

PLANARE SEKUNDÄRE STRUKTURELEMENTE

Das **Gefüge** (*fabric*) irgendeines Objekts ist die geometrische Beziehung zwischen sich regelmässig wiederholenden und homogen verteilten Bestandteilen, unabhängig vom Massstab. Das Gesteinsgefüge spiegelt die Zusammensetzung, die Mineralogie und eine Anzahl von Prozessen wider, die auf das Gestein einwirkten. Das **primäre Gefüge** bildet sich während der Ablagerung von Sedimenten oder während der Einlagerung von magmatischen Gesteinen. Packung von Mineralkörnern, bevorzugte Formorientierung von Geröllen oder Feldspat-Porphyrkristallen sind Beispiele von primären Gefügen. Das **sekundäre Gefüge** reflektiert die Verformung. Die grundlegenden Kategorien der Gefüge sind:

- 0 dimensional (kein Gefüge): zufällig.
- 1 dimensional: linear
- 2 dimensional: planar

Dementsprechend ist es herkömmlich zu unterscheiden zwischen

- L Gefüge, gekennzeichnet durch längliche Elemente, deren lange Achsen sich nah an einer eindeutigen Linie sammeln. Die Gesteine, L-Tektonite, haben ein dominierendes lineares Gefüge.
- S Gefüge, in denen sich die langen Achsen der im Wesentlichen flach gedrückten Gefügeelemente stark in der Nähe einer Fläche ansammeln. S-Tektonite haben ein dominierendes planares Gefüge.
- L-S Gefüge, in denen sich die Gefügeelemente moderat nahe einer Fläche und einer Linie ansammeln, wobei die Linie in der Fläche liegt. L-S Tektonite zeigen gleichmässig entwickelte lineare und planare Gefüge an.

In Verbindung mit Verformung entsprechen diese Gefügearten der Einengung (Konstriktion), Abplattung und der Zwischenverformung, wobei letztere mit k -Werten (Definition bei finiter Verformung) nahe 1 ergeben.

Ein sekundäres Gefüge, das durch die **bevorzugte Orientierung** (*preferred orientation*) der einzelnen gesteinsbildenden Mineralien ausgedrückt wird, ist die markanteste Eigenschaft, die metamorphe Gesteine von den Eruptiv- und sedimentären Gesteinen trennt. Dieses Gefüge besteht am häufigsten aus einem dicht gepackten Set von gleichmässigen, parallelen Flächen, die zur Schichtung geneigt sind und entlang deren sich die Gesteine leicht aufspalten lassen, ohne Bezug zur Orientierung der Schichtung. Deshalb stellen diese sekundären Flächen niedrigster spröder Festigkeit **mechanische Anisotropien** (*mechanical anisotropies*) dar. Da sie kein Ebenbild in unverformten Gesteinen haben, müssen sie ein Produkt der duktilen Deformation sein.

Definition

Schieferung (*foliation*) wird als nicht-genetischen allgemeinen Ausdruck benutzt, um die Anordnung für allerlei sekundäre planare Elemente zu beschreiben, die keine Schichtung sind und die in deformierten Gesteinen (und Gletscher) gefunden werden. Diese Anordnung führt dazu, dass die geschieferten Gesteine bevorzugt entlang fast paralleler, enggestufter Ebenen, die keine Schichtung sind, spalten.

Schieferungsflächen werden für eine weite Bandbreite von Temperatur- und Druckbedingungen, von flach Krustalen- zu tiefen Mantelbedingungen, berichtet. Allerlei Flächen werden als S-Flächen bezeichnet. Wo unterschiedliche Generationen von S-Flächen anhand von Art und Alter (Querschnittverhältnisse, Überprägung, absolutes Alter der Mineralkomponenten) unterschieden werden, werden ihnen tiefgestellte Kennnummern entsprechend ihrem relativen Alter gegeben: S_0 ist die primäre Fläche, im Allgemeinen die Schichtung und S_1 , S_2 und S_n sind für die sekundäre Schieferungsfläche usw. in der Reihenfolge der bestimmten Superposition. Solch ein Referenzrahmen in Bezug auf die Schieferungen hilft, die tektonische und metamorphe Entwicklung des Bereichs, in dem S-Flächen anwesend sind, zu entwirren.

Morphologische Klassifikation

Die morphologischen Eigenschaften, die in der Beschreibung und in der Klassifikation von Schieferungen benutzt werden, sind die, die für planare Geometrien verwendet werden. Sie beziehen sich auf:

- den Abstand zwischen den Flächen oder den planaren Domänen.
- die Form der Flächen (rau, glatt, schlängelnd, etc.).
- das räumliche Verhältnis zwischen den Flächen (parallele, anastomosierende, verzweigte, konjugierte, sich schneidende...).
- die Eigenschaften der Grenzen der planaren Domänen (stufenweise, scharf, getrennt, etc.).
- das Gefüge des Gesteins zwischen den Schieferungsflächen (planar, gefaltet, etc.)

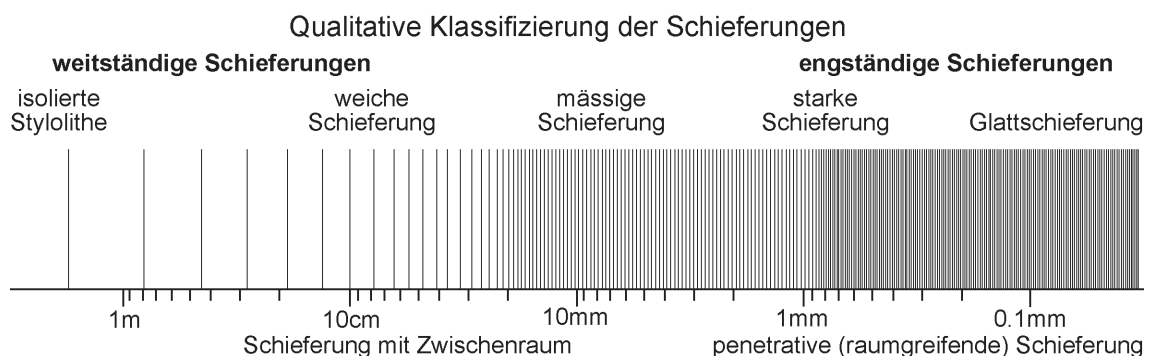
Die Morphologie der Foliation widerspiegelt die Bildungsprozesse. Zum Beispiel kann eine schichtparallele Schieferung **Verdichtung** (*compaction*) zurückzuführen sein, d.h. Volumenreduzierung durch Verdrängung des Porenwassers aus frischen Sedimenten unter dem zunehmenden Gewicht der überliegenden Sedimente. In tieferen Krustenniveaus ändert sich die Morphologie der Foliation mit dem Metamorphosegrad (Temperatur- und Druckbedingungen während ihrer Entstehung), mit der Position in grösseren Faltenstrukturen und mit der Gesteinsart. Die Schieferung wird durch den Mechanismus der Entstehung in zwei umfassende Arten und in einige Endglieder unterteilt. Neben den unten aufgeführten beschreibenden Ausdrücken der Endformen, existiert ein weites Spektrum von Zwischenformen.

Zwischenraummasstab

Der Grad der Lokalisierung der Schieferungsflächen kann zwischen zwei beschreibenden Kategorien schwanken, in Abhängigkeit von den absoluten Abständen zwischen den Schieferungsebenen: (1) **Schieferung mit Zwischenraum** (*spaced foliation*) und (2) **penetrative** Schieferung.

Schieferung mit Zwischenraum

Schieferungsflächen mit Zwischenraum sind diskrete, ebene **Klüftungsdomänen** (*domains*), die durch dünne Lamellen aus ungeklüftetem Gestein oder Gestein mit einem unterschiedlich orientierten primären (ursprünglichen) oder sekundären Gefüge getrennt sind. Diese Gesteinslamellen, die dick genug (ca. > 1mm) sind, um im Handstück oder im Aufschluss unterschieden zu werden, werden **Microlithons** genannt. Die Schieferungsdomänen (die *Foliae*) sind heterogen verteilte Lamellen, in denen das Gefüge und die Mineralogie des Gesteins (gewöhnlich Anreicherung von Opakmineralien) geändert worden ist, so dass die Mineralien eine bevorzugte Form und/oder kristallographische Orientierung zeigen. Die Schieferungsdomänen sind die dünnen, ebenen Regionen entlang welchen sich die Gesteine spalten lassen.



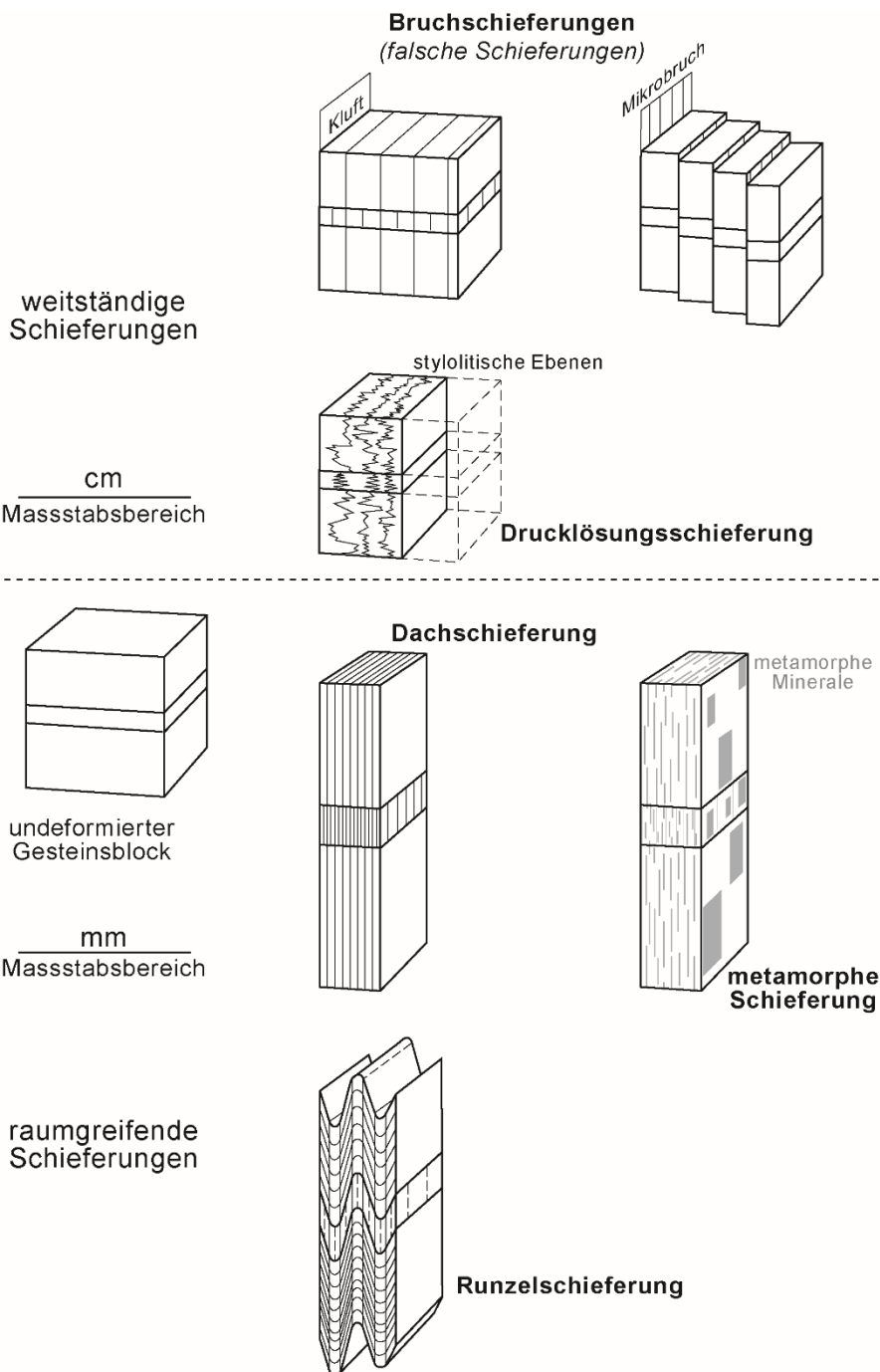
Penetrative Schieferung

In der penetrativen Schieferung haben alle plattigen Körner eine statistisch bevorzugte planare Orientierung. **Penetrativ** heisst, dass trennende, äquidistante, ungefähr planare und parallele Oberflächen den gesamten Gesteinskörper durchdringen und dazu tendieren, frühere Strukturen zu verwischen. Um sich eine penetrative (**raumgreifende**) Schieferung vorzustellen, stellen Sie sich

Blätter eines Buches vor. Flächen werden durch Diskontinuitäten, bevorzugte Formorientierung der flachen Mineralien, der blätterigen Mineralaggregate oder irgendeine Kombination dieser strukturellen Elemente definiert. Das penetrative Gefüge ist im Kornmassstab sichtbar und die > 1 mm grossen Intervalle zwischen den Schieferungsebenen (oder **Schieferung**, *cleavage*) können unter dem Mikroskop beobachtet werden.

Bemerkung

Der Unterschied zwischen der Schieferung mit Zwischenraum und der penetrativen Schieferung ist ein Konzept, das vom Massstab abhängt: Ein penetratives Gefüge mit Karten- und Aufschlussmassstab kann im Dünnschliff eine Schieferung mit Zwischenraum sein.



