

ÜBERSCHIEBUNGSSYSTEME

Überschiebungssysteme sind Zonen, in denen Platten oder kontinentale Blöcke sich aufeinander zubewegen. Konvergenz kann zwischen:

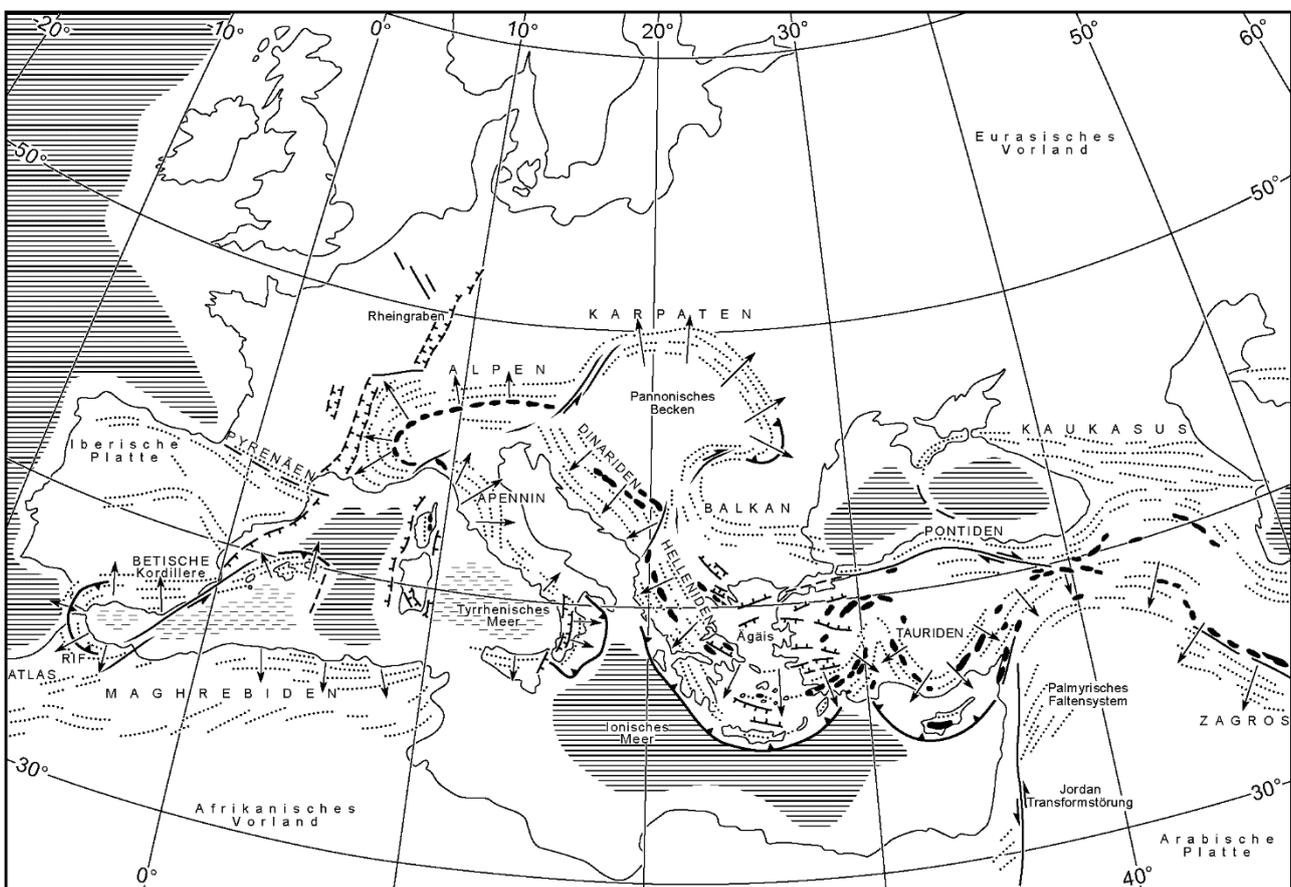
zwei kontinentalen Platten	Alpen-Himalaja Gürtel
zwei ozeanischen Platten	Marianen-Philippinen, Karibische Inseln
einer ozeanischen und einer kontinentalen Platte	Anden, Nordamerikanische Kordilleren

aufzutreten.

Es gibt vier Mechanismen um die tektonische Konvergenz aufzunehmen:

- Subduktion
- volumetrische Verkürzung mit beschränkter Verdickung,
- seitliche Extrusion und
- Stauchung.

Konvergente Platten befinden sich in einem ständigen Wettkampf um Platz. Die Lösung dieses Platzproblems gestaltet sich als sehr sensitiv auf die konvergierenden Platten. Ozeanische Platten vermeiden die Konfrontation und tauchen in die Asthenosphäre ab (**Subduktion**) oder „klettern“ auf Kontinente (**Obduktion**). Demgegenüber kollidieren Kontinente miteinander und verursachen grosse Beschädigungen, die z.B. in ein Gebirgssystem resultieren können. In jedem Fall, dominieren horizontaler Transport und Scherung auf flach einfallenden Überschiebungen gegenüber vertikalen Bewegungen. Das Gesamtergebnis ist eine Krustenverkürzung, die durch Kompressions- und Verdickungsstrukturen aufgenommen wird. Deswegen wird seit der Entdeckung von aktiven Subduktionszonen und den damit verbundenen Charakteristiken, das Konzept der Plattentektonik ausgiebig benutzt, um alte Gebirgsstrukturen zu erklären.



Das moderne Orogensystem um das Mittelmeer
verändert nach Tapponnier P. (1977) *Bull. Soc. géol. Fr.* 19(3), 437- 460

Kompressionsstrukturen (Falten, Überschiebungen) treten in allen Massstäben (von Millimeter zu Kilometer) auf und bilden sich in beliebigen Horizonten in der Kruste, und daher auch unter verschiedenen Bedingungen. Ein Überschiebungssystem ist ein untereinander verbundenes Netzwerk von Überschiebungen, die normalerweise auch kinematisch miteinander in Verbindung stehen. Horizontale Verkürzung zwingt die Topographie aufwärts und erschafft einen Berg, der definiert ist als eine Reliefeinheit, die höher als der benachbarte Bereich ist.

Die Gebirgsbildung, auch **Orogenese** (*orogeny*) genannt, ist ein sehr komplexer Prozess. Die Anwesenheit von Bergen als physiographische Erhebung ist kein notwendiges Kriterium für einen **Orogengürtel** (oder kurz **Orogen**). Alte Orogene, die sich im verhältnismässig inaktiven Inneren von Kontinenten befinden, können durch Erosion völlig eingeebnet sein und müssen erst erkannt werden. Die strukturell interessanten Teile eines jungen Orogens sind oftmals nicht in den Bergen zu finden, sondern befinden sich 10 km oder sogar 100 km unter der Erdoberfläche.

Die geometrische Definition der Kompressionsstrukturen, die gebildet werden, wo das dominante Spannungsfeld kompressiv ist, gilt für die drei Stadien der Plattenkonvergenz, die je nach Alter in Bezug auf die Schliessung des Ozeans definiert sind:

- Prä-Kollisionstektonik entsteht während der Subduktion von ozeanischem Material mit der möglichen Entwicklung eines Akkretionskeils und lokaler Obduktion von Ophioliten. Konvergenz verursacht die Überschiebung leichterer Lithosphäre über Platten mit höherer Dichte.
- Kollisionstektonik entsteht während der eigentlichen Kollision und der vollständigen Schliessung des Ozeans, und führt zur Verdickung und Verschuppung der Kruste und des lithosphärischen Mantels. Ein Orogengürtel ist folglich meistens entlang einer kontinentalen Kollisionszone ausgerichtet. Deformation produziert eine überschüssige Topographie (eine Gebirgskette), die durch Erosion über einen langen Zeitraum verändert und zerstört wird.
- Post-Kollisionstektonik beschreibt intra-kontinentale Deformation durch anhaltende Konvergenz nach Schliessung des Ozeans. Insbesondere umfasst es auch die Gravitationsinstabilitäten, die durch die verdickte Lithosphäre entstehen. Obwohl sich die Verformung auf Grenzregionen zwischen den Platten konzentriert, kommen auch einige regionale Strukturen im Platteninneren vor. Vermutlich geschieht dies durch tektonische Spannungsübertragung über weite Distanzen von den Plattengrenzen her. Dies ist der Fall in Asien, wo sich aus der Indien-Asien Kollision auf der asiatischen Seite der Suture ein breiter Gürtel komplexer Strukturen ergab. Verformung innerhalb der Platten fordert unsere Vorstellung von Gebirgsbildung und unser Verständnis für Spannungsausbreitung heraus.

GEOMETRISCHE REGELN FÜR DAS ÜBERSCHIEBUNGSVERHALTEN

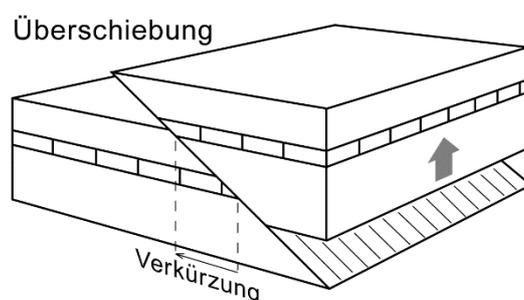
In vielen Arbeiten wurden die Geometrie und Kinematik von Kompressionszonen untersucht. Die Erforschung von vielen Überschiebungsgürteln und damit verbundene analoge und numerische Modellierungen haben mehrere, wiederkehrende Charakteristiken enthüllt, die zur Entwicklung von empirischen, aber nicht absoluten Regeln bezüglich der Überschiebungsgeometrie und -wachstum geführt haben. Diese grundlegenden Richtlinien gelten nur, wenn der Überschiebungsbereich nicht vor dem betrachteten Ereignis verformt (d.h. gefaltet) wurde.

Grundlegende Geometrie der Überschiebungsebenen

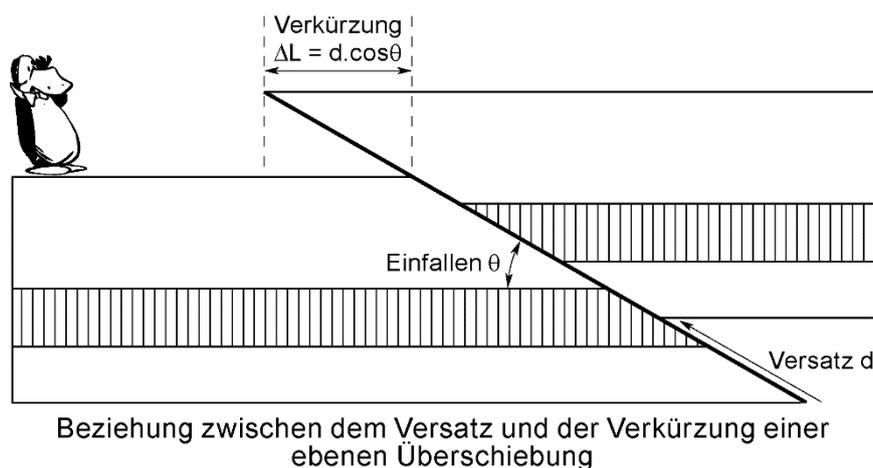
Eine Überschiebung ist die einengende Bruchfläche, die eine ursprünglich horizontale Bezugsfläche verkürzt. Diese Bezugsfläche ist meist die Schichtung in den oberen krustalen Einheiten oder eine regionale Schieferung in höher metamorphen Gesteinen. Im Allgemeinen platziert eine Überschiebung ältere Einheiten im Hangenden über jüngere Einheiten im Liegenden, folglich wird die stratigraphische Abfolge verdoppelt.

Definition

In der französisch- und deutschsprachigen Literatur bildet sich eine **Aufschiebung** (*reverse fault*) hauptsächlich quer durch lithologische Einheiten, und fällt dementsprechend in flachen sedimentären Regionen mit einem Winkel $> 45^\circ$ ein, wohingegen in denselben Regionen eine **Überschiebung** (*thrust fault*) sanft mit $\ll 45^\circ$ einfällt. Ein **Décollement** beschreibt eine Überschiebung innerhalb von lithologischen Einheiten oder eine Überschiebung mit einem niedrigen Winkel zu den Schichten. Steile Aufschiebungen und flache Überschiebungen können unterschiedliche Segmente entlang der gleichen Verwerfungsfläche sein, da Überschiebungen selten eben sind; sie sind sehr oft listrisch (konkav nach oben) oder antilistrisch (konkav nach unten) ausgebildet.



Auf Grund des Einfallens der Überschiebung (θ) ist die Verkürzung (ΔL) kleiner als der Versatz (d) einer ebenen Störung. Die Beziehung ist folglich: $\Delta L = d \cdot \cos \theta$.



Es gibt eine Beziehung zwischen der Breite eines Bruches und seinem Versatz. Das empirische Verhältnis zwischen dem Versatz (d) und der Breite (W) von isolierten Überschiebungen ist:

$$d = a \cdot W^{1.4}$$

wobei a eine Konstante ist.

Gewöhnlich nimmt der Überschiebungsversatz nach oben hin ab. Wenn der Betrag der Versetzung zunimmt, nimmt die Breite der Bruchebene fortschreitend zu. Folglich können flache Überschiebungen die Erdoberfläche entweder erreichen (**ausbeissende Überschiebungen**, *emergent thrust*) oder nicht erreichen (**blinde Überschiebungen**, *blind thrusts*). Das Ende einer Überschiebung an der Erdoberfläche ist die **Spur der Überschiebung** (*fault trace*). Gewöhnlich wird oberflächliches Material durch die vorrückenden, oberflächlichen Überschiebungen überfahren.

Liegendes und Hangendes

Die beiden Gesteinskörper einer nicht vertikalen Verwerfung oder Scherzone werden oberhalb derselben als **Hangendblock** (*hanging-wall*) und unterhalb als **Liegendblock** (*footwall*) bezeichnet.

Allochthon / Parautochthon / Autochthon

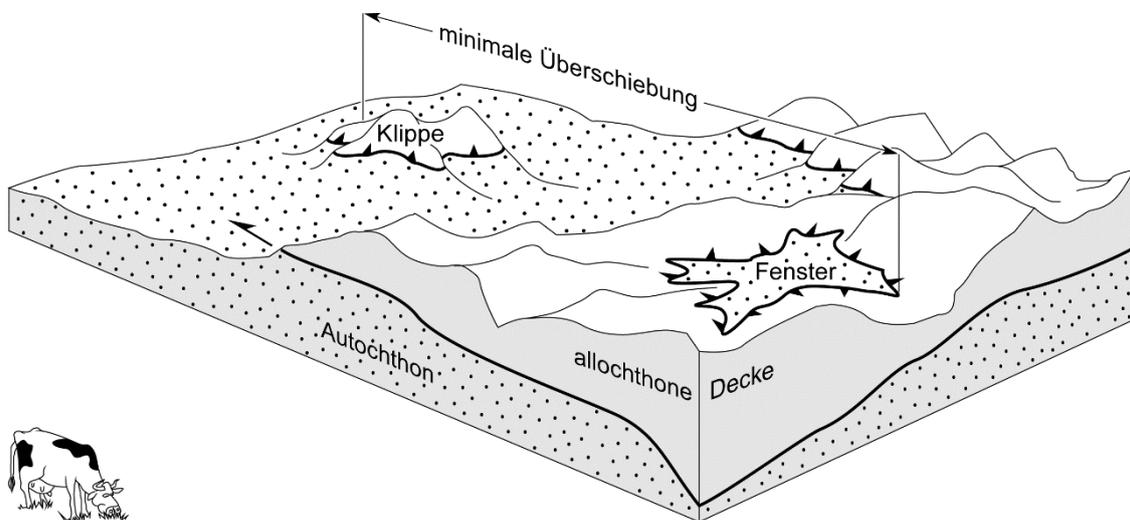
Überschiebung (*thrusting*) umfasst den Versatz und die tektonische Platznahme von Hangendblockgesteinen, die Überschiebungsdecken (*thrust sheets, nappes*) bilden. Im Englischen gibt es zwei Ausdrücke für das Hangende einer Überschiebung. Ein *thrust sheet* ist ein allgemeiner Ausdruck für das Hangende einer Überschiebung. Normalerweise ist eine *nappe* (Decke) eine riesige Falte, die sich über einer Überschiebung entwickelt hat (z.B. die Morcles Decke). Die Decken können über Hunderte von Kilometern weit von ihrem ursprünglichen Ablagerungsort weg überschoben worden sein; die Gesteine, die über eine grosse Distanz überschoben wurden, sind **allochthon** (*allochthonous*). Allochthone Einheiten bestehen häufig aus untergeordneten Überschiebungsdecken, die eine gemeinsame Versetzungsgeschichte besitzen. Sie liegen dann auf **autochthonen** (*autochthonous*) Gesteinen, die ihre ursprüngliche Lage beibehalten haben, oder auf **parautochthonen** Einheiten, wenn die Relativbewegung des Liegenden gering ist.

Die Schubmassen, die von den unterliegenden Gesteinseinheiten durch Flachbahnen **entkoppelt** (*decoupled*) sind, neigen dazu, im Vergleich zu ihren horizontalen Ausmassen dünn zu sein und im Profil eine Keilform aufzuweisen, die sich von der Hinterseite zur Frontseite verdünnt.

Erosionsaufschlüsse: Fenster und Klippe

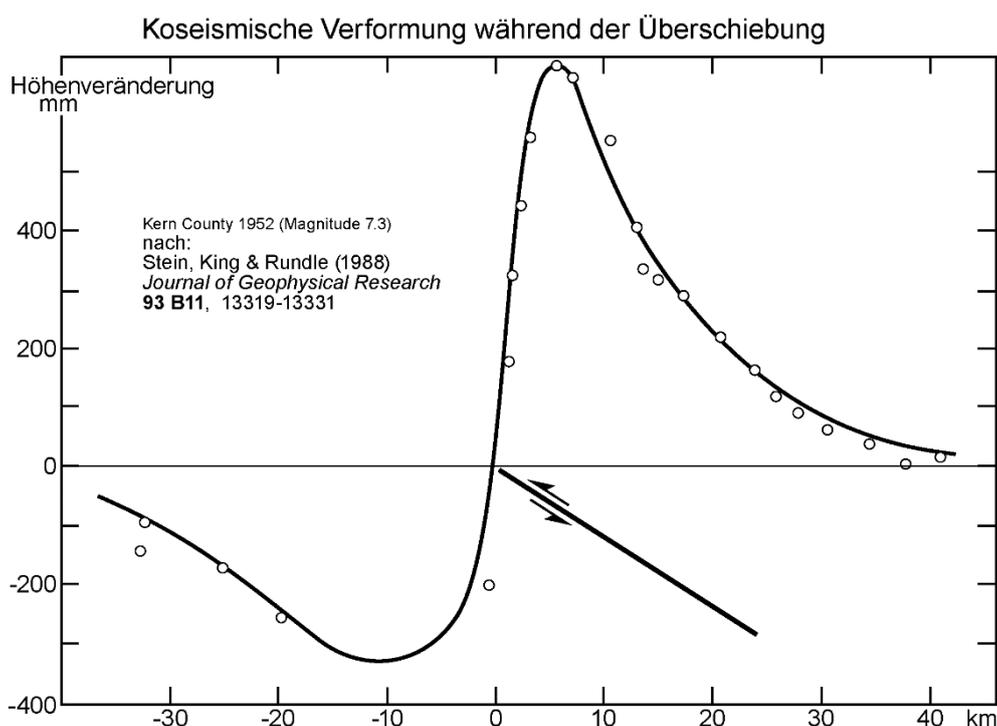
Wird eine Decke so stark erodiert, dass innerhalb der Decke sogar ein geschlossener Teil des autochthonen oder parautochthonen Liegenden sichtbar wird, so spricht man von einem tektonischen **Fenster** (*window*) in dieser Decke. Weniger stark erosive **Einsprünge** (*reentrants*) entlang der Spur einer Überschiebung bezeichnet man als **Halbfenster** (*half window*). Ist ein Teil einer Decke durch Erosion vom eigentlichen Deckenkörper isoliert und deshalb von liegenden Gesteinen auf der Karte umgeben, so bezeichnet man diesen Deckenrest als tektonische **Klippe**.

Das Fenster zeigt die minimale Ausdehnung des Liegenden unter der Decke. Eine Klippe zeigt die minimale Ausdehnung des Hangenden vor der Erosion.



Bodenverformung

Geodätische Messungen auf der Erdoberfläche vor und nach einem Überschiebungserdbeben zeigen, dass der Versatz sowohl durch Anhebung des Hangenden als auch durch Subsidenz des Liegenden zu Stande kommt.



Arten von Überschiebungsdeformationen

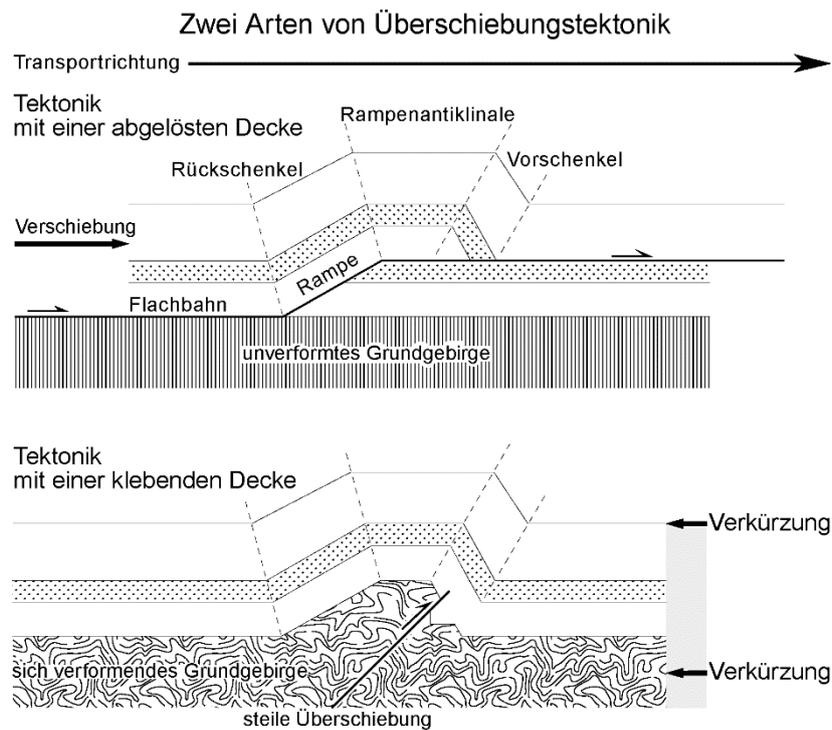
Vorland und Hinterland

Das Gebiet des Liegenden vor den Decken in Transportrichtung wird als **Vorland** (*foreland*) bezeichnet. Die Vorländer sind die Ränder eines Orogengürtels und sind in aktiven Gebirgsgürteln Regionen mit niedriger Topographie. Die Vorlandsedimente verdicken sich in Richtung zum Überschiebungsgürtel. Das Gebiet des Hangenden hinter den Überschiebungen ist das **Hinterland**, das die axiale Region eines Orogengürtels definiert. Hinterländer sind in aktiven Gebirgsgürteln Regionen hoher Topographie und starken Relief. Das **Voranschreiten des Überschiebungssystems** (*thrust propagation*) erfolgt vom Hinterland in Richtung zum Vorland.

Gewöhnlich werden zwei verschiedene Deformationsarten angenommen, um die Überschiebungstektonik zu beschreiben: Tektonik mit klebender oder abgelöster Decke. Diese zwei Deformationsarten schliessen sich gegenseitig aus und sind für das Vorland bzw. Hinterland charakteristisch.

Tektonik mit einer abgelösten Decke (Deckschicht-Tektonik)

Deckschicht-Tektonik (*thin-skinned tectonics*) bezieht sich auf einen Deformationsstil, bei welchem das Grundgebirge durch die Überschiebungen nicht deformiert wird, während subparallele Faltsätze und Überschiebungen die Abdeckung beeinflussen. Die ursprünglich subhorizontale sedimentäre Abfolge wird entlang von schwachen **Abscherhorizonten** (*décollements*, z.B. Salz, Schiefer, Schichten mit hohem Porendruck) abgetrennt und unabhängig vom unterliegenden Grundgebirge verformt. Typischerweise ist die Deformation auf die Sedimente beschränkt, während sich die Kristallingesteine steif verhalten.



Tektonik mit einer klebenden Decke

Im Hinterland, häufig in der kristallinen Kernachse der Gebirgsketten, erfolgt die Deformation hauptsächlich an steilen Überschiebungen und deren Interaktion mit dem sich duktil verformenden Grundgebirge. Man bezeichnet Überschiebungssysteme, bei denen das Grundgebirge miteinbezogen wird als **Tektonik mit klebender Decke**, (*thick-skinned*, d.h. wörtlich „dickhäutig“). Kombinierte Decken die aus Grundgebirge und Sedimenten bestehen werden als **Decken mit Basement-Kern** (*basement-cored nappes*) bezeichnet.

Überschiebungstrajektorie

Eine **Überschiebungstrajektorie** ist die Spur der Überschiebungsfläche durch die Stratigraphie. Bilden sich Überschiebungen (oder Abschiebungen) in gut geschichteten, horizontal gelagerten Formationen aus, entwickeln sie im Allgemeinen eine **treppenförmige Geometrie** (*staircase geometry*). Die Stufen der Treppen werden als **Rampen** (*ramps*), die flacheren Störungsflächen als **Flachbahnen** (*flats*) bezeichnet.

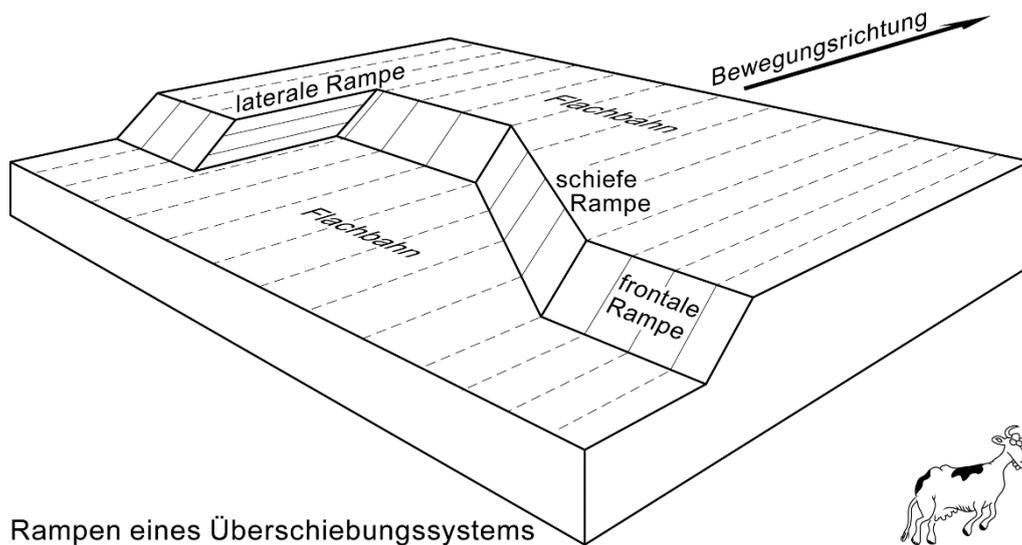
Flachbahn

Die Flachbahnen befinden sich dort, wo sich das Hangende durch relativ inkompetente Formationshorizonte über eine grosse Distanz bewegt. Die Flachbahnen werden auch als **Abscherhorizont** (*décollement*) bezeichnet.

Zwei parallele Flachbahnen werden als **Sohl-** (Unterseite) und **Dach-** (Oberseite) **Überschiebung** unterschieden (*floor / roof thrust*).

Rampen

Die Überschiebungsrampen klettern gewöhnlich über kurze Distanzen durch eine bestimmte stratigraphische Abfolge, die typischerweise in einem Winkel von etwa 30-45° zur Schichtung geschnitten werden. Am häufigsten bilden sich Überschiebungen mit Rampen in Richtung des tektonischen Transportes. Die **frontalen Rampen** (*frontal ramps*) streichen ungefähr senkrecht zur Transportrichtung. Folglich ist eine frontale Rampe kontraktiv, wobei Material gegen die Rampe zusammengedrückt wird. Rampen können auch schief (**schiefe Rampe**, *oblique ramp*) oder parallel (im Grunde Blattverschiebung) zur Transportrichtung verlaufen (**seitliche Rampe**, *lateral ramp*).



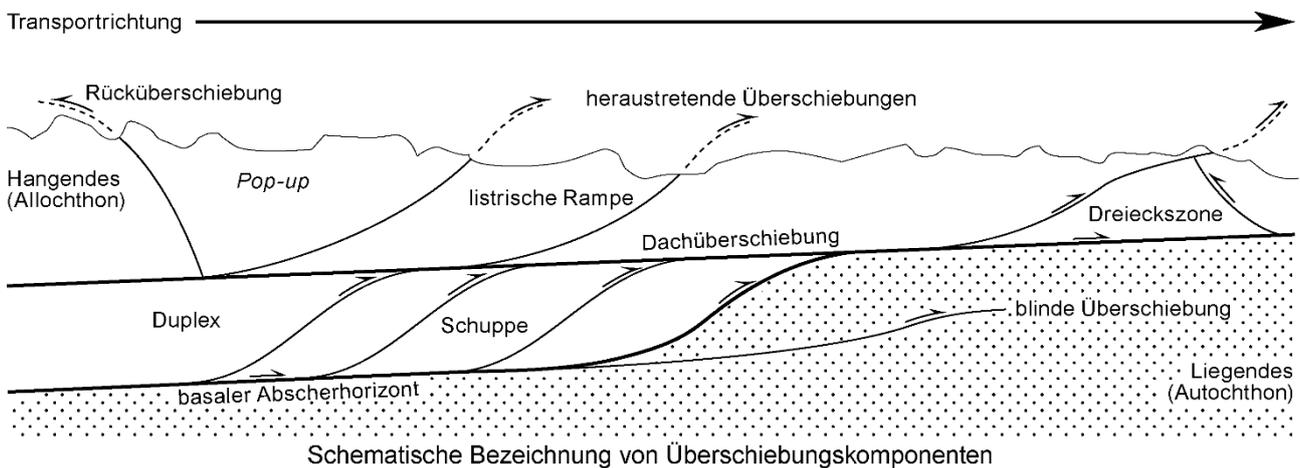
Rampen eines Überschiebungssystems

Genauere Definitionen

Flachbahnen und Rampen werden in Bezug auf die Schichtungsorientierung definiert. Daher müssen Beschreibungen anzeigen, ob sich die Verwerfungsorientierung zur Schichtung des Hängenden oder des Liegenden bezieht. Dies wird durch die Angabe der hängenden Rampe und hängenden Flachbahn bzw. liegenden Rampe und liegenden Flachbahn festgelegt.

Untergeordnete Überschiebungen

Untergeordnete Überschiebungen breiten sich gewöhnlich von einer flachen Überschiebungsbahn nach oben hin aus. Diese kleineren Überschiebungen sind häufig listrisch und biegen asymptotisch in die flache Hauptüberschiebung ein. Durch die dachziegelartige Stapelung von Überschiebungsdecken, die durch subparallele Überschiebungen getrennt sind, entsteht eine **Schuppenzone** (*imbricate zone*).

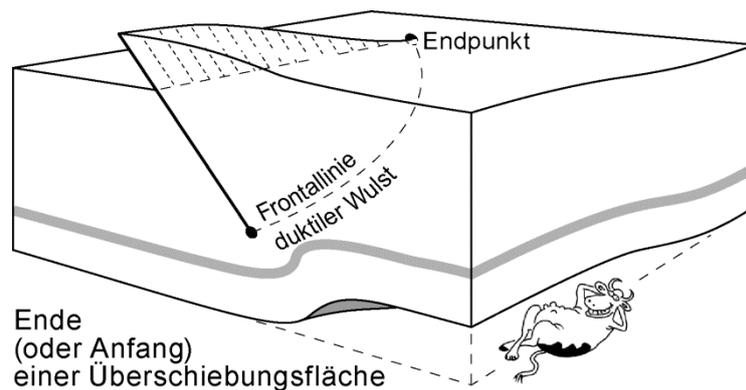


Achtung: Extensive Rampen schneiden eine Sektion in Richtung des Transports abwärts und sollten besser als **Abscherung** (*detachment*) bezeichnet werden.

Frontallinie

Der Versatz auf einer Überschiebungsfläche nimmt in Richtung des Transportes ab. Letztendlich wird der Verschiebungsbetrag auf null sinken. Dies geschieht in einer kohärenten, duktilen Zone, die als **duktiler Wulst** (*ductile bead*) bezeichnet wird. Falten und Schieferung entstehen oft innerhalb des duktilen Wulstes bevor ein Bruch diese durchschneidet. Das Ende (oder der Anfang) der

Überschiebungsfläche (wie auch bei allen anderen Verwerfungstypen) ist eine Grenzlinie, die als **Frontallinie** (*tip line*) bezeichnet wird.



Wo eine Frontallinie die Erdoberfläche durchschneidet, sieht man zwei **Endpunkte** (*tip points*). In drei Dimensionen muss diese Grenzlinie kontinuierlich sein und eine geschlossene Linie um die Überschiebungsfläche zu bilden. Um die Frontallinie und ausserhalb dieser Endpunkte wird die Abnahme der Bewegung im duktilen Wulst untergebracht.

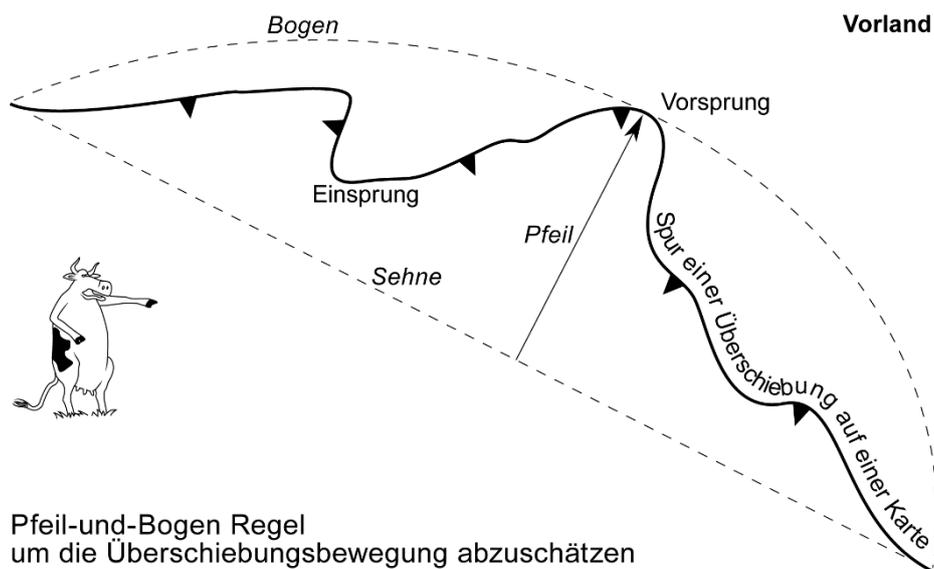
Spur auf der Karte

Weil Überschiebungen im Allgemeinen ziemlich flach sind, kann ihre Ausbisslinie oder Spur auf der Erdoberfläche wellenförmig sein.

