

Zusammenfassung zum Thema

# Geodynamik

aus dem Buch „Einführung in die Tektonik“ (Kapitel 21–30)  
von Gerhard H. Eisbacher  
Ferdinand Enke Verlag

22. Juni 2005

geschrieben von  
Christoph Moder

<http://www.skriftweb.de>

Hinweise (z.B. auf Fehler) bitte per eMail an uns: [mail@skriptweb.de](mailto:mail@skriptweb.de) – Vielen Dank.



# 1 Plattentektonik und Lithosphäre

- Größenordnung für Bewegungen der Erdkruste: horizontal 1–10 cm, vertikal 1–10 mm pro Jahr
- nichttektonische Veränderungen: z.B. isostatische Hebung des fennoskandischen Schilds nach dem Abschmelzen des Eispanzers seit der letzten Eiszeit, Einschlag von Meteoriten
- Im Archaikum liefen die tektonischen Vorgänge wegen höheren Temperaturen im Erdinneren vermutlich etwas anders ab als heute.
- Entstehung der Theorie der Plattentektonik: Anfänge durch die Beobachtung der Deckenüberschiebung in den Alpen (von Ampferer) und der Kontinentaldrift-Theorie (von Wegener); Durchsetzung der Theorie durch Messung des Seafloor-Spreading in den 1960er-Jahren (ermöglicht durch Fortschritte in der Bohrtechnik).
- Die Lithosphäre besteht aus einzelnen Platten, die als Segmente einer Kugelschale um die Eulerpole rotieren; jeder Punkt einer Platte beschreibt dabei Bewegungen auf einem Kleinkreis. Die Grenzflächen zwischen zwei Platten können divergent, transform oder konvergent sein.
- Der obere Teil der Lithosphäre (Dicke: 50–350 km) ist die Erdkruste (ca. 5–70 km dick); der untere Teil gehört zum Mantel. Unter der festen Lithosphäre befindet sich ein Bereich, der sich seismisch in einer Geschwindigkeitsabnahme langperiodischer Wellen (ca. um 5%, *low velocity zone*) äußert, was auf partielle Gesteinsschmelzen hinweist – dies ist die *Asthenosphäre*.
- Die Grenzfläche zwischen Kruste und Mantel ist die *Mohorovičić-Diskontinuität*.
- Ozeanische Kruste entsteht direkt aus den partiellen Schmelzen des Mantels, die an den divergenten Plattengrenzen nach oben dringen. Kontinentale Kruste entsteht dagegen durch kompliziertere Vorgänge; z.B. verbleiben an konvergenten Plattengrenzen durch Obduktion, Akkretion oder partielles Aufschmelzen leichtere Bestandteile an der Oberfläche.
- Im Mantel dominieren ultramafische Gesteine ( $SiO_2 < 45\%$ ), in der ozeanischen Kruste mafische Gesteine ( $SiO_2 < 52\%$ ), in der Kruste magmatischer Bögen intermediäre Gesteine ( $SiO_2 < 66\%$ ) und in den kontinentalen Krusten felsische Gesteine ( $SiO_2 > 66\%$ ).
- Es gab vermutlich mehrmals einen Superkontinent: im späten Archaikum (2,7–2,5 Ga), im späten Proterozoikum (Rodinia, 1000–700 Ma) und im späten Paläozoikum (Pangäa, 280–260 Ma).
- Durch divergente *Intraplattenprozesse* entstehen neue Plattengrenzen, und durch konvergente *Plattengrenzprozesse* bilden sich neue Intraplattenbereiche (*Orogenese* = Bildung von Gebirgen). Zwischen diesen Prozessen kommt es nur zu geringfügigen Hebungen und Absenkungen (*Epirogenese* und *Beckeninversion*).
- Die Plattendispersion von Pangäa wurde kompensiert durch Subduktion ozeanischer Lithosphäre im Pazifik. Diese Dispersion dauert noch immer an; zuerst entstand durch die Aufteilung in Gondwana und Laurasia im Mesozoikum ein Ost-West-Ozean, der *Tethys-Ozean*, dessen Reste das Mittelmeer bilden. Später entstand der Atlantik.