Schieferungen mit Zwischenraum

Bruchschieferung

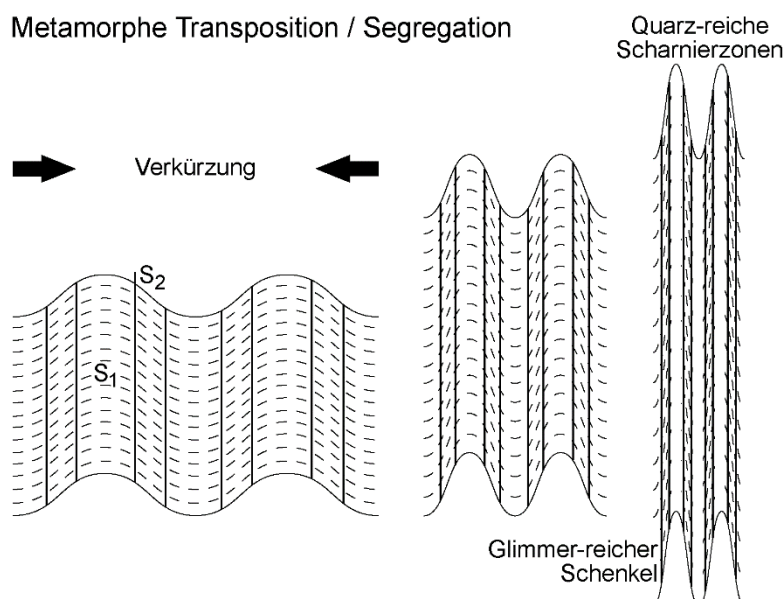
Die **Bruchschieferung** (*fracture cleavage*) ist gekennzeichnet durch in regelmässigen Abständen auftretende, planare Diskontinuitäten, die das Gestein scharf in Serien von tafelförmigen Microlithons teilen. Es besteht kaum eine interne Verformung innerhalb der Microlithons. Die Bruchschieferung kann man sich auch vorstellen als eine dichte Population von Klüften oder Mikroscherebenen. Sie entsteht meistens in niedriggradig metamorphen kompetenten Gesteinen wie Sand- und Kalksteinen, wo die Bruchschieferung zusammen mit Glattschieferung vorkommen kann und in zwischengelagerten Peliten zu reiner Glattschieferung führen kann. Solche schieferungsähnlichen, dicht aneinander liegenden Brüche, die aber noch nicht das ganze Gestein durchdringen, können leicht mit dichten Sets von Klüften im mikroskopischen bis zu Metermassstab verwechselt werden. Die disjunktive Bruchschieferung, gelegentlich mit Scherbewegung, ist keine echte Schieferung im Sinne von finiter Verformung darstellen: sie ist eine **falsche Schieferung**.

Lösungsschieferung

Lösungsschieferung (*solution cleavage*) besteht aus gleichmässig getrennten Lösungsflächen (z.B. **stylolithische Klüfte**, *stylolitic joints*), die das Gestein in eine Serie von Mikrolithons aufteilen. Lösungsflächen, entlang denen Gesteinsmasse gelöst worden ist, enthalten häufig dunkle Nähte des unlöslichen Materials, die eine deutliche Streifung im Gestein verursachen können. Die Streifen kennzeichnen die räumliche Veränderung der Mineralzusammensetzung und/oder der Korngrösse. Mineralwachstum, Druckschatten und Adern deuten auf einen lokalen Stofftransport hin. Die Lösungsschieferung wird allgemein in Gesteinen gebildet, die einen niedrigen Metamorphosegrad und reichhaltig Fluid aufweisen, und wird gewöhnlich in Kalksteinen als stylolithische Ebenen in gleichmässigen Abständen gefunden.

Runzelschieferung (Krenulationsschieferung)

Runzelschieferung (*crenulation cleavage*) ist eine Schieferung mit Zwischenraum und entsteht, wenn eine frühere Foliation im Meso- und Mikrobereich gefaltet (**krenuliert** oder gerunzelt) wird. Die kleinen (10^{-1} - 10^1 mm), periodischen Knitterfalten können symmetrisch sein; dennoch sind die asymmetrischen im Allgemeinen üblicher. Die Runzelschieferung ist gekennzeichnet durch die parallele Ausrichtung der Körner in den Schenkeln der engen bis isoklinalen Mikrofaltens, deren Wellenlänge den Abstand der aufeinanderfolgenden Schieferungsflächen steuert. Wenn die Mikrofaltens asymmetrisch sind, wird der kurze Schenkel gewöhnlich die Schieferungsfläche. Die Auflösung des löslichen Materials findet häufig entlang der Mikrofaltensscharniere statt und hinterlässt eine Konzentration des unlöslichen Rückstandes entlang der Schenkel, während lösliches Material (gewöhnlich Quarz) in die Scharniere transportiert und ausgefällt wird.



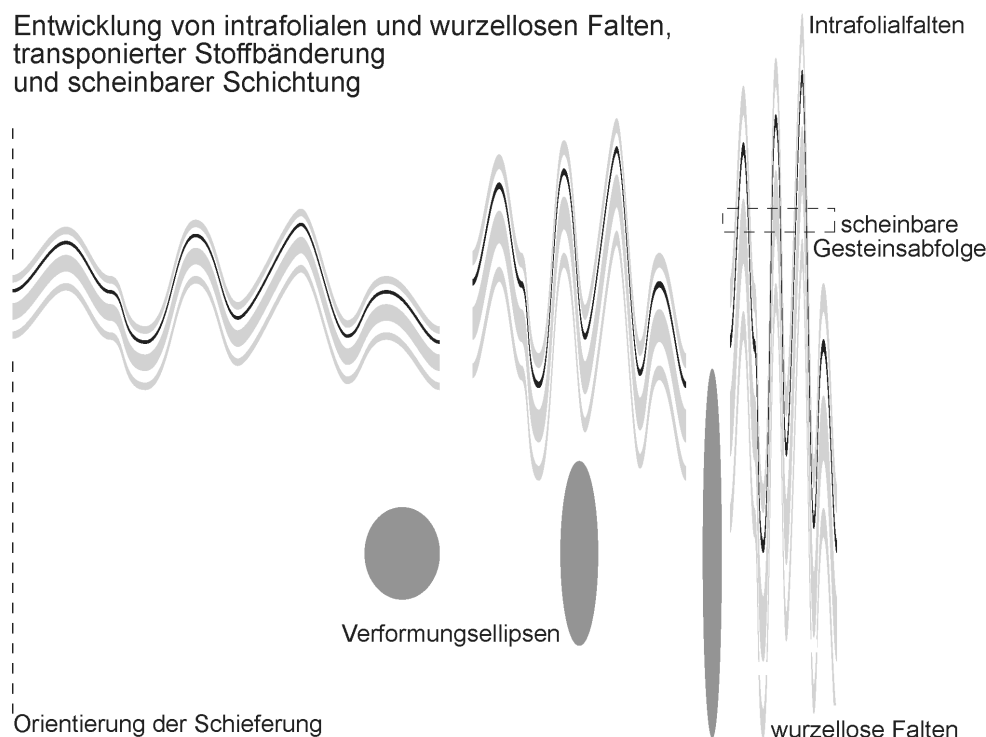
Die Runzelschieferung wird manchmal durch Mikrobrüche bestimmt, die parallel zu den Faltenschenkeln entstanden sind. So wird diese Art von Schieferung auch mit **strain slip cleavage** umschrieben, aber es ist sicherer den nicht-genetischen Ausdruck Runzelschieferung zu benutzen. Eine diskrete Runzelschieferung schneidet die bereits bestehende Schieferung. Andererseits kann das bereits bestehende Gefüge von den *Mikrolithons* durch eine zonenartige Runzelschieferung verfolgt werden.

Die Runzelschieferung wird in allen metamorphen Graden gefunden.

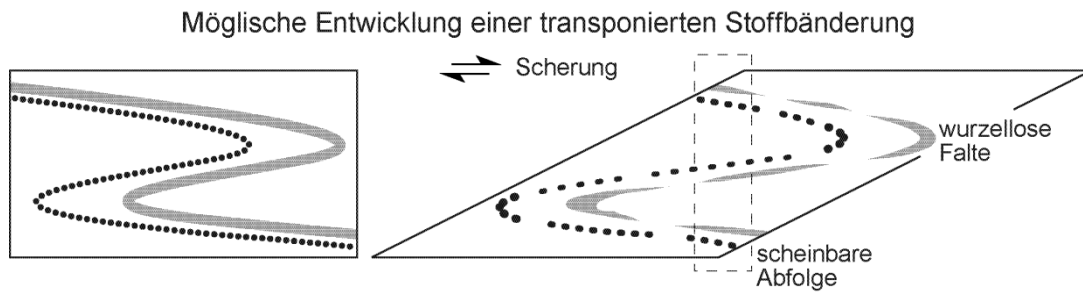
Transponierte Stoffbänderung

Transponierte Stoffbänderung (*transposed layering*) ist definiert durch Teile einer präexistierenden Fläche vor der Verformung, sei es nun eine Schichtung oder eine Foliation, die unabhängig in eine neue Orientierung rotiert worden ist; alle diese Teile sind nach intensiver Deformation subparallel.

In einer feingeschichteten Abfolge von Gesteinen haben aufeinander folgende Schichtlagen unterschiedliche Kompetenz. Bei intensiver Verformung können Isoklinalfalten entstehen, deren Schenkel ausgedünnt und parallel zur Schieferung zu liegen kommen. Die Faltenscharniere sind spitz und die Falten werden **Intrafolialfalten** (*intrafolial folds*) genannt. Schliesslich können die Scharniere entlang den gestreckten Schenkeln weggerissen werden. Wo Scharniere ganz von den Schenkeln gelöst sind, werden die Falten **wurzellose Intrafolialfalten** (*rootless intrafolial folds*) genannt, und die Reliktschichtung scheint auf lokale Vorkommen in undeutlichen Faltenscharnieren beschränkt zu sein. Dort gibt es praktisch keine Änderungen mehr in der Richtung der Transpositions-Stoffbänderung. Eine Transpositions-Gesteinsabfolge kann irrtümlich als normale sedimentäre Abfolge interpretiert werden. Wie auch immer, die **scheinbare Schichtung** (*pseudo-bedding*) hat keine stratigraphische Bedeutung.



Erkennungskriterien für die transponierte Stoffbänderung sind (1) die Schieferung ist parallel zur Schichtung, (2) lokalisierte, intrafoliale Faltenscharniere, (3) lokalisierte Boudins von kompetenten Schichten, (4) extreme Abflachung der Verformungsmarker und (5) Umkehr von Verjüngungskriterien und Asymmetrie der parasitären Falten in nächster Umgebung.



Transposition tritt in allen Grössen auf, vom Handstück bis zu grösseren Strukturen mit einer Ausdehnung über mehrere Kilometer.

Differenzierte Stoffbänderung

Kristallisation von metamorphen Mineralien, metamorphe Rekristallisation von älteren Mineralien und Drucklösung können unabhängig oder zusammen eine neue, häufig unebene „Schichtung“ verursachen, die durch abwechselnde Lagen mit unterschiedlichen Zusammensetzungen und/oder Korngrössen erklärt werden. In der Tat entsteht die Bänderung durch metamorphe Reorganisationsmechanismen chemischer Komponenten und durch neu orientiertes Mineralwachstum. Die resultierende Zusammensetzungsbänderung, welche als eindeutige hell- und dunkel-farbige Bänder im Handstück sichtbar ist, wird **differenzierte Stoffbänderung** (*differentiated layering*) genannt. Differenzierte Stoffbänderung wird in grobkörnigen, granularen metamorphen Gesteinen jeden Grades gefunden. Glattschieferung, Runzelschieferung und Schieferung können alle differenziert sein.

In hochmetamorphen Gesteinen wird die differenzierte Stoffbänderung gewöhnlich als **Gneisbänderung** (*gneissic layering*) bezeichnet. Sie ist meistens durch abwechselnd mafische (dunkle) und felsische (helle) Schichten, die parallel zur lithologischen Bänderung sind, charakterisiert. Die resultierende Gneisbänderung kann eine mehr oder weniger stark veränderte Schichtung sein und somit die ursprünglichen sedimentären Zusammensetzungen widerspiegeln. Sie kann aber auch nur eine Foliation sein, welche vollständig durch Differentiation während der Verformung entstand. Die Gneisbänderung kann auch aus orientierter Schmelzabtrennung während der Teilschmelzung und/oder durch Einspritzung von subparallelen Intrusivadern resultieren. **Gneis** ist ein metamorphes Gestein mit Gneisbänderung.

Stark gescherte Gesteine entwickeln eine **mylonitische Schieferung** (*mylonitic foliation*), welche beides ein Mineralschieferung, infolge der bevorzugten Orientierung der flachen Mineralkörner und Aggregate, und ebenso ein planares Formgefüge ist definiert durch flach abgeplattete Kristalle (auch Bänder genannt, *ribbons*).

Penetrative Schieferungen

Die Gesteins- und Schieferungsklassifikation (diagenetisch, Dachschiefer, Phyllit und Schiefer) reflektiert grundlegend die zunehmende Korngrösse von Phyllosilikaten, und somit unterschiedliche Grade der Rekristallisation (d.h. des metamorphen Grads). Die Unterscheidung zwischen den Schieferungsarten ist willkürlich, mit einer schwach definierten Grenze auf Grund der persönlichen Wahrnehmung.