An **Vorsprüngen** (*salient or virgation*) bilden Falten und Überschiebungen einen gebogenen Gürtel konvex zur Bewegungsrichtung. Der Vorsprung befindet sich vor der allgemeinen Überschiebungsfrent.

An **Einsprüngen** (*reentrant or syntaxis*) ist der gebogene Gürtel konkav zum Vorland. Der Vorsprung befindet sich hinter der allgemeinen Überschiebungsfrent.

Relativ hohe Gebiete oder **Kulminationen** (*culminations*) finden sich gewöhnlich entlang hervorspringender Winkel und in relativ flachen Gebieten oder **Depressionen** (*depressions*) entlang von Einsprüngen. Jedoch ist die Beziehung von Höhenunterschieden und einspringenden und hervorspringenden Winkeln nicht systematisch und das Gegenteil ist ebenfalls bekannt.



Pfeil-und-Bogen Regel
um die Überschiebungsbewegung abzuschätzen

Grosse Überschiebungen sind im Allgemeinen auf einer Karte gebogen, für gewöhnlich konvex zum Vorland hin. Diese Bogenform ist durch den Differentialversatz der Überschiebungsfrent bedingt, der an den Endpunkten Null beträgt und das Maximum entlang der Überschiebungsspur erreicht. Die

Bogenform bildet die Grundlage für die **Pfeil und Bogen Regel** (*bow and arrow rule*). Die Bewegungsrichtung wird abgeleitet als orthogonal zur gerade verlaufenden „Sehne“, welche die zwei Endpunkte der bogenförmigen Überschiebung verbindet. Die Überschiebungsbewegung erfolgt in Richtung des imaginären Pfeils. Der Überschiebungsversatz variiert entlang des "Bogens". Es wird angenommen, dass die maximale "Pfeil"-Verschiebung ca. 10% ($\pm 2-3\%$) der Streichlänge entspricht. Jedoch erfordert diese Annahme, dass das Allochthon keiner Transportrotation um eine vertikale Linie und keiner Bogen-parallel Extension während der Überschiebungsbewegung unterliegt.

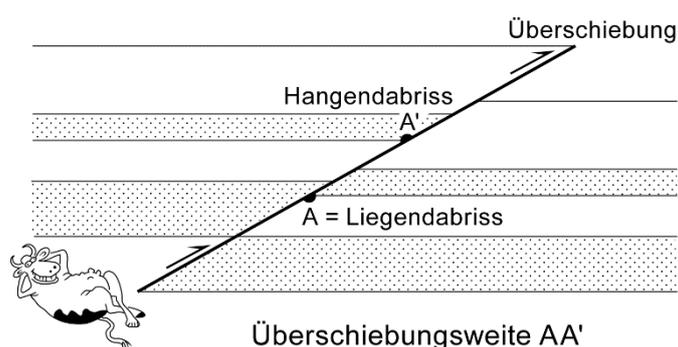
Querverschiebungen (siehe Vorlesung Blattverschiebungen), die parallel zur Bewegungsrichtung (d.h. sie verlaufen fast senkrecht zum Streichen der Überschiebungen und zu den Faltenachsen) verlaufen, nehmen die differentiale Versetzung zwischen angrenzenden Segmenten der Überschiebungen auf. Sie können entweder nur auf das Liegende oder auf das Hangende einwirken.

Abrisspunkt und Abrisslinie

Die Schnittlinie zwischen einem bestimmten Kontakt (z.B. eine Schichtfläche) und einer Verwerfungsfläche besitzt im Liegenden wie im Hangenden eine **Abrisslinie** (*cut-off*: Liegendabbriss, Hangendabbriss). Die Abrisslinie wird im Profil zu einem **Abrisspunkt** (*cut-off point*). Die Translationsdistanz zwischen dem Liegendabbriss und dem entsprechenden Hangendabbriss (Überschiebungskomponente) ist die **Überschiebungsweite** oder **Schubweite** (*thrust displacement*) einer Decke in einem bestimmten Profil. Die genaue Überschiebungsbewegung lässt sich in Profilschnitten parallel zur Bewegungsrichtung der Bruchflächen ermitteln. Andernfalls muss der Winkel zwischen Profilschnitt und Bewegungsrichtung bekannt sein, um den reinen Versatz zu berechnen.

Abrisspunkt und Abrisslinie

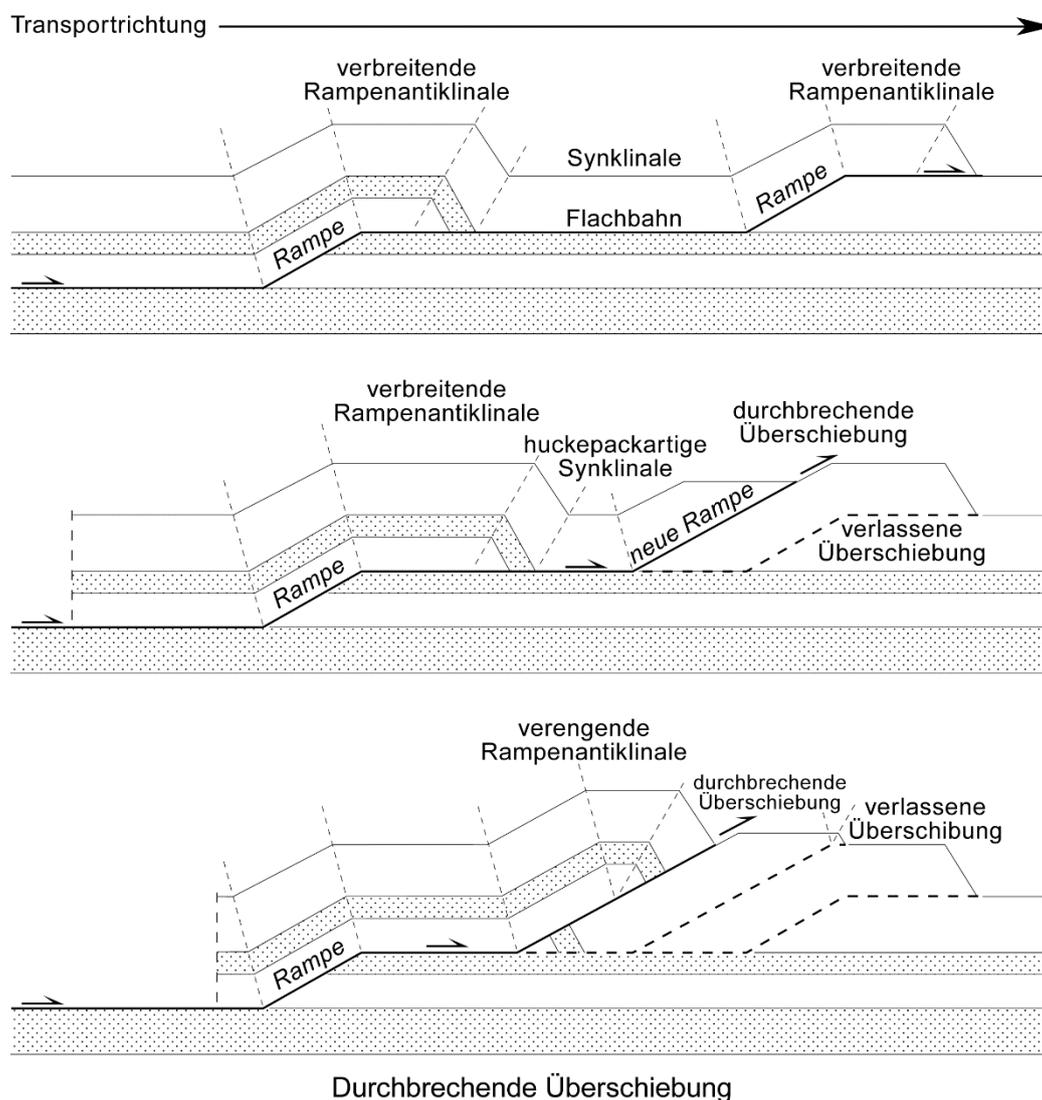
Jede geologische Einheit (z.B. eine Schichtfläche), die durch eine Überschiebung versetzt wird, besitzt im Liegenden wie im Hangenden eine **Abrisslinie** (*cut-off*: Liegendabbriss, Hangendabbriss). Die Abrisslinie wird im Profil ein **Abrisspunkt** (*cut-off point*). Die Translationsdistanz zwischen dem Liegendabbriss und dem entsprechenden Hangendabbriss (Überschiebungskomponente) ist die **Überschiebungsweite** oder **Schubweite** (*thrust displacement*) einer Decke in einem bestimmten Profil. Die genaue Überschiebungsbewegung lässt sich in Profilschnitten parallel zur Bewegungsrichtung der Bruchflächen ermitteln. Andernfalls muss der Winkel zwischen Profilschnitt und Bewegungsrichtung bekannt sein, um den reinen Versatz zu berechnen.



Vorrücken der Überschiebungen

Der Grossteil unseres Verständnisses über das Vorrücken der Überschiebungen stammt aus Studien in **Falten- und Überschiebungsgürteln** (*fold-and-thrust belts*). Falten- und Überschiebungsgürtel sind Zonen assoziiert mit Falten und Überschiebungen. Diese Zonen befinden sich normalerweise, in Bezug auf die metamorphe **axiale Zone** (*axial zone*) der Gebirgsketten in einer randlichen Position. In Falten- und Überschiebungsgürteln können die Prozesse, welche die Verkürzung der oberen (im Wesentlichen sedimentären) Kruste kontrollieren, sehr gut studiert werden.

Jedoch können sich neue Überschiebungen rückwärts oder in einer zufälligen Reihenfolge in Bereichen mit zuvor gebildeten Überschiebungen und gefalteten Hinterland bilden. Bewegungen auf neuen oder reaktivierten Überschiebungen hinter der Front eines Überschiebungssystems werden **durchbrechend** (*out-of-sequence*) genannt.



Diese Definitionen bedeuten implizit, dass die Hauptüberschiebungsflachbahn während der Verkürzungsgeschichte dauerhaft aktiv ist, während die meisten dazugehörigen Überschiebungen mit einer kurzen Lebenszeit vorübergehende Strukturen sind.

Schuppenförmige Fächer

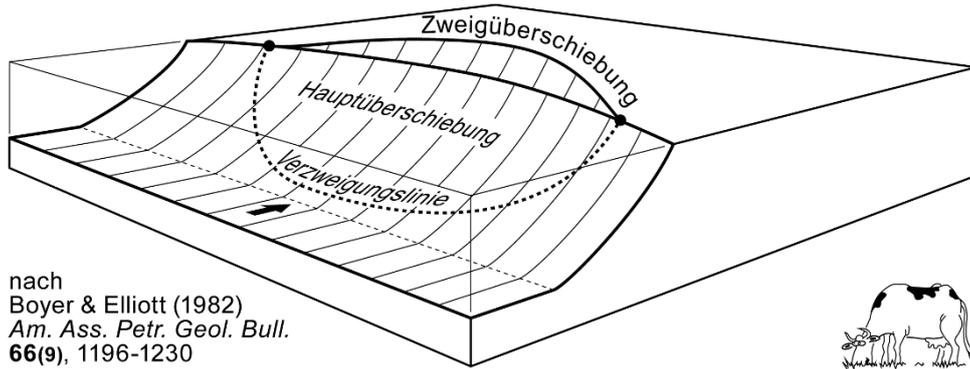
Verwerfungen mit einer grossen Verschiebung enden normalerweise in einer Ansammlung von kleineren, gewöhnlich sub-parallelen Nebenverwerfungen. Diese sind **Zweigverwerfungen** (*splay faults*). Sie bilden sich normalerweise nacheinander, während die Position der frontalen Rampe auf Rampen vorspringt, die das Vorland schneiden.

Eine Reihe von Zweigüberschiebungen, die von der tieferen Hauptüberschiebung abzweigen und sich nacheinander aufstapeln, bilden einen **schuppenförmigen Fächer** (*imbricate fan*), der den Versatz (und Verformung) auf ein grösseres Gesteinsvolumen verteilt. Die Verbindungslinie, wo sich eine Hauptüberschiebung in zwei kleinere Überschiebungsflächen aufspaltet, heisst **Verzweigungslinie** (*branch line*). Die **Verzweigungspunkte** (*branch points*) befinden sich dort, wo sich die Spuren von zwei Überschiebungen im Profil treffen.

Eine Reihe von Zweigüberschiebungen, die von der tieferen Hauptüberschiebung in dieselbe Richtung abzweigen und sich nacheinander aufstapeln, bilden einen **schuppenförmigen Fächer** (*imbricate fan*), der den Versatz (und Verformung) auf ein grösseres Gesteinsvolumen verteilt. Die Verbindungslinie, wo sich eine Hauptüberschiebung in zwei kleinere Überschiebungsflächen aufspaltet, heisst **Verzweigungslinie** (*branch line*). Die **Verzweigungspunkte** (*branch points*) befinden sich dort, wo sich die Spuren von zwei Überschiebungen im Profil treffen.

Achtung: Verwechseln Sie dies nicht mit der Intersektion von zwei nicht-gleichaltrigen Überschiebungsflächen (ältere mit jüngerer Fläche).

Schuppenzone mit einer Verzweigungslinie und zwei Verzweigungspunkten



nach
Boyer & Elliott (1982)
Am. Ass. Petr. Geol. Bull.
66(9), 1196-1230

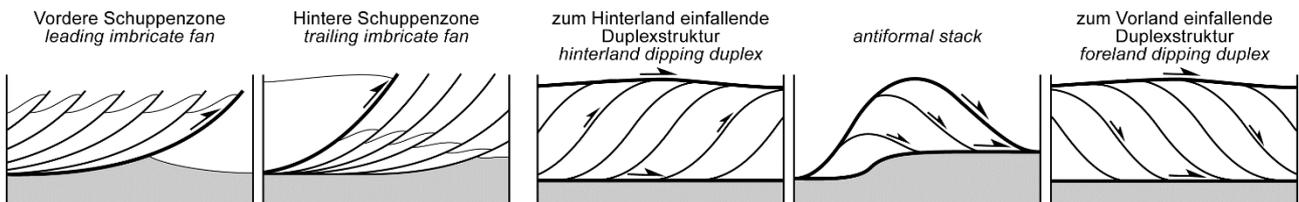
Die einzelnen Schubblätter des schuppenförmigen Fächers sind **Schuppen**. Die Verzweigungspunkte an der Untergrenze eines schuppenförmigen Fächers, wo sich zwei Überschiebungen in Richtung Vorland trennen, werden **Hinterverzweigungspunkte** (*trailing branch points*) genannt. An Stellen an denen sich zwei Überschiebungen in Richtung Vorland vereinen werden die Verzweigungspunkte **Vorderverzweigungspunkte** (*leading branch points*) genannt.

Überschiebungssysteme

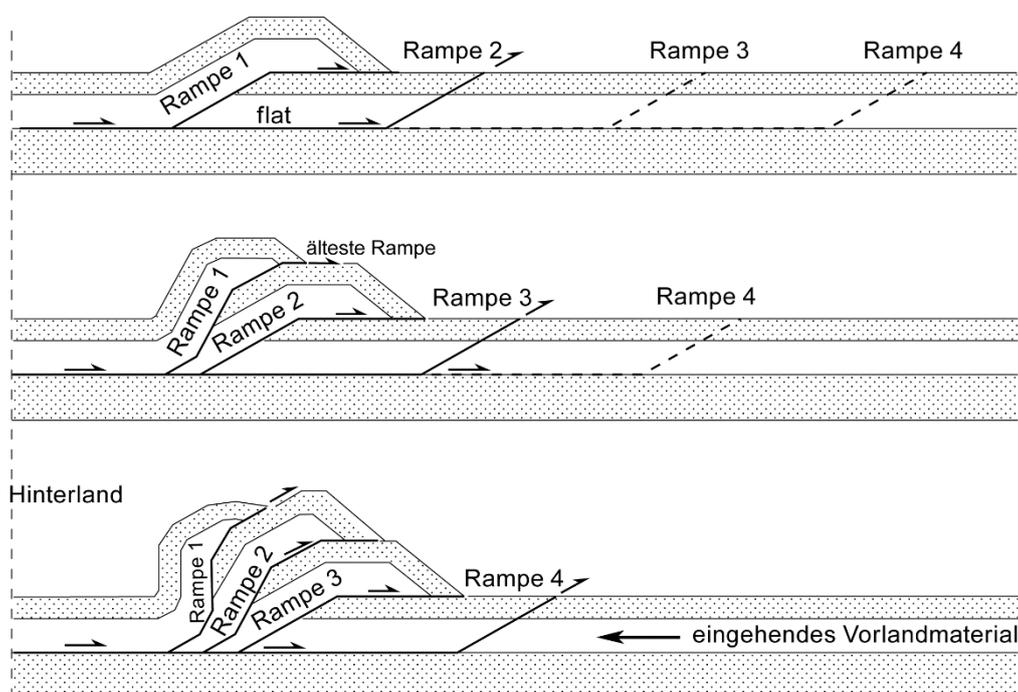
nach Boyer & Elliott (1982) *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.* **66(9)**, 1196-1230

Schuppenzonen
imbricate fans

Duplexstrukturen
duplexes



Im **vorderen Fächer** (*leading fan*) ist die jüngste Zweigüberschiebung die vordere Überschiebung. In diesem Fall trägt die jüngste Überschiebung die älteren "auf seinem Rücken", dies wird **huckepackartiger** (*piggy-back*) **Transport** bezeichnet. Der maximale Versatz wird durch die vordere Überschiebung absorbiert. Die Stapelung neuer Schuppen an der vorderen Basis des Fächers versteilt durch passive Rotation, ältere Zweigverwerfungen und Schuppen zunehmend.



Versteilung von älteren Schuppen
durch Stapelung von jüngeren Schuppen an der Imbricationsfront

In einem **schleppenden Fächer** (*trailing fan*) ist die jüngste Zweigüberschiebung die hintere Überschiebung. In diesem Fall wird die Bewegung auf die älteren Zweigüberschiebungen übertragen. Der maximale Versatz wird durch die hintere Überschiebung absorbiert.

Huckepackartiger Transport

Wo spätere Überschiebungen im Liegenden einer älteren entstehen, werden die strukturell höheren und älteren Überschiebungen im Hangenden **huckepackartig** (*piggyback*) vorwärts auf den niedrigeren, jüngeren Überschiebungen mitgetragen. Infolgedessen werden ältere inaktive Überschiebungen gefaltet, wenn sie über jüngere, tiefere Rampen überschoben werden.

Wenn die jüngeren Überschiebungen rückwärts wandern, entsteht im Gegensatz dazu eine **Überschneidungs-** (*overstep*) Abfolge.

Tektonische Dreieckszonen und Keilstrukturen

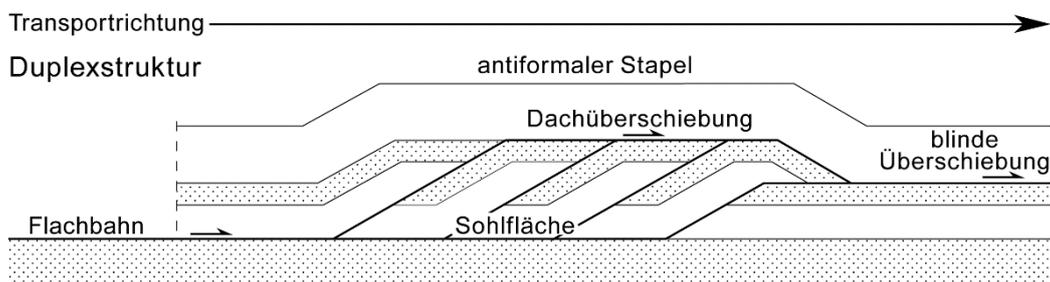
Rücküberschiebungen (*backthrusts*) sind zur Hauptüberschiebung konjugiert. Dementsprechend hat eine Rücküberschiebung eine Fallrichtung und eine Bewegungsrichtung entgegengesetzt zur Hauptüberschiebung (d.h. Fallen in Richtung Vorland, Transport in Richtung Hinterland). Rücküberschiebungen entwickeln sich häufig um die interne Verformung der Decken aufzunehmen. Strukturen mit einem herausgehobenen Block, der sich zwischen einer Überschiebung und einer konjugierten Rücküberschiebung befindet, werden als **Pop-up Strukturen** (*pop-up structure*) bezeichnet. Wenn eine Rücküberschiebung eine ältere Überschiebung abschneidet, entsteht eine **Dreieckszone** (*triangle zone*). Eine grosse Rücküberschiebung, die sich entgegen der Ausbreitungsrichtung des Überschiebungssystems bewegt, wird auch Hinterland-vergente Überschiebung genannt.

Eine **tektonische Keilstruktur** (*tectonic wedge*) ist die Vorderkante einer Überschiebungsdecke zwischen zwei entgegengesetzten aber verbundenen Verwerfungsflächen (stellen Sie sich vor, das Maul eines Krokodils zu betreten).

Duplexstrukturen

Definition

Viele Überschiebungssysteme haben mehrere, fast parallele Abscherhorizonte, deren Position und Umfang durch die weichen Lagen einer sedimentären Abfolge gesteuert werden. Ein **Überschiebungsduplex** (*thrust-duplex*) besteht aus einer Reihe von subparallelen Rampen, die sich von einer verhältnismässig flachliegenden **Basisüberschiebung** (*floor thrust*) oder **Sohlfläche** (*sole thrust*) von unten weg ausbreiten und sich nach oben in einer flachliegenden **Dachüberschiebung** (*roof thrust*) vereinigen. Die gesamte Struktur begrenzt ein Paket von S-förmigen, abgetrennten Gesteinsschuppen die in einer systematischen Weise gestapelt sind. Die einzelnen, gestapelten Bruchblöcke werden als **Schuppen** (*horses*) bezeichnet. Typischerweise machen die Schuppen von vorne nach hinten einen zunehmend grösseren Winkel mit der Dach- und Sohlfläche (wie in schuppenförmigen Fächern). Im Gegensatz zu einem Fächer befindet sich ein Überschiebungsduplex innerhalb einer sedimentären Abfolge.



Entwicklung

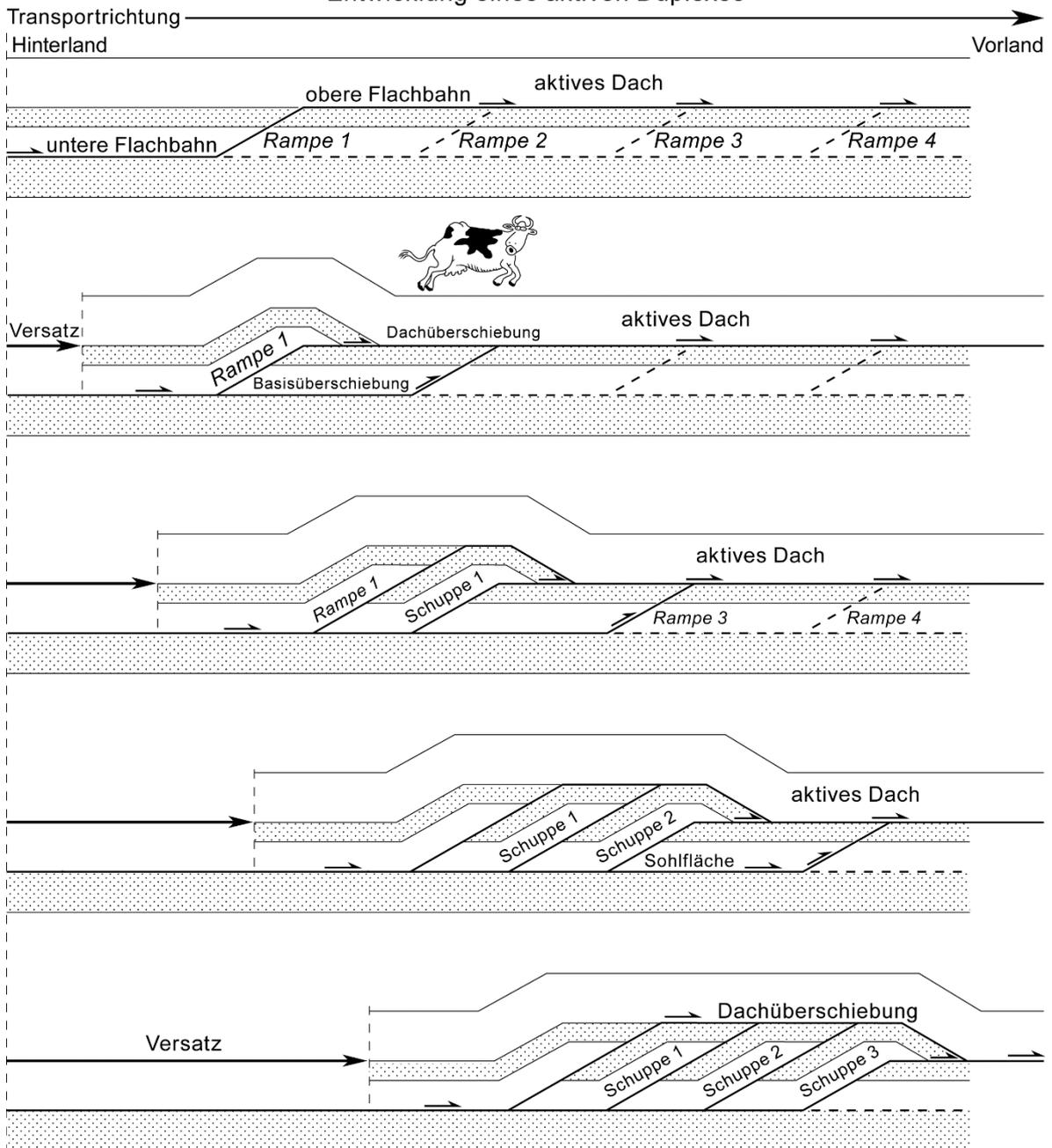
Die Entwicklung einer Duplexstruktur wird eingeleitet, wenn die Vorwärtsausbreitung einer Überschiebung durch eine Störung oder einen Haftendpunkt behindert wird. Die Überschiebung wird über eine Rampe in einen höheren Abscherhorizont gezwungen. Mit anhaltender Überschiebung, werden Spannungen im Liegenden der Rampe vergrössert, was die horizontale Bewegung der Decke hindert. Erhöhte Spannungen verursachen erneute Ausbreitung der Sohlfläche vor der Rampe, entlang dem Décollement-Horizont, bis die Bewegungsfläche wieder aufwärts steigt, um sich der Dachüberschiebung anzuschliessen. Weiterer Versatz findet dann entlang der neu erstellten Rampe statt. Dieser Prozess kann sich viele Male wiederholen und eine Reihe von typischerweise rhombusförmigen Schuppen bilden. Tektonische Verschiebung der Liegendrampe wird durch die aufeinanderfolgende Entwicklung von geschobenen Schuppen verursacht. Die Entwicklung jeder neuen Schuppe wird von der rückwärtsgerichteten Drehung und vom huckepackartigen Transport der früher gebildeten Schuppen begleitet. Die Parameter, die die abschliessende Geometrie der Duplexstruktur bestimmen, beinhalten den Rampenwinkel, den Ausgangs- und abschliessenden Abstand der Zweigüberschiebungen und die Grösse der Verschiebung.

Arten von Duplexstrukturen

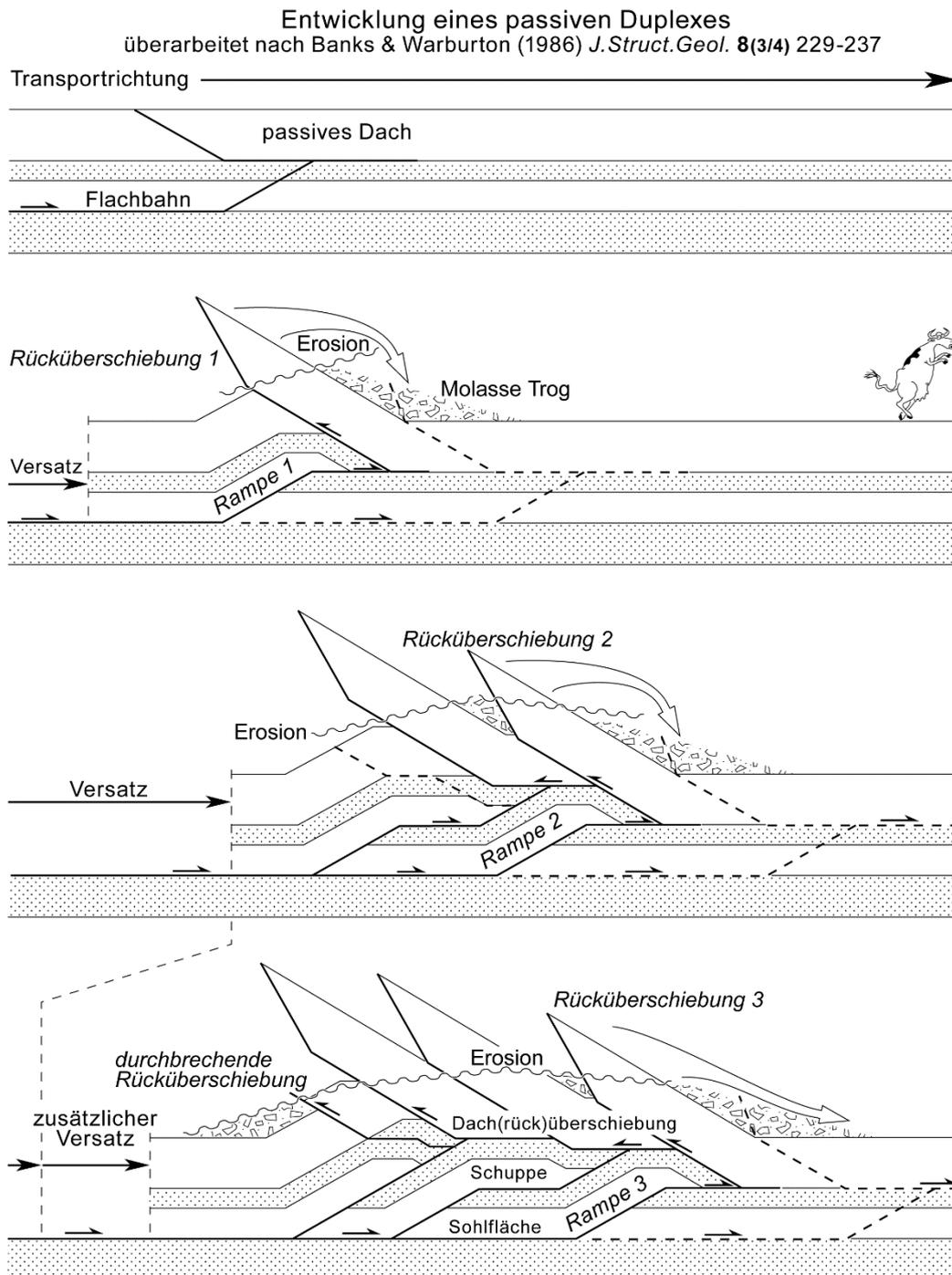
Der Versatz zwischen den Gesteinen, die über der Dachüberschiebung liegen (die **Dachabfolge**), und den Schuppen innerhalb des Duplex definiert zwei Arten von Duplexstrukturen:

Aktiv-Dach Duplexe, auf welchem sich, gleich wie die Schuppen, die Dachabfolge vorwärts bewegt.

Entwicklung eines aktiven Duplexes



Passiv-Dach Duplexe, auf welchem sich die Dachabfolge gegenläufig zu den Schuppen bewegt. Die Rücküberschiebung produziert eine Unterschiebung der Schuppenblöcke unter die Dachabfolge und eine frontale, „intrakutane“ **Keilstruktur** (*wedge structure*), die an einer begrabenen Frontallinie endet.

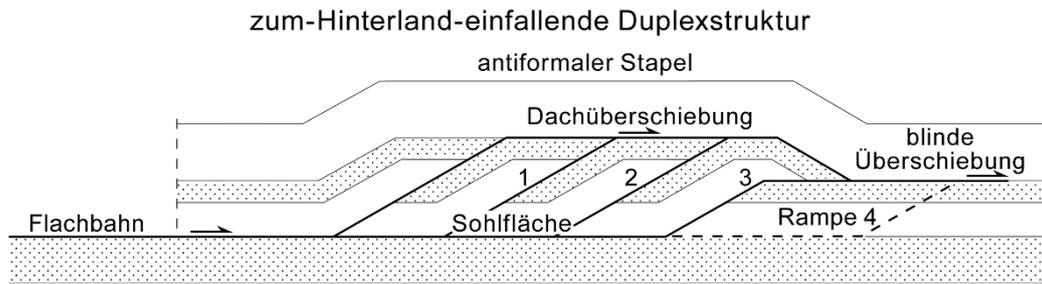


Morphologie

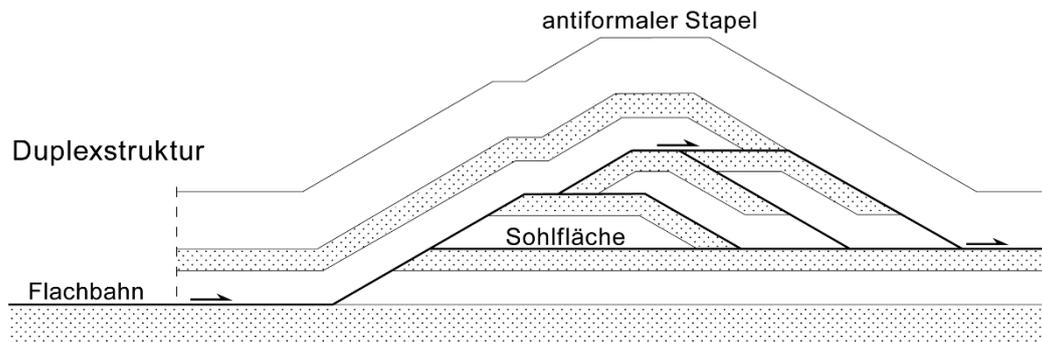
Wie auch bei den schuppenförmigen Fächern gibt es unterschiedliche Duplexmorphologien. Sie hängen davon ab, wann die neuen Schuppen relativ zu den älteren gebildet werden und vom Versatzbetrag von hinteren Schuppen gegenüber vorderen.

