

Carinthia II	180./100. Jahrgang	S. 127–180	Klagenfurt 1990
--------------	--------------------	------------	-----------------

Plattentektonik – eine faszinierende und revolutionierende Entdeckung in den Erdwissenschaften

Von Karl KRAINER, Innsbruck

Mit 25 Abbildungen

VORWORT

Das Konzept der Plattentektonik, das zu Beginn der sechziger Jahre entwickelt wurde, hat zu einer wahren Revolution in den Erdwissenschaften geführt und uns ein ganz neues Bild von der Entstehung und Dynamik unserer Erde vermittelt. Ozeane entstehen und vergehen, Kontinente driften, zerbrechen, prallen aufeinander und formen riesige Gebirgsketten. Das Entstehen von Tiefseegräben, Vulkanismus, Erdbeben, Metamorphose und vieles mehr sind letztlich das Ergebnis plattentektonischer Prozesse.

Die zu diesem Thema inzwischen veröffentlichte Literatur ist heute auch für den Fachmann kaum mehr überblickbar und für den geologisch Interessierten meist nur sehr schwer zugänglich. Zusammenfassende Darstellungen gibt es nur wenige, und diese fast ausnahmslos in englischer Sprache. Dies führte letztlich zur Entstehung der vorliegenden Arbeit, die eine stark verkürzte und überarbeitete Fassung einer Vorlesung über Plattentektonik des Verfassers an der Universität Innsbruck darstellt. Der Verfasser hat dabei versucht, die wesentlichsten und für den Leser interessantesten Aspekte der Plattentektonik in knapper und möglichst anschaulicher Form darzustellen. Im Literaturverzeichnis findet der Leser eine Auswahl an klassischen und zusammenfassenden, teilweise leicht verständlichen weiterführenden Werken zu diesem Thema.

EINE IDEE WIRD GEBOREN

Die Entstehung und Verteilung von Ozeanen und Kontinenten, die Bildung von Gebirgen, das Auftreten von Vulkanismus und Erdbeben in bestimmten Zonen der Erde – das sind einige der grundlegenden Fragen

der Geologie, auf die die Erdwissenschaftler bis in die späten fünfziger Jahre keine befriedigende Antwort fanden, obwohl zahlreiche Theorien dazu aufgestellt wurden.

Erst das Konzept der Plattentektonik (*plate tectonics*), eine der größten Entdeckungen der letzten Jahrzehnte in den Naturwissenschaften, bot eine plausible Erklärung zu vielen der bislang nur unzulänglich beantworteten Fragen.

Bevor jedoch in den folgenden Kapiteln das Konzept der Plattentektonik näher vorgestellt werden soll, darf nicht unerwähnt bleiben, daß einige grundlegende Gedanken der modernen Plattentektonik bereits in der ersten Hälfte dieses Jahrhunderts in Deutschland und vor allem in Österreich geboren wurden, und zwar von Alfred WEGENER, Professor für Meteorologie und Geophysik an der Universität Graz von 1924–1930, von Otto AMPFERER aus Innsbruck, Direktor der Geologischen Bundesanstalt in Wien von 1935–1937, und von Robert SCHWINNER aus Graz.

Alfred WEGENER entwickelte die Hypothese der Kontinentalverschiebung, die er 1912 erstmals der Öffentlichkeit vorstellte und in seinem Werk „Die Entstehung der Kontinente und Ozeane“ niederschrieb.

Nach WEGENERS Hypothese driften die leichten, „sialischen“ Kontinentschollen über dem dichteren, „simatischen“ Untergrund. Die Driftbewegungen der Kontinentschollen werden durch die durch die Erdrotation verursachte Gezeitenreibung und Polfluchtkräfte ausgelöst. WEGENERS Kontinentalverschiebungshypothese wurde jedoch von der Fachwelt fast durchwegs abgelehnt und geriet bald in Vergessenheit.