Diagenetische Schieferung

Eine Schieferung kann sich parallel zur Schichtung während der Diagenese und der Verdichtung der Sedimente mit Tonmineralien und/oder detritischen Glimmern bilden. Eine solche Schieferung wird in sehr-niedriggradigen bis mindergradigen pelitischen Gesteinen beobachtet, die keiner oder nur niedriger Deformation unterlagen, wie die Abwesenheit von regionalen Falten zeigt. Die Glimmer, die allgemein auf der Schieferungsfläche liegen, haben ausgefrante Ränder. Die diagenetische Schieferung ist eine primäre mechanische Anisotropie, die eine wichtige Rolle bei der Entwicklung von sekundären Schieferungen spielt.

Glattschieferung (ursprünglich Dachschieferung)

Der Ursprung des Wortes **Schiefer** (*slate*) stammt aus dem Bergbau und damit wurde feinkörniges Gestein bezeichnet, das so schiefrig-schuppig war, dass es in dünne planare Plättchen aufgespalten werden konnte, mit denen Dächer gedeckt und Schiefertafeln hergestellt wurden. Der Ausdruck **Glattschieferung** (*slaty cleavage*) beschreibt das Gefüge, das für das sehr planare Entzweibrechen jener Gesteine verantwortlich ist, deren Einzelkörner ohne Mikroskop nicht zu sehen sind. Die Glattschieferung, die oft sehr konstant orientiert ist, hat ein mattes Aussehen und ist am besten in feinkörnigen Tonschiefern zu beobachten, die sich bei niedriger Metamorphose verformten. Die parallele Ausrichtung der Phyllosilikatkörner (Tonmineralien, Illit, Chlorit, Glimmer, die zu klein sind, um für das blanke Auge sichtbar zu sein) verursacht diese Schieferung.

Unter dem Mikroskop betrachtet, zeigen diese Schiefer **domänenartige Strukturen** (*domainal structure*). Dies bedeutet, dass die Schieferung durch getrennte Bänder mit Unterschieden in Zusammensetzung und Muster definiert wird. Schieferungsdomänen werden von gut ausgerichteten, rekristallisierten und plattigen Mineralien markiert. In Schnitten senkrecht zur Schieferung bauen überzugsartige, hautähnliche Domänen ein **verzweigtes Netzwerk** (*anastomosing network*) um dazwischenliegenden Domänen von wenig oder unverformten Gesteinen (Mikrolithons) auf. Die linsenförmigen Mikrolithons sind reich in den Hauptmineralbestandteilen (gewöhnlich Quarz) des Gesteins anders als Phyllosilikate. Die Körner der Mikrolithons zeigen im Allgemeinen eine schwache oder keine bevorzugte Orientierung. Die Mikrolithons schwanken in Grösse und Zahl an Körnern, die sie enthalten. Die langen Dimensionen der Mikrolithons verlaufen meistens parallel zur Schieferung. Die Abstände der Flächen der Glattschieferung reichen vom Bruchteil eines Millimeters bis zu ein bis zwei Millimetern.

Nähte oder Ansammlungen von unlöslichen Rückständen (häufig Oxide) betonen allgemein die Schieferungsdomäne, die reich an kleinen, flockigen oder tafelförmigen Mineralien sind (Glimmer, Chlorit und Talk). Die parallele, planare Anordnung dieser Körner definiert die planare Domäne.

Die Glattschieferung, die oft sehr konstant orientiert ist, hat ein mattes Aussehen und ist am besten in feinkörnigen Tonschiefern zu beobachten, die sich bei niedriger Metamorphose verformten.

Phyllitisches Gefüge

Phyllite sind Gesteine mit einem glänzenden, seidigen Glanz, die von der Korngrösse her zwischen den feinkörnigen (*slates*) und den grobkörnigen **Schiefern** (*schists*) liegen. Infolgedessen werden Phyllite in dickere Platten gespaltet als die Schiefer (*slates*). Das Gefüge der glimmer-vorherrschenden Phyllite kann entsprechend mit **Glattschieferung** (*slaty cleavage*) oder **Schieferung** (*schistosity*) beschrieben werden.

Schieferung

Schieferung (*schistosity*) ist ein Ausdruck, der sich auf Schieferungsflächen mit glänzenden Glimmern (hauptsächlich Muskovit und Biotit) bezieht, die gross genug sind um mit blosssem Auge unterschieden werden zu können. Bei höher metamorphen Bedingungen wird das planare Gefüge grobkörniger als bei der Glattschieferung, weil Kristallisation dazu neigt, die Korngrösse zu vergrössern.

Schieferung tritt häufig in hochgradig metamorphen Gesteinen auf, meist wellenartig und unzusammenhängend. Sie kann jedoch auch in niedriggradigeren Gesteinen vorkommen, besonders in grünschieferfaziellen Gesteinen retrograden Ursprungs. Schiefer sind metamorphe Gesteine mit Schieferung.

Zusammengesetzte Schieferung

Man spricht von einer **zusammengesetzten Schieferung** (*composite foliation*), wenn zwei Schieferungen bzw. gneisartige Lagen, die meistens parallel sind, das Resultat von zwei schieferungsformenden Deformationsereignissen sind. Sie können in isoklinalen Scharnierzonen, die die frühere Schieferung falten, identifiziert und unterschieden werden. Dies ist in hochgradigen Gesteinen häufig.

Konjugierte Krenulationen

Zwei gleichzeitige Runzelschieferungen können sich in einigen Fällen entwickeln und in einem Winkel von 60-90° schneiden. Sie sind im Querschnitt häufig symmetrisch zur früheren Schieferung. Diese werden als **konjugierte Runzelschieferungen** (*conjugate crenulation cleavages*) bezeichnet und können mit konjugierten Falten oder Knickfalten (*kinks*) assoziiert sein. Die Schieferungsflächen sind im Grossen und Ganzen mit weniger regelmässigen Zwischenräumen angeordnet, als nicht-konjugierte Runzelschieferungen. Gewöhnlich ist eine Richtung mehr entwickelt als die andere, dennoch kann jede Flächenserie örtlich mehr oder weniger stark entwickelt sein und es besteht keine Einheitlichkeit, welche Schieferung die letzte Deformation aufgenommen hat.

Beziehung zwischen Schieferung und Verformung

Finite Verformungsdaten zeigen an, dass sich Schieferungen über einen weiten Bereich von Verformungsintensitäten und Regimen bilden.

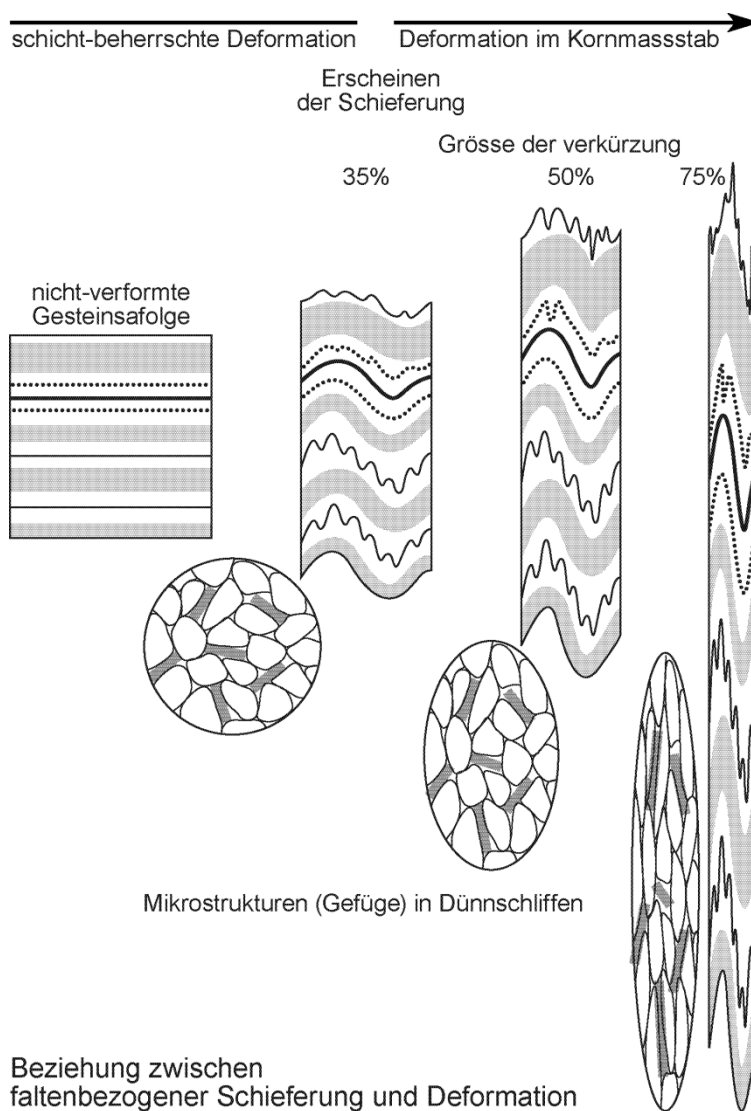
Orientierung in Bezug auf das Verformungsellipsoid

Finite Verformungsanalysen an **Reduktionsflecken** (*reduction spots*), Ooiden oder flachgedrückten Fossilien und **Lavakissen** (*pillows*) zeigen, dass die Foliation senkrecht zur kurzen Achse λ_3 des lokalen finiten Verformungsellipsoids (mit $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \lambda_3$) ist. Deshalb ist die Feldorientierung der Schieferungsfläche keine eigentliche Richtung der $\lambda_1\lambda_2$ Ebene in Gesteinen sondern nur die geografische Richtung der Hauptebene der maximalen finiten Abplattung.

Numerische und Analogexperimente stützen Beweise aus Messungen der finiten Verformung in natürlichen Strukturen. Im komplizierten Fall, in dem das Fliessen transpressiv oder transtensiv ist, liegen Schieferungsflächen irgendwo zwischen der (λ_1, λ_2) Ebene der sofortigen und finiten Verformungsellipsoide. Die Orientierung hängt von der relativen Rate der Entwicklung und Rückgewinnung des Gefüges ab, somit zeigt die Schieferung nur einen Teil der totalen Verformungsgeschichte an.

Schieferung und Intensität der Verformung

Die **Verformungsintensität** (*strain magnitude*), die bei der Entwicklung von Schieferungen wichtig ist, ist indessen schwierig zu messen. Messungen der finiten Verformung in natürlichen Strukturen beweisen, dass die Schieferung mit einem weiten Bereich von Verformungen assoziiert ist. So scheint sich zum Beispiel Glattschieferung in einem geeigneten Gestein zu bilden, wenn die Komprimierung (Kompaktion) ca. 10% erreicht hat, aber die Schieferung wird nach 20-30% Abplattung deutlich. Sehr starke Schieferung kann auch einer Abplattung von >35% entsprechen.



Schieferung und Volumenverlust

Geometrische Messungen und lokale chemische Gleichgewichte zeigen, dass mit der Entwicklung der Schieferung ungefähr > 10% (bis 50%) Verlust des Volumens einhergeht.

Faltenbezogene Schieferung

Experimente und ausführliche Fallstudien von natürlichen Falten zeigen, dass die ersten ca. 35% der Verkürzung im Schichtmassstab (Bruchbildung und Stauchung) untergebracht werden und danach auf den Kornmassstab ändert, was das Erscheinen der Schieferung auslöst.

Achsenebenschieferung: Definition

In gefalteten Gesteinen ist die Schieferung zu den gefalteten Schichtoberflächen geneigt und ziemlich (idealerweise) parallel zur Achsenebene der Falte, die gemeinsam mit der Bildung der Schieferung entstanden ist, ausgerichtet. Sie wird deshalb **Achsenebenschieferung** (*axial plane cleavage*) genannt, ungeachtet der Tatsache, dass die Schieferung häufig ihre Orientierung nach der Lithologie ändert und generell divergent zur Achsenebene orientiert ist. Folgende Geometrien ergeben sich:

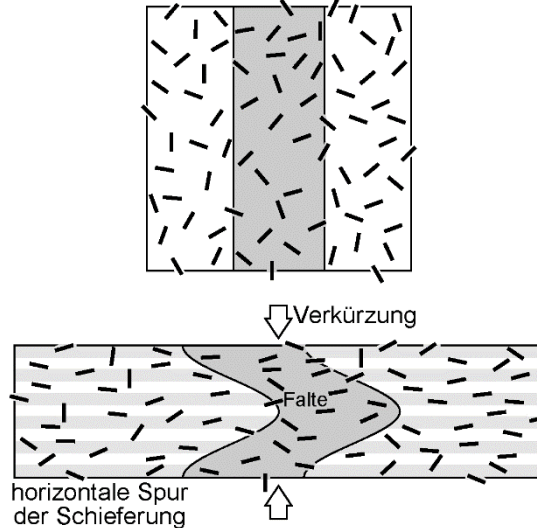
- 1) Im aufrechten Faltschenkel bildet die Schieferung einen grösseren Winkel mit der Horizontalen als die Schichtung.
- 2) Im verkehrten Faltschenkel bildet die Schichtung einen grösseren Winkel mit der Horizontalen als die Schieferung.

3) Im Faltenscharnier ist die Schieferung parallel zur Achsenebene und steht normal auf der Schichtung.

Numerische und analoge Erwägungen des Verformungsmusters in Faltenprofilen bekräftigen den Beweis der Messungen der finiten Verformung in natürlichen Strukturen. Die Orientierungen der XY -Ebene des finiten **Verformungsellipsoids** (*finite strain ellipsoid*) entspricht den Richtungen der Achsenebenenschieferungen, die in natürlichen Falten beobachtet werden können.