# 2 Manteldynamik

- Zusammensetzung des Erdmantels: Aus Messungen kennt man die seismischen Geschwindigkeiten im Erdmantel; Experimente liefern die Geschwindigkeiten in verschiedenen Mineralen, daraus kann man auf die Mineralzusammensetzung im Erdinneren schließen. Außerdem gibt es *Xenolithe* (v.a. aus kimberlitischen Schlotbreccien, welche aus großer Tiefe stammen, und alkalibasaltischen Magmen). Ergebnis: Olivin
- Der Bereich zwischen Moho und einer Tiefe von 440 km ist der *obere Mantel*; dann folgt die *Übergangszone* des Mantels, wo die orthorhombische Struktur des Olivins zuerst in die kubische Spinell-Struktur (440 km) und dann in Perovskit, Periklas und Wüstit übergeht (670 km); unterhalb von 670 km ist der *untere Mantel*.

- MORB-Basalte sind verarmt, d.h. sie haben nur einen geringen Gehalt an inkompatiblen Elementen, welche sehr kleine oder sehr große Atomradien (im Vergleich zur Ladung) haben und damit nicht gut in das Kristallgitter passen (z.B. Kalium, Rubidium, Barium, Strontium; Uran, Thorium; leichte Lanthaniden; Niob, Zirkon, Titan, Phosphor). Diese Elemente sind in Alkalibasalten und den felsischen Gesteinen der oberen kontinentalen Kruste angereichert.
- In den alkalischen Ozean-Insel-Basalten (OIB) und den kontinentalen Alkalibasalten sind ebenfalls die inkompatiblen Elemente angereichert. Mögliche Prozesse: an Hotspots wird noch nicht verarmtes Material aus dem unteren Mantel nach oben transportiert (durch einen Plume), oder vorher subduziertes Kontinentalkrustenmaterial wird wieder gefördert, oder es wird jenes Material gefördert, in welchem sich diese Elemente bei der Differenziation angereichert haben.
- Die Ausbreitungsgeschwindigkeit seismischer Wellen im Mantel ist richtungsabhängig, d.h. das Material ist elastisch anisotrop. Da Olivin und Pyroxen in ihrer Kristallstruktur anisotrop sind, ist die Ursache vermutlich eine Ausrichtung (*Regelung*) der Olivinkörner, als Folge einer duktilen Verformung.
- Seismische Laufzeitanomalien weisen auf Temperaturunterschiede hin; positive Anomalien (= schnellere Geschwindigkeiten) findet man bei alten kontinentalen Platten (*Kratone*) und in der Verlängerung von Subduktionszonen (= kalter Mantel), negative Anomalien unter divergenten Plattengrenzen (= heißer Mantel).

### 3 Stoffliche Grenzen und Temperaturverteilung in der normalen kontinentalen Lithosphäre

- Die Zusammensetzung der tieferen Kruste kennt man, analog zum Mantel, von Xenolithen, aus seismischen Messungen und außerdem aus überschobenen und erodierten Krustenteilen, welche heute an der Oberfläche liegen und tiefere Schichten freilegen.
- Wärmetransport erfolgt durch Wärmeleitung im Gestein (*konduktiver Transport*), durch Zirkulation fluiden Phasen (*konvektiver Transport*) und durch den Aufstieg heißer Intrusivkörper (*advektiver Transport*).
- Der Wärmefluss (= thermische Energie pro Zeit und Flächeneinheit) an der Erdoberfläche ist die Gesamtsumme der Mechanismen, die Wärme an die Erdoberfläche bringen. Da ein Großteil der Wärme durch radioaktive Gesteine in oberen Schichten erzeugt wird (v.a. durch Kalium, Thorium, Uran), definiert man den *reduzierten Wärmefluss* als den Anteil des Wärmeflusses, der aus den tieferen Bereichen der Kruste stammt.
- Der Temperaturverlauf in der Lithosphäre wird *Geotherm* genannt.
- Bereiche, in denen der reduzierte Wärmefluss ähnliche Werte annimmt, bilden *Wärmeflussprovinzen*.
- Kimberlite sind explosiv geförderte Schlotbreccien, die v.a. aus Gesteinsfragmenten des Mantels bestehen. Sie enthalten u.a. Diamanten, d.h. sie müssen aus Tiefen von 100 bis 200 km stammen. Rezent konnte man noch keine Eruption von Kimberliten beobachten; offensichtlich ist sie an großräumige Hebungsvorgänge gekoppelt.