Otto AMPFERER, der sich intensiv mit dem Bau der Alpen, speziell mit dem Deckenbau in den Nördlichen Kalkalpen befaßte, konnte sich den Gebirgsbau in Falten- und Deckengebirgen nur durch „Unterströmungen“ im Erdmantel vorstellen und entwickelte die „Unterströmungstheorie“ (1906) und sprach auch bereits von „Verschluckungszonen“, in denen Krustenmaterial wieder in die Tiefe gezogen wird.

Robert SCHWINNER hat die Gedanken AMPFERERS aufgenommen und zur „Konvektionsströmungstheorie“ (Ausgleichsbewegungen im Erdmantel, ausgelöst durch radioaktiven Zerfall) ausgebaut.

Die damals revolutionierendsten, seiner Zeit weit vorausseilenden Gedanken, publizierte AMPFERER 1941 („Gedanken über das Bewegungsbild des atlantischen Raumes“) nach vorliegen der Ergebnisse von Echolotungen, die vom deutschen Forschungsschiff „Meteor“ in den Jahren zuvor im Atlantik durchgeführt wurden und zur Entdeckung des mittelatlantischen Rückens führten. AMPFERER erklärte diesen Rücken mit dem Aufdringen tieferer Massen infolge von „Unterströmungen“, wodurch ein zweiseitig symmetrischer Ozean entsteht. Darüber hinaus erklärte AMPFERER den

bogenförmigen Verlauf der Kleinen Antillen und der Südantillen sowie deren vorgelagerte Tiefseerinnen („Verschluckungsrinnen“ bei AMPFERER) durch eine Verschluckungszone, in der die „Unterströmung“ wieder in die Tiefe sinkt und dadurch eine Verschluckungsrinne bildet.

Die von AMPFERER in ihren Grundzügen erkannten Prozesse im Bereich der mittelozeanischen Rücken nennen wir heute „Ozeanbodenspreizung“ (*sea-floor spreading*) und jene im Bereich von Inselbögen „Subduktion“. Diese grundlegenden Prozesse der Plattentektonik wurden also bereits 20 Jahre vorher vom großen österreichischen Geologen Otto AMPFERER erkannt, damals von ihm nur anders benannt und von der Fachwelt leider kaum wahrgenommen.

Erst 1962 entwickelte H. H. HESS von der Princeton University, gestützt auf die in der Zwischenzeit durch die intensive Erforschung der Ozeanböden gewonnenen Erkenntnisse das Modell der „Ozeanbodenspreizung“ (*sea-floor spreading*), das in der Folge von einer Reihe von Erdwissenschaftlern, zu nennen sind hier u. a. A. COX, J. F. DEWEY, R. S. DIETZ, J. R. HEIRTZLER, B. C. HEEZEN, D. P. MCKENZIE, W. J. MORGAN, F. J. VINE, D. H. MATTHEWS, J. T. WILSON, zum Konzept der Plattentektonik ausgebaut wurde.

Die Plattentektonik ist im Gegensatz zu allen vorhergehenden, durchwegs fixistischen Hypothesen (Ausnahme: WEGENERS Kontinentalverschiebungstheorie) eine extrem mobilistische Hypothese, wobei die Antriebskräfte für die Verschiebung einzelner Krustenteile – im Gegensatz zu WEGENERS Theorie – im oberen Erdmantel in Form von Konvektionsströmungen angenommen werden. Die Plattentektonik geht zurück auf die Entdeckung der mittelozeanischen Rücken und den dort stattfindenden Mechanismus der „Ozeanbodenzergleitung“.

Nach dem Konzept der Plattentektonik werden starre, größere oder kleinere, durchschnittlich etwa 100 km dicke Schollen oder „Platten“ (daher „Plattentektonik“) der Lithosphäre langsam und stetig auf der fließfähigen Asthenosphäre bewegt.