- a) In den meisten Duplexstrukturen haben die Rampen, die die Schuppen begrenzen, nur relativ kleine Versätze; neue Schuppen werden an der Frontseite (in Bewegungsrichtung) gebildet, während die älteren Schuppen rückwärts gekippt werden; die Rampen und Schuppen fallen

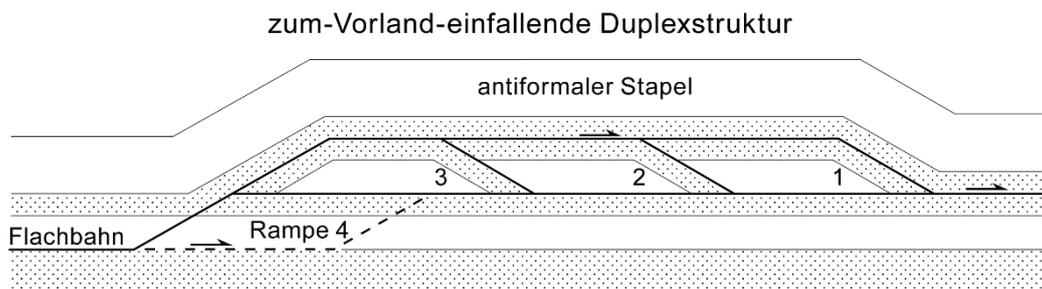
steiler vom Vorland weg ein. Die abschliessende Geometrie ist eine **zum-Hinterland-einfallende Duplexstruktur** (*hinterland dipping duplex*). Dies ist die häufigste Duplexart.



- b) Die Bewegung auf den einzelnen Rampen kann grösser sein, so dass die Schuppen übereinandergestapelt werden, und einen **antiformalen Stapel** (*antiformal stack*) bilden. Der Stapel tritt als **sichelförmiges Fenster** (*eyelid window*) in Erscheinung, wenn das Hangende erodiert wurde.



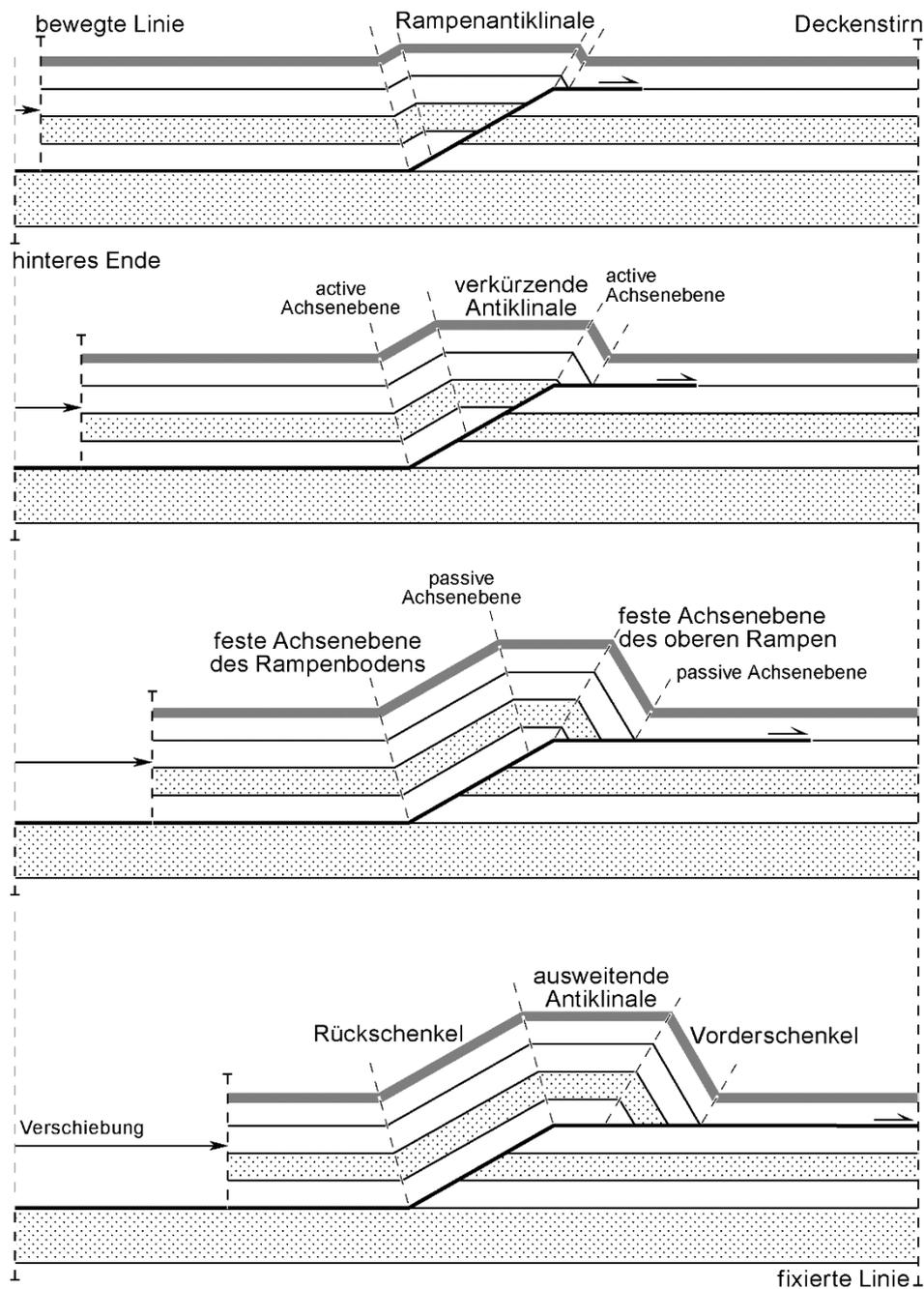
- c) Wenn der Rampenversatz für die höheren und älteren Schuppen noch grösser ist, können sie sich bei Reaktivierung eventuell über jüngere Schuppen hinausbewegen. Die Geometrie ist dann eine **zum-Vorland-einfallende Duplexstruktur** (*foreland dipping duplex*).



Beziehung zwischen Faltungs- und Überschiebungssystemen

Asymmetrische, offene bis geschlossene und letztlich liegende Falten werden im Allgemeinen mit Überschiebungsausbreitungsmodellen beschrieben. Diese Modelle beschäftigen sich mit sich ausbreitenden, kink-förmigen Scharnieren und verknüpfen Faltengeometrie und Überschiebungs-Geometrie, Versatz und Mächtigkeit der transportierten Schichten. Solche Modelle nehmen an, dass sich die Verwerfungen stufenweise fortpflanzen, und dass die angesammelte Bewegung, die an der vorderen Spitze null sein muss, durch gleichzeitige Faltung aufgenommen wird. Jedoch zeigen andere

- (2) Passive Achsenebenen sind zu den Schichten, die sie verbiegen, örtlich festgelegt. Sie bewegen sich zusammen mit dem Material entlang der Störungsfläche.
- Die Dicke jeder Schicht bleibt in der Struktur konstant, ausgenommen im frontalen Schenkel der Falte, damit das Vor-Dreieck des Hangenden gegen die unterliegende Überschiebungsfläche anliegen kann.
- Verdickung oder Verdünnung muss im frontalen Schenkel konstant sein; es gibt ein strenges Verhältnis zwischen dem Fallen der Rampe α , dem Öffnungswinkel 2δ und der Änderung der Dicke im frontalen Schenkel t_0/t_f abhängig von der Art der Verwerfung.
- Die maximale Amplitude ist die Höhe der Rampenstufe.



Entstehungsmodell einer Rampenfalte

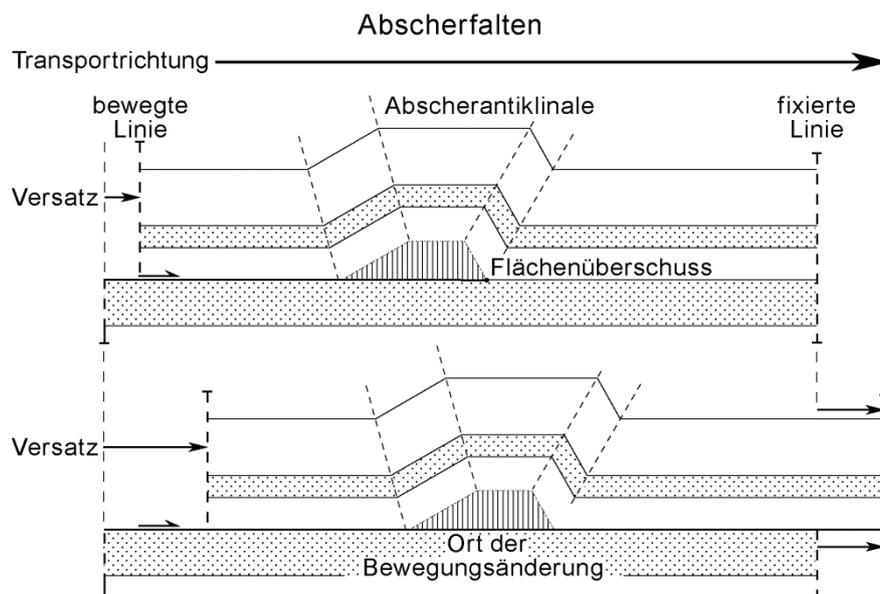
Drei geometrische Arten von **überschiebungsverbundenen Falten** (*thrust related folds*) werden erkannt: Abscherfalten, frontale Knickungen und Rampenfalten.

Beachten Sie, dass diese drei unterschiedliche (irgendwann aufeinanderfolgende) Entwicklungsstadien einer Rampe darstellen.

Abscherfalten

Beschreibung

Falten treten auf, wo der Betrag der Bewegung auf der unteren, blinden Flachbahn ändert. Z.B. wird Faltung geometrisch benötigt, um die Nullbewegung vor der Überschiebungsfrentallinie unterzubringen. Eine **Abscherfalte** (*detachment fold*) bildet sich in einer relativ kompetenten Schicht ähnlich wie sich ein Teppich wölbt, den man auf dem Fussboden zusammenschiebt. Sie entwickelt sich über einem schichtparallelen Abscherhorizonts, der innerhalb einer inkompetenten (weichen) Schicht liegt, welche oft disharmonisch verfaultet ist.

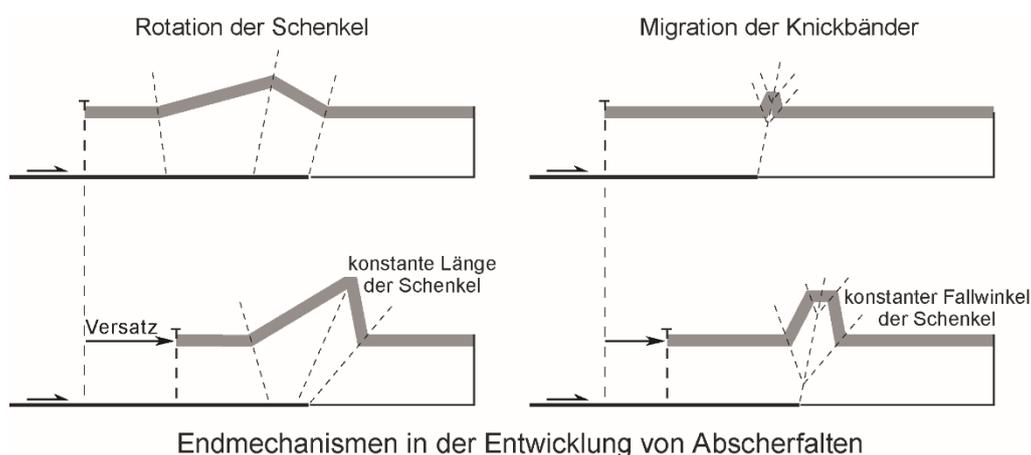


Die Amplifizierung der abhebenden Antiklinale drückt das aufwärts gerichtete Entweichen des inkompetenten, duktilen Materials aus, das heterogen im Kern der Falte verdickt wird, um den Verschiebungsgradienten unterzubringen. Die Schubweite vermindert sich in Richtung Vorland entlang der Flachbahnebene nach und nach auf null an der Verwerfungsspitze, wo die vordere Achsenebene verankert ist. Abhängig vom Verhalten und der Dicke der inkompetenten Abscherungsschichten, haben Abscherfalten verschiedene Formen von asymmetrischen, knickförmigen Antiklinalen bis hin zu fast symmetrischen Kofferfalten. Die Falte wird nach unten kleiner, in Richtung zur Spitze des Abscherhorizonts (die Achsenebenen konvergieren).

Kinematik

Zwei Endmechanismen steuern die Entwicklung der Abscherfalten:

- (1) Rotation der Schenkel, die die Falte immer höher und schmaler werden lässt. Die Länge der Schenkel bleibt konstant und das antiklinale Scharnier (Knick) bleibt am gleichen Materialpunkt innerhalb der sich faltenden kompetenten Schichten (der **Deckel**, *lid*).
- (2) Migration des Knickbandes. Die Faltenschenkel behalten einen konstanten Fallwinkel bei, aber werden mit progressiver Störungsbewegung länger.



In Wirklichkeit werden diese zwei Endmechanismen häufig kombiniert.

In allen Fällen wird die frontale Achsenebene, welche den Vorschenkel vom flachen unverschobenen Vorland trennt, an der Frontallinie der blinden Flachbahn festgeheftet. Der Vorschenkel ist allgemein steiler als der Rückschenkel; die Faltenasymmetrie passt zur Transportrichtung. Diese Asymmetrie ist eine direkte Konsequenz der verminderten Bewegung in Richtung zum Vorland: es gibt auf der frontalen Seite der Falte weniger Bewegung/Verdickung die aufzunehmen ist als auf der Rückseite. Die Falten des Jura-Gebirges, in denen sich der Abscherhorizont innerhalb der triassischen Evaporite fortpflanzte, sind ein klassisches Beispiel.

Frontale Knickung

Beschreibung

Gewöhnlich enden blinde Überschiebungen nach oben in Zweigüberschiebungen, aus einem flachen *Décollement* kommend, was die Schichten dazu zwingt sich vor der ausbreitenden Verwerfungsfrontallinie zu biegen, während sich das Material die Rampe hinaufbewegt. Faltung findet gleichzeitig mit der Überschiebungsausbreitung statt. Das Ergebnis sind ausgesprochen asymmetrische, **frontale Knickungen** (*fault-propagation folds*). Die Form dieser Falten hängt vom Betrag der Verschiebung entlang der basalen Flachbahn, vom Einfallswinkel der Rampe und dem Verhältnis zwischen Versatz und Ausbreitung ab. Die frontalen Knickungen sind nach unten enger.

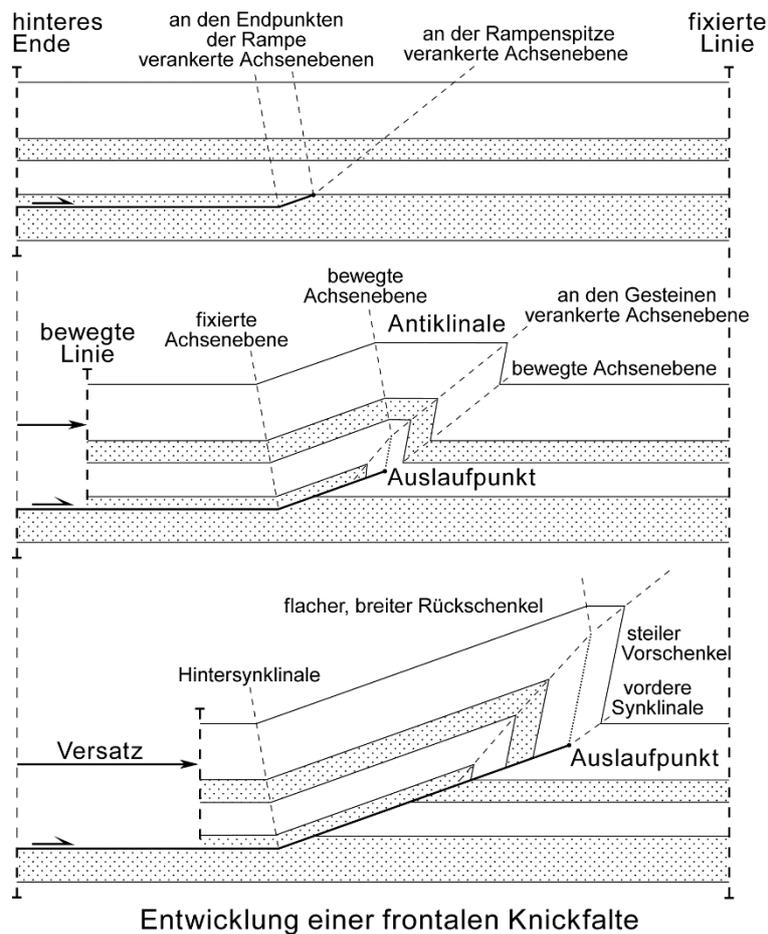
Kinematik

Eine Antiklinale wächst, um den zunehmenden Versatz auf dem vorwärts und aufwärts fortlaufenden Ende der Rampe aufzunehmen. Die Schichten biegen sich am Ende der wachsenden Rampe nach vorne und die Gesamtverschiebung wird im Vorschenkel aufgenommen, bis die Überschiebung durch alle Schichten bricht.

- Die Schenkel sind durch Achsenebenen, d.h. Knickbandgrenzen in der Knickgeometrie, begrenzt.
- Die hintere Achsenebene wird am Punkt verankert, wo die Verwerfungsfläche aufzusteigen beginnt. Diese Achsenebene halbiert den Flach-zu-Rampen Winkel. Die Schichten bilden eine Synform, während sie diese "aktive" Achsenebene durchqueren, um die Rampe aufzusteigen. Diese Fussrampenachsenebene bleibt dort und ist aktiv, solange Material verschoben wird.
- Die frontale Achsenebene ist an der wandernden Frontallinie der Überschiebung verankert. Diese Achsenebene halbiert eine Synklinale deren Schenkel die ungestörten Schichten auf der Vorderseite und der steile, nach vorne geneigte, manchmal invertierte Schenkel sind, der den Überschiebungsversatz aufnimmt. Die Asymmetrie der Falte ist mit der Richtung der lokalen Überschiebung offensichtlich gleichbleibend.
- Dazwischen wird die frontale Antiklinale durch eine Achsenebene halbiert. Diese Achsenebene grenzt nach unten gegen die Rampe. Ihre obere Spitze befindet sich auf der gleichen Schichtfläche wie die Verwerfungsspitze. Das Scharnier der Antiklinale ist ein Punkt (in Knickgeometrie), von dem zwei Achsenebenen nach oben auseinandergehen:

- Eine ist parallel zur Hinteren. Diese zwei „Zwillings Ebenen“ begrenzen den Rückschenkel, der parallel zur Rampe ist.
- Die andere ist parallel zur Frontalen. Diese zwei „Zwillings Ebenen“ begrenzen den Vorschenkel (Knickband) der frontalen Knickung.

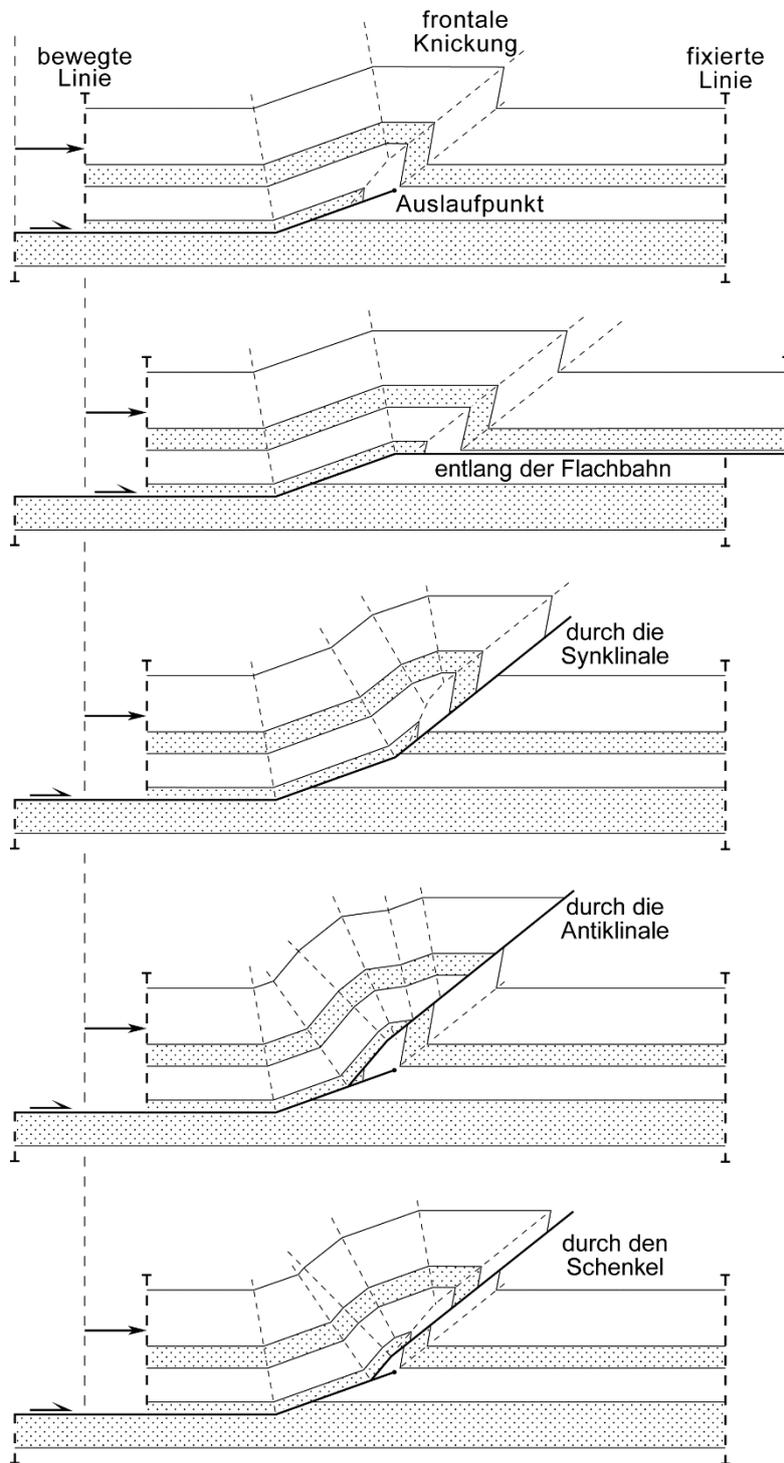
Die Achsenebene der Antiklinale und die Rampe verlängern sich während der frontalen Faltung (Knickung). Der Verzweigungspunkt der antiklinalen Achsenebenen muss sich nach oben und vorwärts bewegen, um auf der gleichen Schichtfläche wie die Rampenspitze zu bleiben. Die hintere Achsenebene bleibt am unteren Ende der Rampe verankert. Alle anderen Achsenebenen sind aktiv und bewegen sich durch das Material. Die zwei divergenten Achsenebenen behalten ihre Anfangsorientierung und ihren Verbindungspunkt auf der rampenkletternden Achsenebene der wachsenden Antiklinale. Folglich, nehmen die Schenkel an Dimension zu, während sich die Rampenspitze infolge der Überschiebung nach vorne bewegt.



Die Materialpunkte dieser Achsenebene verändern sich durch die Überschiebung nicht. Infolge der Überschiebung und der Rampenausbreitung entsteht eine neue Achsenebene parallel zur erstgebildeten. Diese neue Achsenebene, welche mit der Frontallinie der steigenden Rampe verankert ist, bewegt sich weg von der Achsenebene, welche mit den Materialpunkten verbunden bleibt. Die Achsenebene der Antiklinale entspringt auf der Störungsfläche dort, wo die Schichten des Hangenden nicht mehr parallel zur Rampe sind. Die, und die Achsenebene, die an der Frontallinie befestigt ist, begrenzen den Vorderschenkel. Infolge der parallelen (konstanten Schichtdicke) Geometrie der Falten, sind die frontalen Knickungen nach unten enger.

Übung

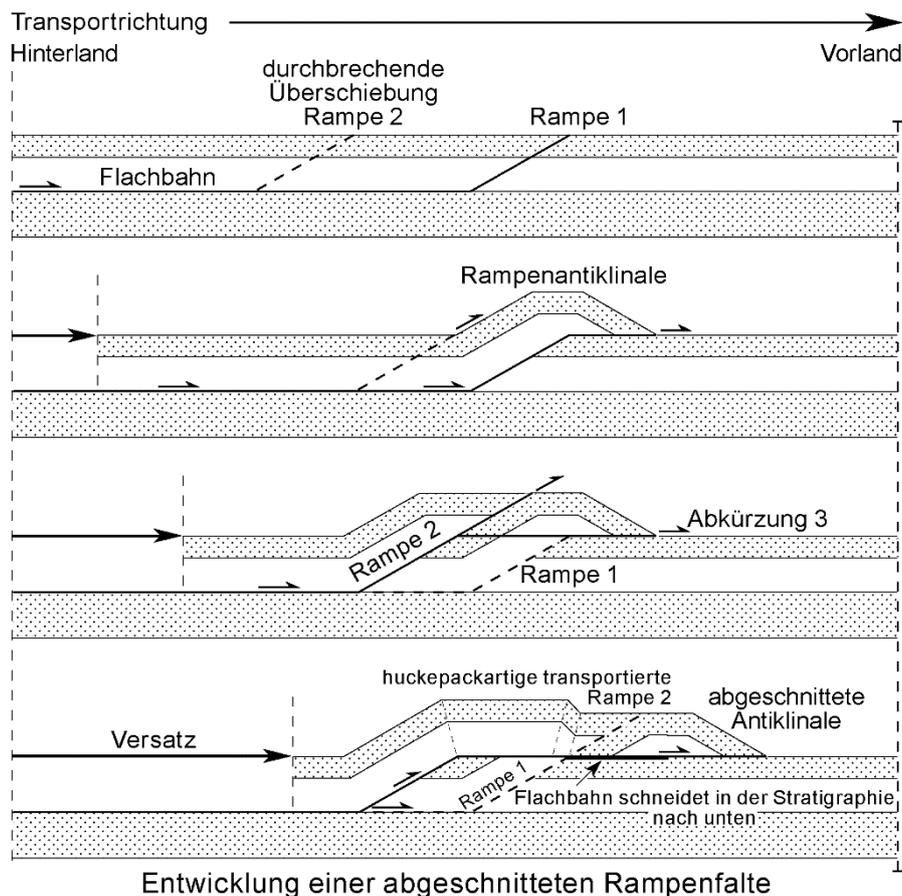
Verwenden Sie die Knickgeometrie, um die Entwicklung einer frontalen Knickung zu zeichnen und studieren.



Arten von Durchbruchstrukturen

Im Allgemeinen endet der Knickungsprozess, wenn der Widerstand gegen die Biegung der Schichten zu gross wird. Die Überschiebungsfläche kann entlang der antiklinalen oder synklinalen Achsenebenen oder irgendwo dazwischen im steilen Schenkel durchbrechen und sich entlang eines Abscherhorizonts, der einer schwachen Schicht folgt, verbreiten. Die Überschiebungsfläche kann

sich über den Faltungsbereich hinaus fortpflanzen und schliesslich werden die frontalen Knickungen, deren Entwicklung gestoppt wurde, durch die Überschiebung abgeschnitten. In diesem Fall hinterlässt die sich fortpflanzende Verwerfung abgeschnittene Falten im Hangenden.



Rampenfalten

Rampenfalten (*fault-ramp folds* oder *fault-bend folds*) entwickeln sich, wo eine blinde Überschiebungsfläche von einem Abscherhorizont auf einen höheren Abscherhorizont steigt. Die Faltung ist später als die Entwicklung der Überschiebung.

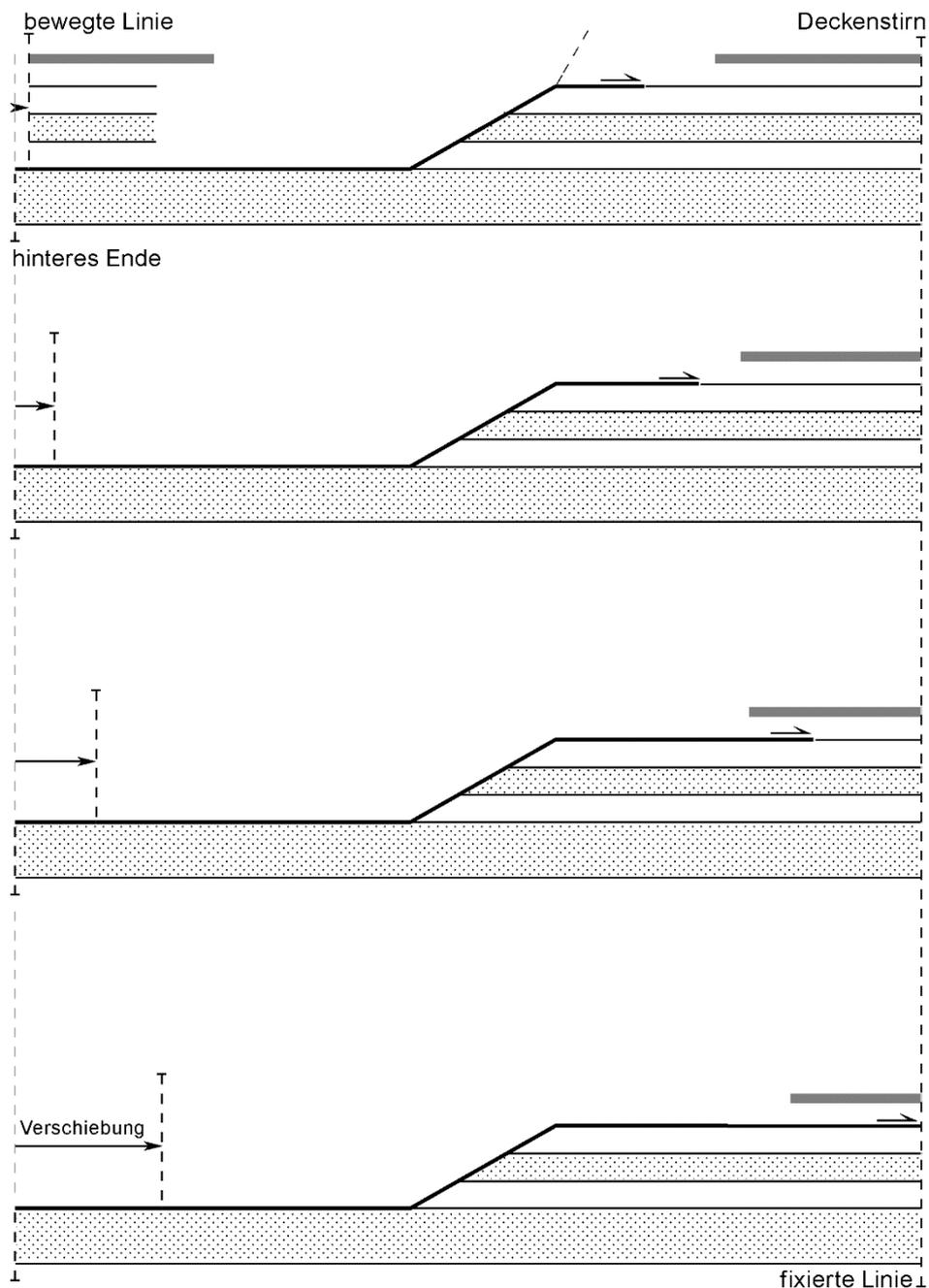
Beschreibung

Die Verschiebung des Hangenden über eine Überschiebungsunregelmässigkeit führt zu Deformation im Hangenden, deren Charakteristik von der Orientierung und Grösse der Unregelmässigkeit im Hinblick auf die Transportrichtung abhängt. Die Orientierung der entstandenen Rampenfalten reflektiert das Streichen der Rampe unter der Decke. Der Vorschenkel einer Rampenfalte sitzt immer auf der Vorlandseite seiner zugehörigen Rampe. Der Rückschenkel ist parallel zur Rampe und liegt hinter ihr.

Kinematik

Während sich frontale Knickungen gleichzeitig mit und sofort über der Fortpflanzungsrampe entwickeln, entwickeln sich Rampenfalten im Anschluss an die Entwicklung der Rampe. Die Gesteine des Hangenden werden parallel zur Neigung der Rampe gekippt, während sie sich über die Rampe bewegen. Sie gewinnen aber ihren ursprünglichen Fallwinkel zurück, sobald sie die Rampe passiert haben.

- Die hintere Achsenebene wird an dem Punkt verankert, an dem die Verwerfungsfläche beginnt aufzusteigen. Diese Achsenebene halbiert den Flach-zu-Rampen Winkel. Die Schichten bilden eine Synklinale, während sie diese "aktive" Achsenebene durchqueren, um die Rampe aufzusteigen.



Entstehungsmodell einer Rampenfalte

Wenn der Versatz an der Rampe eine Abwärtskomponente besitzt, bildet sich eine Synklinale.

Verschuppte Strukturen

In einigen **verschuppten Überschiebungssystemen** (*imbricate thrust system*) werden Schuppen in Form eines **antiformalen Stapels** (*antiformal stack*) gebündelt.

Übung

Zeichnen Sie einen Duplex, der zum Hinterland einfällt (kleine Verschiebung) und einen zum Vorland einfallenden Duplex (grosse Verschiebung). Benutzen Sie dazu die Knickgeometrie.