### 4 Rifts

- *Moderne Rifts* sind Bereiche in der kontinentalen Kruste, in denen eine Absenkung stattfindet, begleitet von Vulkanismus. An *Paläorifts* ist dieser Mechanismus dagegen zum Erliegen gekommen, es gibt keinen Vulkanismus mehr; solche Bereiche finden sich an allen passiven Kontinentalrändern, aber auch viele intrakontinentale Sedimentbecken sind von Paläorifts unterlagert.
- Rifts werden als Vorstufe der Bildung ozeanischer Kruste betrachtet.

- Gefördert werden Rifts erstens durch Aufstieg geschmolzenen Gesteinsmaterials und der damit verbundenen Wärmezufuhr und zweitens durch ein Spannungsfeld, welches die thermisch geschwächte Lithosphäre auseinander zieht. Wenn die Wärmezufuhr überwiegt, spricht man vom *aktivem Riftstadium* (z.B. Ostafrika); wenn die spannungsgesteuerte Extension überwiegt, vom *passiven Riftstadium* (z.B. im westlichen Zweig des ostafrikanischen Rifts in Uganda/Kongo).
- In Riftzonen findet man Schwereanomalien. In aktiven Riftstadien findet man eine negative Schwereanomalie, hervorgerufen durch die höhere Temperatur im Mantel, und in der Mitte evtl. eine positive Schwereanomalie, hervorgerufen durch schwere Basaltintrusionen in die leichte Kruste. In passiven Riftstadien dagegen hat man es mit einer durch die Zugbelastung ausgedünnten Kruste zu tun, was zu einer positiven Schwereanomalie führt (da das darunter liegende schwerere Mantelmaterial nach oben aufgewölbt ist), und in der Mitte evtl. eine negative Schwereanomalie, wenn das Becken, das sich dort gebildet hat, mit leichten Sedimenten aufgefüllt ist.
- In modernen Riftzonen findet man nur Erdbeben mit geringer Magnitude und geringer Tiefe, weil durch die höhere Temperatur das Gestein eher duktil statt porös reagiert.
- An den gehobenen Schultern des Rifts kommt es zur Erosion, in den abgesenkten Bereichen zur Sedimentation. Außerdem findet man Spaltenintrusionen (meist parallel zur Streichrichtung des Rifts) sowie manchmal Flutbasalte. Vulkanketten ziehen sich ebenfalls parallel zur Streichrichtung entlang.
- Es bilden sich Pull-Apart-Basins.
- Wenn die Krustenextension lange andauert, verlagert sich die randliche vulkanische Tätigkeit nach innen, und es wird dort ozeanische Kruste gebildet.

## 5 Basin-and-Range-Extension

- Die Basin-and-Range-Provinz in den USA ist ähnlich wie eine Riftzone, aber wesentlich breiter und besteht abwechselnd aus Horst- und Grabenstrukturen. Die Gebirgrücken sind asymmetrisch gekippte Horste, die Becken sind tektonische Halbgräben.
- Die Extension nimmt vom Rand bis ins Zentrum zu; dort beträgt die Extension bis zu 100%, entsprechend ist dort die Krustendicke auf 50% reduziert.