Im Bereich der mittelozeanischen Rücken wird durch „sea-floor spreading“ neue, nach beiden Seiten vom Rücken wegdriftende ozeanische Kruste gebildet. Nachdem die Erde jedoch an Umfang nicht zunimmt, muß an anderer Stelle im selben Ausmaß Krustenmaterial wieder abgebaut, dem Erdmantel zugeführt und dort aufgeschmolzen werden. Dies geschieht im Bereich der sog. „Subduktionszonen“, wo zwei Platten aufeinanderstoßen und die schwerere, ozeanische Platte unter die leichtere, kontinentale Platte geschoben („subduziert“) und somit wieder dem Mantel zugeführt wird. Diese Bereiche sind durch Tiefseerinnen, Gebirgsbildung, Vulkanismus und Erdbebenrätigkeit charakterisiert.

In den folgenden Kapiteln sollen diese Prozesse näher dargestellt werden.

AUFBAU UND ZUSAMMENSETZUNG DER ERDE

Die Erdkruste wird in sieben Großschollen oder Platten (Pazifische, Nord- und Südamerikanische, Eurasische, Afrikanische, Antarktische und Australische Platte), eine Reihe von mittelgroßen (z. B. Nasca, Cocos, Karibische, Arabische, Iranische Platte) und kleine, sog. Mikroplatten (z. B. Karnische, Apulische, Adriatische Mikroplatte im mediterranen Raum) gegliedert (Abb. 1).¹⁾

Zwischen den einzelnen Platten unterscheidet man drei Typen von Plattengrenzen:

- a) Mittelozeanische Rücken (divergierende Plattengrenzen)
- b) Subduktionszonen (konvergierende Plattengrenzen)
- c) Transformstörungen (konservierende Plattengrenzen)

Sämtliche tektonische Aktivitäten der Platten sind an deren Ränder gebunden, daher bilden die Plattengrenzen seismisch aktive Zonen mit häufiger Erdbebenaktivität und aktiven Vulkanismus dar, während innerhalb der Platten solche Prozesse kaum in Erscheinung treten.

Zum besseren Verständnis der plattentektonischen Prozesse ist es auch notwendig, die interne Struktur und Zusammensetzung der Erde kurz zu beleuchten.