Praktische Anwendung

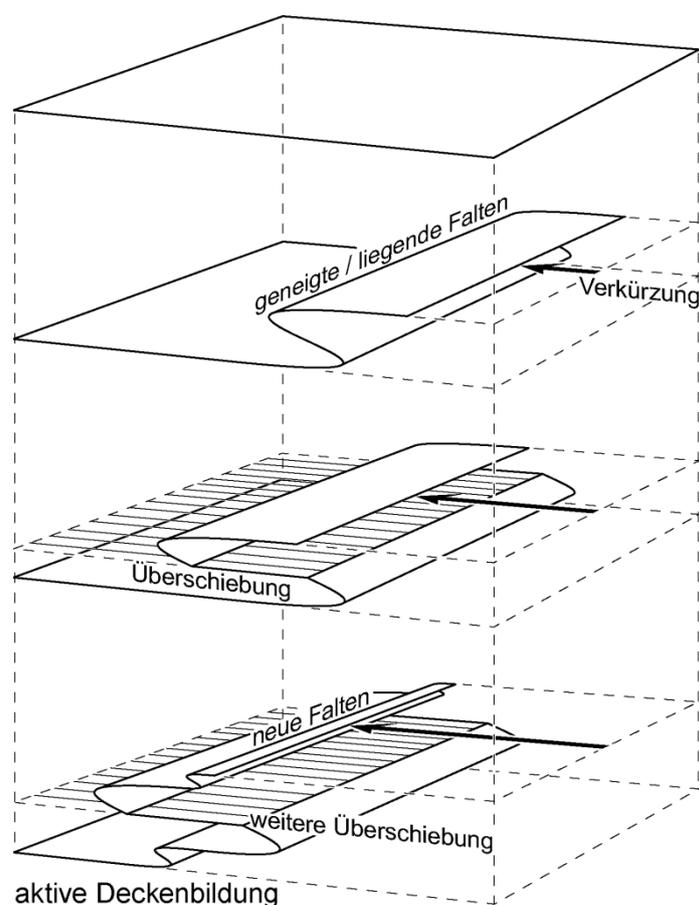
Die Schichten des Hangenden verbleiben überall mehr oder weniger parallel zur unterliegenden Überschiebung. Doch die Skizzen der Übungen zeigen, dass:

- die Schichten des Hangenden die Schichten des Liegenden entlang einer Rampe schneiden.
- die Schichten des Liegenden die Schichten des Hangenden an der Basis des Vorschenkels der rampenverbundenen Falten schneiden.

Diese Beziehungen helfen um zu wissen, wo Feldbeobachtungen in einem Deckschicht-Überschiebungssystem vorgenommen werden sollten.

Aktive Falten

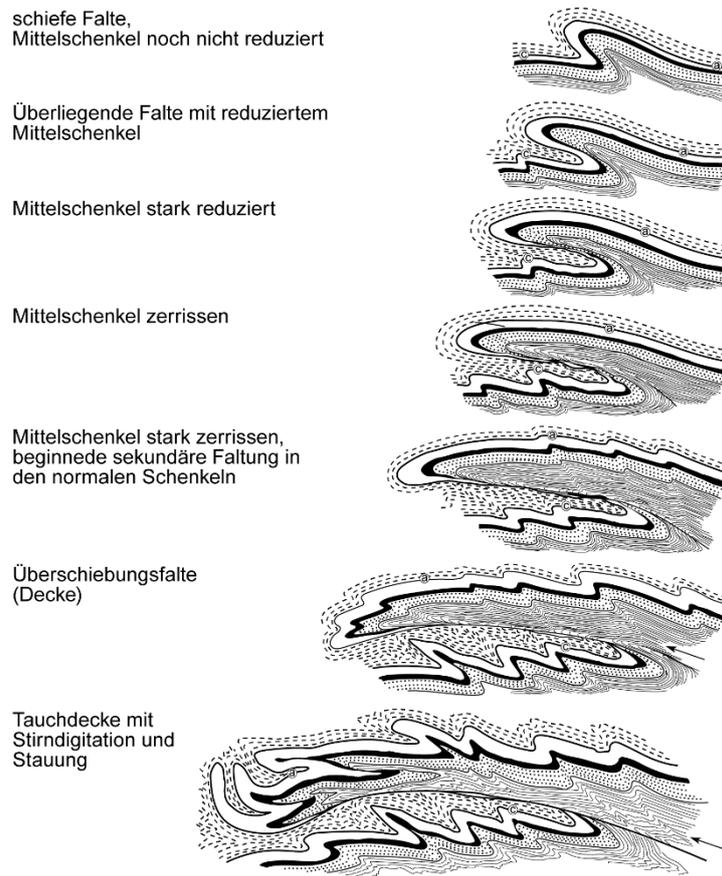
Aktive Faltung bedeutet, dass der Faltungs- und Überschiebungsvorgang gleichzeitig stattfinden oder dass die Verkürzung zuerst durch den Faltungsvorgang und nachher durch den Überschiebungsvorgang aufgenommen wird. Im Verlauf eines Einengungsereignisses könnte eine sedimentäre Sequenz vor der spröden Verformungsphase einige duktile Faltungskomponenten aufnehmen. Schliesslich können sich die Gesteine nicht mehr verformen und zusätzliche Verkürzung verursacht spröde Überschiebungen.



Das Verhältnis zwischen Faltungs- und Sprödvorgängen ist von den physikalischen Bedingungen abhängig. Wenn die Temperatur und der Umgebungsdruck abnehmen (d.h. in den obersten km der Kruste) verhalten sich die Falten, die mit einer Überschiebung verknüpft sind, passiv. Die Verkürzungsvorgänge werden in der Tiefe fortschreitend duktiler, d.h. Faltung wird wichtiger.

Überschiebungen durch ausgedehnte Falten (Überschiebungsfalte)

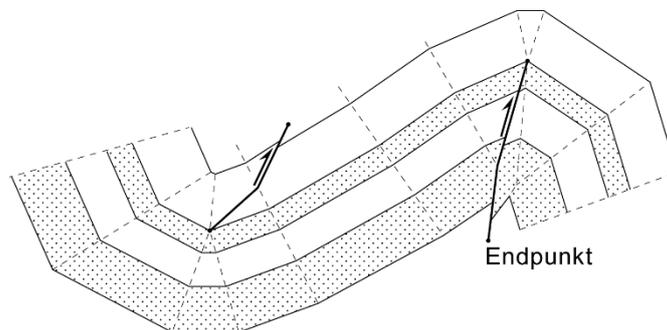
Das Konzept ist Anfangs des 20. Jahrhunderts in den Alpen entwickelt worden. Der duktile, überkippte Schenkel einer wachsenden Falte wird ausgedehnt und verdünnt, bis er in eine Überschiebung bricht.



Schema der Entwicklung einer überliegenden Falte zur Überschiebungsdecke
nach Heim A. 1919 *Geologie der Schweiz* Tauchnitz, Leipzig, 704 S.

Durch Faltung verursachte Überschiebungen (Fold accomodation thrusts)

Untergeordnete Auf- und Überschiebungen können sich innerhalb von engen Faltenkernen bilden, wo die Biegung und/oder Plättung nicht ausreichend ist, um die übermäßige Verkürzung unterzubringen. Die zunehmende Biegung der kompetenten Schichten führt zur Ausschmierung der weichen Faltenkerne. Dadurch entstehen Verformungs- und Volumenprobleme durch welche sich lokale Spannungen entwickeln, die den Festigkeitswert der Gesteine erreichen. In diesem Fall ist Faltung der verursachende Prozess für die Bruchbildung.



Durch Faltung verursachte Aufschiebungen in einem Synklinale-Antiklinale-Paar

Auf- und Überschiebungen in Verbindung mit Falten zeigen folgende Eigenschaften:

(1) Die grösste Aufschiebungsbewegung ist ziemlich gering, nimmt schnell ab und schneidet die stratigraphische Abfolge immer zum Kern hin, entweder von Antiformen oder Synformen.

(2) Aufschiebungsflächen sind isoliert und kleiner als die damit verbundene Falte; sie treten in unterschiedlichen stratigraphischen Niveaus auf, meistens quer durch kompetente Schichten, und enden innerhalb einer bestimmten Struktur, ohne eine Verknüpfung durch Flachbahnen.

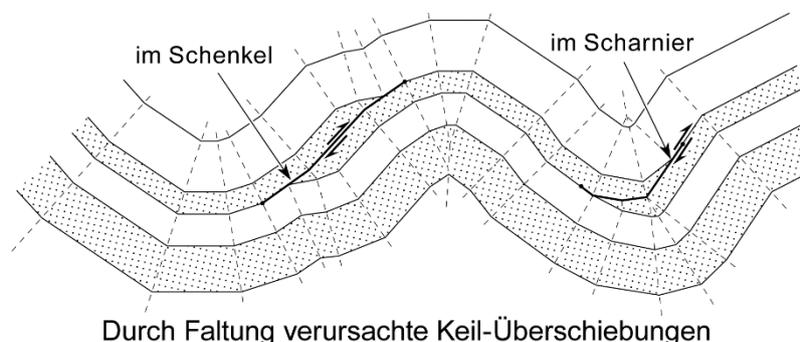
(3) Aufschiebungsfrontallinien bilden einen Winkel mit der Schichtung und verlaufen nicht notwendigerweise in den Schichtflächen. Entlang des Streichens sind Übergänge zwischen Falten und Aufschiebungen häufig.

(4) Die Faltenachsen können vom Liegenden in das Hangende verfolgt werden und Aufschiebungsflächen werden im Allgemeinen mehr oder weniger in Übereinstimmung zur Faltung verformt.

(5) Ein geometrisches und kinematisches Verhältnis zu den umgebenden, häufig stark disharmonischen Falten. Insbesondere ist ihr Streichen im Allgemeinen parallel zu den Faltenachsen und sie zeigen eine mehr oder weniger symmetrische Anordnung mit Vor- und Rücküberschiebungen auf beiden Seiten der Faltenachsebenen. Durch die Bewegung auf diesen konjugierten Verwerfungen wird logischerweise die übermäßige, allgemeine Verkürzung untergebracht.

Keilüberschiebungen

Die Biegegleitung beinhaltet schichtparallelen Versatz in Richtung zu den Scharnieren mit ein. Die Bewegungsflächen können sich mit einem flachen Winkel zur Schicht entwickeln. Dadurch entstehen Keilüberschiebungen in den Faltscharnieren und/oder im Schenkel.

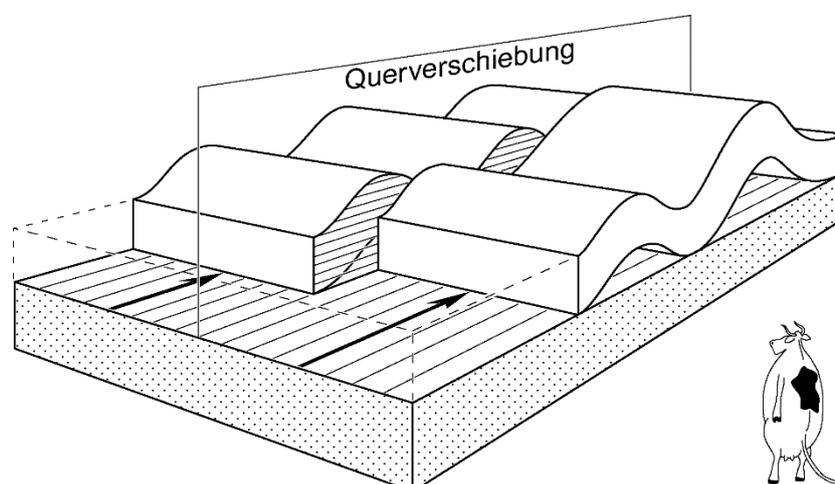


Falten über Rampen

Falten mit komplizierter Geometrie können sich in Erwiderung auf lokale mechanische Instabilitäten im Hangenden über einer Rampe entwickeln.

Querverschiebungen und Separierung (*compartmentation*)

Querverschiebungen (*tear faults*) oder **Transfer-Störungen** (*transfer faults*) nehmen unterschiedliche Verschiebungen von verschiedenen Teilen einer **segmentierten** (*segmented*) Decke auf. Wenn diese Störungen geneigt sind, bilden sie laterale Rampen für die bewegenden Decken.



Übung

Zeichnen Sie Transferstörungen, die auf einer Seite Faltung beinhalten oder zwei Segmente von Decken.

Lokale Aufschiebungen

Kleinere Kompressionszonen stehen in Zusammenhang mit:

Überschiebungen in Verbindung mit Falten

Wenn die Faltung die auferlegte Verkürzung nicht mehr aufnehmen kann (z.B. können die Schenkel nicht näher zusammengedrückt werden), schneiden Überschiebungen den steilen oder gekippten frontalen Schenkel (frontale Knickung).

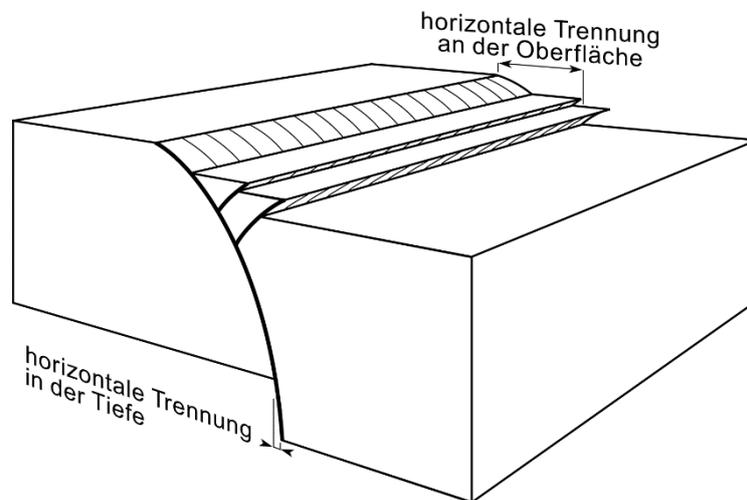
Überschiebungen in Verbindung mit Domstrukturen

Diapire und viele **strukturelle Dome** (*structural domes*) entstehen durch Material (z.B. Salz und magmatische Dome), das sich nach oben durch dichtere Gesteine bewegt. Das aufsteigende Material kann die daneben liegenden Gesteine aus dem Weg schieben und so Randverkürzungszonen erzwingen und begrenzt Überschiebungen auslösen.

Überschiebungen in Verbindung mit Abschiebungen

Nach oben abflachende Abschiebungen

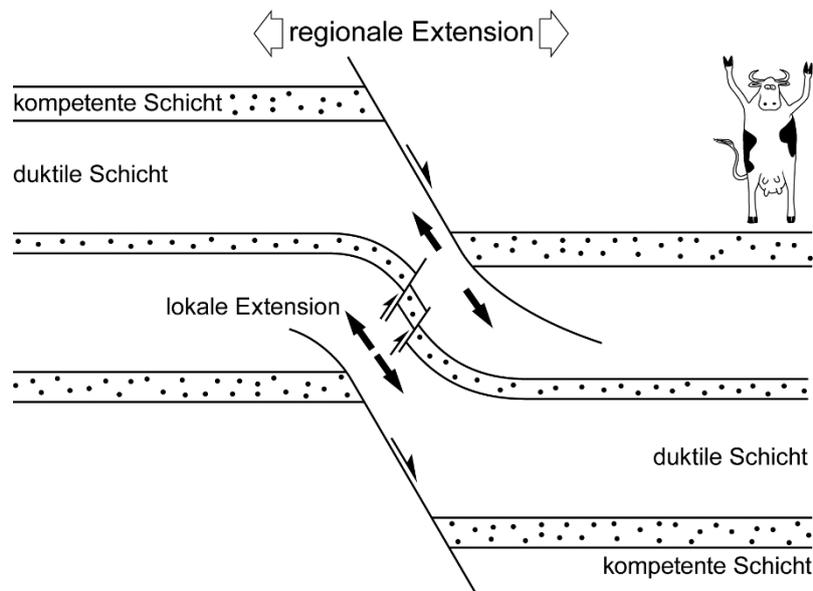
Überschiebungen und Oberflächenbrüche sind assoziiert mit lokaler Kompression im Hangenden einer nach oben abflachenden Abschiebung (anti-listrisch). Sie erlauben eine lokale Verkürzung der Oberfläche, weil sich keine Lücke zwischen dem Hangenden und dem Liegenden während der Abschiebung öffnen kann. Die lokalen Überschiebungen sind subparallel zum Streichen der Hauptabschiebung.



Aufschiebungen im Hangenden einer konkav-nach-unten gewölbten Abschiebung

Durch Verformung verursachte Überschiebungen in Hauptabschiebungen

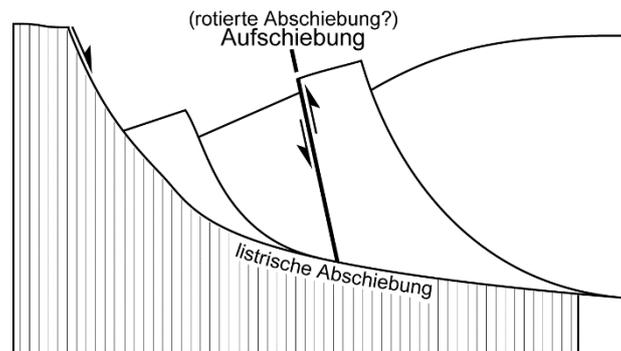
Überschiebungen können sich in gekippten Schichten bilden, um die schichtparallele Extension auf Grund der grossen Bewegung einer Hauptabschiebung aufzunehmen.



Überschiebungen, die die lokale, schichtparallele Extension in einem regionalen Extensionssystem aufnehmen

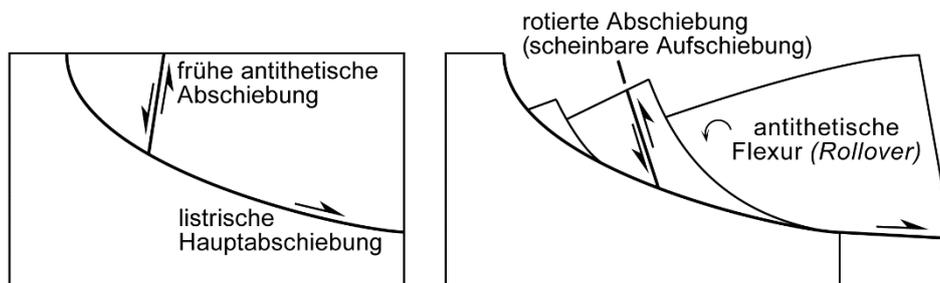
Antithetische Flexur

Bruchbildung in einer antithetischen Flexur kann eine kleine Anzahl von Überschiebungen produzieren, obgleich die Hauptdeformation extensional ist.



Aufschiebung in einer antithetischen Flexur

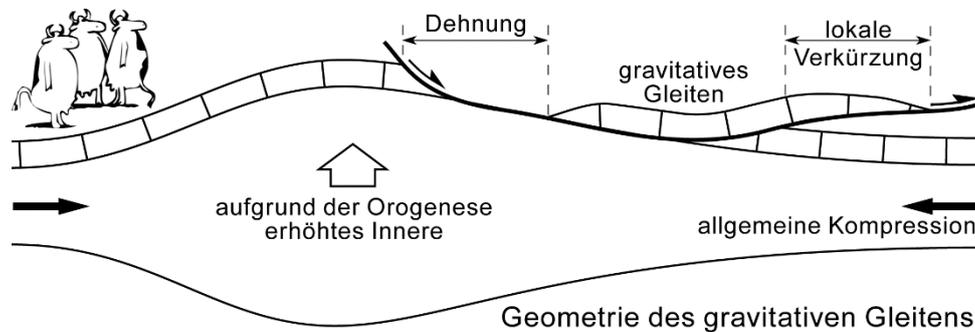
Überschiebungen können auftreten als direktes Resultat dieses genetischen Prozesses und aus dem Ergebnis einer späteren Rotation.



Rückrotation einer antithetischen Zweigabschiebung zu einer scheinbaren Aufschiebung im Hangenden einer listrischen Hauptabschiebung

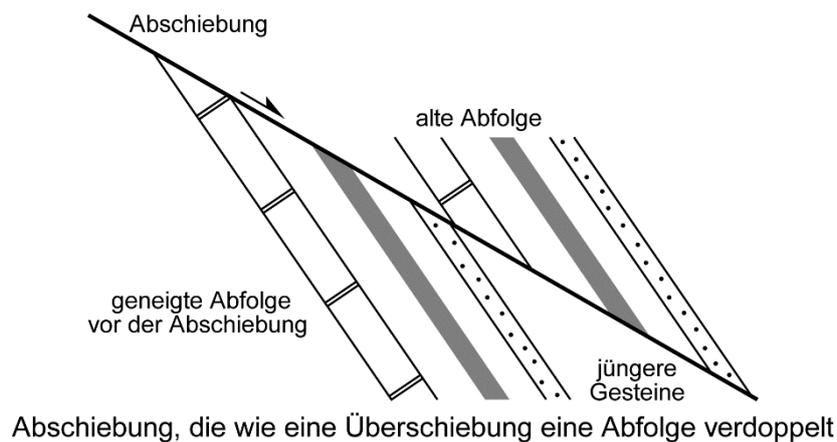
Gravitatives Gleiten

Modelle vom gravitativen Gleiten schlagen vor, dass sich Decken unter der Wirkung der Gravitation entlang einer geneigten Fläche in Richtung Vorland hinunterbewegen (wie Hangrutsche und Olistostrome). Die Sohlüberschiebung vor einer allochthonen Decke kann im Hinterland als Abschiebung wieder auftauchen. Überschiebungen und Falten treten in der Stirnzone der allochthonen Decke auf, die in Richtung Vorland geglitten ist, sobald diese gravitativ instabil geworden ist. Dies sind normalerweise flache Störungssysteme.



Abschiebungen welche die Abfolge verdoppeln

Eine Abschiebung, die eine vorher geneigte Abfolge schneidet, kann ältere auf jüngere Gesteine bringen.



RHEOLOGISCHE KONTROLLE DER ÜBERSCHIEBUNGSSYSTEME

In der Überschiebungstektonik sind zwei Denkschulen entstanden:

- Erstens, die Hauptüberschiebungen verlaufen in der Tiefe flach, und sind mit einem basalen Abscherhorizont verbunden. Dieser Abscherhorizont ist stufenweise mit der ursprünglichen Quelle der Überschiebungsbewegung (z.B. eine Subduktionsfläche) verbunden.
- Zweitens, die Überschiebungen werden mit zunehmender Tiefe steiler, um dann vermutlich in duktiler Deformation der metamorphen, unteren Kruste oder des Mantels zu enden.

In dieser Diskussion haben zwei Parameter einen starken Einfluss auf das Deformationsmuster: (1) die rheologische Schichtung und (2) die Kopplung zwischen spröden und viskosen Schichten. Die beiden Parameter steuern, ob ein entkoppelnder Horizont die tektonische Verkürzung dominiert und aufnimmt.

Effekte der rheologischen Schichtung

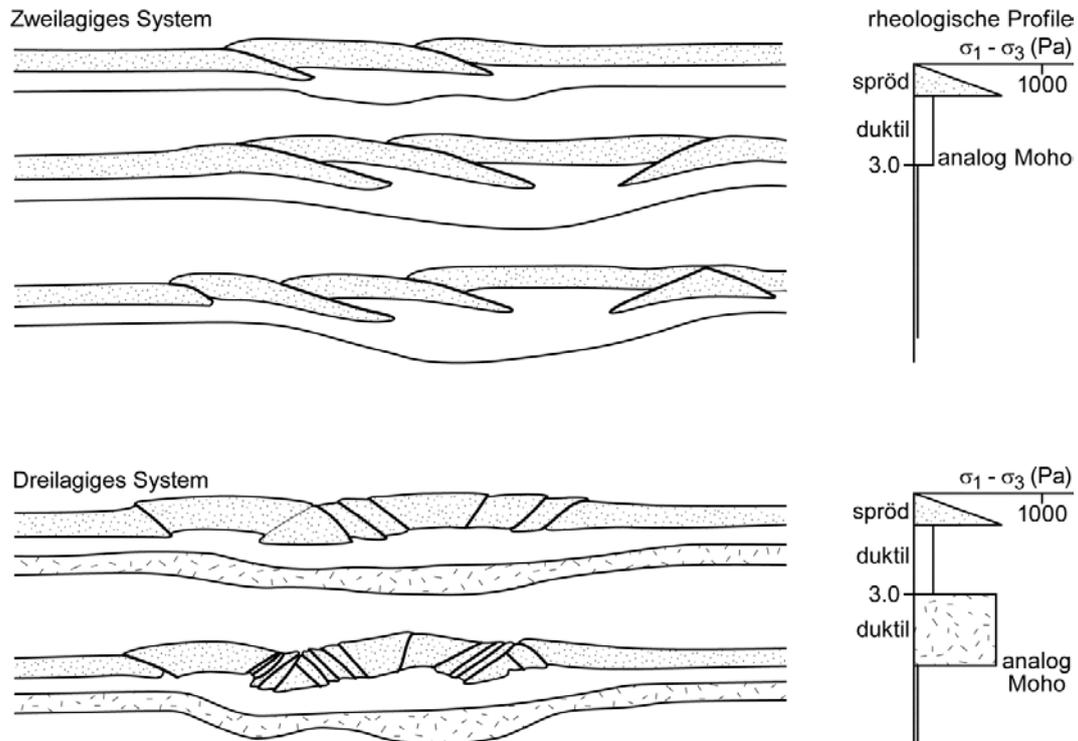
Analogmodelle haben folgendes grossräumiges Verhalten vorgeschlagen:

- Zweilagige (spröde/viskose) und dreilagige (spröde/viskose/viskose) Systeme produzieren breite Zonen verteilter Verkürzung mit konjugierten Überschiebungen in der spröden Schicht. Die

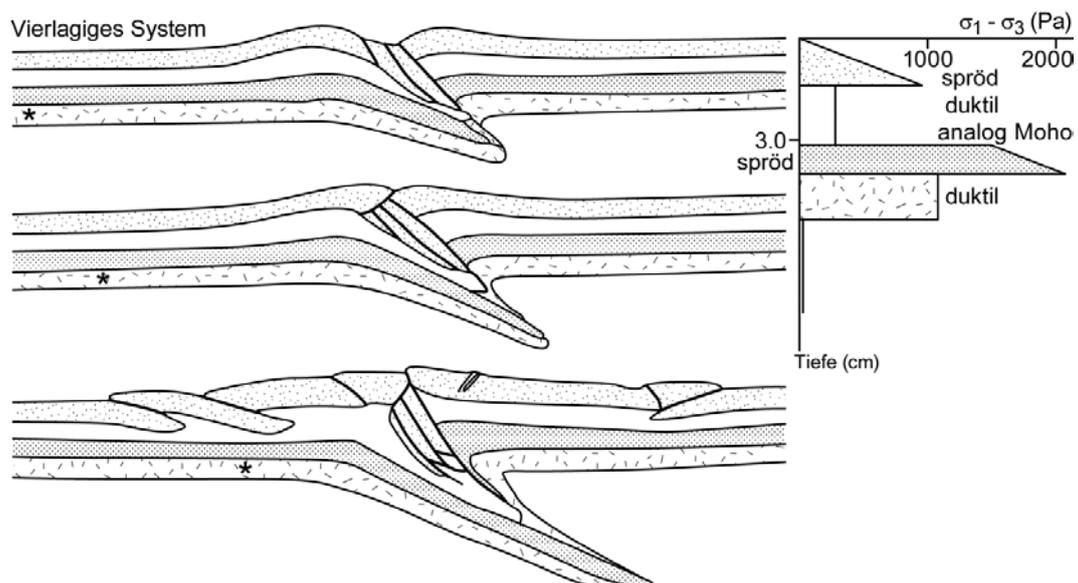
Deformationszone verbreitet sich mit zunehmender Verkürzung. Solche Modelle treffen nicht auf moderne Konvergenzgebirge zu.

Einfluss der rheologischen Schichtung auf den Verkürzungsmodus in Sand-Silikon analogen Modellen

nach Brun (2002) *Geol. Soc. London. Spec. Pub.* **200**, 355-370

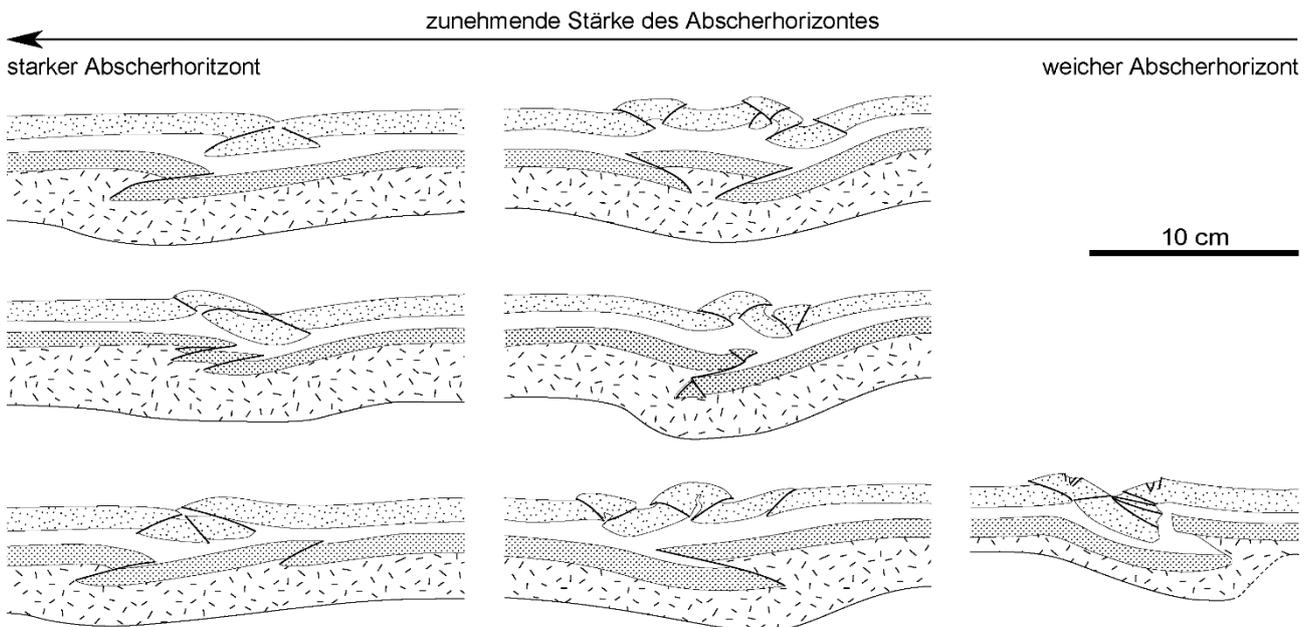


- Vierlagige (spröde/viskose/spröde/viskose) Modelle zeigen eine effiziente Entkopplung innerhalb der obersten viskosen Schicht, die als Abscherhorizont wirkt. Die obere spröde Schicht nimmt ihre eigene Art der Deformation an, mit *pop-up* und *pop-down* Strukturen, die von den Überschiebungen in der unteren spröden Schicht unabhängig sind. Die Überschiebungen der unteren spröden Schicht haben eine variable Vergenz und einen größeren Abstand. Wenn die Kopplung stark ist, dann reflektiert die Asymmetrie der Deformation der oberen Schicht die überschiebende Asymmetrie in der unteren Schicht.



Effekte der Festigkeit der Abscherhorizonte

Modelle zeigen, dass die Festigkeit der *Décollement*-Schicht die Entwicklung von passiven gegenüber aktiven Duplexstrukturen beeinflusst und den Versatzbetrag und den Rampenabstand kontrolliert. Das Vorhandensein von verhältnismässig starken *Décollements* fördert lokale Unterschiebung der Abdeckung, einzelne Rampenantiklinalen, interne Deformation der Schuppen, geringe frühe schichtparallele Verkürzung und Ausbreitung der Strukturen in normaler Abfolge. Schwache *Décollements* fördern fortschreitende Überschiebung der Abdeckung, Antiformstapel, gleichzeitiges Wachstum der Strukturen und ausgeprägte frühe schichtparallele Verkürzung.



Parallele Profile durch Analogmodelle, bestehend aus vier Lagen, deformiert in Kompression
nach Brun J.-P. (2002) *Geol. Soc. London Spec. Pub.* **200**, 355-370

Die Festigkeit kann sich entlang des Abscherhorizonts ändern (zum Beispiel wo eine Salzschiebung stoppt). Der starke Teil kann als ein feststeckender frontaler Pfeiler dienen, der die Vorwärtswanderung behindert. Verkürzung wird dann bevorzugt die Entwicklung von durchbrechenden Überschiebungen und Rücküberschiebungen aufgenommen. Solche Experimente zeigen, dass die Rheologie des Mantels die grossräumigen Strukturen der Gebirgssysteme stark beeinflusst.

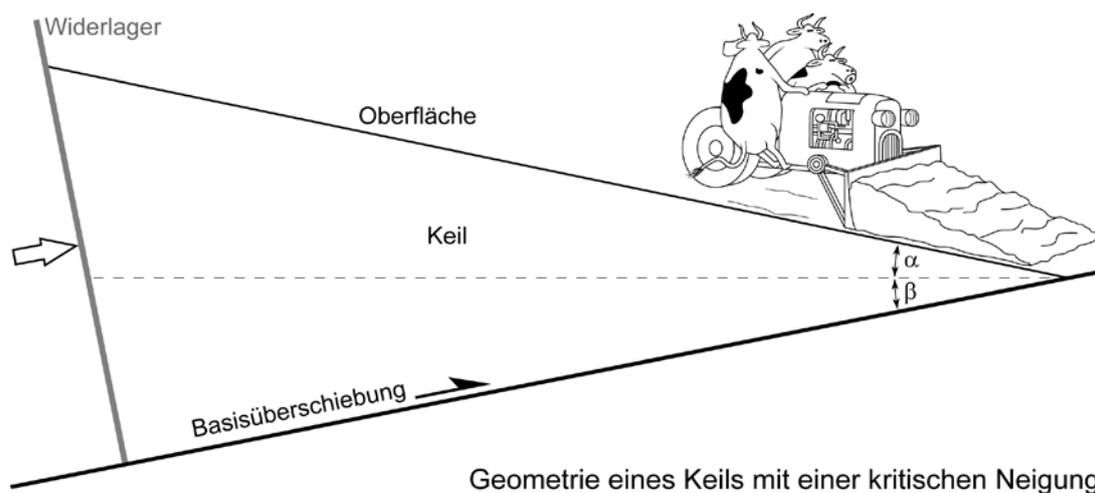
Sandbox und kritisches Neigungsmodell

Die mechanische Entwicklung der Überschiebungsgürtel wird mit der Anhäufung von unverfestigtem Sand vor einer Planierraupe (*bulldozer*) verglichen, die einen Hang hinauffährt. Das Schweizer Analog wäre das Verhalten von Schnee vor einem Schneepflug. Der Sand (oder Schnee) bildet augenblicklich eine Keilform. Während sich die Planierraupe nach vorne bewegt, breitet sich der Keil aus und nimmt an Volumen zu, während sein oberer Hang steiler oder flacher wird, bis der frontale Winkel des Keils eine **kritischen Neigung** (*critical taper*) erreicht. An diesem Punkt ist der Keil in einem dynamischen Gleichgewicht. Der Keil gleitet stabil entlang seiner Basis, und befindet sich gänzlich an der Bruchbildungsgrenze.