## 6 Passive Kontinentalränder und intrakontinentale Becken

- Bei einer Riftzone sinkt die Kruste isostatisch ab, weil sie durch die Zugbelastung ausgedünnt wird und damit weniger Auftrieb erzeugt. In das durch die Ausdünnung fehlende Volumen strömt auf der Unterseite seitlich Mantelmaterial ein; an der Oberseite ist dies nicht möglich, d.h. hier bleibt ein Becken.
- Das Absinken (*Subsidenz*) erfolgt nicht sofort, weil das heißere Mantelmaterial, was sich unter der Riftzone befindet, eine geringere Dichte als der restliche Mantel hat und damit selber zum Auftrieb beiträgt (d.h. anfangs kann es sogar zu einer Hebung kommen). Erst bei der Verlagerung der Wärmequellen (z.B. hin zur schmalen Spreizungszone innerhalb des Rifts) oder bei der Unterbrechung der Wärmezufuhr sinkt der Mantel unterhalb der Riftzone ab und zieht dabei die darüber liegende Kruste mit nach unten; dort setzt verstärkte Sedimentation ein, was zu einer zusätzlichen Auflast führt. Diese thermisch kontrollierte Subsidenz wirkt weit über die eigentliche Riftzone hinaus und ist die eigentliche Ursache für die Beckenbildung.
- An den passiven Kontinentalrändern (z.B. am atlantischen Ozean) wird die normale kontinentale Kruste (ca. 40 km dick) zu einer *Übergangskruste* (ca. 10–15 km dick) ausgedünnt; diese keilförmig ausgedünnten Streifen von Übergangskruste haben auf beiden Seiten des Atlantiks eine Breite von 200 bis 700 km.
- Intrakontinentale Becken entstehen durch die gleichen Subsidenzmechanismen wie passive Kontinentalränder, allerdings über unterbrochenen Rifts.

- Durch die Sedimentlast in Becken kann es zu einer regionalen Durchbiegung der Lithosphäre kommen.

## 7 Ozeanische Kruste

- Die mittelozeanischen Rücken (MOR) bestehen aus einem Kamm, der auf beiden Seiten symmetrisch abfällt. In der Mitte gibt es einen *medianen Graben*; dort dringt die basaltische Lava an die Oberfläche. Sie wird dann bis auf ca. 1000 m Höhe über die Grabenbasis angehoben; weiter außen beginnt die Subsidenz wegen der Abkühlung der darunter lagernden Lithosphäre.
- Man beobachtet ein *Springen der Rückenachsen* – zwischen den Ketten der Rückensegmente finden sich Transformstörungen, an denen Blattverschiebung auftritt.
- Mittelozeanische Rücken weisen eine *magnetische Streifung* auf, d.h. Gesteine gleicher Magnetisierung finden sich parallel zum Rücken angeordnet und auf beiden Seiten in symmetrischer Entfernung. Streifengruppen gleicher Polarität und gleichen/ähnlichen Alters bezeichnet man als *Polaritätschronen*; diese setzt man aus kleineren Einheiten, den *Subchronen*, zusammen.
- Bei langsam spreizenden Rücken ist die Spreizungszone breiter und die Rücken sind höher als bei schnell spreizenden Rücken.
- Die Metamorphose der ozeanischen Kruste wird offenbar durch Konvektion von Meerwasser induziert; an der Oberfläche entstehen durch den Kontakt von Meerwasser mit dem Basalt Minerale der Zeolithfazies, in größerer Tiefe Minerale der Grünschieferfazies, bei hoher Temperatur evtl. auch Hornfels- und Amphibolitfazies. Die Konvektion des salzigen Meerwassers löst auch Substanzen aus dem Gestein und lagert sie auf dem Meeresboden ab, so kommt es dort z.B. zu erhöhten Metallkonzentrationen.
- Hotspots machen sich vor allem im oberen Mantel durch ihre mechanisch-petrologischen Eigenschaften gegenüber dem umgebenden Gestein bemerkbar. Durch die erhöhte Temperatur kommt es zur Bildung von Gesteinsschmelze und damit zur Entstehung größerer Magmenkammern.
- Bei konstanter Magmenzufuhr bei Hotspots entstehen im Laufe der Zeit in der sich darüber bewegenden Lithosphärenplatte *Hotspot-Spuren* in Form von *ozeanischen Inselketten* oder submarinen *Seamount-Ketten*. Beispiel: Hawaii; dort ist rund um die Inseln, d.h. über dem Hotspot, eine großräumige Aufdomung des Meeresbodens zu verzeichnen. Überlagert wird diese Aufdomung von einer Eindellung rund um die Inseln (Ringtrog), welche auf die Auflast des schweren Vulkankomplexes zurückgeführt wird.
- Aseismische Schwellen und Rücken werden ähnlich wie ozeanische Inselketten an Hotspots gebildet, allerdings gibt es dort nicht einzelne Berge, sondern eine gleichmäßige großflächige Erhöhung. Da diese Gebiete oft symmetrisch zu den mittelozeanischen Rücken liegen, vermutet man, dass dort Hotspot und mittelozeanischer Rücken zusammengetroffen sind, was die große Förderrate an Magma erklärt. Beispiele dafür sind das System Rio-Grande-Schwelle/Walfisch-Rücken und das Ceará-Sierra-Leone-Schwellensystem (beide zwischen Afrika und Südamerika); im Entstehen ist eine derartige Schwelle gerade in Island.
- Ozeanische Plateaus und Tiefseeschwellen ähneln den kontinentalen Deckenbasalten (Flutbasalten). Wie bei Hotspots kam es auch hier zu einer thermischen Verjüngung der Lithosphäre, d.h. die noch wärmere Lithosphäre ist leichter, Subsidenz ist zu erwarten. Da sich ozeanische Plateaus zusammen mit ihren Platten Richtung Subduktionszone bewegen, aber aus relativ leichtem Gestein bestehen (blasenreiche oder stark differenzierte Basalte, dazu noch die thermische Verjüngung), können sie bei der Subduktion abgeschert werden und als *Terrane* an Kontinente angelagert werden.