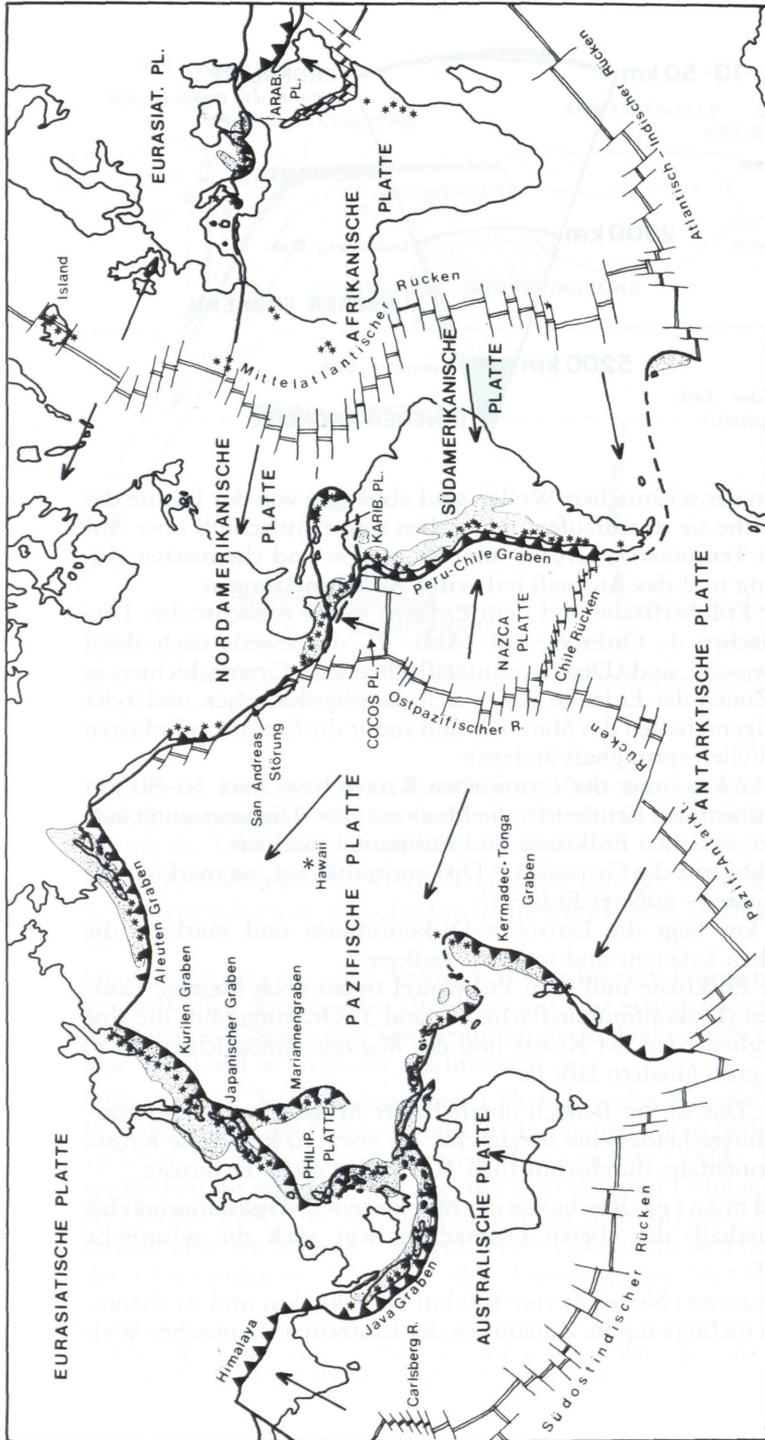
Interne Struktur der Erde

Die interne Struktur kann nur durch indirekte Untersuchungsmethoden – in erster Linie geophysikalische Methoden wie Seismik, Gravimetrie – untersucht werden.

Auf Grund seismischer Beobachtungen ist der schalenförmige Aufbau der Erde (Erdkruste – Erdmantel – Erdkern, Abb. 2) schon lange bekannt. Allerdings sind die einzelnen Schalen nicht homogen aufgebaut und besitzen auch keine strenge Kugelgestalt.

Aus den Laufzeitkurven seismischer Wellen, die bei Erdbeben oder künstlichen Sprengungen angeregt werden, erkennt man, daß sich die Geschwindigkeit seismischer Wellen in bestimmten Tiefen sprunghaft ändern. Im allgemeinen nimmt die Geschwindigkeit seismischer Wellen mit zunehmender Tiefe zu, doch gibt es in einem bestimmten Tiefenbereich eine Ausnahme. Dort nimmt die Geschwindigkeit kurzzeitig sogar ab. Daraus schließt man, daß es in diesem Bereich, der als seismische Inversionszone (*low velocity zone*) bezeichnet wird und auch eine erhöhte elektrische Leitfähigkeit zeigt, zu einer teilweisen Aufschmelzung des Materials kommt. Diese Zone ist für die plattentektonischen Prozesse von außerordentlicher Bedeutung.

¹⁾ Die meisten Platten bestehen sowohl aus kontinentaler als auch aus ozeanischer Kruste. Daneben gibt es Platten, die nur aus ozeanischer Kruste bestehen (z. B. Pazifische Platte).



MITTELZEANISCHE RUCKEN MIT TRANSFORM STORUNGEN *** VULKANE**
ERDBEBENZONEN MIT TIEFEN BEBENHERDEN **SUBDUKTIONSZONEN**

Abb. 1: Die Lithosphäre der Erde ist in einzelne „Platten“ gegliedert, die sich gegeneinander bewegen. Die Pfeile geben die Bewegungsrichtung der einzelnen Platten an. Plattengrenzen werden durch mittelozeanische Rücken, Transform-Störungen und Subduktionszonen markiert. Aktiver subaerischer Vulkanismus und Erdbebenaktivität mit sehr tief gelegenen Bebenherden sind fast ausschließlich an die Subduktionszonen gebunden.