Im stabilen Keil mit der kritischen Neigung besteht ein Gleichgewicht zwischen drei Hauptelementen:

- Reibungswiderstand zum Gleiten entlang der Basis, was zurückzuführen ist auf die basale Zugkraft des Keils.
- Die regionalen tektonischen Kräfte, die an der Rückseite des Keils drücken.
- Die Form des Keils, die durch verschiedene Faktoren wie frontale oder basale Akkretion, interne Deformation, Sedimentablagerung, Oberflächen- und tektonische Erosion kontrolliert wird.

Eine Änderung in einem oder mehreren dieser Faktoren erzeugt interne Deformation des Keils, die durch interne Spannungsfreigabe verursacht wird, um die Stabilität beizubehalten oder wiederzuerlangen.



Innere Kräfte und Spannungen

Die mögliche Gravitationsenergie, infolge der Hebung des Hinterlands, verursacht die horizontalen und vertikalen Spannungen. Wird die Keiloberfläche aufgrund übermäßiger Verdickung zu steil, dann kann die basale Ebene die Last nicht mehr tragen und der Keil kollabiert nach vorn. Ist die Keiloberfläche zu flach, kann nicht genug Gravitationslast auf die basale Ebene übertragen werden, um Gleiten zu erlauben, und die Topographie wächst, während der Keil sich innerlich mit Falten, Störungen und penetrativer Verformung verformt.

Ein Zuwachs des Reibungswiderstandes vergrößert die kritische Neigung, da es der Zug an der Basis ist, der grundlegend für die Deformation verantwortlich ist. Auf der anderen Seite verringert ein Zuwachs der Keilfestigkeit die kritische Neigung, da ein stärkerer Keil dünner sein kann und immer noch über die raue Basis gleiten kann, ohne deformiert zu werden.

Profil des Keils

Die Form des Keils (*taper*) wird durch den Winkel θ , der die Summe der Oberflächenneigung α in Richtung Vorland, und der Neigung des Abscherhorizonts β (oder basale Neigung) in Richtung Hinterland ist, definiert:

$$\theta = \alpha + \beta$$

Wenn Material dem Keil hinzugefügt wird, um die kritische Neigung über diesem Winkel zu erhöhen, wird dieser durch die Schwerkraftausbreitung verringert. Andererseits, wenn der Keil verlängert wird, damit sich die kritische Neigung unterhalb des kritischen Wertes verringert, verkürzt der Druck, der an der Rückseite des Keils angewendet wird, den Keil bis die kritische Neigung erreicht ist.

Die Gleichung, die alle verschiedenen Quantitäten für einen an der Erdoberfläche auftretenden Keil miteinbezieht, ist:

$$\alpha = \left[(1 - \lambda_b) \mu_b - (1 - \lambda_i) k \beta \right] / \left[(1 - \lambda_i) k + 1 \right]$$

wobei k die Festigkeit der Gesteine im Keil ist.

λ_i ist das Verhältnis vom Porendruck zur Überlast innerhalb der Decke.

λ_b ist das Verhältnis vom Porendruck zur Überlast entlang des basalen Abscherhorizonts.

μ_b ist die Reibung entlang des basalen Abscherhorizonts.

Geologische Anwendung

Der geologische Keil entwickelt sich durch das Anhäufen von Sedimenten an seiner Spitze, die von der nach unten und gegen das feste **Widerlager** (*backstop*) fahrenden Platte abgesichert werden. Zur Unterstützung zeigen seismische Profile durch meistens konvergente Gebirgssysteme, dass ein

Hauptabscherhorizont zwischen den zusammenstossenden Platten auftritt. Auf diesem Abscherhorizont (auch **Sohlfläche**, *sole thrust*, *basal thrust*, genannt) finden grosse Mengen an subhorizontaler Bewegung statt. Der Abscherhorizont fällt mit einem flachen Winkel gegen die überfahrende Platte ein. Die Bewegung entlang des Abscherhorizonts führt zur tektonischen Ansammlung von übereinanderliegenden Schuppen im überschiebenden Hangenden, welches durch verteilte horizontale Verkürzung sowie Faltung und Bruchbildung verformt wird.

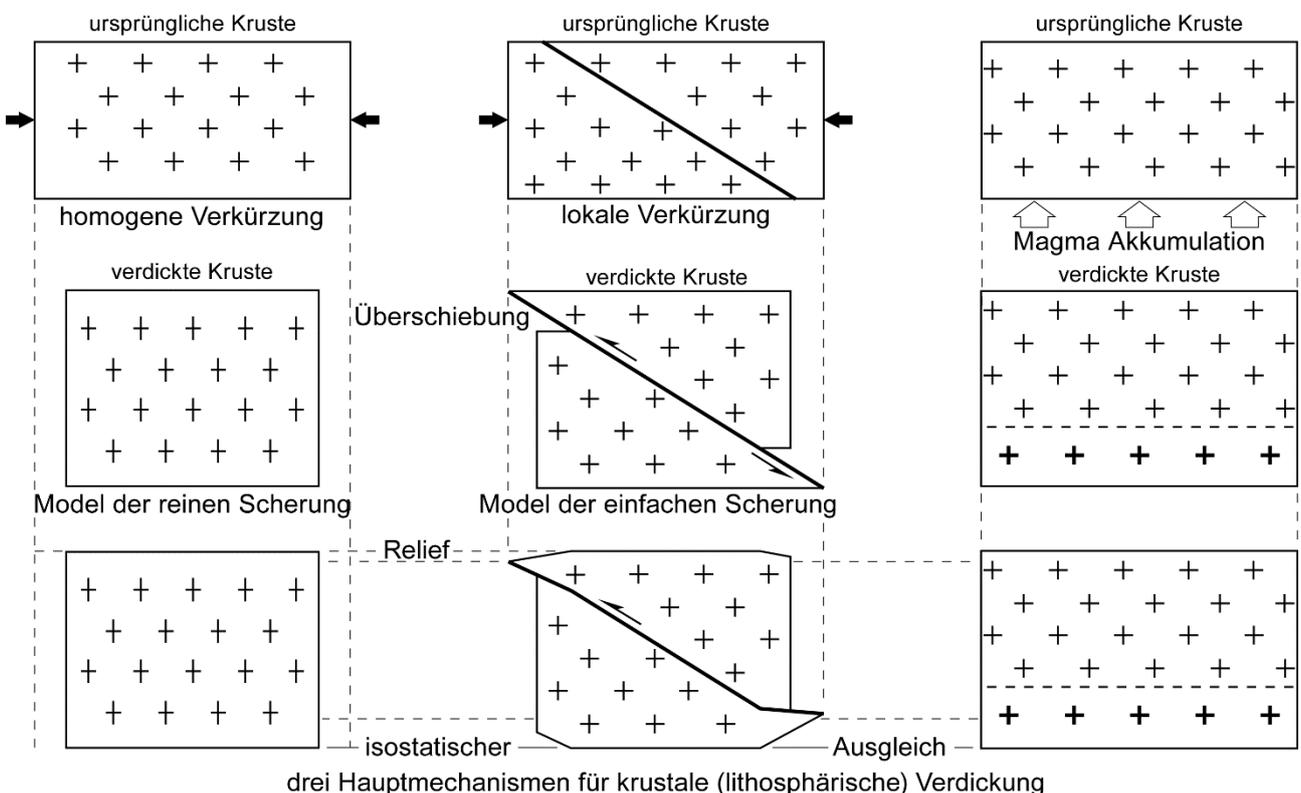
- Das Hangende entwickelt sich zu einer keilförmigen tektonischen Einheit mit dem spitzen Ende in Richtung der Bewegung, im Querschnitt parallel zur Bewegungsrichtung betrachtet.
- Das subduzierende Liegende bleibt jedoch häufig verhältnismässig unberührt, was typisch ist für Tektonik mit abgelöster Decke, im Gegensatz zur Tektonik mit klebender Decke.

Die bewegenden Überschiebungskeile werden durch Plattenkonvergenz angetrieben, aber ihre Geometrie reagiert nicht nur auf die Konvergenzrate, sondern auch auf die Festigkeit des basalen Abscherhorizonts. Deshalb befinden sie sich in einem dynamischen Gleichgewicht. Die Unterseite des Keils wird als schwach betrachtet und das Material des Keils folgt dem Mohr-Coulomb Versagenskriterium. Das entsprechende Mohr-Diagramm deutet an, dass sich die Festigkeit der Gesteine effektiv erhöht wenn der lithostatische Druck ansteigt; folglich sind die Gesteine am hinteren Ende des Keils effektiv stärker als die Gesteine an der Frontseite. Varianten der Keilmodelle sind durchaus variiert worden und beinhalten verschiedene rheologische Typen.

Die Modelle verbinden die Topographie des orogenen Gürtels mit der Rheologie der Kruste und schliessen die Effekte der Körperkräfte und der von aussen aufgewendeten tektonischen Kräfte mit ein. Die Theorie wird in einer anderen Vorlesung diskutiert.

GROSSRÄUMIGE ANALYSE VON ÜBERSCHIEBUNGSSYSTEMEN

Gebirge, die aus horizontaler Raumverkleinerung resultieren, gehören zu den attraktivsten Strukturen auf der Erdoberfläche. In der Kartenansicht bilden sie lange Gürtel, die gelegentlich in **Oroklinen** (*oroclines*) gebogen werden. Krümmungen werden wahrscheinlich von Unregelmässigkeiten der Plattenränder vor der Gebirgsbildung geerbt.



Allgemeine Merkmale

Karten und Profile zeigen die folgenden Hauptmerkmale:

- Die Überschiebungssysteme sind lang und relativ schmal.
- Die normale Entwicklung eines Überschiebungsgürtels erfolgt durch fortschreitende Einengung beim Vorrücken des Überschiebungssystems. Die Verformung **wandert** (*migrate*) fortschreitend zum Vorland.
- Die Verformung endet im Vorland an einer **Überschiebungsfrent** (*thrust front*).

Profile durch Überschiebungssysteme, ob durch Tektonik mit einer klebenden oder abgelösten Decke, haben eine allgemeine Keilform, die sich in Richtung zum Vorland verdünnt. Diese Geometrie hat zum Konzept des **orogenen Keils** (*orogenic wedge*) geführt. Das Konzept berücksichtigt, dass die Mechanik eines Überschiebungsgürtels Ähnlichkeiten zum Zusammendrücken von Sand oder Schnee mittels einer Planieraupe aufweist. In Wirklichkeit haben Kompressionsberge zwei Seiten, die oft zwei asymmetrischen orogenen Keilen entsprechen, die die gleiche höchste Erhebung als axiale Bereiche teilen. Die eine Seite, in der Regel die breitere, ist der **pro-Keil** (*pro-wedge*), die andere Seite der **retro-Keil** (*retro-wedge*). Die strukturelle Asymmetrie spiegelt die Asymmetrie des tektonischen Systems wider. Pro-Keile sind meist auf der abtauchenden Platte entwickelt, mit Hauptüberschiebungen synthetisch zur Subduktionsrichtung. Retro-Keile sind meist auf der überfahrenden Platte ausgebildet, mit Rücküberschiebungen antithetisch zur Subduktionsrichtung. Die allgemeine Fächerkonfiguration ist **bivergent**.

Plattenkopplung – konvergente Plattengrenzen hoher / niedriger Spannung

Je nach Art der kollidierenden Platten und Effizienz des Plattenzugs, wird die Dynamik der Plattenkonvergenz in zwei Endglieder kategorisiert, die sich auf die Kräfte am Kontakt zwischen den Platten beziehen.

Wenn die beiden Platten **gekoppelt** (*coupled*) sind, drückt die subduzierende Platte die Unterseite der überfahrenden Platte. Die Plattengrenze befindet sich dann unter hohen Kompressionsspannungen, die innerhalb der beiden Lithosphären übertragen werden. Dieser Zustand wird in Betracht gezogen werden, wo der Auftrieb der absteigenden Platte entgegenwirkt (z.B. im Fall sie ein Kontinent, ein Inselbogen, ein ozeanisches Plateau, ein Spreizungszentrum Teil davon sind).

Wenn die beiden Platten **entkoppelt** (*decoupled*) sind, neigt sich die untere Platte von der hängenden Platte zu trennen. Die Plattengrenze ist dann unter geringen Spannungen. Rinnensogkräfte können sogar die hängende Platte ziehen, die dann unter Dehnung steht. Dieser Zustand wird in Betracht gezogen, wo Plattenzug wichtig ist und Slab-Zurückrollen auslöst.

Thermische Effekte

Grossräumige Verkürzung/Verdickung der Kruste modifiziert den thermischen Gradienten, hauptsächlich durch Wärmeleitung und -advektion: Die Gesteine des Liegenden tragen ihre Temperatur mithinunter, während sie mit Decken beladen werden. Der thermische Gradient nimmt ab, da relativ kalte Bedingungen tiefer in die Kruste mitgenommen werden. Die radiogene Wärme spielt eine untergeordnete Rolle in diesen Überlegungen. Folglich sind die metamorphen Bedingungen "Hochdruck". Die Rückführung zum normalen thermischen Gradient entspricht einer Nacherwärmung der Liegendgesteine. Zu diesem Zeitpunkt erzeugt das Schmelzen von Wurzelzonen Magmatismus; Plutonismus ist ein wichtiger Wärme-Advektionsprozess in schwindenden Kollisionsorogenen. Es ist ein noch wichtiger und langanhaltender Prozess in Bogensystemen.

Überschiebungssysteme

Überschiebung ist ein grundlegender Gebirgsbildungsprozess. Die moderne Klassifikation der Gebirge und ihrer Überschiebungssysteme bezieht sich auf ihren Kontext innerhalb der Plattentektonik. Folglich sind vier Arten von Gebirgen unterscheidbar, die vier Stadien der Konvergenz-Zyklen darstellen:

- (1) Subduktionsgebirge, unterteilt in Kettengebirge („*cordilleran*“ *mountains*), bei denen der magmatische Bogen auf einem Kontinent entstanden ist (Anden) und Inselgebirge („*insular*“ *mountains*), bei denen der Bogen auf ozeanischer Lithosphäre entstanden ist (Indonesien).
- (2) Obduktionsgebirge, in denen ozeanische Lithosphäre über die kontinentale geschoben wird (Oman).
- (3) Kollisionsgebirge, die das erste Aufeinandertreffen zweier kontinentaler Lithosphären und die Entwicklung einer Suturzone dazwischen, nach Aufnahme der ozeanischen Lithosphäre miteinbeziehen. Ein modernes Beispiel ist die Kollision zwischen dem nordwestlichen australischen Kontinentalrand und dem Banda Bogen in der Timor-Inselregion.
- (4) Intrakontinentale Gebirge, die sich innerhalb der kontinentalen Platten, entfernt von jeder möglichen Plattengrenze bilden (Pyrenäen, heutiger Tien-Shan, Atlas, Himalaja). Anhaltende Konvergenz wird entlang der Suturzone und in Intra-Platten krustalen Überschiebungen aufgenommen. Intensive Gebirgsbildungsprozesse und die Entwicklung von Hochebenen kennzeichnen dieses Stadium.

Wenn die Konvergenz aufhört, sind Erosion und isostatischer Ausgleich massgebend, um die Gebirgswurzeln herauszuheben (z.B. der Variszische Gebirgsgürtel). Die vollständige Entwicklung kann mehrere 10 Millionen Jahre und länger dauern. Zeitlich nacheinander folgend können diese Stadien in einem einzelnen Gebirgssystem, das eine lange Entwicklung hatte, überlagert sein. Folglich stützen sich die alten tektonischen Rekonstruktionen auf die Erkennung der Gesteinsgruppen, die die Plattengrenzen kennzeichnen, und auf die grossräumige Geometrie des Überschiebungssystems, das errichtet wurde.

Drei Systeme mit unterschiedlichen Formen der Hauptüberschiebung im Hinterland sind geometrisch konsistent.

- 1) Subduktionssysteme, ohne Deformation des Liegenden sind typische prä-Kollisions-Strukturen. Die Sohlfläche fällt in die Subduktionszone ein und kann die gesamte plattentektonische Bewegung aufnehmen. Subduktionssysteme benötigen keine Wurzel-Zone als Ursprung jener Decken, die man in anderen Falten- und Überschiebungsgürteln identifiziert. Es gibt ungefähr 50000 km an konvergenten Plattengrenzen in der Welt.
- 2) In Kollisionsgürteln taucht die Hauptüberschiebung des Falten- und Überschiebungsgürtels in die **Wurzelzone** (*root zone*) unter die metamorphen Gesteine des Hinterlands ab. Kompression wird durch das Hinterland (das durch andere Prozesse verkürzt wurde), dem Vorland übermittelt. Diese Systeme findet man gewöhnlich in den Orogengürteln und es kann einen grossen Betrag an Verkürzung kompensieren.
- 3) Der hintere Teil der Hauptüberschiebung schneidet aufwärts zur Oberfläche hin. Die Verkürzung entlang von Nebenüberschiebungen im frontalen Bereich wird durch Extension entlang listrischer Abschiebungen im Hinterland kompensiert. Gepaarte Verkürzungs- und Extensionsgürtel deuten normalerweise gemässigte Bewegungen an und sind schwerkraftkontrollierte Überschiebungssysteme. Die Decken gleiten abwärts weg vom orogen erhöhten Inneren. Dieser Prozess bezieht sich auf das gravitative Gleiten und Ausbreiten nach der Kollision.

Intra-ozeanische Subduktion: Inselbogensysteme

Das Abtauchen einer Platte unter die andere ist die häufigste Lösung des Platzproblems das durch Konvergenz entsteht. Dies geschieht speziell dann, wenn eine ozeanische Lithosphärenplatte mit einer kontinentalen kollidiert. Die dichtere ozeanische Platte wird dann gezwungen in den Mantel unter die kontinentale Platte mit mehr Auftrieb abzutauchen. Ähnliches passiert auch wenn zwei ozeanische Lithosphären zusammenstossen: die dichtere Platte (wahrscheinlich die ältere) beugt und sinkt in die Asthenosphäre unter die andere Platte. Dieser tektonische Prozess ist als **Subduktion** bekannt. Da Subduktion die Aufnahme einer Platte in das Erdinnere beinhaltet, werden Subduktionszonen auch **destruktive Plattengrenzen** (*destructive plate boundaries*) genannt. Die Isothermen biegen sich entlang einer **subduzierten Platte** (*slab*) nach unten. Platten tauchen in die Asthenosphäre mit einem durchschnittlichen Tauchwinkel von ungefähr 45° ab, aber abhängig von

den Auftriebsbedingungen kann dieser Winkel zwischen weniger als 10° bis 90° schwanken. Durch die Subduktion gelangen auch Meerwasser und wahrscheinlich auch geringe Mengen an Sedimenten in Manteltiefen. Da kaltes krustales Material in einer verhältnismässig kurzen Zeit in grosse Tiefen subduziert wird, führt die Subduktion zu **Hochdruck-/Niedrigtemperatur Metamorphismus** in der Subduktionszone. In einer Tiefe von 100 bis 150 km, kommt es zur Entwässerung der ozeanischen Kruste, und Fluide aus dem Slab steigen in den überliegenden Erdmantel auf. Die Aufheizung der Platte und die umfangreiche Hydratisierung eines Teils des Mantels verursachen mineralogische Änderungen und partielle Aufschmelzung. Das partielle Schmelzen der abtauchenden Platte, des darüberliegenden Mantelkeils und der basalen kontinentalen Kruste kann Magma erzeugen. Der Beitrag jeder möglichen Quelle beeinflusst die Zusammensetzung der resultierenden Eruptivgesteine, aber alle Varianten werden durch tholeiitische und kalk-alkalische Gesteine beherrscht. Magmen steigen zur Oberfläche auf und schaffen es eventuell in den vorderen Rand der überfahrenden Platte, wo sie Material der Kruste zufügen und darüber Vulkane bilden. Falls die obere Platte ozeanisch ist, türmen sich die Vulkane auf, bis sie schliesslich die Wasseroberfläche des Ozeans durchbrechen. Die allgemeine Konsequenz ist eine fast systematische Verbindung zwischen Subduktion und magmatischer Aktivität.

Die meisten gegenwärtigen Subduktionszonen befinden sich an vulkanischen **Inselbögen** (*island arcs*) innerhalb der Ozeane. Der Begriff "Bogen" in dieser Bezeichnung bezieht sich auf die Konvexität in Richtung zur subduzierenden Platte in der Kartenansicht. Diese Konvexität liegt an der gewölbten Geometrie der Platten. Subduktionszonen in intra-ozeanischen Bereichen enthalten vier wichtige Elemente mit charakteristischer Morphologie und charakteristischen Gesteinsgruppen. Eine systematische Anordnung dieser tektonischen Elemente ergibt einen nützlichen Rahmen, um Inselbögen zu vergleichen. Man muss allerdings beachten, dass nicht alle tektonischen Elemente in jedem Inselbogensystem entwickelt sein können. Die Erkennung alter Bögen und ihrer Polarität ist wegen ihrer gleichbleibenden räumlichen Verbindung mit abtauchenden Platten zur Rekonstruktion der alten Tektonik wichtig.

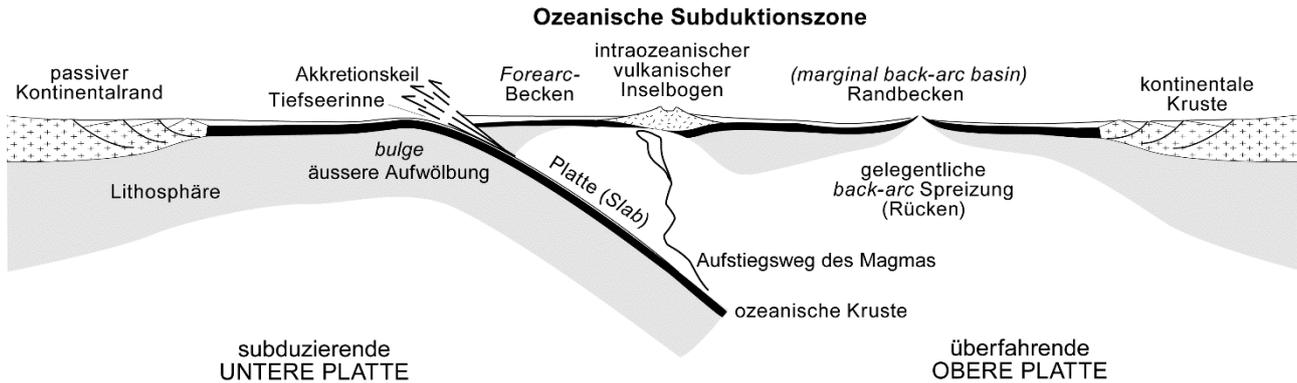
Inselbogen

Der Inselbogen besteht aus vulkanischen Gebirgsketten welche sich auf der überfahrenden Platte befinden. Diese vulkanischen Gebirgsketten befinden sich teilweise unter dem Meeresspiegel und in etwa 60 bis 170 km über der Oberseite des Slabs. Dieser Zusammenhang scheint eine gewisse systematische Rolle des Eintauchwinkels des Slabs und der Konvergenzrate in der Entwicklung und Position der vulkanischen Gebirgsketten anzuzeigen.

In der abtauchenden Platte finden metamorphe Dehydratisierungsreaktionen statt. Der Zufluss der freigewordenen Fluide verursacht partielle Aufschmelzung des darüberliegenden Mantels. Tatsächlich ist der Mantelkeil der wichtigste Entstehungsort der Magmen. Aufgrund der Auftriebskraft steigen diese heissen Magmen mit geringer Dichte nach oben und intrudieren die überfahrende Platte. Diese Produkte von Intrusion und Extrusion tragen zur Bildung eines **magmatischen Bogens** (*magmatic arc*) parallel zur konvergenten Plattengrenze bei. Der oberste Teil eines solchen magmatischen Bogens besteht aus dem **vulkanischen Bogen** (*volcanic arc*).

Referenzbeispiele von Inselbögen rahmen den pazifischen Ozean ein. Gewöhnlich herrschen kalk-alkalische Basalte und Andesite vor, während Dazit und Rhyolite verhältnismässig selten sind. Die Abfolge besteht aus Silizium-übersättigten Gesteinen, die tendenziell mehr Al_2O_3 enthalten als die tholeiitischen Laven. Ihre intermediären Vertreter zeigen normalerweise keine Effekte von bedeutender Fe-Anreicherung. Boninite, eine Magnesium-reiche und Ti-arme Lava, ist einzigartig für diese Bögen. Plutonische Gesteine sind gewöhnlich I-Typ Gabbros und Diorite, mit untergeordneten Plagiograniten. Die kontinentale Kruste ist nicht zwingend beteiligt (z.B. Aleuten), aber einige Inselbögen bildeten sich aus Stücken kontinentaler Kruste, die sich von einem nahen Kontinent losgelöst haben (z.B. Japan).

Allgemeiner schematischer Aufbau von Bogen Systemen
(es sind nicht immer alle Komponenten vorhanden)



Ozeanische Rinne

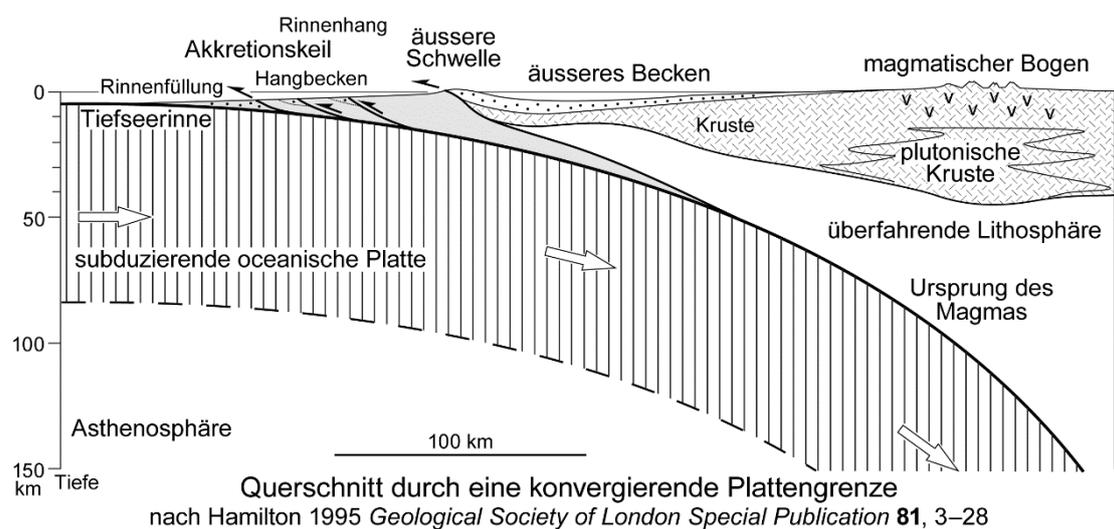
Die **ozeanische Rinne** (*oceanic trench*) ist eine mehrere hundert Kilometer lange, schmale topographische Vertiefung des Meeresbodens. Sie folgt an der Erdoberfläche der Grenze zwischen der abtauchenden und der überlagernden Platte. Die Rinne markiert den Ort an dem sich die **subduzierende Platte** (*slab*) zu biegen beginnt und nach unten abtaucht. Die Rinnen sind sehr tief, ca. 10 km Wassertiefe und ca. 100 km breit (z.B. die Marianen und Kurilen Rinnen), weil der Slab die Platte nach unten zieht. Deshalb sind die Rinnen wichtige Sedimentationsräume (**Rinnenfüllung; trench fill**). Die Rinnen sind überwiegend mit turbiditischem Material und mit einigen pelagischen Komponenten gefüllt. Seismische Untersuchungen haben gezeigt, dass die Tiefseerinnen eine charakteristisch asymmetrische V-Form besitzen, wobei die steilere (10-15°) Seite der subduzierenden Platte gegenüber liegt. Diese "Wand" kennzeichnet den Rand der überlaufenden Platte und des äussersten *Forearc*.

Äussere Schwelle

Die **äussere Schwelle** (*bulge* oder *outer swell*), die wahrscheinlich durch eine elastische Biegung der subduzierenden Platte verursacht wird, ist ungefähr 200 km breit und liegt ca. 200-400 m höher als der Ozeanboden und befindet sich ozeanseitig ca. 100-250 km vor der Depression, an der die Platte gebogen wird, um in den Mantel abzutauchen. Durch die Biegung der Lithosphäre kommt es zu Dehnung in den oberen krustalen Niveaus, wodurch Abschiebungen entstehen können. Die daraus resultierenden Gräben, die parallel zur Rinne sind, können „Fallen“ für darüberliegende Sedimente bilden, die so bis in Manteltiefe subduziert werden können. Infolge des niedrigen Wärmefflusses erfolgt im tiefen Teil der sedimentären Abfolge eine Hochdruck-Niedrigtemperatur Metamorphose.

Äusseres Becken

Zwischen dem Bogen und der Rinne befindet sich der **Bogen-Rinnen Spalt** (*arc-trench gap*) oder auch **äusseres Becken** (*forearc*), dessen Breite stark vom Einfallen der Platte abhängig ist. Das äussere Becken nimmt hemipelagische und klastische Sedimente auf, die grösstenteils vom Bogen geliefert werden. Das äussere Becken ist allgemein wenig verformt, was beweist, dass die hangende Platte nicht durch Konvergenz-bezogene Verkürzung betroffen ist. In einer stark vereinfachten Ansicht kann man die Forearc-Platte mit einem Schneepflug vergleichen, der Material von der Oberseite der subduzierenden Platte abschabt. Infolgedessen kann das eher undeformierte äussere Becken von einem dicken Keil unterlegt sein, der aus stark verformtem, vom Bogen gelieferten, klastischen Material besteht und mit Spänen aus der Rinne und ozeanischem Material verschuppt ist, das von der abtauchenden Platte abgeschabt wurde. Dieser Keil wird als **Akkretionskeil** (*accretionary prism*) bezeichnet.



Akkretionskeil

Der Akkretionskeil an der Front der überfahrenden Platte ist eine prä-Kollision, breite Zone (ca. 100 km), an der die meiste Krustendeformation einer Subduktionszone entsteht. Die Akkretionskeile weisen viele Merkmale der Falten- und Überschiebungsgürtel auf und ihre Entwicklung ist wahrscheinlich ähnlich. Der Akkretionskeil wird von der subduzierenden Platte durch den basalen Abscherhorizont getrennt. Das hintere **Widerlager** (*backstop*) ist das, was die horizontale Bewegung der Keilsedimente behindert. Es kann die Vorderseite der überfahrenden Platte oder Material des Keils selbst sein. Die meisten Widerlager fallen in Richtung der Rinne ab, aber Bogen-wärts gerichtete Widerlager sind bekannt. Interne Deformation akkommodiert den Massenzufluss in der Rinne, der durch die ankommende, subduzierende Platte entsteht, aber gegen den Widerlager geklemmt. Nahezu die Hälfte der konvergenten Plattengrenzen weltweit besitzen einen Akkretionskeil in dem eingehende Sedimente aufstapeln: diese Grenzen sind der Akkretion ausgesetzt. Die andere Hälfte hat keinen Akkretionskeil; in manchen Fällen wird dies der abtauchenden Platte zugeschrieben, die den vorderen Teil des Vorbogens schneidet und nach unten in den Mantel zieht. Solche Grenzen sind **erodierend** (*erosive*).

Akkretion

Wenn der Sedimentfluss hoch ist, werden pelagische Sedimente und ozeanische Basalte der abtauchenden Lithosphäre nach und nach durch den äussersten Rand der überfahrenden Platte abgeschabt. Das abgeschabte Material wird an der Unterseite in den Akkretionskeil eingebunden. Diesen Vorgang nennt man **tektonische Unterplattung** (*tectonic underplating*). In diesem Fall wächst der Akkretionskeil von seiner Unterseite durch das Hinzufügen von sedimentären Schichten. Überschiebungen und die dazugehörigen Falten sind für die progressive Verkürzung und Verdickung des Akkretionskeils verantwortlich.

Charakteristischerweise sind die Gesteine in einem Akkretionskeil durch zahlreiche gestapelte Überschiebungen, die meistens mit der Subduktionszone synthetisch sind, zerbrochen. Die Überschiebungen laufen in einem Abscherhorizont an der Basis des Keils zusammen. Dieser Horizont markiert die Grenze zwischen überschiebender und subduzierter Platte. Die Gesteine werden in den tiefen Teilen des Akkretionskeils unter Niedrigtemperatur-Hochdruck Bedingungen metamorphisiert, und in Blauschiefer umgewandelt. In einigen Fällen ist die Deformation des Akkretionskeils so stark, dass jegliche stratigraphische Abfolge zerstört ist. Solche chaotischen, gemischten Ablagerungen, die aus Millimeter bis Kilometer grossen sedimentären Fragmenten und aus basaltischen und ultramafischen Gesteinsblöcken in einer feinkörnigen sedimentären Matrix bestehen, werden als **Mélange** bezeichnet. Durch das tektonische Aufstapeln von Schuppen im Akkretionskeil entsteht eine strukturelle Hochzone (das *forearc ridge*) die das *forearc*-Becken auf der Ozeanseite begrenzt.

Subduktionserosion

Wenn der Sedimentfluss niedrig ist, wird alles ankommende sedimentäre Material subduziert und erodiertes Material wird von der überfahrenden Platte auf die subduzierende Platte geführt und entlang der Subduktionszone zugeführt. Diesen Prozess der tektonischen Entfernung nennt man **Subduktionserosion** (*subduction erosion*). In diesem Fall wandert die Position der Rinne in Richtung zum magmatischen Bogen bis zur konvergenten Plattengrenze. Dieser Prozess kann die gesamte Forearc-Lithosphäre entfernen.

Backarc

Der **Backarc-Bereich**, trennt den Inselbogen und den Kontinent der oberen Platte. Das Gebiet der ozeanischen Kruste zwischen dem aktiven Inselbogen und dem angrenzenden Kontinent ist ein inaktives **Randbecken** (*marginal basin*) oder **back-arc Becken**, (z.B. westliches Philippinen Becken). Im einfachsten Fall bleibt Ozeanlithosphäre hinter einem Inselbogen gefangen (z.B. die Beringsee hinter dem Aleuten Bogen).

Backarcbereiche erfahren Kompressions-, Extensions- oder Blattverschiebungsdeformation, abhängig von der Dynamik der Platten.

Backarc unter Kompression

Kompression in Backarcregionen scheint vom Subduktionswinkel abzuhängen. In Abhängigkeit von der Reaktion der verkürzten Kruste entwickelt sich Deckschicht-Tektonik und Tektonik mit klebender Decke.