## 8 Subduktionszonen, magmatische Bögen, Randbecken und akkretionierte Terrane

- An konvergenten Plattengrenzen gibt es eine subduzierende untere Platte und eine überfahrende obere Platte. Der Bereich seismischer Aktivität zwischen beiden Platten heißt *Wadati-Benioff-Zone*.

- Liegt die Subduktionszone am Rand eines Kontinents, spricht man von einem *aktiven Kontinentalrand*; liegt sie dagegen zwischen zwei ozeanischen Platten, nennt man das eine (*intra*)ozeanische Subduktionszone.
- *Bogen-Polarität*: Beispiel: Wenn die Subduktionszone nach Norden einfällt, spricht man von einer südgerichteten Polarität.
- Die Subduktionsrate (= Relativgeschwindigkeit zwischen oberer und unterer Platte) muss nicht gleich der Konvergenzrate sein – z.B. bei einer einengenden Deformation der oberen Platte.
- Am ersten Berührungspunkt zwischen oberer und unterer Platte bildet sich an der Oberfläche ein *Tiefseeegraben*, welcher im Querschnitt asymmetrisch ist. Der äußere Hang entspricht der Neigung der subduzierten Platte und hat ein Gefälle von 2–3% und besteht aus normalem Meeresboden, d.h. ozeanischer Kruste mit Sedimenten darauf. Der innere Hang ist dagegen bereits Teil des Akkretionskeils, er besteht aus Material, das von der unteren Platte tektonisch abgeschert wurde, und ist mit 10–20% Gefälle deutlich steiler.
- Vor dem Tiefseeegraben befindet sich die *äußere Aufwölbung*; dort staut sich die subduzierte Platte und wölbt sich elastisch 100–400 m nach oben. Hinter dem Tiefseeegraben folgt der *Akkretionskeil*, welcher 50–300 km breit sein kann (je nach Sedimentmenge) und einen *äußeren Rücken* bildet. Dahinter folgt das *Forearc-Becken*. Als nächstes folgt der *magmatische Bogen*; unter diesem lösen sich Volatile aus der subduzierten Platte, steigen auf und erzeugen in der Platte darüber Vulkanismus. Als Letztes folgt der *Backarc-Bereich*, wo sich sowohl durch Extension Randbecken oder durch konvergente Bewegungen Überschiebungen bilden können.
- Seismische Aktivität findet sich an der Oberfläche vor allem im Bereich der äußeren Aufwölbung und im Backarc-Bereich; der Großteil der Überschiebungsbewegungen erfolgt dagegen aseismisch durch Gleitvorgänge zwischen den wassergesättigten Sedimenten am Akkretionskeil. Die meisten Beben passieren in Tiefen von 300 bis 400 km. Die *seismische Front* zieht sich entlang der Oberkante der subduzierten Platte bis unter den Akkretionskeil; dahinter ist die subduzierte Platte thermisch so geschwächt, dass die Bebenhäufigkeit stark abnimmt. Entsprechend gibt es eine *aseismische Front*, die unterhalb der subduzierten Kruste verläuft und erst unter dem magmatischen Bogen zur oberen Platte hin auftaucht.