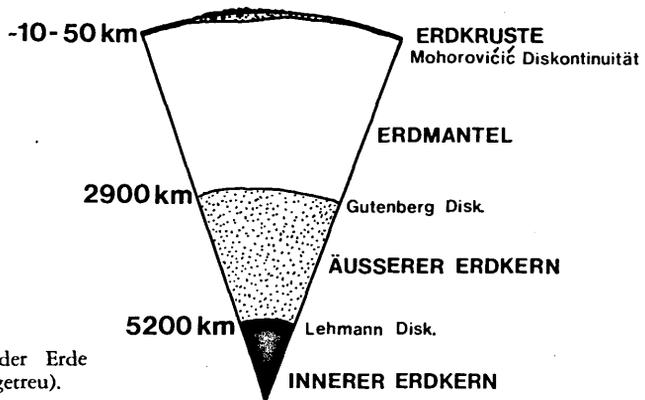


Abb. 2:
Schalenbau der Erde
(nicht maßstabsgetreu).

Die Laufzeiten der seismischen Wellen sind abhängig von der Dichte des Materials, welche sie durchlaufen, und geben somit Aufschluß über Änderungen von Temperatur, Druck, mineralogischer und chemischer Zusammensetzung und das Ausmaß teilweiser Aufschmelzungen.

Zwischen der Erdoberfläche und dem Erdkern treten zunächst drei Diskontinuitätsflächen 1. Ordnung auf (Abb. 2), die jeweils nach ihren Entdeckern benannt sind (Diskontinuitätsflächen sind Grenzschichten in den tieferen Zonen der Erde, an denen sich die physikalischen und/oder chemischen Eigenschaften des Materials und somit die Geschwindigkeiten seismischer Wellen sprunghaft ändern):

a) Max. 10–12 km unter der ozeanischen Kruste bzw. max 50–80 km unter der kontinentalen Kruste tritt die **MOHOROWIČIĆ-Diskontinuität** auf, die die Grenze zwischen Erdkruste und Erdmantel markiert.

b) Bei 2900 km tritt die **GUTENBERG-Diskontinuität** auf, sie markiert die Grenze Erdmantel – äußerer Erdkern.

c) bei 5200 km liegt die **LEHMANN-Diskontinuität** und markiert die Grenze zwischen äußerem und innerem Erdkern.

Innerhalb der Erdkruste und dem Erdmantel treten noch kleinere Laufzeitänderungen (Diskontinuitätsflächen 2. und 3. Ordnung) auf, die eine weitere Untergliederung der Kruste und des Mantels ermöglichen, sodaß sich die Erde grob gliedern läßt in:

Erdkruste: Das ist der Bereich oberhalb der **MOHOROWIČIĆ-Diskontinuität**. Man unterscheidet eine ozeanische, bis etwa 10 km dicke Kruste und eine kontinentale, durchschnittlich 30–50 km dicke Erdkruste.

Oberer Erdmantel: Reicht von der **MOHOROWIČIĆ-Diskontinuität** bis 400 km. Innerhalb des oberen Erdmantels liegt auch die seismische Inversionszone.

Übergangszone: Sie reicht von 400 km bis 1000 km und ist charakterisiert durch mehrere rapide Zunahmen der Laufzeiten seismischer Wellen.