Backarc unter Extension

Durch Extension in gut entwickelten Bogensystemen kann neuer Ozeanboden hinter dem Inselbogen (z.B. Philippinisches Meer hinter dem Marianen Bogen) entstehen. Dies ist vermutlich das Ergebnis von komplexen Konvektionszellen in der Asthenosphäre über der subduzierenden Platte. Es kann zur sogenannten **Back-arc-Spreizung** (*back-arc spreading*) kommen. Darunter versteht man Streckung und Spreizung des Meeresbodens hinter dem Inselbogen, ähnlich dem Spreizen entlang eines mittelozeanischen Rückens. Die Bildung des neuen ozeanischen Bodens im back-arc Becken verursacht, in Bezug auf den Kontinent, eine ozeanwärts gerichtete Wanderung des Bogens und seines Forearc Bereichs. Die Extension wird ebenfalls durch den *Rollback* der Rinne unterstützt. Rift-Bildung kann den Bogen aufspalten. Es wird dann ein "Zwischenbogen Becken" (*interarc basin*) zwischen dem abgestorbenen, verbliebenen, **inaktiven Vulkanbogen** (*remnant arc*) und dem aktiven Bogen gebildet (z.B. Marianen). An Inselbögen hat das Randbecken eine ozeanische Kruste und abyssale Tiefen, in denen sich alkaliner shoshonitischer Magmatismus entwickelt (Japanisches Meer). Abhängig von der Nähe zum Bogen sind die Sedimente vulkanoklastisch, pelagisch oder hemipelagisch.

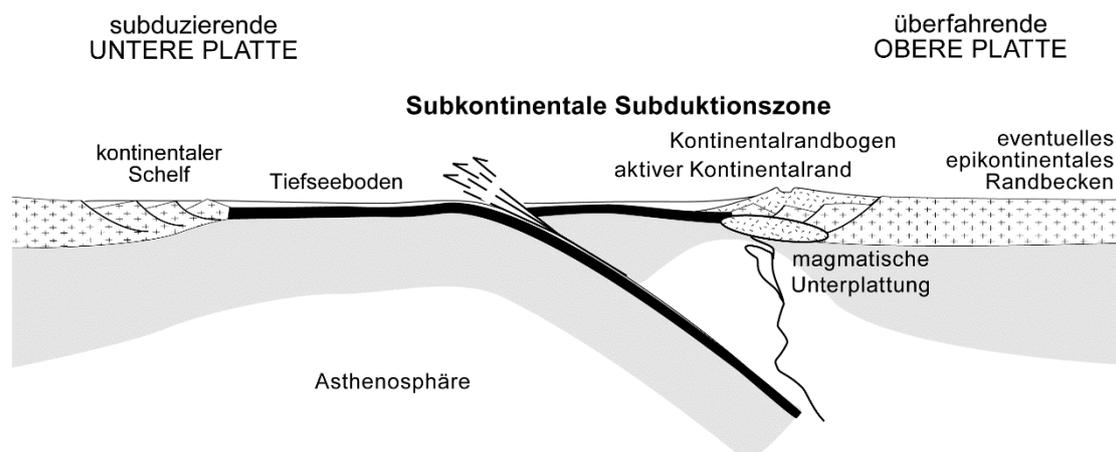
Subduktionszonen entlang von Kontinentalrändern

Wo ozeanische und kontinentale Platten konvergieren, widersetzt sich die leichtere, kontinentale Kruste der Subduktion in den Mantel und überfährt die ozeanische Platte (z.B. die Anden, der Westküste von Südamerika entlang). Die Subduktionszone ist **subkontinental**.

Magmatischer Bogen

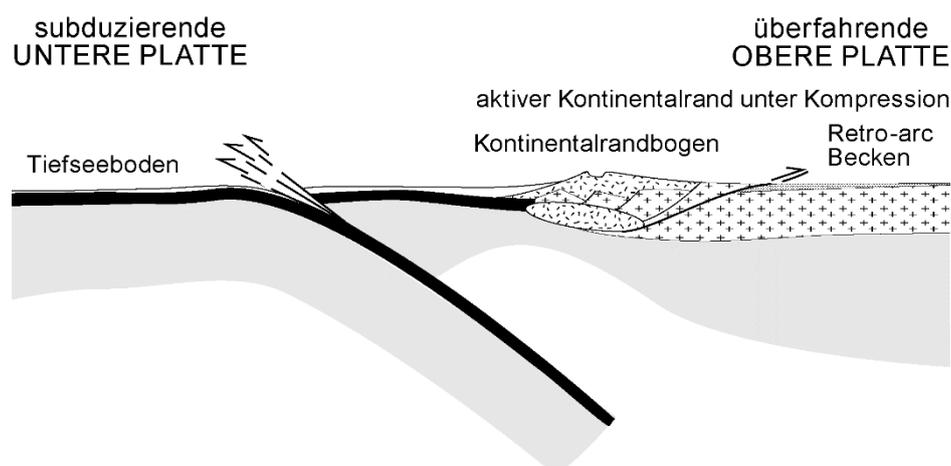
Wie auch für intra-ozeanische Subduktion, führt das Schmelzen der Platte in einer Tiefe von 100-150 km zur Bildung von Magma, das eine geringere Dichte hat als der umgebende Mantel. Das Magma steigt in die überfahrende kontinentale Lithosphäre auf, kann schmelzen und dabei Silizium-reiche, krustale Gesteine aufnehmen. Infolgedessen wächst der kalk-alkalische magmatische Bogen auf der kontinentalen Platte. Die komplette Reihe der Eruptivgesteine wird durch Andesit- und Dazit-dominierte Laven mit untergeordneten Basalten und Rhyoliten, zusammen mit Granodiorit- und Tonalit-betonten Plutonen mit einer kleinen Menge an Gabbro, Diorit und Granit dargestellt. Ein langer und linearer **Batholith** ist aus einer Vielzahl von grossen plutonischen Körpern aufgebaut. Das Silizium-reiche Magma bricht zum Teil explosiv aus gefährlichen Vulkanen aus (z.B. Mount St.

Helens in den USA oder Merapi auf Java, in Indonesien). Dieses tektonische System ist ein sogenannter **aktiver Kontinentalrand** (*active continental margin*).



Backarc

An Kontinentalbögen ist die Back-arc-Region entweder über den Meeresspiegel angehoben oder liegt unterhalb und bildet eine flachmarine Zone. Seine strukturelle Entwicklung hängt davon ab, ob diese unter Extension oder Kompression stattfindet. Der Fallwinkel des Slabs, der die Kopplung zwischen der überfahrenden und abtauchenden Platte beeinflusst, ist dafür massgebend. Extension, die zu einer episodischen Bildung des Backarc Beckens und/oder eines epikontinentalen Beckens führt, ist oft verbunden mit Platten die steil abtauchen und mit Abrollen. Kompression ist oft verbunden mit der Blockierung der Subduktion und/oder mit einem niedrigen Fallwinkel der subduzierenden Platte unter der oberen kontinentalen Platte. In diesen Fällen erzeugt eine starke Kopplung zwischen den zwei Platten Kompression. Ränder unter Kompression besitzen eine verdickte Kruste und hohe Berge im axialen Teil eines **bivergenten** (*bivergent*) Orogens, d.h. Überschiebungen mit entgegengesetzten Bewegungsrichtungen begrenzen den Gebirgsgürtel. Bewegungen an Überschiebungen transportieren Material vom Bogen weg und bauen es teilweise auf der kontinentalen Kruste auf, was eine Überlast auf der Platte erzeugt und zu Subsidenz führt. Zum Meer vergente Überschiebungen folgen der Polarität der Subduktionszone, während die gegenüberliegenden zum Kraton gerichteten Überschiebungen **Retro-arc Becken** produzieren. Grobkörnige terrigene Sedimente sind das übliche Füllmaterial.



Kollision

Wenn eine subduzierende Platte einen Kontinent tragt, verhindert der Auftrieb der kontinentalen Lithosphäre eine Subduktion. Wenn beide Platten Kontinente tragen, bringt der sich schliessende Ozean unvermeidlich seine ehemaligen Kontinentalränder zusammen. Die ozeanische Platte neigt

dazu, den Kontinentalrand, an dem sie sich befindet, herunterzuziehen. Aber die zwei kontinentalen Lithosphärenplatten haben normalerweise einen gleich starken Auftrieb und keine der beiden wird unter die andere subduziert. Diese Konfrontation führt zur Vergrößerung der horizontalen Kompression, bis die Subduktion geschlossen wird. Folglich kommt es zu einer regionalen Verkürzung, welche eine sehr komplexe Zone produziert, in der Faltung und Überschiebungen eng miteinander verbunden sind. Die beiden kontinentalen Massen werden zusammengepresst, verformt, und schlussendlich zu einem einzigen Kontinentblock verschweisst. Diesen Vorgang nennt man **Kollision** (*collision*). Durch Kollision entsteht ein neuer Gebirgszug der durch hohe Berge und eine ungewohnt starke Krustenmächtigkeit gekennzeichnet ist. Diese Krustenmächtigkeit beträgt teilweise mehr als das doppelte der normalen Mächtigkeit von kontinentaler Kruste. Diese neue, orogene Kruste ist eine tektonische Ansammlung von angeschweisster ozeanischer Lithosphäre, magmatischen Bögen und Kontinentalrändern mit dazugehörigen Sedimenten.

Drei Arten von Kollision können unterschieden werden:

- Inselbogen gegen Inselbogen: Eine gegenwärtige, beginnende Kollision dieses Typs ereignet sich in der Molukken See.
- Kontinent gegen Inselbogen: das auffallendste Beispiel ist die Konvergenz zwischen den Banda Inseln und dem australischen Kontinent.
- Kontinent gegen Kontinent: das Bezugsbeispiel ist die Kollision zwischen Indien und Asien.

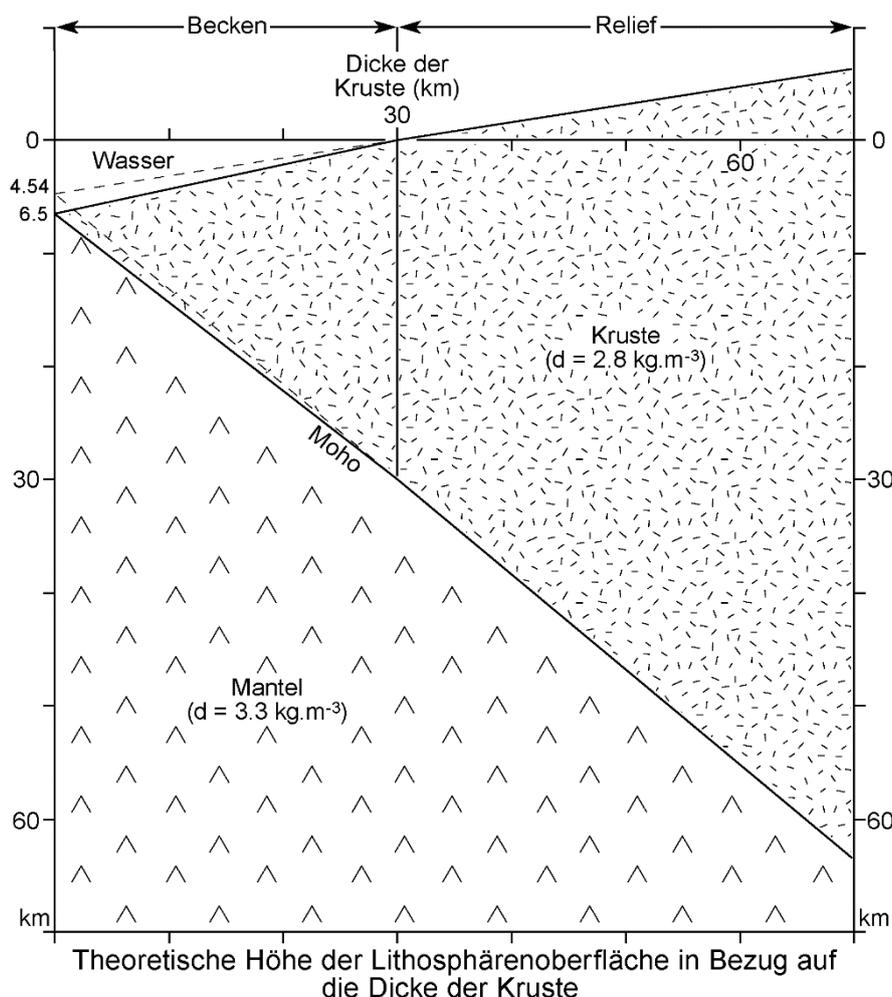
Wenn die Konvergenz nach einer Kollision andauert, kann die Subduktion hinter dem Kontinent oder dem Bogen, der zur kontinentalen Hauptmasse angekoppelt wurde, weitergehen. Wenn die angekoppelten Platten klein sind, bleibt das plattentektonische System ungefähr ähnlich und keine Änderung in den Plattenbewegungen ist erforderlich. Wenn die neue Subduktion weit von der Kollisionszone verschoben wird, werden neue Plattengrenzen erstellt und eine globale Neuordnung der Plattentektonik findet statt.

Kollisionsorogene zeigen grosse strukturelle Verschiedenartigkeit. Jedoch teilen sie unabhängig von ihrer Grösse, einige wichtige Eigenschaften.

Verdickte Kruste

Die Verkürzung ist eng verbunden mit einer Verdickung. Einfachheitshalber kann gesagt werden, dass hier die Verformung der kontinentalen Kruste volumenkonstant ist. Strukturelle Untersuchungen haben tatsächlich gezeigt, dass sich eine Platte so stark vertikal verdickt, wie sie horizontal verkürzt wird. Folglich ist ein Gebirgsgürtel, der durch kontinentale Konvergenz entstanden ist, auch ein Gürtel mit verdickter Kruste und, wahrscheinlich, verdickter Lithosphäre.

Die Plattentektonik lehrt uns, dass die Kruste - wie ein Eisberg im Meer, wobei der grösste Teil unter Wasser liegt - auf dem Mantel schwimmt. Ebenso reicht auch die verdickte Kruste (die Krustenwurzel) tief nach unten. Der Dichteunterschied von Kruste zu Mantel verlangt eine 5 bis 7 km dicke Krustenwurzel, um einen Kilometer Gebirgshöhe (ein topographischer Exzess) auszugleichen. Oder anders gesagt: ein Gebirge wächst 5- bis 7-mal schneller in die Tiefe als in die Höhe! Folglich findet in Kollisionssystemen intensive Metamorphose und Eruptionsaktivität statt.



Die verdickte kontinentale Kruste neigt, als Folge des positiven Auftriebs, zu **Hebung** (*uplift*) und erschafft so eine hohe Topographie, einen gefalteten **Kollisions-Gebirgsgürtel** (*collisional mountain belt*). Zum Beispiel im Fall des Alpen-Himalaja Gürtels kollidieren Eurasia im Norden mit Afrika und Indien im Süden.

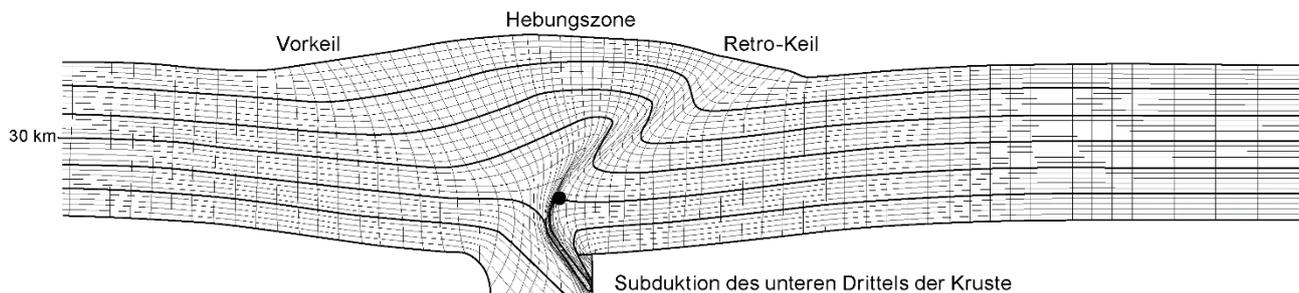
Subduzierte gegenüber entkoppelter Kruste

Verdickung der orogenen Kruste beinhaltet die tektonische Verschiebung von grossen Überschiebungsdecken. Der Verschiebungsbetrag auf den Hauptüberschiebungen weist darauf hin, wo die untere Kruste und der Erdmantel dieser Decken sind. Zwei strukturelle Endglieder können genannt werden: (1) kontinentale Subduktion, d.h. dass die unterschobene Kruste mit seinem Mantel verbunden bleibt und (2) kontinentale Entkopplung / Ablösung, d.h. dass die kontinentalen oder ozeanischen Decken von ihrer darunter liegenden Kruste und Mantel mit einem "Deckschichten"-Mechanismus abgeschabt werden. Die Reaktion der unteren Lithosphäre zu Kollisionsverdickung ist eine ungelöste Frage, welche teilweise in der Vorlesung zu tektonischen Systemen diskutiert wurde.

Form und Symmetrie

Analoge und numerische Modelle haben gezeigt, dass die Länge und Form von Kollisionsorogenen auf der Karte die Kontaktzone zwischen den Platten, als auch den Betrag der Kollision und die Festigkeit der Lithosphärenplatten widerspiegeln. Im Profil ist das Hinterland am dicksten und das Gebirgssystem wird in Richtung zu den zwei Vorländern nach und nach dünner. Modellierungen zeigen ebenfalls, dass der Verdickungsstil essentiell vom Verhalten des oberen Mantels abhängt: starke Lithosphären (wie bei einem sprödem Mantel) tendieren dazu enge, asymmetrische und hohe Kollisionsorogene zu entwickeln; schwache Lithosphären werden symmetrischer und homogener verformt als starke Lithosphären und produzieren breite und niedrigere Kollisionssysteme. Die Überschiebungssysteme reflektieren die Polaritätsrichtung der Subduktion, zumindest während der

ersten Stadien der Kollision. Der Kontinentalrand der unteren Platte, der mit der nach unten sinkenden, subduzierten Platte verknüpft ist, wird unter den aktiven Rand der oberen Platte untergeschoben. Weitere strukturelle Entwicklungen hängen von zahlreichen Faktoren ab, die die Geometrie, die Verkürzungsrates und die thermische Struktur der Kollisionszone steuern. Viele Kollisionsorogene sind in der Tat doppel-vergent und asymmetrisch (z.B. die Alpen und die Pyrenäen). Der gut entwickelte **Vorkeil** (*pro-wedge*) liegt synthetisch zur Hauptsubduktionszone und verformt meistens die untere Platte. Während der progressiven Kollision wächst der Vorkeil durch Überschiebung des propagierenden Liegendblockes (*footwall-propagating thrusting*), d.h. durch die Akkretion von Krustenschuppen, die vom unterschobenen **Pro-Vorland** der unteren Platte (*pro-foreland*) an der Vorderseite des sich verbreiternden orogenen Keiles abgeschabt wurden. Der schmalere **Retro-Keil** (*retro-wedge*) beeinflusst die obere Platte mit einer Vergenz die entgegengesetzt zu der des Vorkeiles ist. Der retro-Keil verhält sich als Endanschlag der kritischen Keilmodelle und verbreitet sich über das **retro-Vorland**. Der **orogene Keil** besteht aus dem Vor- und dem Retro-Keil.



2-D Finites Element Modell der Deformation in einem Kollisionsorogen
nach Beaumont C. & Quinlan G. (1994) *Geophysical Journal International* **116**, 754-783

Strukturelle Einheiten

Die spektakulärsten Kompressionserscheinungen sind in den Falten- und Überschiebungsgürteln sichtbar. Dort findet eine Krustenverkürzung von Hunderten von Kilometern statt; durch a) Überlappung von Krustenteilen (= überschobene dünne "Krustenschnitze") und b) **Akkretion** (*accretion*, d.h. tektonische Ansammlung) von Gesteinen der einen Platte am äussersten Rand der anderen Platte. Jeder Kollisionsgürtel besitzt seinen eigenen Charakter. Jedoch sind einige Elemente generisch:

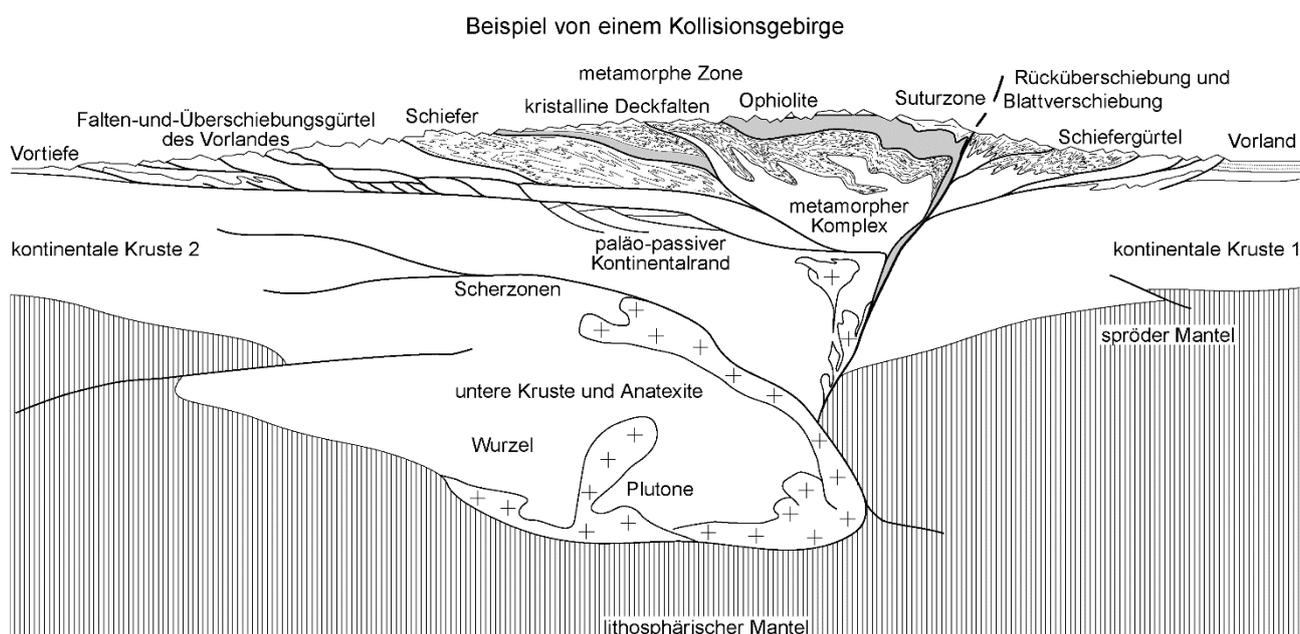
Suturzone und Ophiolite

Die **Sutur** oder **Suturzone** (*suture or suture zone*) ist die Kontaktzone zwischen den kollidierten und verkürzten Platten. Entlang der Suturzone sind Relikte von vulkanischen Bögen und möglicherweise auch Splitter und obduzierte Klippen von ozeanischer Lithosphäre des geschlossenen Ozeans (**Ophiolite**) erhalten. Die Suturzonen bestehen hauptsächlich aus gefalteten, metamorphen Sedimentgesteinen. Viele alte Kollisionsgürtel zeigen die sukzessive Abfolge von Subduktion, Obduktion und Kontinent-Kontinent-Kollision. Infolgedessen stammen die mit dem Bogen in Verbindung stehenden Gesteine, die auf einer Seite der Sutur gefunden werden, von der überfahrenden Platte. Die Gesteine auf der anderen Seite der Sutur werden hauptsächlich vom passiven Kontinentalrand des subduzierten Kontinents geliefert. Die Sutur ist das teilende Hauptelement von Kollisionsorogenen.

Der metamorphe Kern

Der **metamorphe Kern** (*metamorphic core*) ist eine sehr komplizierte Zone, die sich häufig neben der Sutur befindet. Weil krustale Gesteine in Tiefen mit höheren Druck- und Temperaturbedingungen versenkt werden, werden die tiefen Wurzeln der Gebirge metamorphisiert oder sogar aufgeschmolzen (was **Anatexis** genannt wird). Im überfahrenen Kontinent dominieren Faltung und Überschiebungen gleichzeitig mit metamorpher Rekristallisation. Krustale Einheiten können Hunderte von Kilometern als **allochthone Decken** (*allochthonous nappes*) über thermisch geschwächte, duktile Scherzonen

transportiert werden. Überlappung von Krustenteilen (= überschobene dünne “Krustenschnitze”) und **Akkretion** (*accretion*) (in diesem Zusammenhang als tektonischer Zusammenbau gemeint) von Gesteinen der einen Platte am äussersten Rand der anderen Platte sind allgemein mit Mitteldruckmetamorphose und darauffolgendem Plutonismus assoziiert. Während ein Kontinent über den anderen geschoben wird, wird die Kruste einem horizontalen Kräftepaar ausgesetzt, das den Strukturen und dem resultierenden Gebirgssystem eine starke Asymmetrie (**Vergenz**, *vergence*) verleiht. Normalerweise ist die Scherbewegung hauptsächlich synthetisch zur kontinentalen Subduktion. Das Aufschmelzen krustaler Gesteine produziert Schmelzen mit granitischer Zusammensetzung, die in die obere Kruste aufsteigen. Peraluminium S-Typ Granite können ein Kennzeichen für Kollisionsgürtel sein. Diese Zone, in der Grundgebirge und krustale Gesteine intensiv (mit überlagerten duktilen Faltungsphasen) verformt werden, wird auch **Hinterland** (*hinterland*) genannt. Hauptüberschiebungen trennen das Hinterland vom **Vorland** (*foreland*) entlang der Ränder der metamorphen Achse, in der das schwach verformte Grundgebirge verhältnismässig steif bleibt.



Vorland Falten- und Überschiebungsgürtel

Falten- und Überschiebungsgürtel (*fold-and-thrust belts*) welche Tektonik mit abgelöster Decke aufzeigen, werden im Allgemeinen zwischen dem unverformten Vorland und dem stark verformten Hinterland der Gebirgsketten gefunden. Vorland Falten- und Überschiebungsgürtel werden aus Sedimenten, die früher auf den Kontinentalrändern abgelagert wurden und jetzt von der orogenen Achse weg gestapelt und verdickt wurden, aufgebaut. Sie beziehen häufig auch Schichten der früheren Phase des Vorlandbeckens mit ein, die in das Orogen miteingeschlossen wurden. In vielen Vorland Falten- und Überschiebungsgürteln bleibt der Hauptabscherhorizont zwischen dem starken, kristallinen Grundgebirge und der sedimentären Bedeckung. Listrische Überschiebungen, die von der subhorizontalen Hauptabscherungszone abzweigen, grenzen einzelne Decken oder Schuppen ab. Die allgemeine Geometrie ist einem Sandstapel ähnlich, gegen den eine Planieraupe drückt.

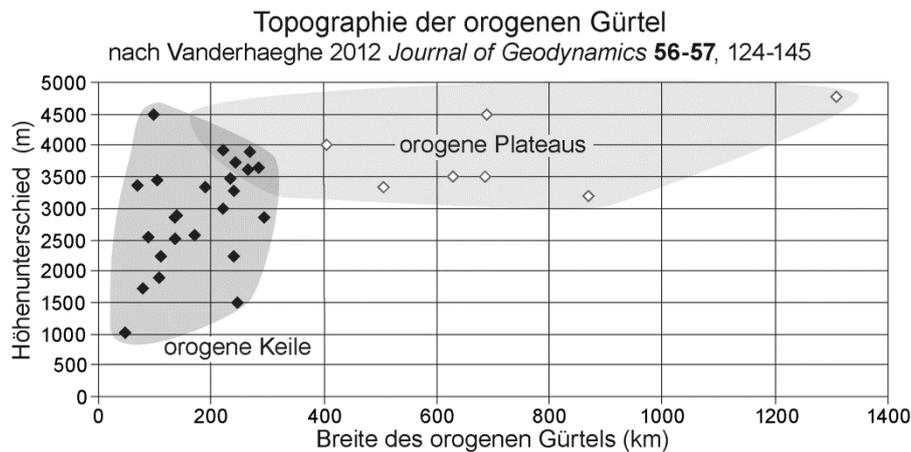
Vorlandbecken

Periphere **Vorlandbecken** (*foreland basins*) resultieren aus der elastischen Absenkung der Lithosphäre unter der Last, die durch seitliche Überschiebungen verursacht wird, so dass Material den Rändern der kollidierenden Platten hinzugefügt wird. Nach oben konvexe Biegung der Lithosphäre vor den Gebirgsgürteln bildet ein dreieckiges Becken (im Profil), das mit zunehmender Entfernung vom Gebirgszug ausdünnert. Das vom angrenzenden Gebirgsgürtel erodierte Material wird in diesem Becken abgelagert (Molassebecken im Norden der Alpen, Ganges Becken im Süden des

Himalajas). Eine subtile Ausbuchtung kann sich am äusseren Rand entwickeln. Die klastischen Sedimente werden als **Molasse** bezeichnet. Sie lagern diskordant auf den älteren Sockleinheiten und spiegeln kontinentale alluviale Fächer, Überschwemmungsebenen und Flachlandumgebungen nach mariner Sedimentation wider. Das Fortschreiten des Überschiebungsgürtels drückt die Subsidenz des Vorlandes nach vorne, während alte Molassesedimente nach und nach vom Überschiebungskeil überlaufen werden. Mit fortwährender Konvergenz können neue grosse Überschiebungen entstehen, und das ältere Vorlandbecken mitüberschieben. Das gehobene und auf der sich bewegenden Decke passiv mittransportierte, kleine Becken bezeichnet man als **Huckepack-Becken** (*piggy-back basin*).

Topographie

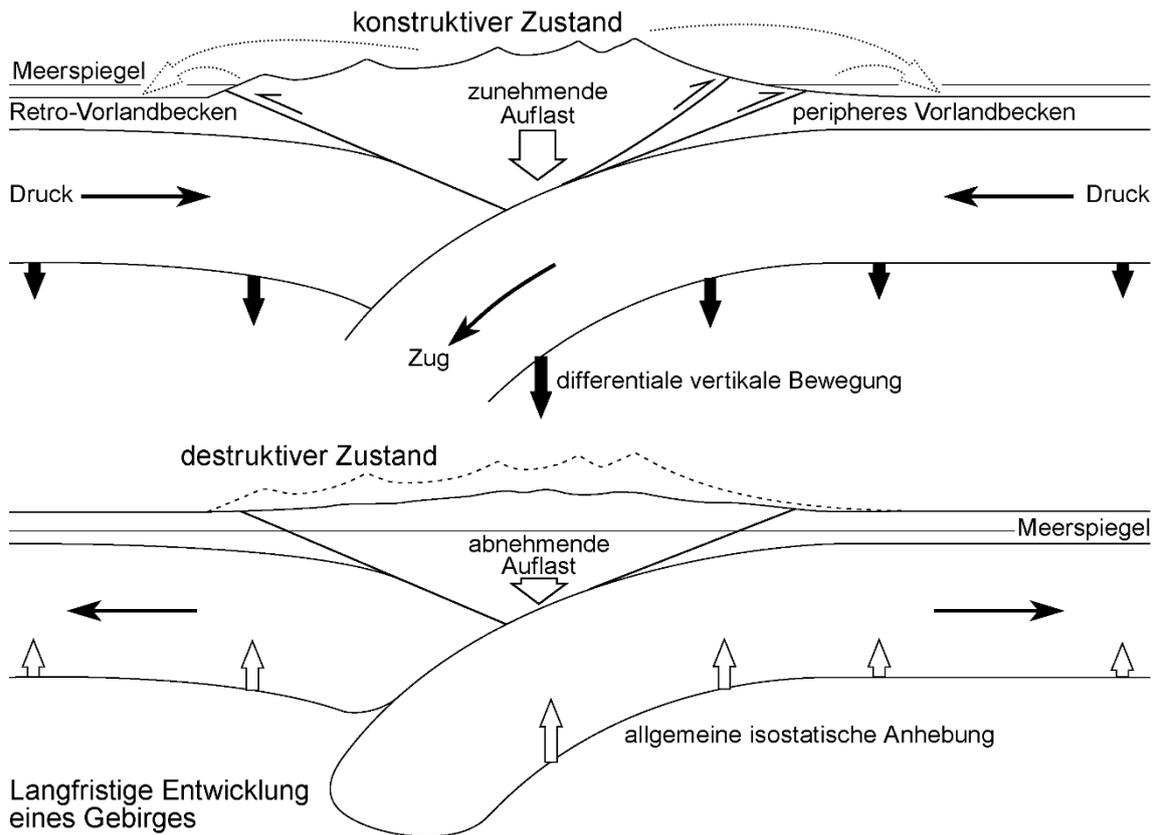
Kollisionsberggürteln werden in (i) enge Gürtel und (ii) breite Plateaus eingeteilt.



Die Breite der engen orogenen Gürtel scheint linear mit dem Höhenunterschied zwischen den Gipfeln und dem Vorland zusammen zu hängen. Die heutigen orogenen Plateaus sind 3,5 bis 5 km höher als ihre Vorlande, unabhängig von ihrer Breite. Dies legt nahe, dass die Höhe der Kollisionsplateaus ein mögliches Maximum darstellt. Wenn die orogenen Gürtel in isostatischem Gleichgewicht sind, stellt dieses Maximum einen Massstab erster Ordnung für die maximale Dicke dar, welche die kontinentale Kruste erreichen kann. Entsprechende Berechnungen sind etwa das Doppelte der normalen Dicke.

Erosion

Der Gebirgsgürtel unterliegt ebenfalls der Erosion und dies führt zur **Abtragung** (*denudation*) und **Freilegung** (*exhumation*) von tiefliegenden Gesteinen und auch zur Auffüllung von sedimentären Becken. Einerseits beeinflusst der Abbau oder das Hinzufügen von Material an der Oberfläche die Last und ändert die Spannungen unter der Oberfläche, welche die Deformation verursachen. Andererseits hängt die Rate der Erosion und der Ablagerung von der Entlastung und von anderen tektonischen Eigenschaften ab. Da Erosion dazu neigt Gewicht von sich emporhebenden Blöcken zu entfernen und Ablagerung dazu neigt, Gewicht absinkenden Blöcken hinzuzufügen, sind Oberflächenmaterialtransporte und die tektonische Deformation häufig positiv rückgekoppelt.