- Gravimetrische Anomalien: Über der äußeren Aufwölbung findet man leicht positive Anomalien, über dem Akkretionskeil eine stark negative Anomalie (leichte Sedimente!), und über dem magmatischen Bogen wiederum eine stark positive Anomalie (schwere Vulkanite!).
- Der charakteristische *Subduktionswinkel* stellt sich erst ca. 100 km hinter dem Tiefseeegraben ein; dieser kann sehr unterschiedlich sein, von wenigen Grad bis annähernd 90°.
- An *steilen Subduktionszonen* (*Inselbogen-Typ*, Beispiel Philippinen) herrscht eine schwache mechanische Koppelung zwischen den beiden Platten (d.h. schwache Erdbeben); die Konvergenzrate ist gering (und damit auch die Sedimentansammlung am Akkretionskeil → tiefer Tiefseeegraben, da wenig verfüllt), und der Subduktionswinkel groß. An der subduzierten Platte kommt es zu einer Abrollbewegung (*hinge rollback*) und damit zu einer Extension der Backarc-Bereiche; am magmatischen Bogen findet sich eher basischer Vulkanismus.  
An *flachen Subduktionszonen* (*Kordilleren-Typ*, Beispiel Chile) ist das umgekehrt; eine starke mechanische Kopplung und eine große Konvergenzrate führen zu einem großen Akkretionskeil, einem stark verfüllten Tiefseeegraben, starken Erdbeben und zu einer großen tektonischen Hebung und Einengung des Backarc-Bereichs der oberen Platte. Der Vulkanismus ist intermediär bis sauer.
- Randbecken (im Backarc-Bereich) können auf zwei Arten entstehen: *Neugebildete Randbecken* entstehen durch Extension bzw. Neubildung von Kruste hinter Low-Stress-Subduktionszonen; es kommt zu einer Ausdünnung der Kruste, und in den zahlreichen Intrusionen finden sich Randbecken-Basalte (BABB, back arc basin basalt), welche den MORBs sehr ähnlich sind. Davon zu unterscheiden sind *eingefangene Randbecken*; das passiert, wenn ein Terran (nicht subduzierbares ozeanisches Lithosphärenfragment) auf die Subduktionszone zuwandert. Nachdem dieses zu leicht ist, wird es von seinem Untergrund abgeschert, aber blockiert anschließend den Subduktionsprozess wie ein Bremsklotz vor dem Akkretionskeil – die Low-Stress-Subduktionszone wird zu einer High-Stress-Subduktionszone. Wenn anschließend die Subduktion

zum Erliegen kommt und z.B. ein Polaritätswechsel einsetzt (d.h. die subduzierte Platte wird zur überfahrenden Platte und umgekehrt), so dass es zu einer neuen Subduktionszone kommt, wird die Kruste zwischen dem Terran und dem magmatischen Bogen zur neuen Extensionszone, weil sowohl der Bogen als auch das Terran dicker und damit stabiler sind. Das neue Randbecken ist also kein bereits vorhandener Krustenteil, der ausgedünnt wurde, sondern jener flache Bereich, der durch die alte Subduktion vor dem Terran herangeschoben wurde.