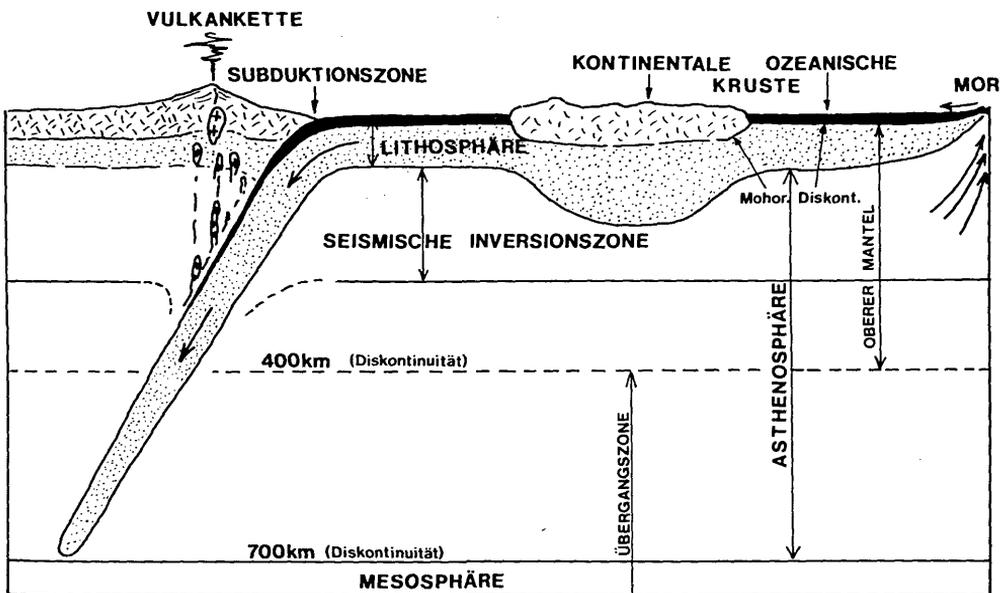


Abb. 3: Aufbau der Erdkruste und des oberen Erdmantels (stark vereinfacht, umgezeichnet nach DEWEY, 1983).

Unterer Erdmantel: Reicht von 1000 km bis zur GUTENBERG-Diskontinuität und ist charakterisiert durch eine relativ konstante Zunahme der Laufzeiten seismischer Wellen.

Äußerer Erdkern: Reicht von 2900 km bis 5200 km, wird von S-Wellen (Scherwellen) nicht durchlaufen und daher als flüssig angenommen.

Innerer Erdkern: Reicht von 5200 km bis zum Erdmittelpunkt, wird von S-Wellen durchlaufen, allerdings mit sehr geringen Geschwindigkeiten. Demnach liegen die Temperaturen in der Nähe des Schmelzpunktes bzw. der Kern ist teilweise geschmolzen.

Basierend auf dem rheologischen²⁾ Verhalten des Materials wird in der Plattentektonik die Erdkruste und der Erdmantel untergliedert in Lithosphäre, Asthenosphäre und Mesosphäre (Abb. 3). Die Lithosphäre besteht aus der Erdkruste und dem obersten Erdmantel und ist bis zu 150 km dick. Die Asthenosphäre reicht dann bis etwa 700 km Tiefe, umfaßt also den tieferen Teil des Oberen Erdmantels und den oberen Teil der Übergangsdiskontinuität. Innerhalb der Asthenosphäre liegt die seismische

²⁾ Rheologie befaßt sich mit den Deformationen des Materials unter der Einwirkung formverändernder Kräfte (tektonische Deformationen).

Inversionszone, die rund 150 km dick ist. Die Mesosphäre umfaßt schließlich den tieferen Teil der Übergangszone und den unteren Erdmantel. Die Lithosphäre besitzt eine hohe Viskosität, kann daher auf tektonische Spannungen nur durch Bruch reagieren, was zur Zerlegung der Lithosphäre in einzelne Platten („Lithosphärenplatten“) führt.

Die Asthenosphäre, besonders die seismische Inversionszone, zeigt eine reduzierte Viskosität, infolge teilweiser Aufschmelzung kommt es zu zähen Fließvorgängen und thermischen Konvektionsströmungen. Dagegen sind in der unteren Asthenosphäre, vor allem in der Mesosphäre die Werte der Viskosität wieder erhöht, so daß Fließvorgänge dort kaum denkbar sind.

Zusammensetzung von Erdkruste und Erdmantel

Innerhalb der Erdkruste unterscheidet man grob zwischen einer ozeanischen und einer kontinentalen Kruste. Darüber hinaus lassen sich noch eine Reihe verschiedener Krustentypen wie Schilde, Kratone, Orogengürtel, Kontinentale Riftsysteme, vulkanische Inseln, Inselbögen, Tiefseegräben, ozeanische Becken, mittelozeanische Rücken, Randmeeresbecken und Inlandmeeresbecken unterscheiden.