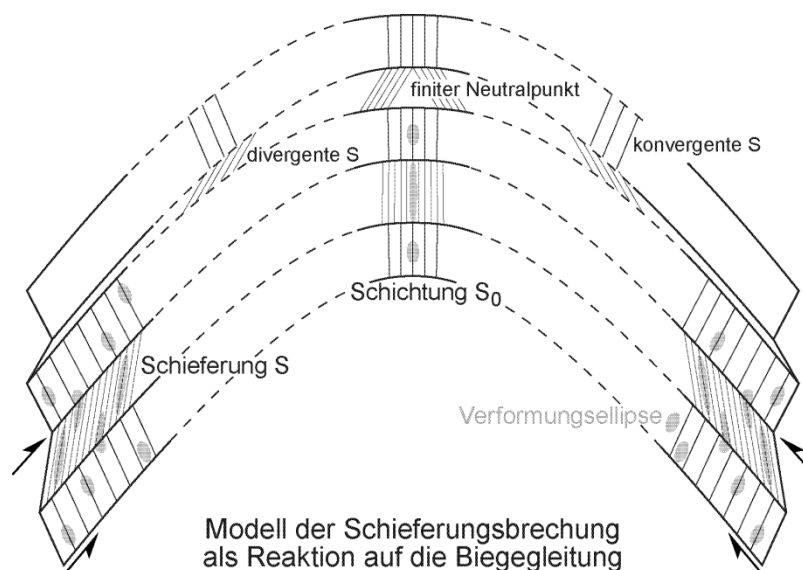
Beziehung zwischen Falten und Schieferung

ursprünglicher Block mit harter Schicht
und zufällig verteilten, abgeflachten Mineralien



Refraktion

Die Richtung der Schieferungsfläche ändert sich typisch an Schichtgrenzen zwischen Schichten mit unterschiedlichen Korngrößen oder Zusammensetzungen, d.h. Kompetenzen. Die Änderung der Winkelbeziehungen zwischen Schichtung und Schieferung über lithologische Grenzen hinweg und gelegentlich auch innerhalb von Schichten (z.B. in gradierten Schichten) wird als **Refraktion** (*refraction*) bezeichnet. Der Effekt der Refraktion (auch **Schieferungsbrechung**) ist ähnlich wie die des Lichtes, das an der Grenze zweier unterschiedlicher Medien gebrochen wird.

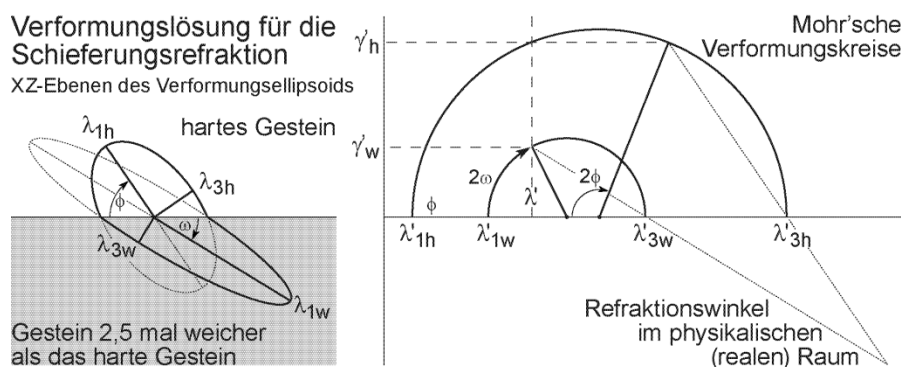


Refraktion tritt in geschichteten Gesteinen auf, weil der Viskositätskontrast zwischen benachbarten Schichten entlang den Schichtgrenzen heterogene Scherkomponenten während der Faltung

produziert. Die lokalen Scherungskomponenten erzeugen lokale Deformationen, wodurch die Plättungsebene im Gestein nicht parallel zur allgemeinen XY-Ebene des finiten Verformungsellipsoids ist.

Modelle von verkürztem mehrlagigem Material reproduzieren die Schieferungsfächer und Refraktion, die durch die wechselnde Orientierung der XY-Ebene in Teilen und Lagen der Falte mit unterschiedlicher Kompetenz erklärt werden können. Diese Ähnlichkeit lässt vermuten, dass sich die Schieferung in der XY-Fläche der finiten Verformung bildet. So ist die Schieferungsrefraktion Beweis für heterogene Verformung mit Änderungen der Orientierung der Hauptverformungsachsen und der Verformungsintensität an Schichtgrenzen zwischen Schichten mit unterschiedlichen Kompetenzen.

Gerade Schieferungsspuren in der zweidimensionalen XZ-Ebene der finiten Verformung bedeuten homogene Verformung. Betrachten wir nun einen Refraktionswinkel über eine Schichtgrenze parallel zur Y-Achse. Zwei angrenzende, homogen deformierte Gesteine mit unterschiedlichen Viskositäten ergeben unterschiedliche Mohr'sche Verformungskreise. Diese Kreise verkörpern zwei Verformungszustände, die entlang der Schichtgrenze kompatibel sein müssen, vorausgesetzt das Volumen (die Fläche) bleibt bei der Verformung konstant. Kontinuität über die Schichtgrenze hinaus bedeutet, dass die elliptischen Abschnitte der Verformungsellipsoide entlang dieser Grenze auf beiden Seiten gleich sind. In zwei Dimensionen haben die Verformungsellipsen unterschiedliche Formen in den zwei Schichten. Normalisiert, damit die Verformungsellipsen gleich werden, sind die longitudinalen Verformungen auf der Schichtgrenze gleich. Verschiedene Winkel zwischen der Schichtrichtung und der längsten Achse X zeigen Scherunterschiede an, die im Mohr'schen Verformungsdiagramm dargestellt werden können, wenn die Verformungsgröße in einer Schicht bekannt ist.



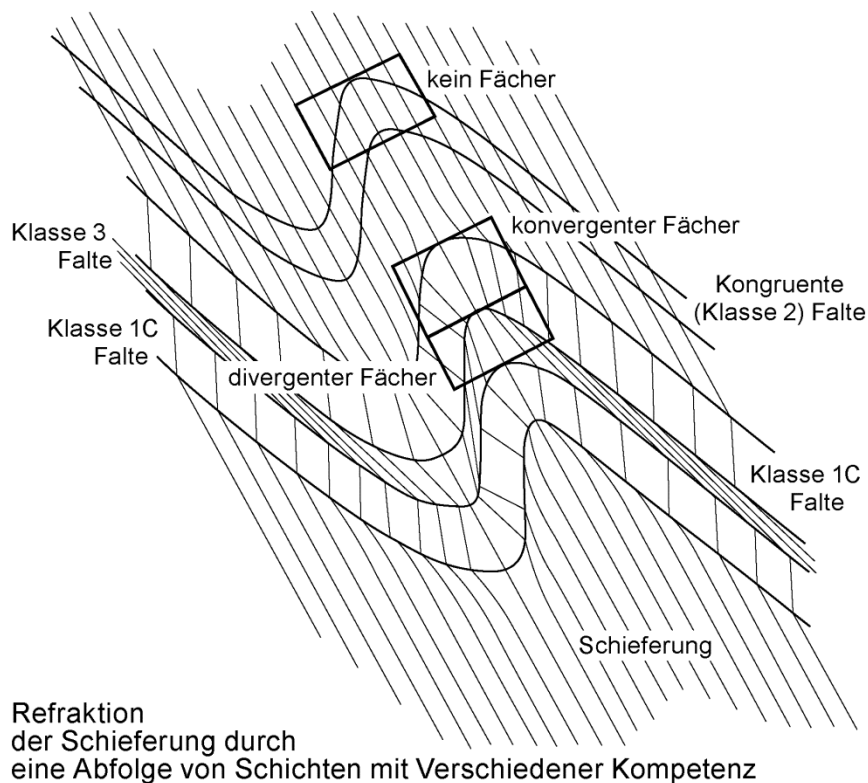
Der bekannte Verformungskreis der weichen Schicht wird zuerst geplottet. Der Verformungspunkt ist der Schnittpunkt des Kreises mit der Linie, die zur horizontalen Achse mit einem doppelten Winkel zwischen Schieferung und Schichtfläche geneigt ist. Da die Verformungsellipsen der zwei Gesteine auf der Schichtfläche zusammenfallen, ist die Streckung für beide Gesteine auf dieser Fläche gleich. Gleiche Streckung wird auf einer vertikalen Linie abgelesen, da die quadratischen Elongationen (eigentlich Reziproken) entlang der Abszisse dargestellt werden: in diesem Fall läuft die Linie durch den definierten Verformungspunkt. Der Winkel zwischen der Schieferung und der Schichtgrenze kann verwendet werden, um die Streckung des anderen Gesteins herauszufinden; dessen Verformungspunkt sollte der Schnittpunkt der vertikalen Linie gleicher Streckung mit einer Linie sein, die mit der Abszisse den doppelten Winkel zwischen Schieferung und Schichtfläche einschließt. Diese schräg orientierte Linie kann offensichtlich entlang der Abszisse verschoben werden, so dass weitere Informationen benötigt werden. Dies ist entweder die finite Verformung (die im Mohr'schen Verformungskreis den Abschnitt auf der Abszisse bei $(\lambda'_1 + \lambda'_3)/2$ festlegt) oder Kenntnisse des Viskositätskontrastes, d.h. das Verhältnis zwischen den beiden Viskositäten. Die Multiplikation der Ordinate des ersten Punktes mit diesem Verhältnis ergibt die Ordinate des

gesuchten Schnittpunktes, und diese Ordinate ist die Hälfte der reziproken Scherverformung im zweiten Gestein.

Diese grafische Übung zeigt, dass die Refraktionswinkel der Schieferung die relativen Festigkeiten der angrenzenden Lithologien darstellen. Der Winkel zwischen der Schichtung und Schieferung ist grösser in kompetenten als in inkompetenten Gesteinen. Mit anderen Worten, die Schieferung nimmt einen kürzeren Weg durch eine kompetente Schicht, wie etwa Sandstein, als durch eine weniger kompetente Schicht, wie etwa Tonstein.

Schieferungsfächer

Wegen der Refraktion sind die Achsenebenschieferungen normalerweise **Schieferungsfächer** (*fan*), d.h. sie zeigen ein radiales Muster innerhalb der Falte. Der Schieferungsfächer ist **konvergent** (*convergent*) oder **divergent** (*divergent*), je nachdem, ob die Schieferungsflächen gegen den Kern der Falte konvergieren oder divergieren. Beide, konvergente und divergente Schieferungsfächer können in gefalteten Mehrlagen-Systemen koexistieren. Kompetente Schichten neigen dazu, parallele Falten zu entwickeln, wobei die Verformungsachsen in hohen Winkeln zu den Schichtgrenzen stehen und konvergente Fächer bilden. Inkompetente Schichten tendieren dazu, kongruente Falten zu bilden, wobei die angrenzenden kompetenten Schichten grosse Scherkräfte hervorrufen. Es treten daher divergierende Fächer auf. In numerischen Modellen sind die konvergenten Fächer dem Muster von XY-Flächen ähnlich, das während der Faltung durch tangentielle Verformung produziert wird. Dagegen sind divergente Fächer mit dem Muster, das aufgrund Biegleitens entsteht, vergleichbar.

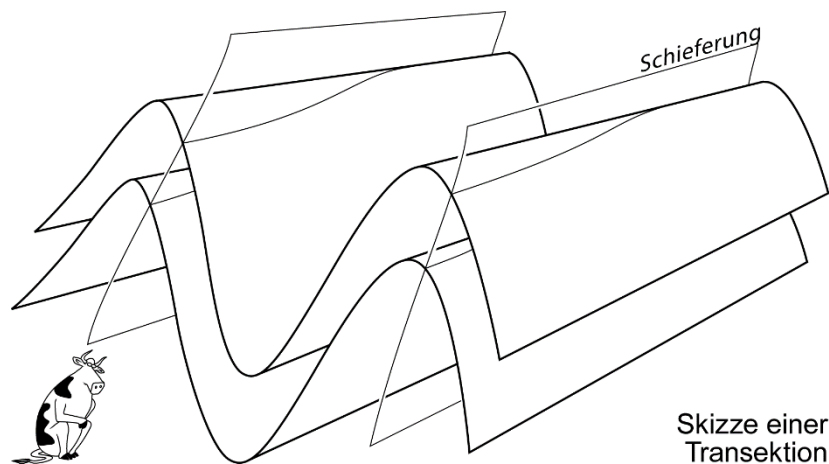


Wegen dieser fächerartigen Schieferung formt die ungleichmässig konvergente und divergente Schieferungsorientierung dreieckige Regionen ohne Schieferung in den Scharnieren der weniger kompetenten Schichten der Falten: die **finiten Neutralpunkte** (*finite neutral points*).

Transektion

In wenigen Fällen kann die planare Schieferung, die beinahe mit der Faltenachsebene im Profil zusammenfällt, in der dritten Dimension zur Scharnierlinie schräg geneigt sein. Die **Transektion** (*transection*) ist die schräge Intersektion zwischen der Schieferung und der genetisch verbundenen,

gleichzeitigen Faltenachse. Eine Schieferung mit schräger Intersektion zur Faltenachse ist nicht eine spätere Generation einer Schieferung, die eine ältere Generation von Falten überprägt hat. Die Transektion wird im Allgemeinen als rotierendes Verformungsfeld während der Faltung interpretiert, mit der Entwicklung der Schieferung möglicherweise vor der Faltung und der Entwicklung der Faltenachsen schräg zur allgemeinen Plättungsrichtung. Die folgende **Scharniermigration** (*hinge migration*), während der die Schichten schräg zum Wirbelwinkel der Faltenachse rollen, die zum Wirbelvektor der gleichen Deformation schräg ist, würde die ungewöhnliche Beziehung zwischen der Schieferung und den Achsenebenen erklären.