- *Terrane*: Während schwere ozeanische Kruste subduziert wird, werden leichte Gesteine (oft felsisch oder besonders warm) abgeschert und akkretioniert – z.B. inaktive magmatische Bögen, ozeanische Plateaus, aseismische Rücken, verdünnte kontinentale Krustenfragmente oder Teile ozeanischer Inselketten. Das akkretionierte Material ist ein tektonischer Fremdkörper und unterscheidet sich lithologisch-stratigraphisch stark von seiner Umgebung.
- Die Entwicklung eines Terrans beginnt mit der *Dispersion* einer großtektonischen Einheit. So findet man oft für mehrere Terrane ein gemeinsames Dispersionszentrum. Ist die Herkunft eines Terrans unklar, spricht man von einem *exotischen Terran*; lassen sich dagegen Gemeinsamkeiten mit der Großplatte, an die es angelagert wurde, feststellen, ist es ein *proximales Terran*. Wenn es zu einer *Verschweißung* mehrerer Terrane vor deren Anlagerung an die Großplatte kommt, handelt es sich um ein *zusammengesetztes Terran*. Nach der Akkretion mehrerer Terrane an eine Großplatte und deren weitere Überprägung spricht man von einer *Terran-Collage*.
- Datieren kann man das Anlegen (docking) eines Terrans anhand von *Nahtplutonen*, welche die Nahtstellen des Terrans mit seiner Umgebung diskordant durchschlagen; eine weitere Möglichkeit sind *Überlappungsabfolgen*, welche sowohl das Terran als auch seine Umgebung überlappen.

## 9 Kollisionszonen

- Kollision ist das Endstadium einer konvergenten Bewegung, wenn sämtliche ozeanische Kruste subduziert wurde und dann kontinentale Kruste aufeinander trifft; dabei kommt es zur *Delamination*, d.h. die schweren subkrustalen Anteile der Lithosphäre sinken in den Mantel ab, während die leichten Bestandteile davon abgetrennt werden, verdickt werden und daraufhin isostatisch aufsteigen. Darum bezeichnet man Kollisionszonen als *Orogene*, und den Vorgang der Einengung und Gebirgsbildung als *Orogenese*.
- Die Orogenese ist mit starken Abscherbewegungen verbunden, sowohl bei Überschiebungen als auch bei seitlichen Fluchtbewegungen, welche zu Blattverschiebungen führen. In der Oberkruste kommt es dabei zur Translation und Rotation diskreter Schollen; diese Relativbewegungen führen zu einer räumlich breit gestreuten Seismizität.
- Die nach der Kollision sichtbaren Reste der Ozeane zwischen beiden Kontinentalplatten bezeichnet man als *Geosutur*.
- Die tektonische Auflast der überschobenen Decken führt zu einer isostatischen Absenkung der Vorland-Lithosphäre, es entstehen *Vorlandbecken*. Deren Form hängt von der Biegefestigkeit der Lithosphäre ab – ist diese biegsam, entstehen schmale, tiefe Becken, ansonsten breite, flache Becken. Die Mächtigkeit der Sedimentfüllung dieser Becken verringert sich mit zunehmendem Abstand vom Gebirge, daher die Bezeichnung *klastische Keile*. Die tieferen Teile bestehen meist aus monotonen Turbidit-Abfolgen (*Flysch*), die höheren aus grobkörnigen paralic-fluviatilen Abfolgen (*Molasse*).

## 10 Präkambrische Krustenentwicklung

- Präkambrische tektonische Gürtel findet man in den *Schilden* von Nordamerika (kanadischer Schild), Afrika, Westaustralien, Indien, Ostasien (Aldan-Schild), Skandinavien und Südamerika (brasilianischer Schild).

- Die präkambrische Krustenentwicklung erfolgte in zwei Phasen, dem *Archaikum* und dem *Proterozoikum*.
- Am Ende des Archaikums kam es zur ersten Konsolidierung größerer kontinentaler Krustenbereiche; diese Kerne spätarchaischer Großkontinente werden *Kratone* genannt. Auf diese wurden im Proterozoikum lineare Orogengürtel mit neugebildeter Kruste überschoben bzw. archaische Kruste wurde metamorph überprägt.
- Die ältesten Gesteine sind ca. 4 Mrd. Jahre alt; Meteoriteneinschläge und starke Differenziation in Kruste/Mantel sorgten für einen starken vertikalen Materialaustausch, so dass ältere Gesteine an der Oberfläche nicht erhalten sind. Die alten Gesteine sind am besten erhalten in den Grünsteingürteln der alten Schilde.
- An erodierten proterozoischen Orogenen sieht man, dass damalige Kollisionsszonen ähnlich wie heutige aufgebaut sind.