Chemisch und mineralogisch bestehen deutliche Unterschiede zwischen ozeanischer und kontinentaler Erdkruste.

Die kontinentale Kruste besteht im wesentlichen aus sauren bis intermediären Gesteinen mit einem durchschnittlichen spez. Gewicht von etwa 2.7 g/cm^3 . Dagegen besteht die ozeanische Kruste aus basischen Gesteinen mit einem spez. Gewicht von etwa 3.0 g/cm^3 . Die ozeanische Kruste ist also deutlich schwerer als die kontinentale, daher wird auch immer nur ozeanische Kruste subduziert.

Auch in der Mächtigkeit und im Alter bestehen wesentliche Unterschiede. Die ozeanische Kruste, maximal rund 10 km dick, ist sehr jung (höchstens Jura, also höchstens rund 200 Millionen Jahre), während die kontinentale Kruste bis zu 80 km dick und bis zu mindestens 4 Milliarden Jahre alt ist.

Die durchschnittliche Zusammensetzung der oberen kontinentalen Erdkruste entspricht einem Granodiorit-Quarzdiorit (Minerale: Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat, Biotit, Hornblende), die der oberen ozeanischen Kruste entspricht einem Basalt tholeiitischer Zusammensetzung (rund 50% Plagioklas, 35% Pyroxen, 5% Olivin, 10% Fe-Oxide wie Ilmenit, Magnetit). Die Ursache der MOHORoviČIĆ-Diskontinuität liegt entweder in einer Phasenänderung von gabbroiden Gesteinen der unteren Erdkruste zu Eklogit (gleiche chemische Zusammensetzung wie Gabbro, aber höhere Dichte) oder, was wahrscheinlicher ist, in einer chemischen Änderung von gabbroiden (basischen) Gesteinen der unteren Kruste zu ultrabasischen Gesteinen des oberen Erdmantels.

Die mineralogische und chemische Zusammensetzung des Erdmantels ist nur schwer zu erfassen, da dieser Bereich einer direkten Untersuchung nicht zugänglich ist. Mit folgenden Untersuchungsmethoden läßt sich die Zusammensetzung des Erdmantels annähernd bestimmen:

- Geschwindigkeitsverteilung (Laufzeitkurven) seismischer Wellen
- Experimentelle petrologische Hochdruck-Hochtemperaturuntersuchungen im Labor
- Stoßwellenexperimente an verschiedenen Gesteinstypen bekannter Zusammensetzung
- Geochemische Untersuchungen von Meteoriten und ultramafischen (ultrabasischen) Gesteinen.

Aus verschiedenen Beobachtungen weiß man, daß ultramafische³⁾ Gesteine (z. B. Peridotit, Dunit, Lherzolith) große Teile des Mantels aufbauen. Diese Gesteine bestehen zu mehr als 70% aus Fe- und Mg-reichen Mineralen wie Pyroxen, Olivin, Granat.

Die wohl wichtigsten Hinweise auf die Zusammensetzung des Mantels liefern Diamant und ultramafische Einschlüsse (Xenolithe) in Kimberliten und einigen Basalten, v. a. Alkalibasalten.

Kimberlite, bekannt auf Grund ihrer Diamantführung, drangen als Gemenge von festen Gesteinsbrocken, geschmolzenem Material und Gas in einem Schlot empor und durchschlugen in einer kurzen, heftigen vulkanischen Explosion die Erdkruste.

Diamant ist die Hochdruckmodifikation des Kohlenstoffs, die nur in großer Tiefe unter entsprechenden Druckbedingungen gebildet werden kann und als Einsprenglinge in den Kimberliten an die Erdoberfläche gelangte, d. h. der Diamant stammt aus Tiefen von mehr als 150 km, also aus dem oberen Erdmantel.