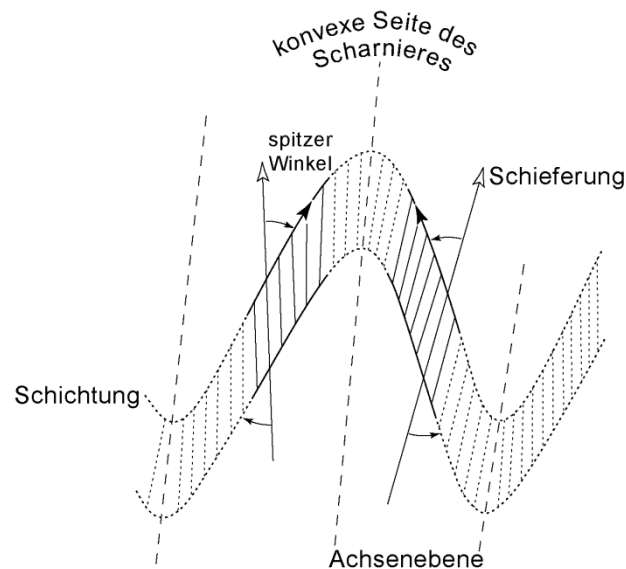


Verwendung der Achsenebenenschieferung in der Strukturgeologie

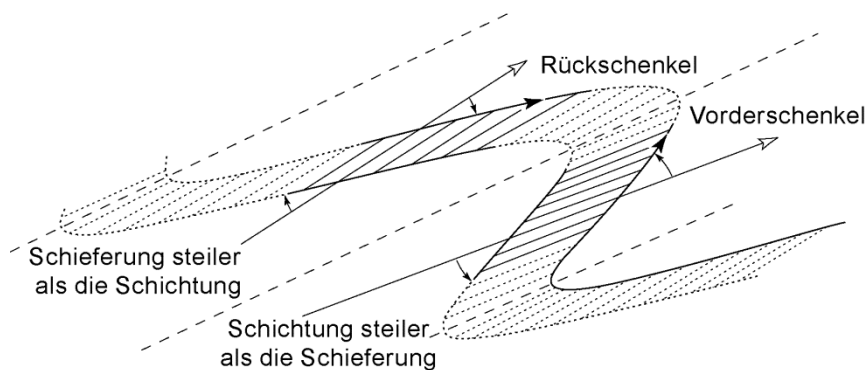
Die Verbindung zwischen den synchron gebildeten Falten und den damit assoziierten Achsenebenenschieferungen ist ein solch klarer Sachverhalt, dass wir die **Schieferungs-Schichtungs Winkelbeziehungen** (*foliation-bedding angular relations*) als ein einfaches und hilfreiches Kriterium dazu verwenden können, praktische Probleme bei der Strukturkartierung zu lösen. Wir können bestimmen, auf welchem Schenkel einer unvollständig aufgeschlossenen Falte der Aufschluss steht. Zuerst muss die Schieferung im Gebiet anhand einiger kritischer Aufschlüsse als wirkliche Achsenebenenschieferung erkannt werden. Danach wird die Orientierung dieser Schieferung als die übergeordnete Lage der Achsenebene im ganzen Gebiet angenommen. Wenn die Falten grösser als der Aufschluss sind, kann anhand des Winkels zwischen Schieferung und Schichtung sofort gesagt werden, auf welchem Schenkel bezüglich der grossen Falte der Aufschluss liegt.

Betrachten wir eine schematische Falte und ihre assoziierte Schieferung im Kartenmassstab. Vier Beziehungen können benutzt werden, um Informationen über die Falten im grossen Massstab zu erhalten:

- 1.) Die Schieferung auf den Faltschenkeln ist zur Schichtung hin gegen die konvexe Seite des Scharnieres geneigt. In einen Schenkel öffnet sich der spitze Winkel zwischen Schichtung und Schieferung nach links zur Schichtoberseite. Auf dem anderen Schenkel öffnet sich der spitze Winkel nach rechts.
- 2.) Im Scharnier der Falte stehen Schichtung und Schieferung fast senkrecht aufeinander. Die Neigung der Schieferung kann direkt benutzt werden, um die Orientierung der Achsenebene zu bestimmen.
- 3.) Die geometrische Anordnung zwischen Schichtung und Schieferung ist sehr hilfreich, wenn festgestellt werden soll, ob die Schichten normal oder überkippt im Aufschluss liegen (beispielsweise im Verkehrtshenkel einer liegenden Falte). Im Normalschenkel ist die Schieferung steiler, als die in dieselbe Richtung einfallende Schichtung; umgekehrt steht es im Verkehrtshenkel, wo die Schichtung steiler als die Schieferung ist.
- 4.) Je kleiner der durchschnittliche Schieferungs-Schichtungswinkel ist, desto enger ist die Falte.



Charakteristik der Schieferungs- Schichtungs- Winkelbeziehung in einer Falte



Es ist an dieser Stelle zu erwähnen, dass diese Regeln konsistent sind zwischen parasitären S, M und Z-(Klein)Falten und der dazugehörigen Grossfalte. Mit anderen Worten, die Schichtungs-Schieferungs-Winkelbeziehungen sind masstabsunabhängig.

Andere Schieferungen als Achsenebenenschieferungen

Bemerkung: nicht alle Schieferungen sind mit Faltung assoziiert!

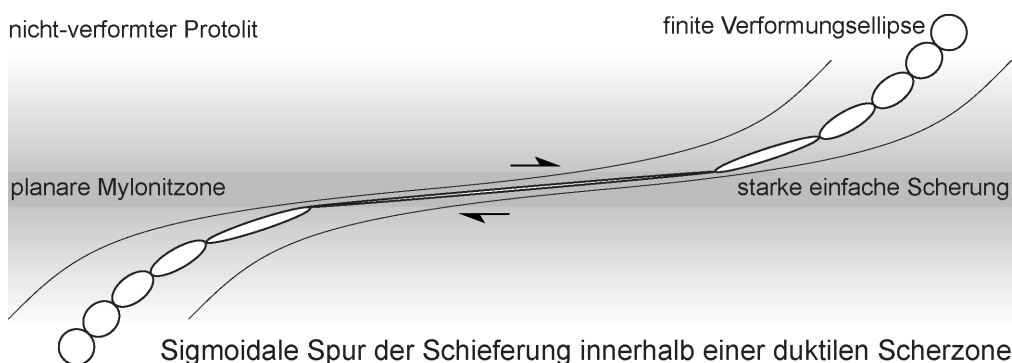
Schichtungsfoliation

In Sedimenten liegt eine Schar von Schieferungsebenen häufig parallel zur Schichtung. Jedoch hängt die Schieferung anscheinend nicht mit irgendeiner Phase der Faltung zusammen. Eine solche **Schichtungsschieferung** (*bedding foliation*) kann auf vertikale Kompression der Sedimente durch die statische Last der darüberliegenden Schicht zurückgeführt werden. Stattdessen entsteht die Schieferung meistens aus orientierter Kristallisation während der Diagenese.

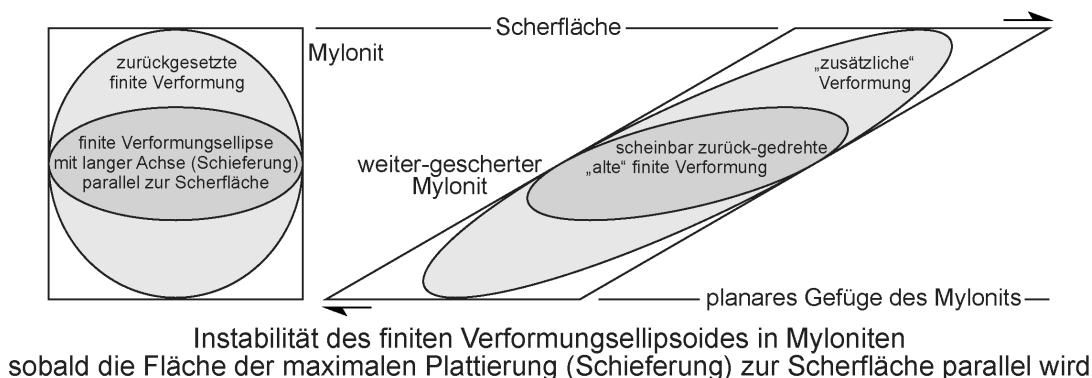
Foliation durch Scherung

Wenn sich eine duktile Scherzone sich in einem körnigen Gestein (z.B. Granit) entwickelt, so ist die sich entwickelnde Schieferung nicht assoziiert mit den sich synchron bildenden Falten (das Gestein kann durch die Faltung beispielsweise in eine Schenkelposition gedreht worden sein; die Schieferung durch Scherung fällt allerdings in diesem Fall nicht mit der Achsenebene zusammen). Die Schieferung, die die Fläche maximaler Verkürzung aufzeigt, zeigt in diesem Fall allerdings eine progressive Rotation mit zunehmender Intensität der Schieferung. Dadurch kommen sich die Schieferungsflächen gegen die Verformungs-Intensitätsmaxima der Scherzone immer näher. Die Schieferungsflächen sind beidseits der Scherzone symmetrisch zueinander angeordnet. Die

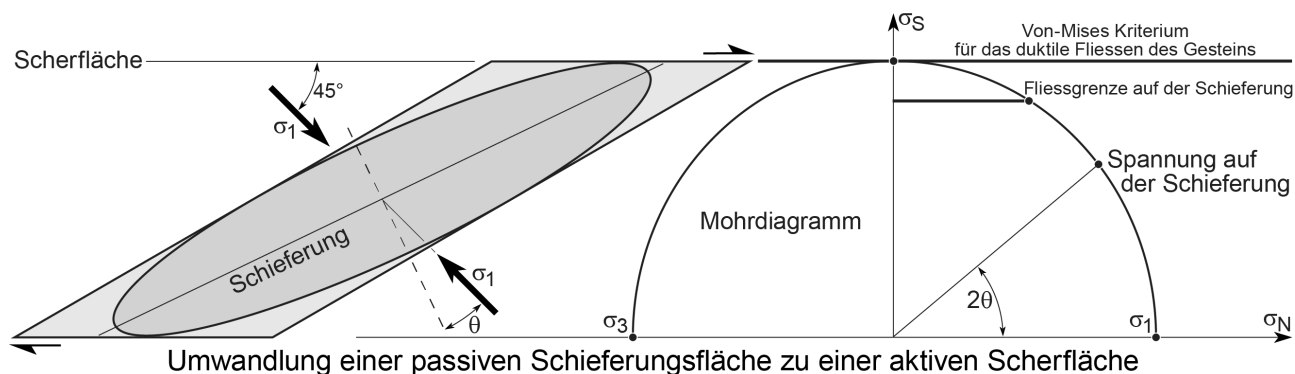
Symmetrie weist eine sigmoidale Form auf, anhand derer man die relative Bewegung der Scherung ableiten kann.



Beachten Sie, dass infolge einfacher Schergeometrie, die Fläche maximaler Verkürzung sehr schnell (nach einer Scherverformung von ungefähr 10) fast parallel zur Scherfläche wird. In diesem Stadium verzerrt weitere einfache Scherung das Verformungsellipsoid, somit bleibt die Fläche maximaler Verkürzung nicht parallel zur Scherfläche. Jedoch bleibt das planare Gefüge, d.h. die sichtbare Schieferung zur Scherfläche parallel. Die Regel, die die $\lambda_1\lambda_2$ Fläche des Verformungsellipsoids mit der Schieferung gleichstellt, trifft nicht ausschliesslich zu.



Abweichung von der $\lambda_1\lambda_2$ Fläche des Verformungsellipsoids ist sogar konsequent, wenn die Schieferung von einer passiven Belastungsmarkierung in eine aktive Gleitfläche umgewandelt wird. In der Tat ist die Schieferung als Fläche mechanischer Anisotropie eine Fläche der Schwäche, entlang der die Scherspannung für Bruchbildung kleiner als die des Gesteins ist. Folglich neigen die Schieferungsflächen dazu, ihre Kohäsion zu verlieren und zu gleiten, sobald sie in die Nähe einer Scherfläche gedreht worden sind. In diesem Stadium werden sie zu Mikroverwerfungen, die nicht mehr mit der Fläche maximaler Verkürzung zusammenhängen.