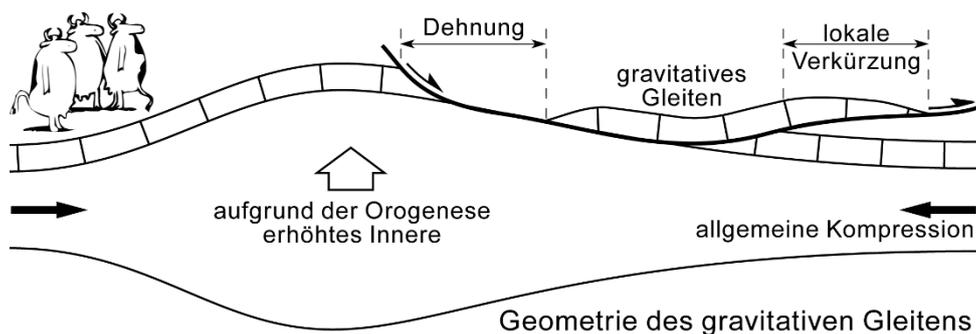


Übung

Zeichnen Sie so viele Kollisionssysteme wie Sie sich vorstellen können.

Gravitatives Gleiten

Gravitatives Gleiten (*gravity slide*) umfasst Phänomene, bei denen grosse, ziemlich kohärente Blöcke oder Decken, die an der Unterfläche durch eindeutige Trennungszonen oder Sohlflächen begrenzt sind, seitlich unter ihrem eigenen Gewicht verschoben werden.



Der Prozess tritt gewöhnlich in den obersten wenigen Kilometern von tektonisch aktiven Bereichen auf, in denen unterschiedliche Hebung und Subsidenz das Schwerkraftpotential liefern, und die Bewegung der Decke weg vom angehobenen Hinterland ermöglichen. Überschiebungen entwickeln sich am Fuss der gleitenden Decke.

Gravitatives Ausbreiten (*gravity spreading*) bezieht Deformation der gesamten Gesteinsmasse mit ein. Das erhöhte Hinterland fließt nach unten und schiebt die Stirnseite in Richtung und über das Vorland. Dieses Konzept gehört zum orogenen Kollaps.

Ein von der Schwerkraft gesteuertes System besteht aus drei Teilen:

1. Die **Abrissabschiebung** (*breakaway fault*), an seiner Rückseite.

2. Die Abscherungszone, oft entlang einer einzigen Schichtebene.
3. Die frontale Rampe und Transgressionsverwerfungen, welche zur Oberfläche des Vorlands ansteigen.

Kollaps von orogenen Systemen

Kollisionsgürtel werden durch tektonische Kompressionskräfte gebildet. Wenn diese horizontalen Kräfte zu wirken aufhören, entspannt sich die Höhe des Berges oder der Hochebene durch einen oder beide der zwei folgenden Prozesse:

- (1) Erosion, die die nahen Oberflächengesteine entfernt und Hebung erlaubt und
- (2) Gravitationskollaps der erhöhten Topographie.

In der Tat beenden viele orogene Gürtel ihre Kompressionsentwicklung mit durchgehender Extension. Horizontale Extension ist möglich, wo die grösste Hauptspannung subvertikal ist, d.h. wo die seitlichen Kollisionskräfte durch die vertikalen Körperkräfte unterdrückt werden. Dieser Spannungszustand tritt auf in Regionen mit einer hohen Topographie. Dort überschreitet das Gewicht der Gebirge die Festigkeit der tiefen, warmen und schwachen kontinentalen, krustalen Wurzel. Ausserdem ist der lithostatische Druck in der Kruste unter dem dicken Gebirge grösser als in gleichen Tiefen unter dem angrenzenden Vorland. Wegen dieses Druckgradienten werden die Hochländer gravitativ instabil. Ihr Gewicht ist eine Körperkraft, die in seitliches Fliessen der Kruste zum Vorland hin resultiert und zur krustalen Verdünnung mit damit verbundenem Höhenverlust führt. Dementsprechend tritt der **Kollaps** als spätes Resultat der krustalen Verdickung und der hohen Topographie auf und kann ohne Erosion zum Gesamtverlust der erhöhten Topographie führen.

Die Geometrie und Kinematik eines extensionalen Kollapses hängen von vielen Parametern ab. Im Allgemeinen erfolgt der Kollaps vom erhöhten Hinterland hin zum niedrigen Vorland. Extension ist aufgeteilt in duktilen Fliessen in warmen, niedrigen krustalen Niveaus und in listrische Abschiebungen in der kälteren, spröden oberen Kruste. Der Prozess hilft tiefe Strukturen des Gebirgsgürtels in domförmigen Erhebungen zu exhumieren. Dies ermöglicht ein Fenster in Gesteine, die während der Kollision tief begraben wurden: die **metamorphen Kernkomplexe** (*metamorphic core complex*), welche Horstbereiche bilden und welche durch **intermontane Becken** (*intermontane basins*) getrennt sind. Ausdünnung der oberen Kruste verursacht Dekompression, und folglich teilweises Schmelzen der tiefen Kruste. Migmatite und granitischer Magmatismus sind daher charakteristische Merkmale der kollabierten Orogene.

Wo die Erhebung durch eine krustale Wurzel ausgeglichen wird, wird Extension auf die Kruste begrenzt. Wo die Erhebung durch einen subkrustalen Körper geringerer Dichte ausgeglichen wird, kann der Kollaps durch die Abblätterung der lithosphärischen Gebirgswurzel ausgelöst werden. Diese lithosphärische Wurzel, der **Kiel** (*keel*), wird durch heisses, asthenosphärisches Material ersetzt, das einen spät-orogenen Hochtemperatur-Metamorphismus, Aufschmelzung der Kruste und granitischen Magmatismus verursachen kann. Die gesamte Lithosphäre wird durch Extension beeinflusst.

Kollisionsgebirge durch geologische Zeiten

Eine logische Folge des Kollaps-Arguments ist, dass die Festigkeit der Lithosphäre ein wichtiger Begrenzungsfaktor der Berghöhe ist. Da die Temperatur ein wichtiger Parameter ist, der die Rheologie von Gesteinen steuert, sollte die Temperaturgeschichte die orogene Geschichte der Erde beeinflussen. Neben der ursprünglichen Wärme (die innere Wärme angesammelt während der Akkretion, Differenzierung und Kernbildung des Planeten), hat radioaktiver Zerfall tatsächlich etwa dreimal so viel Wärme zu Beginn des Archaikum und fast doppelt so viel im frühen Proterozoikum beigetragen als heute. Diese Entwicklung des Wärmehaushalts wurde verwendet, um zu argumentieren, dass es auf der Erde vor ca. 3.2 Ga keine Plattentektonik gab, als Wärmetransport und Abkühlung dominiert wurden von Advektion durch reichlichen Vulkanismus auf einem stark konvektierenden Mantel. Wann sich kontinentale Lithosphären begonnen haben zu bilden, ist noch offen, aber der Wärmeverlust durch Leitung und radiogene Wärme machten die damals jungen Kontinente wärmer und damit schwächer als sie heute sind. Daher kollabierten die Gebirge in früheren Zeiten als ihre Erhebung (Gewicht) niedriger als die der modernen Kollisionssysteme war.

Beschleunigte Mantelkonvektion begünstigte möglicherweise Ablösung. Schwächere Kontinente bedeuten auch eine andere Art der Verkürzungsverformung, die ein weiteres umstrittenes Thema ist.

Profilausgleich (Balancierte Profile) und Rückverformung

Ein grundlegendes Anliegen in Deckschicht-Überschiebungssystemen der oberen Erdkruste ist, wie Falten mit der Verwerfungsgeometrie verbunden sind. Ein komplettes Verständnis der Strukturen im Kartenmassstab beinhaltet die Konstruktion von Querschnitten, die im Allgemeinen senkrecht zum regionalen Streichen liegen. Profile von Überschiebungssystemen **auszugleichen** (*balancing*) ist eine Technik, die geometrisch begrenzte strukturelle Modelle anbietet, und geometrisch unmögliche Interpretationen aussortiert.

Konzept

Die grundlegende, streng folgerichtige Regel nimmt Volumenerhaltung in drei Dimensionen, und so in zwei Dimensionen die Flächenerhaltung an. Profile können durch **Rückverformung** (*retrodeformation*) überprüft werden. Das bedeutet, dass, wenn jegliche Verkürzung durch Verwerfungsversatz und Falten aus dem Querschnitt wieder entfernt werden, die Schichten wieder eine vernünftige Abfolge ohne grosse Lücken oder Überlappungen zeigen sollten. Das **wiederhergestellte** (*restored*) Profil sollte die ursprüngliche Stratigraphie mit den Störungstrajektorien zeigen, um sicher zu sein, dass das Gesteinsvolumen während der Deformationsgeschichte konstant blieb. Aus diesem Grund besteht ein **gültiges** (*viable*), ausgeglichenes Profil eigentlich aus einem Paar von Profilen: eines zeigt wo sich Gesteinseinheiten jetzt befinden und das andere zeigt die Anordnung dieser Gesteinseinheiten vor der Deformation.

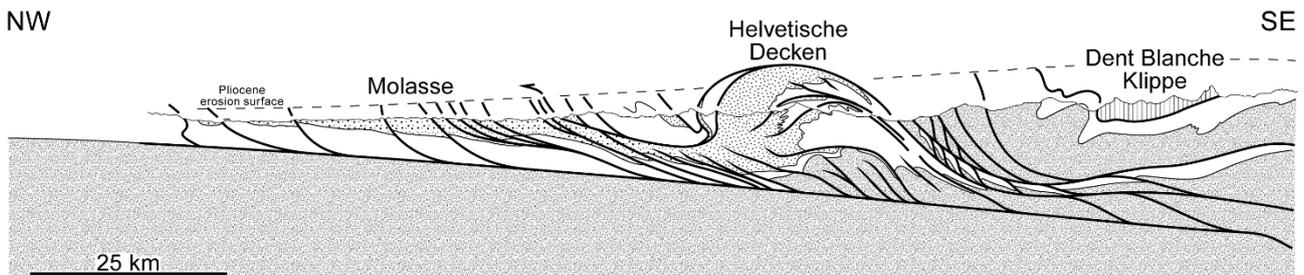
Es gibt zwei Hauptgründe für den Profilausgleich. Erstens hilft die Wiederherstellung mit geometrischen Modellen zu beurteilen, ob die Profilstruktur sinnvoll ist. Falls die Annahme korrekt ist, muss es geometrisch möglich sein, das Profil in seinen ursprünglichen, unverformten Zustand zurück zu deformieren. Zweitens bietet die Profilwiederherstellung ein kinematisches Modell der progressiven Entwicklung des studierten Verwerfungssystems. Der kinematische Weg ist das dritte wichtige Element des Profilsausgleichs, da er auf glaubhafte Weise die Pre- und Post-Verformungsprofile verknüpft.

Ein geologisch **zulässiges** Profil (*admissible cross-section*) muss zuerst den Strukturstil der Region berücksichtigen. Das bedeutet, dass Strukturen, die im Gelände und eventuell in seismischen Profilen beobachtet werden, bildlich dargestellt werden. Ein Querschnitt, der den Stil und die Wiederherstellungsbedingungen respektiert, nennt man ein **balanciertes Profil** (*balanced cross-section*), weil die Gesamtlänge und die Mächtigkeit der Gesteinseinheiten in den Profilen vor und nach der Verformung gleich sind.

In der Realität ist dies nur mit Querschnitten durch sedimentäre Abfolgen, die nicht bedeutend deformiert wurden, möglich und deshalb ist diese Anwendung auf die Ränder der Hauptorogengürtel beschränkt, die Falten- und Überschiebungssysteme.

Achtung: Ein balanciertes Profil ist keine einmalige und korrekte Lösung. Ein nicht-balancierter Schnitt kann korrekt sein, wenn:

- es Verformung ausserhalb der Hauptverformungsebene gibt
- es laterale Verformung oder Volumenänderungen gibt
- oder die Annahmen der Tektonik mit abgelöster Decke einfach nicht zutreffen.



Deckschicht Interpretation - bilanziertes Profil der Alpen

nach Boyer & Elliott 1982 *Am. Ass. Petrol. Geol.* 66(9), 1196-1230

Annahmen

Balancierte Profile werden im Allgemeinen in verformten, sedimentären Abfolgen konstruiert, in denen die Stratigraphie bekannt ist. In metamorphen und mehrphasig deformierten Gebieten ist die Konstruktion praktisch unmöglich.

Mechanische Stratigraphie

Intuitiv und empirisch (mit dem Hammer) weiss man zum Beispiel, dass sedimentäre Schichten wie Tonschiefer, schwächer als Kalkstein- und Sandsteinschichten sind. Dieser Festigkeitsunterschied ist noch grösser wenn ein hoher Porendruck die weiche Schicht weiter schwächt. Bei niedriger Temperatur und sprödem ("Mohr-Coulomb") Verhalten ist der Winkel zwischen einer Verwerfungsebene und der maximalen Hauptspannung kleiner für schwache Materialien als für stärkere Materialien (Vorlesung: Rheologie, Festigkeitsprofile der Lithosphäre). Daher wird eine sedimentäre Abfolge entlang von Winkeln brechen, die von der Scherfestigkeit des Gesteins abhängig sind. Diese theoretische Zusammenfassung kommt zu Schluss, dass die Stratigraphie eine wichtige mechanische Rolle spielt, mit ihren Scherebenen, die ein starkes Gestein mit einem höheren **Abrisswinkel** (*cut-off angle*) zur Schichtgrenze schneiden als schwaches Gestein. Damit verbindet eine Hauptverwerfung durch eine Sedimentabfolge Segmente, die durch starke Schichten steigen und in schwachen Schichten in der Regel längere Segmente bilden, die parallel oder subparallel liegen. Das Ergebnis ist ein Netzwerk von Rampen und Flachbahnen, die das Hangende vom Liegenden trennen. Das Hangende gleitet entlang der Flachbahnen und bewegt sich auf den Rampen.

Transportrichtung – Ebene Verformung

Das Profil ist zur Transportrichtung parallel. Alle Bewegungen erfolgten parallel zur Profilfläche und es gibt keine Volumenänderung. Volumenerhaltung wird aufrechterhalten durch Faltung, Imbrikation und Décollements der verformten Abfolge (Deckschicht-Tektonik), oder durch Faltung, Imbrikation und Überschiebung im Grundgebirge (Tektonik mit klebender Decke).

Erhaltung der Längen / Flächen

Die grundlegende Annahme ebener Verformung schliesst die Bewegung des Materials in den Querschnitt hinein oder hinaus aus; folglich gibt es keine Löcher im Profil weder vor oder nach der Verformung. Deshalb wird ein Profil zwischen zwei **Bezugslinien** (*pin lines*) balanciert. Eine **feste Bezugslinie** wird so gewählt, dass diese senkrecht zur Schichtung (gewöhnlich vertikal) durch ein unverformtes, autochthones Liegendenprofil, der am vollständigsten erhaltenen stratigraphischen Abfolge inklusive Grundgebirge (die **Schablone**; *template*) läuft. Die andere, **bewegliche Bezugslinie** (*loose-line*), wird senkrecht zur Schichtung in den Hangenddecken gesetzt. Diese zwei Bezugslinien begrenzen den Bereich der gleich gross bleibt für das verformte und wieder hergestellte Profil. Im Allgemeinen sollten bewegliche Bezugslinien gerade bleiben. Wenn nicht, sollte die Neigung oder der Versatz (der Schersinn) über das verschobene Hangende konstant sein.

Passive Falten im Knick-Stil

Da es keine innere Verformung in den Schichten gibt, wird angenommen, dass sich parallele Falten entwickeln. Es ist dann praktisch Profile mit einer Knickfaltengeometrie zu konstruieren, d.h. Falten mit eckigen Scharnieren, geraden Schenkeln, konstanter Dicke auf beiden Seiten des Scharniers und

Achsebenen, die den Öffnungswinkel halbieren. Die grossen, sanft gekrümmten Falten können mit mehreren benachbarten Knickfalten angenähert werden.

Passende Abrisspunkte

Da eine Überschiebung Gesteine des Hangenden von den dazugehörigen Gesteinen des Liegenden entfernt, gibt es einen einmaligen Hangendabriss und einen entsprechenden Liegendabriss. In einem balancierten Querschnitt müssen Hangend- und Liegendabriss Punkte wiederherstellen, die zuvor über die Störung hinweg direkt benachbart waren. Beachten Sie, dass an diesen Punkten der Abrisswinkel konstant bleibt; dieser Winkel wird relativ zu den Schichten und nicht zur Horizontalen gemessen.

Strukturelle Kompatibilität

Jede Hangendrampe muss eine entsprechende Liegendrampe haben. Ebenso muss jede Hangendflachbahn eine entsprechende Liegendflachbahn haben. Dies ist bekannt als "**Schablonen**"-**Bedingung** (*template constraint*). Es gibt keine Hohlräume oder Löcher im Profil vor und nach der Deformation.

Keine Verformung des Liegenden

Desweiteren nimmt die Methode an, dass das Liegende unverformt bleibt und dass es keine duktile Verformung während der Überschiebung gibt.

Methoden

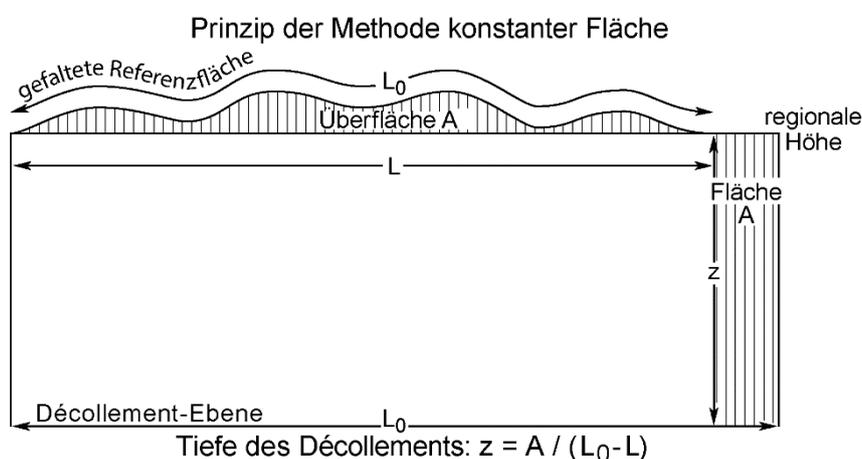
Es gibt zwei grundlegende Methoden zum Zeichnen von balancierten Profilen. Beide Techniken werden zur gegenseitigen Überprüfung der Zuverlässigkeit des Profils verwendet. Praktisch entwickelt sich die Interpretation durch vorläufige Lösungen weiter (Versuch und Irrtum).

Die Methode der konstanten Linienlänge

Die Methode der konstanten Linienlänge (*constant line length*) nimmt an, dass die Falten, die in Beziehung mit Überschiebungen stehen, parallel und durch Biegegleitmechanismen entstanden sind, so dass die Mächtigkeit unverändert bleibt. Wenn die Schichtmächtigkeiten während der Deformation konstant bleiben, ist es nur erforderlich, die Gesamtschichtlänge um die gleiche Fläche, als Volumenäquivalent im gegenwärtigen und wiederhergestellten Zustand. Dies bedeutet, dass zwei Schichten in verschiedenen Tiefen die gleiche Länge haben. Diese Annäherung ist für die parallele Faltung der kompetenten sedimentären Schichten besonders angebracht.

Die Methode der konstanten Fläche

Die Methode der konstanten Fläche (*constant area balancing*) wird in Bereichen angewendet, in denen die Verformung die Schichtmächtigkeit oder Schichtlänge geändert hat, wie in Falten- und Überschiebungsgürteln in denen kongruente Falten und geschieferte Gesteine miteinbezogen sind. Diese Annäherung ist für inkompetente sedimentäre Schichten angebracht.



Das ganze Gebiet von stratigraphischen Abständen in einem Querschnitt ist dasselbe in den gegenwärtigen und in den wiederhergestellten Zuständen. Diese Methode ist langwieriger aber weniger begrenzend als die Methode der konstanten Linienlänge.

Konstruktion

- 1 – Arbeiten an Profilen mit den gleichen vertikalen und horizontalen Massstäben ist sehr wichtig, um widersprüchliche geometrische Deutungen zu verhindern.
- 2 – Erfassen Sie alle möglichen Daten (geologische Beobachtungen, Bohrungen, seismische Profile usw.), um die stratigraphische Mächtigkeit zu bestimmen, und fertigen Sie eine stratigraphische Schablone an (d.h. ein vorbereitendes, undeformiertes Profil). In einfachen Fällen erhält man eine sogenannte *layer-cake* Stratigraphie.
- 3 – Konstruieren Sie ein topographisches Profil senkrecht zu den Faltenachsen, welche senkrecht zur tektonischen Transportrichtung sein sollten (d.h. ein Profil parallel zum tektonischen Transport, in dem eine Projektion entlang der Faltenachsen eine sichere Information ist) und zeichnen Sie alle geologischen Informationen ein. Auf vertikale Überhöhung wird verzichtet. Kinematische Daten sind wichtig, da ein ideales Profil parallel zur tektonischen Transportrichtung sein sollte.
- 4 – Entlang der Profillinie werden die lithologischen Grenzen, die Verwerfungen, das Streichen und Fallen aus den geologischen Karten eingezeichnet, und ebenfalls Informationen aus Bohrlöchern und projizierte Daten miteingetragen.
- 5 – Definieren Sie die Bezugslinien dort wo es keinen Versatz zwischen den Schichten gibt (die Schichten „haften aneinander“). Normalerweise befinden sich diese Punkte im undeformierten flachen Vorland oder in den Faltenachsebenen.
- 6 – Konstruieren Sie ein erstes Probeprofil. Davon ausgehend wird das Profil Schritt für Schritt durch das Plotten der gemessenen Längen und Mächtigkeiten der verformten Schichten von der festen Bezugslinie (die autochthone Abfolge des Vorlands) zum Hinterland (zu älteren Rampen und Falten hin) restauriert.
- 7 – Extrapolieren Sie die Strukturen in die Tiefe, durch das gleichzeitige Anfertigen eines balancierten Profils mit einem wiederhergestellten Profil. Das wiederhergestellte Profil, mit allen Elementen zurück an ihren Plätzen, sollte keine Lücken oder Überlappungen aufweisen. Die stufenartigen Überschiebungsbahnen sollten plausibel sein, d.h. z.B. Rampen sollten mit 30° oder weniger einfallen und die Abscherhorizonte sollten in den richtigen Schichten liegen.
- 8 – Verwenden Sie die Faltenformen, um die Position und Orientierung der Überschiebung in der Tiefe zu bestimmen durch Befolgen der vorhersagbaren, geometrischen Beziehungen zwischen Falten und Überschiebungsverlauf:
 - i. Einheiten mit konstantem Einfallen werden definiert und alle Kontakte werden sowohl in die Luft als auch in den Untergrund projiziert.
 - ii. Die Orientierung von Faltenachsebenen wird durch Konstruktion der Winkelhalbierenden von zwei benachbarten Einheiten mit konstantem Einfallen bestimmt.
 - iii. Es werden dort Falten in die Tiefe oder in die Luft projiziert, wo sie erodiert sind. Wo zwei Achsenspuren nach unten wandern, konstruieren Sie eine neue Achsenebene, die die Schenkel der entstehenden, einzelnen Chevron-Falte halbiert.
 - iv. Bestimmen Sie, ob Rampenfalten oder frontale Knickungen vorherrschen.
- 9 – Es wird die Lösung gewählt, die nach wiederholten Adaptierungen des Profils am besten die geologischen Daten berücksichtigt.
- 10 – Überprüfung der Gültigkeit des retro-deformierten Zustandes. Jede restliche Ungleichheit sollte erklärt werden (z.B. Salzauflösung, nicht-ebene Verformung, usw.).

Hinweis

Deformierte (schräg zur Schichtung) bewegliche Bezugslinien bleiben mit der Methode konstanter Linienlänge oft erhalten. Sie weisen auf Wiederherstellungs- oder Verformungsprobleme hin (schichtparallele Scherung, Biegegleitung ...), die schrittweise eine Handkorrektur erfordern (es braucht etwas Inspiration und Mut, nach mehreren Fehlversuchen zu balancieren und neu

auszugleichen). Schrittweise bedeutet von einer festen Bezugslinie rückwärts zu gehen, von Rampe zu Rampe, um Fehlerfortpflanzung zu minimieren.

Konstruktion der Rampenfalten

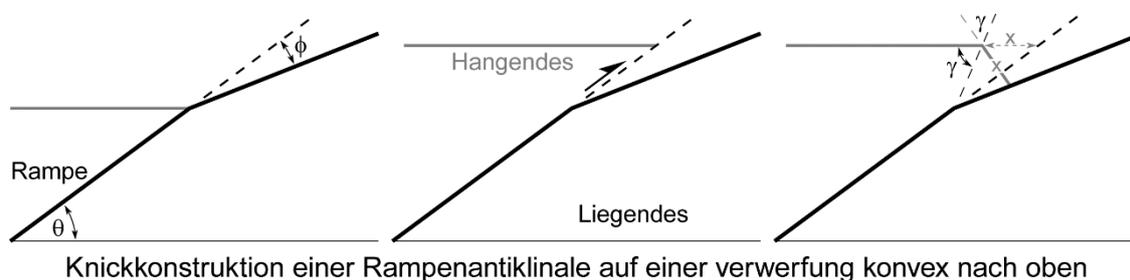
Allgemeine kinematische Modelle und ausgleichende Techniken, die an den passiven Falten angewendet werden, haben die Annahme, dass die Rampen und die Flachbahnen eckig sind, so dass **Knickkonstruktion** (*kink construction*) benutzt wird. Die Knickkonstruktion nimmt an, dass die Faltenscharniere zwischen den Schenkeln mit konstanten Fallwinkeln und konstanter Mächtigkeit der Schichten (parallele Falten) eckig sind. Das ist in Verkürzungssystemen annehmbar und berechtigt, da Biegegleitung (Schicht-auf-Schicht-Bewegung) angenommen wird, die im Allgemeinen in Extensionssystemen selten ist. Zusätzlich haben Geologen häufig beobachtet, dass sogar wo Falten als ausgedehnte Kurven erscheinen, die Kurven normalerweise aus vielen kleinen, geradlinigen Segmenten bestehen. Die Konstruktion bezieht einige Arbeitsgänge mit ein:

- Lokalisierung von Regionen mit homogenen Fallwinkeln (**Flachplatten**, *panels*).
- Lokalisierung der Achsenebenen zwischen diesen Bedienplatten.
- Lokalisierung der Störungsdiskontinuitäten wo die Achsenebenen enden.

Das Prinzip der Rampenfalten ist, dass eine horizontale Bewegung auf einem Abscherhorizont die Schichten dazu zwingt, passiv auf den Rampen zu gleiten, und durch Achsenebenen zu biegen, von denen zwei am oberen und unteren Ende der Rampen verankert sind.

Verwerfung konvex nach oben (Oberteil der Rampe)

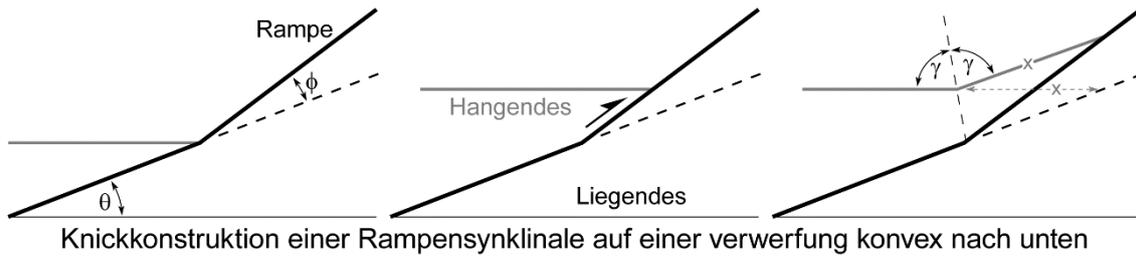
Die Aufwärtsbewegung des Hangenden verursacht ein Loch am oberen Ende der Rampe, das die antiformale Rotation des Hangenden füllen muss. Die Achsenebene der resultierenden Rampenknickfalte wird dort gesetzt, wo sie die antiformale Falte halbiert (Bedingungen der Knickkonstruktion) und die Schichtlängen im eingestürzten Schenkel konserviert werden (Bedingung der Methode mit konstanten Linienlängen).



Um solche geometrischen Beschränkungen zu beachten, wird Biegegleitung zwischen den Schichten, die durch die Achsenebene gehen, nötig. Folglich ist der Vorschenkel steiler als die Rampe (der Abrisswinkel der Frontseite ist grösser als der Anfangsabriswinkel gegen die Rampe). Die exakte Lösung für diese Winkel ist mathematisch umständliche Trigonometrie und die graphische Lösung wird in Suppe (1983) American Journal of Science 283 (7), pp. 684-721, Abb. 7 S. 694 gefunden. Da der vordere Schenkel intern deformiert wird, impliziert die exakte Lösung, dass die Verschiebung auf dem oberen Abscherhorizont kleiner als auf dem unteren Abscherhorizont ist. Alternativ ist die Konstruktion eine schöne Annäherung, aber die Natur folgt keiner strengen mathematischen Lösung.

Verwerfung konvex nach unten (Fuss der Rampe)

Die Aufwärtsbewegung des Hangenden vom Abscherhorizont zur Rampe verursacht eine synformale Rampenknickfalte. Es treffen die gleichen Bedingungen der Knickkonstruktion und der konstanten Linienlängen wie für Verwerfungen konvex nach oben zu, um die Achsenebene der gewünschten Falte zu platzieren. Diese Achsenebene halbiert die Falte, d.h. den Winkel zwischen Abscherhorizont und Rampe.



Abscherfalten

Weil Abscherfalten durch sehr verdickte, inkompetente Gesteine gefüllt werden, in denen Länge und Dicke nicht erhalten bleiben, neigt die Knickkonstruktion dazu unrealistische Profile von Abscherfalten zu produzieren. Deshalb wird die Methode der konstanten Fläche benötigt. Die Bogenlänge L_0 und die Länge L einer Referenzschicht zwischen den zwei Bezugslinien werden gemessen. Die **überschüssige Fläche** (*excess area*) A , die höher als die durchschnittliche Höhe der unverformten Referenzschicht ist, sollte die gleiche Fläche haben wie die Schicht, die durch die Verkürzungsverchiebung entlang der Flachbahn reduziert wurde. Die Kenntnis der horizontalen Verkürzung (der Unterschied mit der Anfangsbogenlänge der Falte), macht es möglich, die Tiefe zum Décollement-Niveau zu berechnen.

$$A = z(L_0 - L)$$

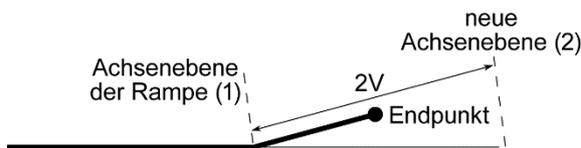
Frontale Knickung

Konstruktion einer frontalen Knickung kombiniert die Techniken der konstanten Fläche wie die Abscherfalten (dadurch dass die Störungsbewegung in Transportrichtung auf null abnimmt) und die Techniken der konstanten Linienlänge, wie für die Rampenfalten (weil die Knickung auf einer Rampe stattfindet). In diesem Fall, muss der Wert der Faltungenverkürzung für Schichten die höher als die Störungsspitze liegen, genau gleich sein wie der Wert für die Verschiebung entlang der basalen Überschiebung.

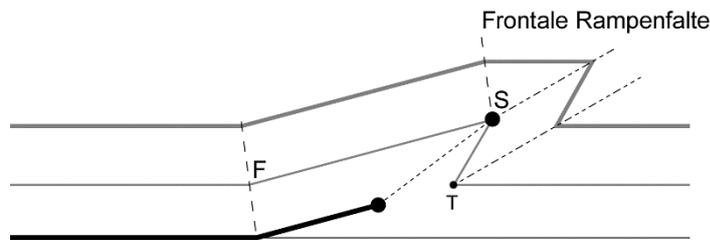
Trigonometrische Lösungen, um idealisierte, frontale Knickungen mit der Knickkonstruktion auszugleichen, haben gezeigt, dass die Bewegung auf der Störung genau die halbe Länge des Rückschenkels der Falten ist. Um eine frontale Knickung zu skizzieren, zeichnen Sie zuerst eine Ebene und eine Rampe, die eine Länge gleich der Grösse V des Versatzes hat, zu einem Endpunkt E .



Halbieren Sie den Winkel am Fuss der Rampe, um eine Achsenebene zu zeichnen. Skizzieren Sie eine andere Achsenebene vor der ersten durch einen Abstand $2V$.



Eine dritte Achsenebene stammt aus E , steiler als die Rampe; sie bildet einen Winkel γ^* mit der Rampe. Wo diese Achsenebene die zweite Achsenebene schneidet, markieren Sie einen Scharnierpunkt S . Um die Konstruktion genau zu machen, muss der Winkel γ^* vom Diagramm genommen werden, das von Suppe und Medwedeff erstellt wurde (1990) *Eclogae geologicae Helvetiae* **83**(3), S. 409–454.



Obwohl das Modell geometrisch genau ist, sind dessen kinematische Gründe in Frage gestellt worden. Damit eine frontale Knickung diese Geometrie beibehält, während sich die Störung fortpflanzt, ist es notwendig die Schichten zu verzerren und endrehen durch die Achsenebene zu rollen. Beobachtungen an realen Falten zeigen jedoch selten den Beweis dafür, dass die Gesteine diese Art von Verformungsgeschichte in einem Rollenscharnier durchgemacht haben. Folglich sind alternative Geometrien vorgeschlagen worden, in denen die Achsenebenen während Zeitabschnitten örtlich festgelegt bleiben. Damit diese stimmen, ist es notwendig die strengen Bedingungen der Knickkonstruktion zu lockern, und die Methode der konstanten Fläche mit Änderung der Schichtdicke zu verwenden.

Effekte der Deformation im Liegenden

Deformation des Liegenden ändert das Modell des passiven Liegenden stark, indem das Hangende kinematisch aktiv und erhöht ist. Wenn hangende und liegende Gesteine ähnliche Rheologien haben und wenn die Geländeoberfläche weit über der Überschiebungsebene ist, dann sollte die Verkürzung beide Seiten der Überschiebung beeinflussen. Ein gefaltetes Liegendes ändert das allgemeine Bewegungsfeld in horizontaler und vertikaler Richtungen.

Übung

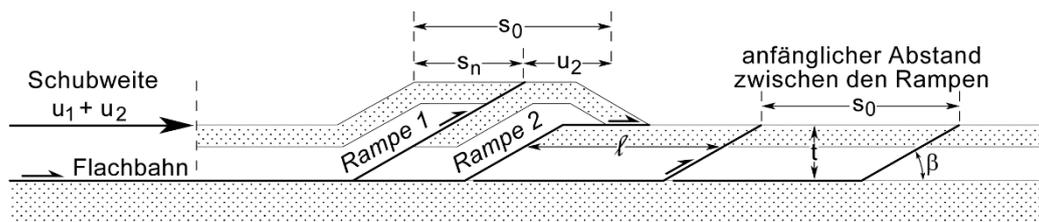
Zeichnen und studieren Sie die Entwicklung einer Rampenfalte mit Faltung des Liegenden, die symmetrisch zur Rampenfalte in Bezug auf die Überschiebungsebene ist.

