller** Scherbruch kann **unterteilt** (*segmented*) sein durch eine Schar von parallelen, schräg angeordneten Zugklüften oder Adern. Diese spezielle Kluftechar ist die *en échelon* Anordnung, die parallel zur potentiellen Verwerfungsfläche verläuft. Die Orientierung der Extensionsklüfte halbiert den spitzen Winkel zwischen den noch zu bildenden konjugierten Scherbrüchen.

Entlastungsklüfte

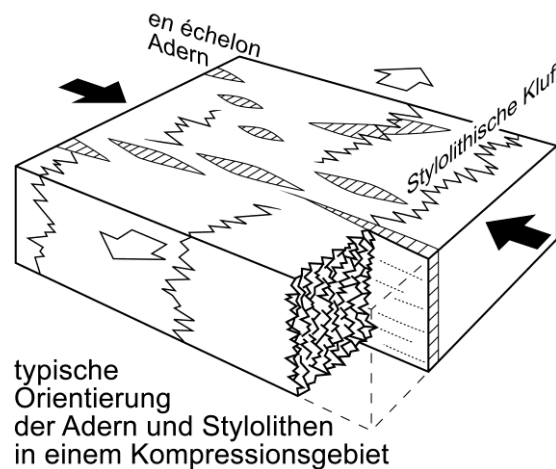
Gesteine haben elastische Eigenschaften, die im Labor gemessen werden können. Ausserhalb von Gebirgen lösen Hebung und Erosion Veränderungen in der horizontalen und vertikalen Verformung und Spannung aus. Diese Spannungen können die Zugfestigkeit des Gesteins überschreiten. Insbesondere nimmt der Umgebungsdruck während der Entlastung ab, dadurch dehnen sich die Gesteine aus. Entsprechend diesem Konzept sind über 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 σ_3 die Hauptspannungsachse 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 Topographie. Dies ergibt oberflächenparallele Kluftegruppen von flachliegenden, gebogenen und grossen Klüften, genannt **Ablätterung** oder **Abschalung** (*sheeting* oder *sheet structure*). Sobald sich die Spannung in σ_3 Richtung löst wird σ_2 die grösste Zugspannung. Falls die Zugspannung nochmals überschritten wird, bildet sich eine Extensionskluftechar senkrecht zur ersten Kluftechar aus. Normalerweise ist die zweite Kluftechar 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 zu Druckänderung an. Druckänderungen von 2 kbar 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 den Unterschieden in der Kompressibilität und/oder 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 verschiedene 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 Klufteoberfläche orientiert sind. Diese Klüfte sind Flächen entlang denen das Gestein durch chemische, druck-induzierte Lösung weggelöst wurde.

Damit wird eine Verkürzung aufgenommen, die parallel zur Richtung der Zähne liegt. Dieser Prozess wird allgemein als Drucklösung bezeichnet. Die Styolithen kommen häufig in Kalksteinen vor. Die Styolithenebenen sind Ebenen, an denen Material wegtransportiert wurde (Materialquelle).



Säulenklüftung (*columnar jointing*) in Lagergängen (*sills*) und Lavaströmen ist ein spektakuläres Beispiel von Klüften, die infolge Volumenänderung durch Schrumpfung, infolge der Abkühlung, entstanden sind. Heisse vulkanische Gesteine schrumpfen mehr als die kälteren Nebengesteine. Vertikale Kontraktion kann durch Abwärtsbewegung der überlagerten 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, 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. Dies 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 erzeugte. 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 Klüften angesehen.

Geomorphologische Kriterien für das Vorkommen von Klüften

Durch Verwitterung an der Oberfläche können Klüfte Rinnen bilden. Das Entwässerungssystem nimmt das Muster an, das durch die strukturellen Gegebenheiten vorgegeben wird. Die linearen Täler, die durch begrenzte mäandrierende Flüsse erodiert werden, liegen an der Ausnutzung von Brüchen durch die Verwitterung und dann durch Erosion. Deshalb wird starke Klüftung häufig im Entwässerungsmuster reflektiert, weil Flüsse und Bäche den markanten Klüften folgen. Einige gerade Flussspektoren sind zu den regionalen linearen Mustern parallel und können vom lokalen zu den regionalen Skalen gekennzeichnet werden. Ein **rechtwinkliges** Drainagemuster, das wie ein reguläres und senkrecht Gitter aussieht, bildet sich, wenn Fließerosion Klüfte, Brüche und Verwerfungen im Grundgestein vergrößert. Da diese Brüche gewöhnlich senkrechte Abfolgen bilden, zeigen die Fließmuster viele rechtwinklige Biegungen. Wo Brüche nicht senkrecht sind, schliessen befestigte Flüsse eckige Verzweigungen mit der Einteilung der verschiedenen Flussegmente an, die den Abstand und die Anordnung der Brüche in den zugrunde liegenden Gesteinen reflektieren.

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

http://www.eas.slu.edu/People/KKoper/EASA-193/2002/Lecture_11/sld001.htm