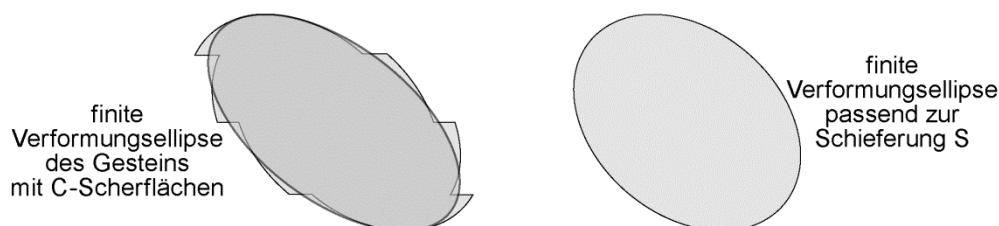
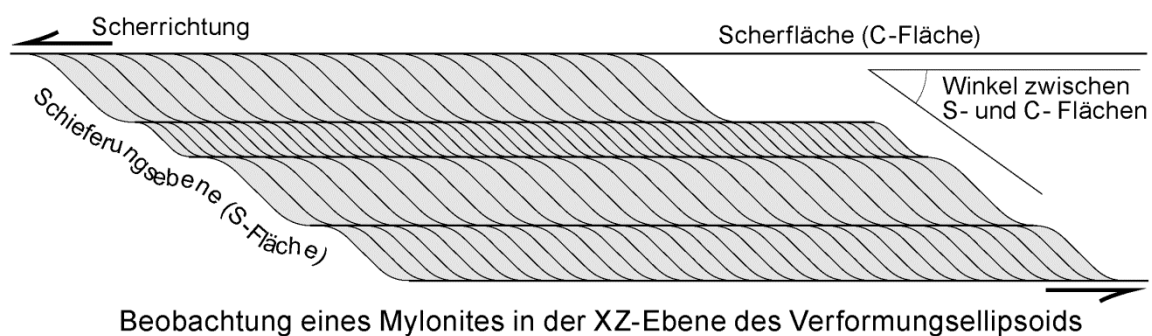
Schieferung durch Scherung und ihre Änderung in Scherflächen sind üblich in hochgradigen Gneisen und verformten magmatischen Gesteinen, welche eine intensive Scherdeformation erlitten haben.

Scherbänder

Scherbänder beschreiben planare Gefügeelemente, die wie eine nicht-symmetrische und normalerweise mesoskopische Runzelschieferung in stark gescherten Gesteinen aussehen. Die Runzelschieferungsebenen sind nicht parallel zur gleichzeitigen Faltenachsebene. Der Runzelschieferungsaspekt liegt an der „älteren“ Schieferung, die auf eine systematische Art in getrennte Flächen oder Zonen, entlang welchen Verformungsmarker zerbrochen und versetzt werden, verbogen wird, was eine gewisse Bewegung mit sich bringt (**Verformungsgleiten**). Folglich sind diese schmalen, planaren Scherbänder eigentlich regelmässig verteilte und parallele **Mikroscherzonen** (*micro-shear-zones*). Diese Mikroscherzonen werden parallel zu einer Ebene hoher Scherspannung und nicht parallel zur $\lambda_1\lambda_2$ -Ebene des finiten Verformungsellipsoids entwickelt. Sie bilden normalerweise einen kleinen Winkel ($<30^\circ$) zum mylonitischen Gefüge und ihre Bewegung ist die von Abschiebungen in Bezug auf die Spur des mylonitischen Gefüges (folglich der Ausdruck *extensional*). Der akute Schnittwinkel und die halbmondförmige Form des mylonitischen Gefüges zwischen diesen Mikroscherzonen (oder Bändern) zeigen die Richtung der Scherung an.

S-C-Gefüge

Grosse Bewegungen entlang von Scherzonen biegen die Schieferung S zu einem flachen Winkel zur Scherfläche. Wenn Deformation stark genug ist, werden die penetrativen S-Flächen S-förmig, und rotieren in Parallelität mit den getrennten Zonen von regelmässigem Abstand parallel zur groben Scherfläche: den C-Flächen.



Im Kleinmassstab ist jede einzelne C-Scherzone ziemlich flach und entwickelt ihr eigenes, typisches Schieferungsmuster, damit die Richtung der Ablenkung von S in C dieselbe wie die allgemeine Scherrichtung ist.

Die Gesteine, in welchen solche duktilen Scherzonen häufig auftreten, um ein Gefüge zu entwickeln, zeigen allgemein eine **S-C Struktur** (*S-C structure*). S steht für die Schieferungsflächen, die durch die abgeschrägten Kornformen des Gesteins definiert werden. S wird gewöhnlich in die Scherzonen oder -flächen mit hoher Scherverformung (kleinerer Korngrösse) C (vom französischen *cisaillement* = Scherung) abgelenkt. Die C-Flächen sind zur Scherfläche und Scherzonengrenze parallel und sind gewöhnlich enge Zonen mit hoher Scherverformung (kleinerer Korngrösse) als die angrenzenden S-dominierten Gebiete. Die Schieferung S lehnt sich in Richtung der Scherung und hat eine allgemeine

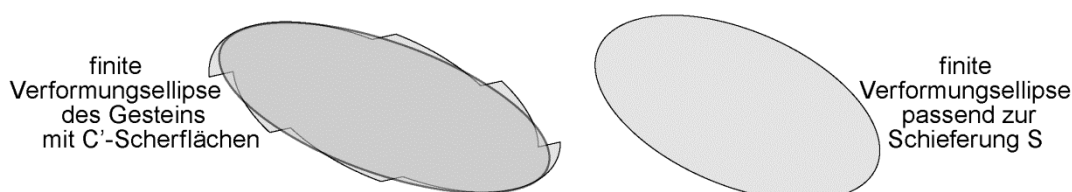
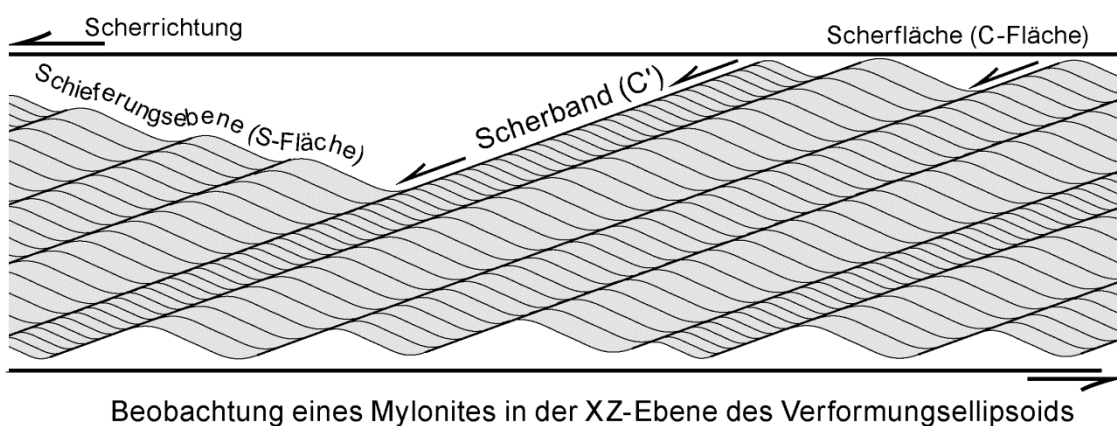
spitzwinklige Neigung zu den C-Flächen. Die Trennung oder Spaltung des Gesteins ist entlang der Scherflächen C einfacher.

Beachten Sie, dass infolge zusätzlicher und örtlich begrenzter Bewegung entlang der C-Flächen, die Schieferungsflächen S keine Hauptflächen der Scherverformung sind. Beachten Sie auch, dass C-Flächen parallel zu Ebenen mit keiner finiten Verformung sind.

S-C-Gefüge sind in körnigen Gesteinen, insbesondere porphyroklastischen Granitoiden am häufigsten.

C' und C'' Ebenen

In stark geschieferten Gesteinen können ein oder mehrere diskret auftretende, planare Elemente vorkommen. Dabei können sie systematisch schief zu früheren Schieferungen und Scherflächen auftreten. Dies sind hauptsächlich kleine Scherzonen, die schräg zu älteren Schieferungen oder Scherebenen und Scherzongrenzen sind, so dass der Versatz auf der sogenannten "Schieferung mit Zwischenraum" in einer Extension parallel zur früheren planaren Anisotropie resultiert. Diese Mikroscherzonen sind normalerweise weniger durchgängig als die C-Flächen und definieren dehnde **Scherbänder** (*extensional cleavage* oder *C' planes*). S-C' Strukturen können auf intensives nicht-koaxiales Fließen hindeuten. Konjugiert auftretende Scherbänder können extreme Plättung erzeugen.



C'-Scherbänder scheinen sich in einem späten Stadium der Scherung nach der starken planaren Anisotropie, die durch die S-Schieferung dargestellt wird, zu entwickeln. Wie C-Flächen hängen die C'-Flächen mit der Verstärkung der finiten Verformung des geschieferten Gesteins zusammen.

C'' bezeichnet zusätzlichen Sätze von getrennten Mikroscherzonen, die schief zu C'-Flächen, genauso wie C' zu C, auftreten können.

Bildung von Schieferungen

Vier grundlegende Mechanismen, die entweder getrennt oder miteinander wirken, können eine bevorzugte Einregelung der Körner, d.h. Gesteinsschieferung bilden. Diese sind:

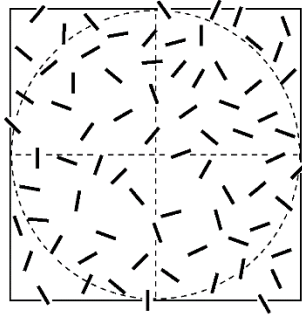
1. Kornform kontrollierte, mechanische Rotation von bereits existierenden, ungleichmässigen Körnern oder Gefügen.
2. Modifikation der Kornform und des Volumens durch Drucklösung
3. Modifikation der Kornform durch kristallinternes Gleiten oder Diffusion
4. Wachstum von ungleichmässigen Körnern in eine bevorzugte räumliche Orientierung

Kornform-kontrollierte Rotation von Körnern

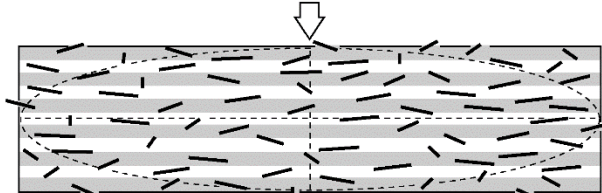
Es gibt im Wesentlichen drei mathematische Modelle, die auf die Rotation von präexistierenden plättchen- oder nadelförmiger Mineralien (d. h. Körner mit hohem Aspektverhältnis) mit einer anfänglich zufälligen Anordnung angewandt werden können:

Die "**March Analyse**" untersucht das Verhalten bei der Rotation von passiven, planaren Markern während der Verkürzung eines homogenen Körpers.

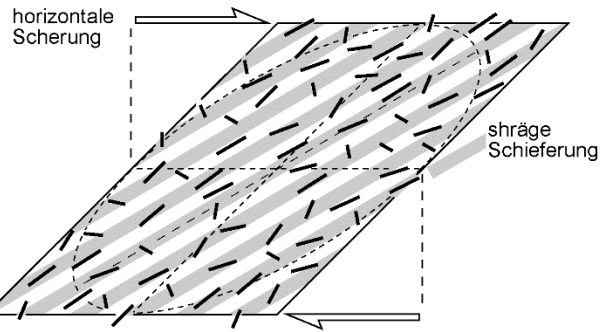
ursprünglicher Block mit zufällig orientierten Partikeln
(der eingetragener Kreis und das zentriertes Kreuz sind passive Markierungen)



vertikale Verkürzung



horizontale Spur der Schieferung



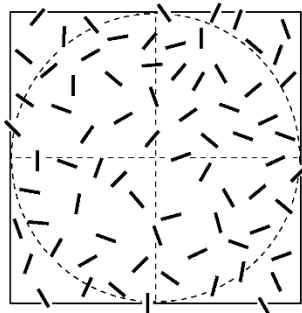
March Modell

Orientierung von passiven und planaren Markern während der homogenen Plättung der viskosen Matrix

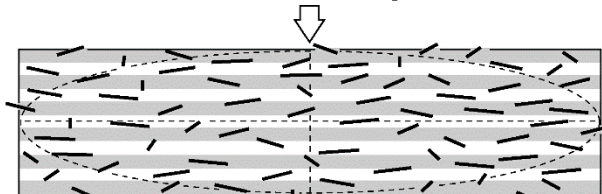
Das "**Jeffrey Modell**" befasst sich mit der Rotation starrer, elliptischer Körper in einer viskosen Flüssigkeit.

Die rigide Rotation der zuerst zufällig verteilten klastischen, platten, tafelförmigen oder verlängerten Körner in Richtung zur Abflachungsfläche, definiert statistisch eine Schieferung, die zu dieser Hauptfläche der finiten Verformung parallel ist. Dieser Prozess ist besonders auf Schieferungen anwendbar, die während der diagenetischen Kompaktion und/oder dem tektonischen Entwässern von unvollständig lithifizierten wasserreichen Sedimenten oder Magmen gebildet wurden. Gleiten entlang der Kristallgrenzen begleitet normalerweise die Rotation.