Analytische Betrachtung

Die einfachste Analyse nimmt an, dass alle Schuppen die gleiche Größe und Form haben. Mit Ausschluss duktiler Deformation ist der Gesamtversatz, der durch einen Duplex aufgenommen wird:

$$L_0 - L = n(\ell - s_n)$$

wobei L und L_0 die Länge nach der Überschiebung bzw. die ursprüngliche Länge einer **Leitschicht** (*marker bed*) ist, n die Zahl von Schuppen, ℓ die Länge der Schicht innerhalb der einzelnen Schuppe und s_n die Länge einer Schuppe parallel zum Abscherhorizont.



Geometrische Variablen einer Schuppenzone

Die Verkürzung ist dann:

$$\frac{L-L_0}{L_0} = \frac{n(s_n - \ell)}{n\ell} = \frac{s_n - \ell}{\ell}$$

Diese Gleichung zeigt dass sich der Gesamtversatz mit zunehmender Anzahl Schuppen erhöht, aber die Verkürzung unabhängig von n ist. Wenn β der Winkel zwischen der Basisüberschiebung und einer Rampe ist, kann man durch eine einfache geometrische Konstruktion zeigen, dass:

$$t/s_n = \sin\beta$$

Wobei t die Dicke der Lagen in einer Schuppe ist. Die Verkürzung wird dann:

$$\frac{L-L_0}{L_0} = \frac{t}{\ell \sin\beta} - 1$$

Die Gleichung zeigt, dass für die gleichen Werte von t und l, der Absolutwert der Verkürzung mit β schwankt. Einen Grenzwert erhält man, wenn die Verkürzung 0 ist. Z.B. wenn $t/\ell = 1/4$, kann β nicht kleiner als 14.5° sein.

Duplexe zeigen verschiedene Formen, abhängig vom Betrag der Verschiebung der einzelnen Schuppen. Wenn der anfängliche Abstand zwischen den Überschiebungen s_0 ist, gemessen entlang der Hauptüberschiebung, und u_n die Schubweite auf jeder Überschiebung ist, dann gilt für:

$u_n < s_0$ die Überschiebungen der Schuppenzone fallen in Richtung Hinterland (*hinterland dipping duplex*) ein.

$u_n \approx s_0$ der Duplex bildet einen antiformalen Stapel;

$u_n > s_0$ Mit grossen Überschiebungsbeträgen können Schuppen allerdings über unterliegenden Schuppen hinaus fahren und in Richtung Vorland (*foreland-dipping duplex*) eintauchen.

Ein technischer Hinweis

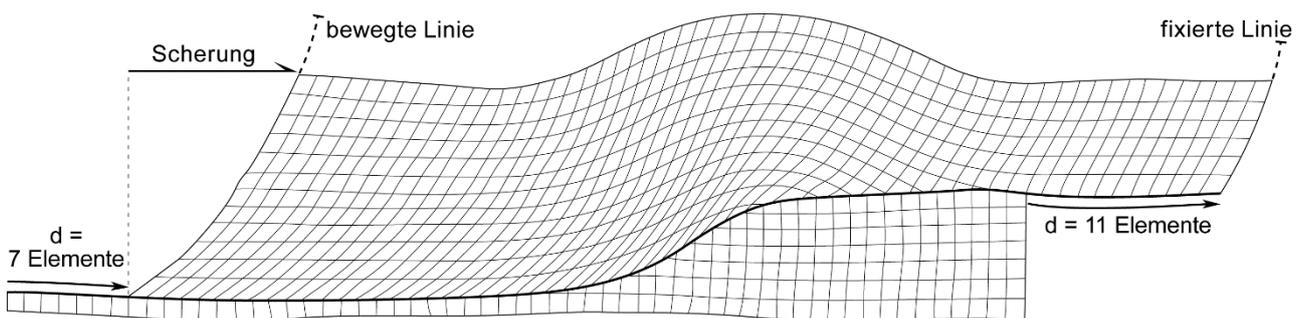
Benutzen Sie Scheren, schneiden Sie das Profil entlang jeder Störungsfläche und jeder Achsenebene der Knickfalten. Legen Sie alle Stücke (Bedienplatten) in der richtigen Abfolge und Position auf Ihren Schreibtisch und verbinden Sie die Stücke mit Klebband. Aufgrund der Biegegleitung oder anderer Verformungsprozesse, gibt es immer einige kleine Lücken an den Knickfalten. Schauen Sie, dass Sie so wenige dieser Lücken wie möglich bekommen.

Aber Vorsicht

Balancierte Profile sind Modelle, die auf einigen Annahmen beruhen:

- Verfügbarkeit von genügend Felddaten, Bohrloch- und geophysikalischen Daten damit eine ausreichende Genauigkeit des Profilmodelles gegeben ist.
- Blattverschiebungen die durch das Profil laufen machen es schwierig, gültige Profile zu erzeugen.
- Eine Voraussetzung für die Methode ist das Bestehen einer verhältnismässig flachen Sohlfläche die folglich solche flachen Überschiebungen produziert.
- Durch das Modell kann man auf das Bestehen von Verwerfungen schliessen, die an der Oberfläche keinerlei Deformation zeigen; es kann schwierig sein diese Information auszuwerten.

Es gibt immer mehrere Lösungen, die Profile ausgleichen. Das Ausgleichen ist nur eine praktische Annäherung an die Wirklichkeit.



nach Elliott D. (1976) *Phil.Trans. R. Soc.* **A283**, 289-312

Eigenschaften, die auf die Überschiebung einwirken

Ältere Strukturen im Grundgebirge, Fazies- und Mächtigkeitsänderungen in der sedimentären Abfolge können auf Überschiebung einwirken.

Sedimentation in Überschiebungszonen

Sedimentäre Becken können sich in einem kompressiven Kontext entwickeln.

Vorlandbecken

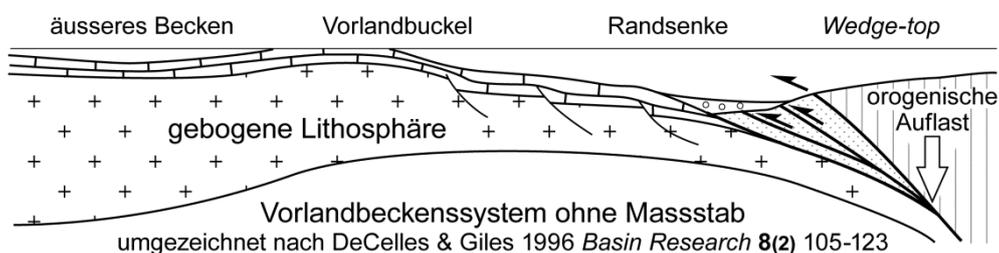
Ein **Vorlandbecken** (*foreland basin*) entsteht vor einem Gebirgsgürtel, weil die orogenen Gebirge auf einer die Erdoberfläche schneidenden Hauptüberschiebung transportiert werden und gewinnen an Gewicht während sie verdicken und belasten so die Lithosphäre des Liegendblockes. Dadurch wird die liegende Lithosphäre in einer asymmetrischen Senke, die zum Gebirgsgürtel angrenzend und parallel ist, nach unten gebogen. Eine Wölbung mit relativ niedriger Höhe umreißt die Aussengrenze des Vorlandbeckens. Das Material, das von den höheren Bergen erodiert wird, wird in dieser syn-orogenen Senke, die sich in Richtung zum Gebirgsgürtel vertieft (**Biege-Isostasie**), abgelagert.

Es gibt zwei Arten:

- Pro-Vorlandbecken entwickeln sich auf der subduzierten/unterschobenen Platte.
- Retro-Vorlandbecken werden auf der Hangendplatte gebildet.

Die Vorlandbecken beider Arten sind keilförmig mit einem nach oben konvexen Boden. Sie sind mächtig entlang des Gebirgsseitenrandes und verdünnen sich auf der externen Seite gegen eine Randaufwölbung auf null. Ein Vorlandbecken besteht aus vier Ablagerungszonen, die sich im Laufe der Zeit auf das Gebirge zubewegen:

- Der **Backbulge** (**äusseres Vorlandbecken**) ist charakterisiert durch eine breite Zone von relativ flacher Erhebung, welche sich hinter der Randaufwölbung und vom orogenen Gürtel entfernt befindet. In dieser Zone werden Plattformsedimente abgelagert.
- Der **Forebulge** (**Vorlandbuckel**), wo es zu einer kleineren Hebung der Oberfläche durch Biegung kommt.
- Die **Randsenke** (*foredeep*) befindet sich vor dem Überschiebungsgürtel, in welcher nach und nach gröbere Sedimente abgelagert werden, was nach und nach beschleunigende Senkung aufzeichnet.
- Das **Wedge-top**, befindet sich auf dem frontalen Teil des orogenen Keils, in welches die Sedimente des Vorlandbeckens in den Überschiebungsgürtel eingegliedert werden können.



Einfache mechanische Modelle der Lithosphäre reproduzieren die Form und Geschichte der Vorlandbecken gut.

Die Biegung an einem bestimmten Punkt schwankt als eine Funktion, die gegeben ist durch:

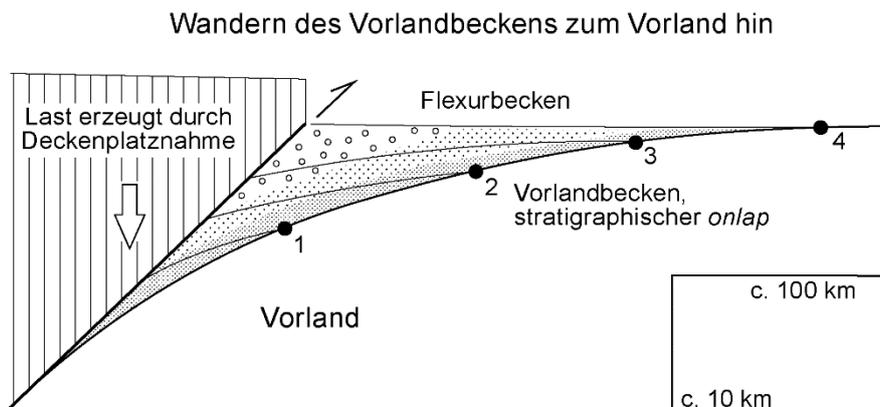
$$z = z_{\max} e^{-x/\alpha} \cos(x/\alpha)$$

in der x die horizontale Distanz und z die vertikale Senkung ist.

Die Grösse α wird gegeben als:

$$\alpha = \sqrt[4]{(4D/g\Delta\rho)}$$

wobei D die **Biegefestigkeit** (*flexural rigidity*) der Lithosphäre (normalerweise ungefähr 10^{24} Nm) und $\Delta\rho$ der Dichtekontrast zwischen der Asthenosphäre unten und was auch immer auf der Platte (z.B. Wasser) ist.



Die Biegung des Liegendblocks kann durch das Gewicht der Sedimente, die Erosionsprodukte der wachsenden Gebirgskette sind, verstärkt werden. Mit Fortschreiten der Verkürzung in Richtung Vorland wandern auch die Vorlandbecken.

Einige der wichtigsten Erdölquellen der Welt wurden in Vorlandbecken gefunden. Das Molassebecken in der Schweiz ist z.B. 4 km tief.

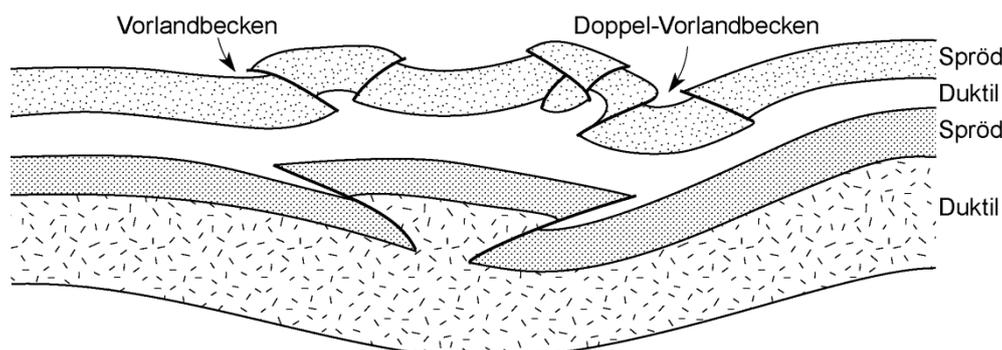
Sedimentäre Geschichte

Während sich die liegende Platte in Richtung der Gebirgsfront bewegt, erfährt jeder Punkt sukzessive Plattformsedimentation, kleine Hebung und mögliche Erosion an der peripheren Wölbung, schrittweise beschleunigende Subsidenz und Ablagerung von allmählich größeren Sedimenten im Vorlandbecken und möglicherweise eine spätere Eingliederung in den Falten- und Überschiebungsgürtel. Wenn Subsidenz schneller als Sedimentation ist, ist das Becken **unterfüllt** (*underfilled*) und sammelt in der Regel Tiefseesedimente an (typischerweise Turbidite, so genannter Flysch in den Schweizer Alpen). Wenn Sedimentation die Subsidenz ausgleicht oder sogar übertrifft, wird das Vorlandbecken mit flachmarinen zu fluvialen Klastika **überfüllt** (*overfilled*).

Doppel-Vorlandbecken

Im Gegensatz zu Vorlandbecken, die durch die Biegung des Liegenden unter einer einzelnen Überschiebung entstehen, bilden sich Doppel-Vorlandbecken (klassisch Rampentäler oder volle Rampenbecken genannt) durch die Bewegung von konjugierten Überschiebungen in Richtung zueinander.

Entwicklung von kompressiven Becken
in einem vierlagigen Sand-Silikon Analog-Experiment
nach Martinod (1991) *Mém. Doc. Centre Arm. Et. Struct. Socles* **44**, 283 S.

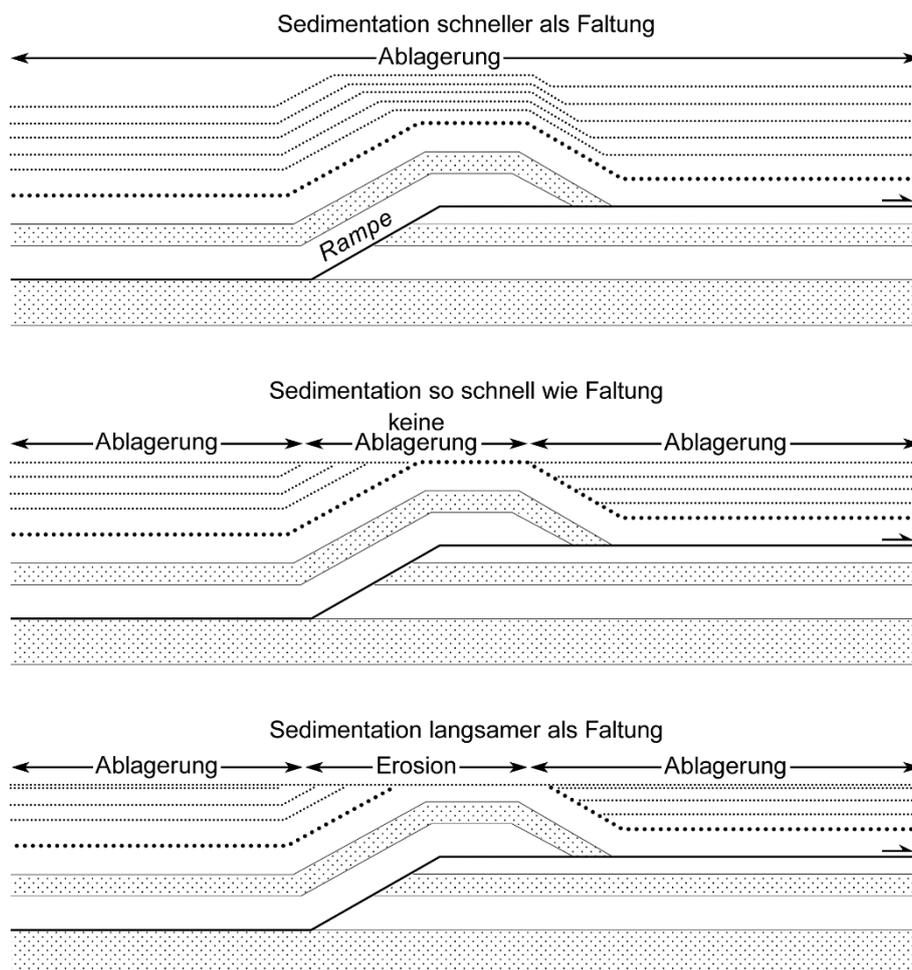


Wenn diese konjugierten Störungen nah beieinander liegen, wird die Biegung gehemmt und das dazwischenliegende Becken hat eine flache Unterseite. Mit Zunahme der Verkürzung wird das Doppel-Vorlandbecken hinuntergedrückt. Ein Prozess, der durch Sedimentlast beschleunigt wird. Durch eine grosse Menge an Verkürzung können sich die begrenzenden Überschiebungen treffen und folglich das Becken von der Oberfläche her total zudecken.

Synsedimentäre Überschiebungen

Die Analogmodellierung schlägt vor, dass die syntektonische Sedimentation die Zahl und den Fallwinkel der Verwerfungen im oberen Teil der Überschiebungssysteme steuert, d.h. die synkinematische Sedimentation ändert die Überschiebungswellenlänge und die Hauptausbreitung der Deformation. Einzelne flache Überschiebungen entwickeln sich bei niedrigen Sedimentbildungsraten; für hohe Sedimentbildungsraten werden Reihen von fächernden und steilen Aufschiebungen erreicht.

Drei mögliche Beziehungen zwischen Ablagerung und Deformation auf einer Rampenantiklinale

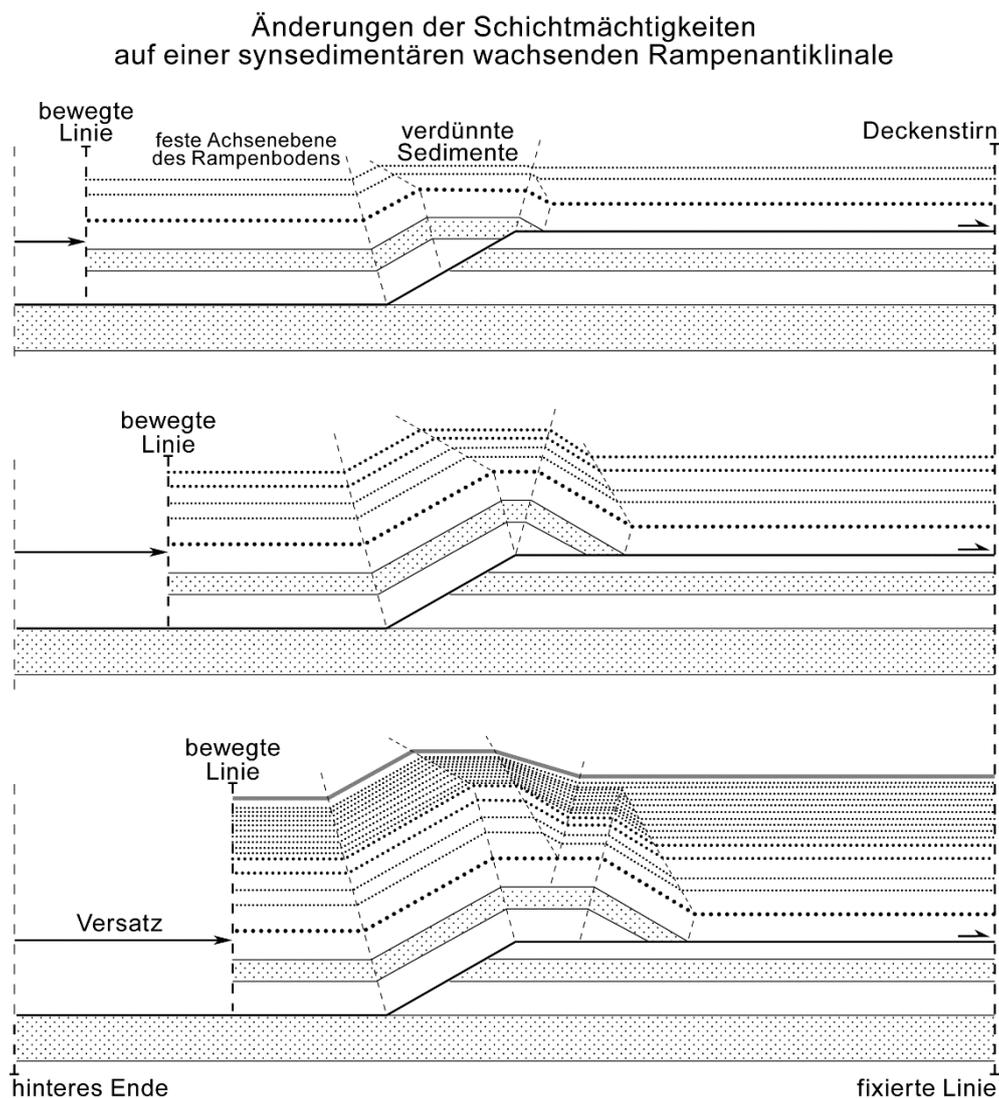


Innerhalb eines Vorlandbeckens, das unter dem Meeresspiegel liegt, kommen synsedimentäre Überschiebungen (*synsedimentary thrusts*) vor. Das Sedimentationsmuster wird von der Entwicklung der Überschiebungen stark kontrolliert. Sedimentäre Keile sind typisch für Bereiche mit syntektonischer Ablagerung.

Synsedimentäre Falten

Synsedimentäre Falten (*growth folds*) können sich über den wachsenden Überschiebungen entwickeln. Differentielle Sedimentation zwischen dem steigenden Kamm der frontalen Antiklinale

und den angrenzenden, vergleichsweise sinkenden Synformen resultiert in verkeilten **Wachstumschichten** (*growth strata*) über die Faltschenkel rüber. Die Keilform der Sedimente wird hauptsächlich durch die relativen Raten der Sedimentation und der Faltenamplifizierung gesteuert.



Huckepackartig transportierte Becken

In einigen Falten- und Überschiebungsgürteln gibt es kleine sedimentäre Becken, die passiv auf sich bewegenden Überschiebungsdecken transportiert werden.

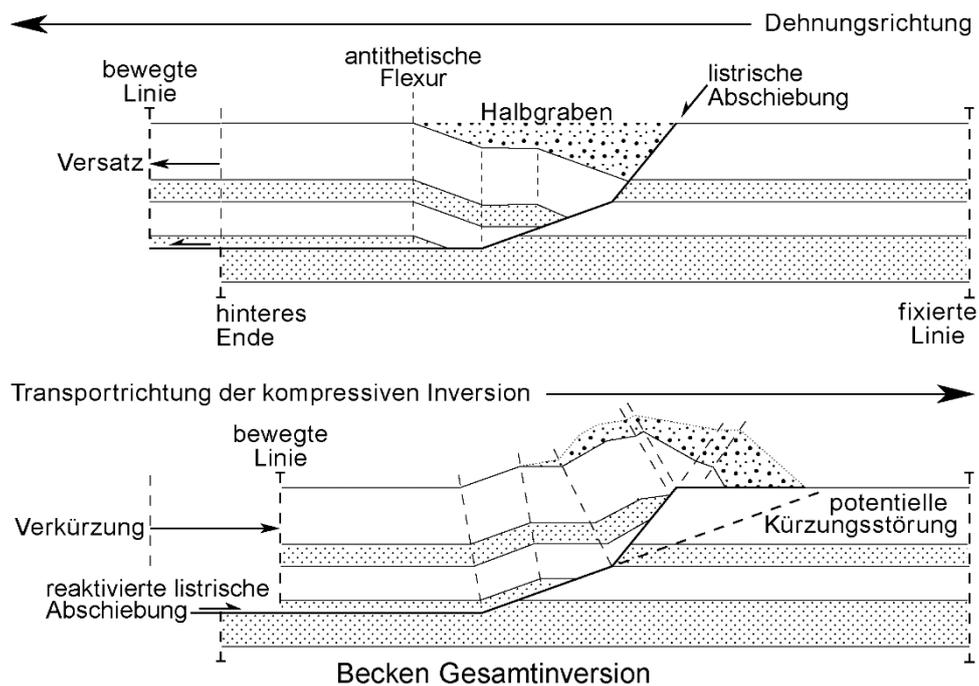
Inversionstektonik

Beckeninversion (*basin inversion*) tritt auf, wenn Kompression die ehemaligen Graben begrenzenden Abschiebungen und die Abschiebungen innerhalb des Beckens als Auf- und Überschiebungen reaktiviert. Inversionsbecken treten allgemein im orogenen Vorland auf, wo die Kompression wegen der Plattenkonvergenz und des Schwerkraftschubs der Topographie auf die älteren Becken wirkt (z.B. Karbon-Perm Trog im alpinen Vorland).

Drei Inversionshauptmodelle werden von seismischen, Feld- und analogen Studien postuliert:

(1) Verwerfungsreaktivierungs-Modell. Beckeninversion findet statt durch die progressive, horizontale Reaktivierung von Abschiebungen, mit der Bildung von abgeleiteten Zweig- und Kürzungsstörungen. Der Null-Bewegungspunkt liegt zwischen Aufschieben oberhalb und Abschieben unterhalb und bewegt sich entlang der Störungsfläche nach unten. Verwerfungsreaktivierung ist im Allgemeinen selektiv; flach einfallende Störungen werden eher

reaktiviert als steil einfallende Störungen. Wenn jedoch der Flüssigkeitsdruck die Kohäsion vermindert, können auch steil einfallende Störungen reaktiviert werden.



(2) Deckschicht-Modell. Eine steile Störung (Einfallen $> 60^\circ$) ist schwierig zu reaktivieren, ausser die Kohäsion und Reibung sind sehr niedrig (z.B. unter sehr hohem Porendruck). Folglich werden Abschiebungen, wegen ihrer Orientierung, Stützung oder anderer Gründe, nur gering oder gar nicht reaktiviert. Stattdessen kann es energetisch vorteilhafter sein, intakte Gesteine im steifen Liegenden zu verformen. Allgemein taucht die neue **Kürzungsstörung im Liegendblock** (*footwall short-cut fault*) in einem niedrigeren Winkel als die ältere Störung ein, und die Verkürzung der Beckenfüllung wird erreicht durch die Entwicklung von neuen Deckschicht-Überschiebungen, die ältere Strukturen schneiden.

(3) Stützmodell. Das Grundgebirge im Liegenden der steilen Abschiebungen bildet mechanische Barrieren zur Überschiebungsreaktivierung der Abschiebungen und zur Deckschicht-Überschiebung entlang oder in der Nähe der Grenzfläche von Grundgebirge und dessen Bedeckung. Infolgedessen wird die Verkürzung der Beckenfüllung durch Faltung und Rücküberschiebung im Hangenden der Abschiebungen konzentriert und kann von geringer Überschiebungsreaktivierung der oberen Teile jener Störungen begleitet werden.

Wenn die Oberfläche der prä-Rift-Sedimente zu seinem Vor-Rift-Niveau durch Inversion zurückgehoben wird, durchläuft das Becken eine **Gesamtinversion** (*total inversion*) und die Syn- und Post-Rift-Sedimente sind über ihr ursprüngliches Ablagerungsniveau angehoben. Inversion bezieht eine grössere vertikale Komponente des Versatzes ein als Überschiebungstektonik im Allgemeinen. Kompliziert wird es in diesen Modellen, wenn die Extensions- und Kompressionsrichtungen nicht parallel sind. In solchen Fällen bezieht Inversion eine Blattverschiebungskomponente mit ein, die zur schiefen oder transpressiven Schliessung des Beckens führt. Schiefe Deformation kann durch die Entwicklung von neuen Inversionsstrukturen, die nicht mit Extensionsstrukturen koaxial sind, oder durch Blattverschiebung oder schiefe Gleitung auf reaktivierten Abschiebungen aufgenommen werden. Die resultierende Störungsgeometrie ist schwer von **Blumenstrukturen** (*flower structures*) zu unterscheiden. In einem dreidimensionalen Verformungsfeld bewirken diese schiefen Störungen eine Aufteilung der Inversion in Bereiche mit unterschiedlichen Strukturstilen. Beckeninversion kann positiv oder negativ sein. Reaktivierung der Sockelstörungen kann auch Segmentation der Inversionsstrukturen produzieren.

Ausmass und Zeitpunkt der Inversion können quantitativ bestimmt werden, indem man **Versatz-Abstand-Plots** (*displacement-distance plots*) und das **Inversionverhältnis** (*inversion ratio*) verwendet.

Zusammenfassung

Bei der Konstruktion von balancierten Profilen (ausgeglichenen Profilen) versucht man geologische Profile zu konstruieren, welche geometrischen Regeln unterworfen sind und sich wieder in den Zustand vor der Deformation ausglätten lassen (*palinspastic reconstruction*), ohne dass es zu einem Materialverlust oder zu unterschiedlich dicken und langen Schichten kommt. Oft kann man aus den vorhandenen Daten mehrere theoretisch richtige Profile konstruieren. Auf hochmetamorphe, duktile Bereiche lassen sich diese Methoden nicht anwenden.

Überschiebungen, häufig von Rücküberschiebungen begleitet, begrenzen die Decken. Überschiebungsgürtel sind das Resultat der horizontalen Kompression an den konvergenten kontinentalen Rändern. An der Stelle, an der zwei Kontinente kollidieren, erzeugt Versenkung und Deformation der kontinentalen Kruste Gebirgsgürtel, die im Wesentlichen grosse Überschiebungssysteme sind. Deformation kann das Grundgebirge miteinbeziehen (Tektonik mit klebender Decke) oder ist nur auf die sedimentäre Abdeckung begrenzt, die vom Grundgebirge abgetrennt wird (Tektonik mit abgelöster Decke). Die Falten- und Überschiebungsgürtel sind typisch für fast alle Gebirgsketten. Sie zeigen einen wichtigen Vorgang, bei dem sich der obere Teil der Kruste verkürzt. Die Decken werden intern durch Faltung verformt: zwei Mechanismen sind bekannt – frontale Knickung und Rampenfaltung. Rampenantiklinalen sind Rampenfalten die sich im Hangenden der Überschiebungen bilden, wenn die Decken über eine flache Gleitfläche und nach oben über eine Rampe getragen werden. Überschiebungen bilden sich aufeinanderfolgend mit regelmässigen Deckenlängen und Abstand, in der normalen Reihenfolge vom Hinterland zum Vorland und bilden charakteristische Duplexstrukturen. Komplikationen, wie syn-tektonische Sedimentablagerung oder Schwankungen der basalen Reibung, verursachen durchbrechende Überschiebungen. Die Anordnung der Flachbahnen und Rampen und deren Verbindungen, wie in Duplexstrukturen, hängt von der mechanischen Stratigraphie ab. Überschiebungen können durch Falten (Weichverbindungen) oder schiefe/laterale Rampen (Hartverbindungen) getrennt sein. Bei sehr grossen Überschiebungsbeträgen kommt es zur Ausbildung von Querverschiebungen. Eine seismische Abbildung ist im Allgemeinen sehr schwierig wegen der strukturellen Kompliziertheit und dem alpinen Gelände.

Einige der wichtigsten Erdölquellen in der Welt sind in Falten- und Überschiebungsgürteln gefunden worden, z.B. in den Appalachen und in den "Foothills" der Rockies (Alberta, Kanada), in den Anden, auf Taiwan, in den Siwaliks (Indien), im Zagrosgebirge (Iran) und auf Sumatra.

Empfohlene Literatur

Eisbacher, G.H. (1991) *Einführung in die Tektonik*. S.57-66.

Frisch W. & Meschede M. (2007) *Plattentektonik: Kontinentverschiebung und Gebirgsbildung*. Primus, Darmstadt, 196S.

Boyer S.E. & Elliott D., 1982. Thrust systems. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* **66** (9), 1196-1230.

Brun J.-P., 2002. Deformation of the continental lithosphere: Insights from brittle-ductile models, in: De Meer S., Drury M.R., De Bresser J.H.P. & Pennock G.M. (Eds.), *Deformation mechanisms*,

rheology and tectonics: Current status and future perspectives. Geological Society, London, pp. 355-370.

Couzens-Schultz B.A., Vendeville B.C. & Wiltschko D.V., 2003. Duplex style and triangle zone formation: insights from physical modeling. *Journal of Structural Geology* **25** (10), 1623-1644.

Coward M., 1994. Continental collision, in: Hancock P.L. (Ed.), *Continental deformation*. Pergamon Press Ltd, Oxford, pp. 264-288.

Dahlen F.A., Suppe J. & Davis D., 1984. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges: Cohesive Coulomb theory. *Journal of Geophysical Research* **89** (B12), 10087-10101.

Gillespie P.A., 1993. Displacement variations of thrusts, normal faults and folds from the Ruhr and South Wales Coalfields, in: Gayer R.A., Greiling R.O. & Vogel A.K. (Eds.), *Renohercynian and Subvariscan Fold Belts*. Braunschweig, pp. 481-496.

Jamison W.R., 1987. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *Journal of Structural Geology* **9** (2), 207-219.

McClay K.R., 1992. *Thrust tectonics*. Chapman & Hall, London, 447 p.

Mitra S., 2002. Fold-accommodation faults. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **86** (4), 671-693.

Suppe J., 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science* **283** (9), 684-721.

Twiss R.J. & Moores E.M., 1992. *Structural geology*. W.H. Freeman & Company, New York, 532 p.

Uyeda S., 1984. Subduction zones: Their diversity, mechanism and human impacts. *GeoJournal* **8** (4), 381-406.

Woodward N.B., Boyer S.E. & Suppe J., 1989. Balanced geological cross-sections: an essential technique in geological research and exploration. American Geophysical Union., Washington, 132 p.

Videos in der geologischen Bibliothek

1: *Birth of the Rockies (Canadian Rockies)*. (G. Mossop & D. Norris. AAPG Films)

2: *Inversion Fault Structures* (K. McClay & BP. 1990. Analogue Modelling)

3: *Modélisation analogique des prismes d'accrétion océanique* (Malavieille & Calassou, S.N.E.A).

4: *Thrust Propagation Experiments in Sand Box 1*. (B. Coletta et.al. 1991 IFP)