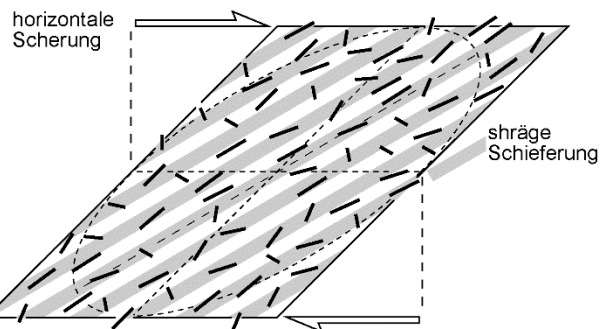
ursprünglicher Block mit zufällig orientierten Partikeln
(der eingetragener Kreis und das zentriertes Kreuz sind passive Markierungen)



vertikale Verkürzung



horizontale Spur der Schieferung



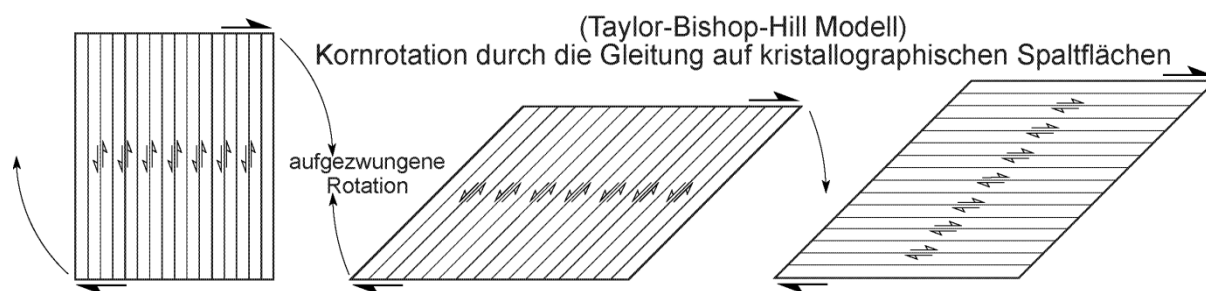
Jeffrey Modell

Orientierung von rigiden und planaren elliptischen Körpern infolge von passiver Rotation während der Plättung der homogenen, viskosen Matrix

Die Voraussage der beiden March und Jeffrey Modelle für die Entwicklung einer progressiv bevorzugten Orientierung sind grundsätzlich dieselben. Die "Jeffrey-Analyse" unterscheidet sich von der von March durch einen Faktor, der die Form der rotierenden Partikel beschreibt. Ausserdem kennzeichnen Jeffrey's starre Partikel eine statistische Orientierung, die nicht ins March Modell einbezogen werden kann.

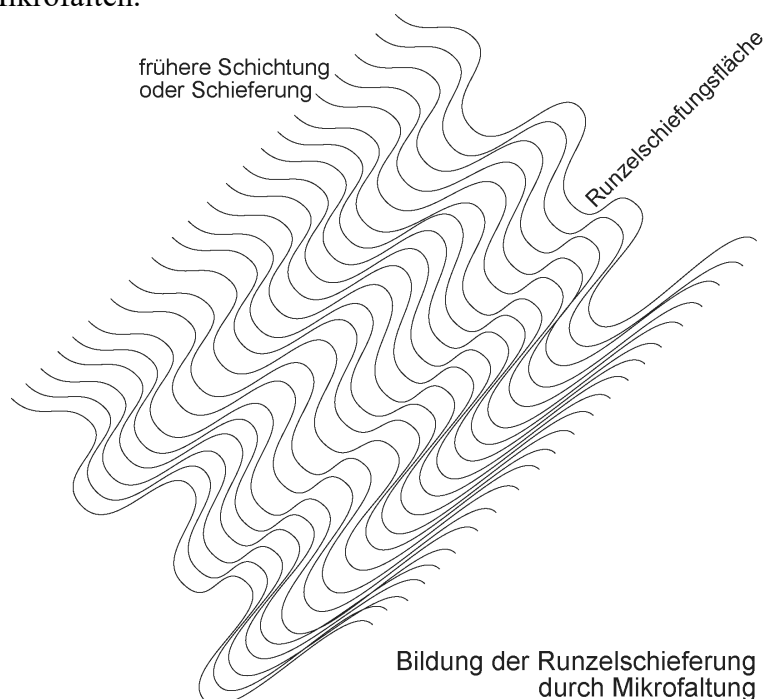
Experimente an Aggregaten, die Schichtsilikate oder andere plättchenförmige Mineralkörner enthalten, haben gezeigt, dass sich durch Rotation zwei Arten von Gefügen entwickeln können. Das erste ist ein homogenes Gefüge, das sich durch eine allgemein bevorzugte Orientierung der plättchenförmigen Körner hervorhebt, deren planare Dimensionen parallel zur $\lambda_1\lambda_2$ -Ebene verlaufen. Die Intensität der bevorzugten Orientierung verstärkt sich mit der Verformung, aber die Rotationsmuster der einzelnen steifen Partikel infolge von Partikel-zu-Partikel Interaktionen sind schwierig. Das zweite ist ein heterogenes oder domänenartiges Gefüge, in welchem eine lokale Reorientierung entlang enger Scherzonen stattfindet.

Das dritte Modell, das **Taylor-Bishop-Hill Modell**, beinhaltet die Rotation eines einzelnen Korns, das infolge interner Scherung auf einer einzelnen kristallographischen Gleitfläche abscheren kann, und derart rotiert, dass seine Deformation mit der aufgezwungenen Verformung der umgebenden Matrix kompatibel ist. Der hauptsächliche Mangel an diesen Modellen ist, dass sie das domänenartige Gefüge, welches in vielen Schiefen zu erkennen ist, nicht erklären. Immerhin geben sie uns eine mögliche Erklärung für die bevorzugte Orientierung von Körnern in niedriggradigen Gesteinen.



Kleinfältelung - Mikrofaltung (microfolding)

Die Entwicklung der Runzelschieferung involviert periodische, kleinräumige und heftige Stauchung und/oder Knickung eines früheren, planaren Gefüges. Die Stauchung und/oder Knickung verursacht das Wachsen von Mikrofalteln.



Wenn die Mikrofallen stärker zusammengepresst werden, werden die Faltschenkel nach und nach verdünnt und parallel, während die Faltscheitel verhältnismässig dicker werden. Die neue Runzelschieferungsfläche wird parallel zu den ausgerichteten Schenkeln der gestapelten Mikrofallen. Glimmer innerhalb der Schenkel der Krenulationen sind immer noch beinahe parallel zur ursprünglichen Lagerung (Schichtung, Schieferung) angeordnet. Sie wurden jedoch bei der Bildung der neuen Schieferung (*crenulation cleavage*) zur neuen Schieferung hin parallelisiert.

In dieser Weise bezieht die Entwicklung der Runzelschieferung wahrscheinlich die mechanische Rotation der vorhandenen Körner mit ein, die von chemischen Prozessen begleitet werden, wie z.B. Änderung der Kornform und -grösse durch Diffusionsverfahren und Wachstum neuer Körner, die eine Orientierung und Form kompatibel mit der lokalen Verformungsgeschichte haben,.

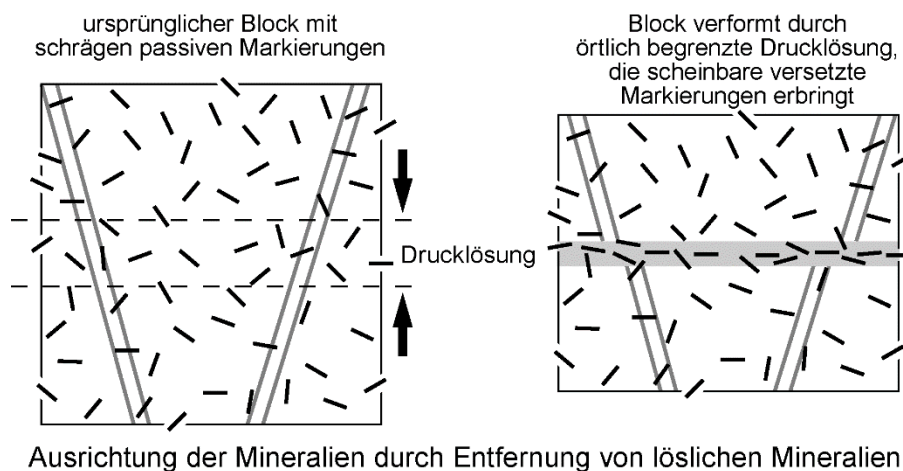
Lösungstransport

Zahlreiche Schieferungen sind durch ihre unterschiedlich zusammengesetzten Lagen definiert. Diese Lagerung (in zwei Dimensionen genannt **Bänderung**, *banding*) wird teilweise einer metamorphen Differentiation (*differentiation* oder **Segregation**, *segregation*) während der Entwicklung der Schieferung zugeschrieben. Segregation ist auf Lösung und Umverteilung von Material (**Drucklösung**, *pressure-solution*) zurückzuführen. Dies ist Bestandteil eines Diffusionsprozesses, der mittels wasserreicher, **intergranularer Fluidphasen** (*interstitial fluid phases*) zustande kommt. Der Prozess beinhaltet den Fluss von Flüssigkeiten entlang von Korngrenzen und kann zu bedeutendem Volumenverlust führen, wenn das gelöste Material aus dem System abtransportiert wird.

Drucklösung

Lösung (und Abtransport) tritt in porösen Gesteinen unter nicht hydrostatische Spannungen an Korn-Korn oder Korn-Lagengrenzen auf, und zwar mit einer Geschwindigkeit, die von der Grösse der Normalspannung abhängt: Grenzen senkrecht zur Richtung der stärksten Kompression lösen sich am schnellsten in die wässrige Porenflüssigkeit. Das gelöste Material findet oft als faserige Mineralien und Adern an Orten mit niedriger Normalspannung statt. Ein klassisches Beispiel, um zu zeigen, dass die Schieferung eine Zone mit verlorenem Volumen einnimmt, ist wenn die Schieferung ein Fossil oder eine Ader schneidet und der verschwundene Teil augenscheinlich entlang von Schieferungsflächen gelöst wurde und kein Versatz stattfand. **Drucklösungsschieferung** ("**Stylolithen-Schieferung**", *Stylolitic foliation*) ist ein häufiges Phänomen in Kalksteinen.

Das Nebeneinanderstellen von quarzreichen und geschieferten Domänen mit unlöslichen und dichtgepackten Mineralien weist darauf hin, dass bevorzugt Drucklösung bei der Bildung der meisten Schieferungen beteiligt ist.



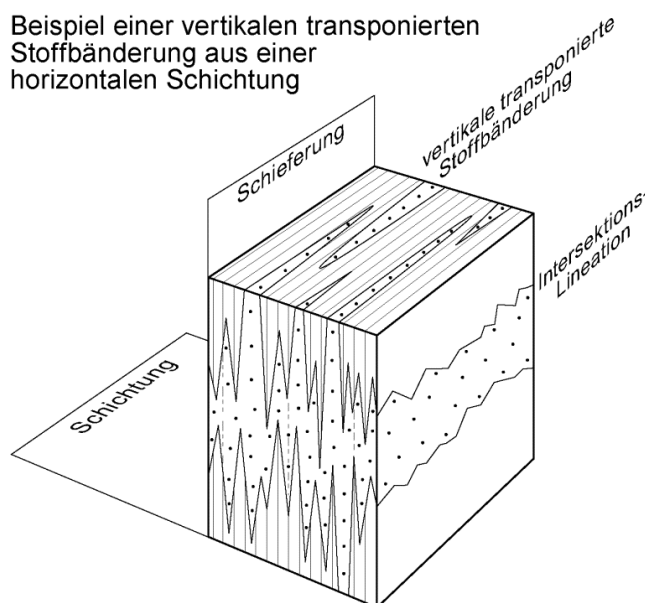
Differenziation

Migration des aufgelösten Materials (**Lösungstransport**, *solution transfer*) weg von Orten mit einer hohen Löslichkeit zu Orten niedriger Löslichkeit erfolgt immer entlang eines Gradienten im

chemischen Potential, der durch Variationen der Grösse der Normalspannung an den Kristallgrenzen entsteht. Das Material kann wieder an Orten geringerer Normalspannung ausgefällt werden, gewöhnlich in sich dehnenden Adern und im **Druckschatten** (*pressure fringes*) mit Kristallfaserwachstum an den Enden von flach geplätteten Körnern. Der unlösliche Rückstand (sekundäre Mineralien und Oxide) hingegen verbleibt auf der Drucklösungsfläche. Die Gesteine wurden **differenziert** (*differentiated*), das heisst es fand eine bevorzugte Neuverteilung von Mineralien im Gestein statt.

Von differenzierter Runzelschieferung zur Transposition

Eine Runzelschieferung entwickelt sich in den Schenkeln der Mikrofallen, die eine frühere Ebene in feinkörnigen Gesteinen verformen. Quarz und Plagioklas können sich in den stark komprimierten Schenkeln auflösen und in den Scharnieren, in denen der Druck niedriger ist, wieder ausgefällt werden. Wenn der Prozess fortfährt, richtet sich die neue Schieferung senkrecht zur maximalen Verkürzung aus und glimmerreiche Bänder (Schenkel) mit abwechselnden plagioklas-quarzreichen Lagen (Scharniere) definieren eine differenzierte Stoffbänderung, die zur neuen Schieferung parallel ist.



Die Faltenschenkel und Scharniere können vollständig verschwinden, wenn der verformungsverursachende Lösungstransport extrem ist. Die resultierenden, wechselnden Bänder setzen eine **Transposition** der alten Strukturen fest.

Metamorphe Segregation in Gneisen ist wichtig, entweder durch zusätzliche Stoffbänderung infolge Deformation oder durch Bildung einer neuen Stoffbänderung durch **Drucklösung** (*pressure solution*), zum Beispiel im Fall einer Schmelzproduktion.

Orientierte metamorphe (Re)kristallisation

Schieferungen sind oft gekennzeichnet durch die bevorzugte Orientierung von Mineralien, die direkt parallel zur Schieferungsfläche, infolge neuer metamorpher Bedingungen, wuchsen. Einige oder alle Körner können syntektonisch sein und infolge chemischer Reaktionen entstehen. Mit der **metamorphen (Re)kristallisation** (*metamorphic (re)crystallization*) neigen die verformten Kristalle zur Rekristallisierung in unverformte, grössere Kristalle durch dynamische Rekristallisationsprozesse (gesteuert durch Freisetzung interner Verformungs- und Oberflächenenergien). Synmetamorphe Schieferungen entstehen aus zwei Mechanismen:

- 1) Bevorzugtes Wachstum in eine bestimmte Richtung und
- 2) Intrakristallines Gleiten oder Diffusion.

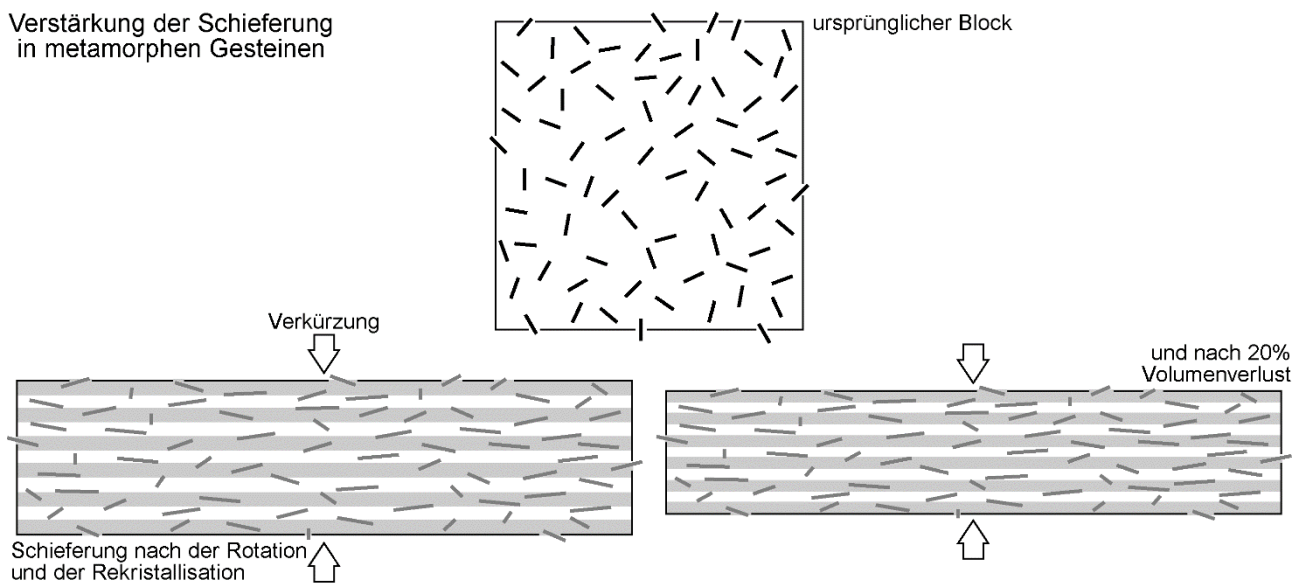
Offensichtlich, können metamorphe Körner, die vor oder während der Deformation entstanden sind, durch Verformung auf dieselbe Art wie detritische Körner rotiert werden.

Bevorzugtes räumliches Wachstum

Metamorphe Reaktionen konsumieren einige Mineralien und produzieren andere, die das Gesteinsgefüge modifizieren. Faktoren wie Spannung und Verformung nehmen Einfluss auf die Wachstumsorientierung anisotroper Mineralien. So wachsen zum Beispiel **Mineralfasern** (*fibers*) als längliche Körner in Richtung der Streckungsrichtung auf der Schieferungsebene. Letzterer Prozess ist ein Mechanismus, der ebenfalls eine kristallographisch bevorzugte Orientierung hervorruft. Glimmer wachsen mit (001)-Flächen senkrecht zur lokalen Verkürzungsrichtung und verursachen so eine Schieferung. Das orientierte Wachstum verstärkt das flach gedrückte Aussehen der syn-metamorphen Schieferung.

In einigen metamorphen Gesteinen kann die Orientierung der neuen Kristallkörner durch die Orientierung der alten, bisher verbliebenen Körner und Aggregate gesteuert werden, und bleibt parallel zur letzteren. Ihr Formgefüge **imitiert** (*mimics*) das ältere Gefüge und übernimmt manchmal die Form der vorhergehenden Kristalle und definiert so eine **mimetische Schieferung** (*mimetic foliation*). Das Wachstum ist dann **mimetisch** (*mimetic*).

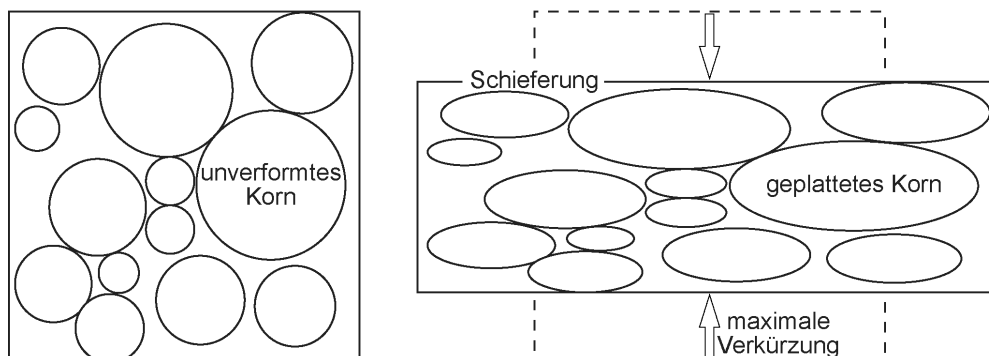
Verstärkung der Schieferung
in metamorphen Gesteinen



Kristallinternes Gleiten oder Diffusion

Eine Schieferung kann sich einfach bilden, wenn Körner in den Gesteinen als Resultat plastischer Deformation geplättet werden. Zwei Mechanismen können diese Formänderung steuern: **Versetzungsgleiten** (*dislocation glide*) und, normalerweise bei höheren Temperaturen, **Diffusionskriechen** (*diffusion creep*). Diese Prozesse sind auch wichtig bei der Bildung einer kristallographisch bevorzugten Orientierung.

Entwicklung einer Schieferung infolge der abplattung von Körnern
durch Kristall-internes Gleiten oder Diffusion

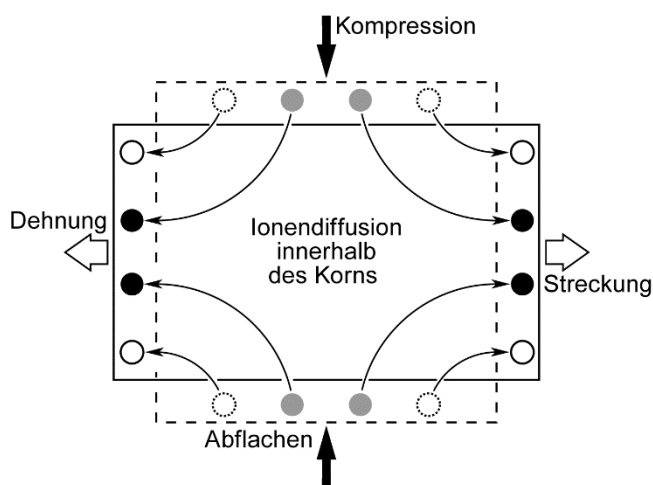


Versetzungsgleiten

Bei **kohärenter** (auch **dynamischer**) **Rekristallisation** werden entweder alte verformte Körner progressiv in neue unverformte Körner transformiert, indem eine Korngrenze durch das alte Kristallgitter migriert, oder indem alte Körner (Klasten) in viele neue Körner durch Rotation kleiner interner Domänen (genannt *subgrains*) unterteilt werden. Die Kristallstruktur und die Zusammensetzung der alten und neuen Körner sind die gleichen, obschon neue Körner andere Kristallgitterorientierungen haben als die alten. Versetzungsgleiten ist in Myloniten am aktivsten. Während der **rekonstruktiven Rekristallisation** (*reconstructive recrystallization*) bricht die alte Kristallstruktur zusammen, und es bilden sich neue Kristalle (Blasten), die gewöhnlich eine andere Zusammensetzung aufweisen.

Diffusionskriechen

Ein rein diffusionskontrollierter Massentransfer kann Körner abflachen. Der Formwechsel resultiert aus der Ionendiffusion innerhalb der Körner (*Nabarro-Herring creep*) oder entlang Korngrenzen in Abwesenheit einer Flüssigkeitsphase (*Coble creep*).



Formwechsel eines Korns durch diffusionskontrollierten Massentransfer

Zusammensetzungskomponenten werden (infolge der Kompression) von sehr verformten Korngrenzen in Richtung von weniger unter Druck gesetzten Korngrenzen (infolge der relativen Extension) transportiert. Aufgrund dieses Materialtransports nimmt der Anteil der Körner, der in Richtung der X-Achse der finiten Verformung liegt, zu.

Transponierte Schieferungen (*transposed foliations*)

Transposition (*transposition*) ist eine mechanische Umwandlung von einer Schichtorientierung in eine andere Orientierung durch isoklinale Faltung. Sie gibt dem Gestein eine gestreifte Erscheinung. In einigen Fällen wird Rekristallisation von metamorpher Differentiation entlang von Schieferungsflächen begleitet: so können Schieferungsdomänen abwechselnd angereichert werden in granularen und glimmerartigen Mineralien. Dies ist eine **chemische Transposition**.

Ein wesentlicher Bestandteil des mechanischen Transpositionsprozesses ist eine durch die enge Faltung hervorgerufene Rotation einer bereits bestehenden Ebene in eine ungefähr faltenachsenparallele Orientierung. Dies wird sowohl hervorgerufen durch extreme Plättung, Entwicklung von Diskontinuitäten parallel zu den Achsenflächen, Entwicklung einer Achsenebenschieferung, Eliminierung von Faltenscharnieren als auch durch Segmentierung von Leitschichten (*marker beds*) oder stofflichen Lagen nicht sedimentären Ursprungs. Ein ähnlicher Prozess beinhaltet **Boudinage** (*boudinage*) kompetenter Schichten. Dies führt zu **Adern** (*veins*) in verschiedenen strukturellen Positionen, wie zum Beispiel Dehnrissen oder **Fiederspalt** (*tension*

gashes) und **Hälse** (*necks*); ihre Rotation und Translation in die inkompetente Matrix kann ebenfalls zu einer transponierten Sequenz beitragen.

Starke Deformation in Gneisen hat zusätzlich sehr grosse Scherverformungen und Lagenbau zur Folge. Dies ist teilweise die Folge von Plättung und Dehnung grosser Kristalle und Rotation von Adern und anderen Heterogenitäten in die Plättungsebene (Schieferung) in Richtung der Scherebene. Daraus resultiert, dass Lagen parallel zur Foliation abwechslungsweise mit körnigen Mineralien und Glimmern angereichert werden können.

Zusammenfassung

Die Schieferung ist das planare Element eines Gefüges, das infolge von sedimentären und magmatischen Prozessen (primäres Gefüge) und infolge von duktiler Deformation (sekundäres Gefüge) entsteht. Das sekundäre Gefüge gibt Auskunft über die Geometrie der grossräumigen Strukturen, die Kinematik, Verformung und Deformationsbedingungen. Schieferungen entstehen meistens durch tektonische Deformation und kommen in allen Graden metamorpher Gesteine vor. Es wird angenommen, dass die duktile Abplattung und die parallele Anordnung von plättchenförmigen Mineralien die Hauptursache der Achsenebenenschieferung sind.

Sie sind begrenzt durch Diskontinuitäten, aufgrund einer bevorzugten räumlichen Orientierung plättchenförmiger Mineralien, laminarer Mineralaggregate, oder einer Kombination derselben.

Der Foliations-Typ hängt von der Zusammensetzung des Gesteins ab und schwankt in der Morphologie zwischen klassifizierten Endgliedern, die abhängig sind vom wirksamen Deformationsprozess. Unterschiedliche Typen der mechanischen Rotation, Lösung zusammen mit Ausfällung, Kristallisation und Rekristallisation führen zur Entwicklung verschiedener Schieferungen. Foliationen werden mit zunehmender Metamorphose immer besser ausgebildet. Sie sind jedoch auch in niedriggradigeren Gesteinen üblich.

Alle diese Mechanismen führen zur Entwicklung einer bevorzugten Einregelung von ungleichmässigen Körnern und/oder Kornaggregaten. Letztlich definieren sie eine neue planare Struktur, die parallel zur $\lambda_1\lambda_2$ - (d.h. XY-) Ebene des Verformungsellipsoids liegt.

Empfohlene Literatur

- Gray D.R. - 1997. Volume loss and slaty cleavage development. In: *Evolution of geological structures in micro- to macro-scales*. (Sengupta S.), Chapman & Hall, London, 273-291,
- Gray D.R. & Durney D.W. - 1979. Investigations on the mechanical significance of crenulation cleavage. *Tectonophysics*. **58** (1-2), 35-79, 10.1016/0040-1951(79)90321-4
- Passchier C.W. & Trouw R.A.J. - 1996. *Microtectonics*. Springer-Verlag, Berlin. 289 p.
- Powell C.M. - 1979. A morphological classification of rock cleavage. *Tectonophysics*. **58** (1), 21-34, 10.1016/0040-1951(79)90320-2
- Ramsay J.G. & Huber M.I. - 1983. *The techniques of modern structural geology - Volume 1 : Strain analysis*. Academic Press, Academic Press, London. 307 p.
- Siddans A.W.B. - 1972. Slaty cleavage. A review of research since 1815. *Earth-Science Reviews*. **8** (2), 205-232, 10.1016/0012-8252(72)90084-0
- Treagus S.H. - 1983. A theory of finite strain variation through contrasting layers, and its bearing on cleavage refraction. *Journal of Structural Geology*. **5** (3-4), 351-368, 10.1016/B978-0-08-030273-7.50015-

Auf Deutsch

Sander B. 1948. *Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper*. Springer Verlag, Wien.