In Diamantkristallen hat man vereinzelt Einschlüsse von anderen Mineralen wie Diopsid, Enstatit, Granat, Ilmenit, Cr-Spinell, Chromit gefunden. Diese Minerale können ebenfalls nur im Erdmantel entstanden sein und geben uns somit gute Hinweise auf mögliche Mineralparagenesen im Mantel.

Daneben treten in den Kimberliten Einschlüsse (Xenolithe) ultramafischer Gesteine wie Peridotit, Spinell- und Granat-Lherzolith, z. T. ebenfalls mit Diamant auf. In verschiedenen Basalten finden sich ebenfalls Xenolithe von Dunit, Spinell- und Granat-Lherzolith sowie Granat-Pyroxenit, woraus man schließt, daß vor allem Granat- und Spinell-führende Peridotite und Lherzolite die wichtigsten Gesteinstypen im oberen Erdmantel darstellen mit Olivin, Pyroxen, Granat und Spinell als häufigste Minerale.

³⁾ Gleichbedeutend mit ultrabasisch. Mafisch = Bezeichnung für dunkle Mg-Fe-Silikate wie Amphibol, Pyroxen, Olivin usw.

Zusammensetzung der wichtigen ultramafischen Mantelgesteine:

Peridotit besteht aus Mg-reichem Olivin und Pyroxen. Einige Peridotite führen auch Spinell, Granat usw. (Spinell-Peridotit, Granat-Peridotit). **Lherzolith** ist eine Peridotitvarietät mit annähernd gleich großen Anteilen von Orthopyroxen und diopsidischem Augit, akzessorisch kann auch Mg-Granat und Spinell enthalten sein.

Dunit besteht fast ausschließlich aus Mg-reichem Olivin.

Pyroxenit besteht fast ausschließlich aus Pyroxen, untergeordnet können auch andere Minerale wie Granat (Granat-Pyroxenit) enthalten sein. Im oberen Erdmantel tritt Olivin zu rund 90% als Forsterit (Mg_2SiO_4) auf.

Experimentelle Untersuchungen im Labor haben gezeigt, daß bei etwa $1000^\circ C$ und etwa 109 Kb (Kilobar) Forsterit in Ringwoodit (γ -Spinell) und dieser bei 116 Kb in β -Spinell übergeht. Diese Phasenänderung (Chemismus bleibt gleich, nur das Kristallgitter ändert sich) von einer Olivinstruktur zu einer Spinellstruktur ist mit einer Dichtezunahme von rund 10% verbunden.

Die genannten Druck-Temperaturbedingungen werden in ungefähr 400 km Tiefe erreicht und die sprunghafte Geschwindigkeitszunahme seismischer Wellen in dieser Tiefe stimmt relativ gut mit einer zehnpromzentigen Dichtezunahme des Materials überein, so daß diese Phasenänderung Olivin \rightarrow Ringwoodit \rightarrow β -Spinell als Ursache der 400-km-Diskontinuität angenommen wird.

Aus anderen experimentellen Untersuchungen geht hervor, daß bei Druck-Temperatur-Bedingungen, die einer Tiefe von rund 350 km entsprechen, Al-Pyroxen zu Majorit, einem Mineral mit granatähnlicher Struktur, umgewandelt wird, wobei es dabei ebenfalls zu einer Dichtezunahme von rund 10% kommt. Majorit wurde auch in einigen chondritischen Meteoriten gefunden und es wird für durchaus möglich gehalten, daß die Geschwindigkeitszunahme seismischer Wellen, die manchmal schon bei rund 350 km einsetzt, mit dieser Phasentransformation Pyroxen \rightarrow Majorit zusammenhängt.

Spinell und Majorit (Granat) sind also vermutlich die dominierenden Minerale der oberen Übergangszone.

Die 650–700-km-Diskontinuität innerhalb der Übergangszone ist wohl ebenfalls mit Phasenänderungen zu Mineralen mit noch dichterem Packung verbunden. Folgende Phasenübergänge werden u. a. für möglich gehalten: (Mg, Fe) Granat \rightarrow (Mg, Fe) SiO_3 mit Ilmenit- oder Perovskit-Struktur (Mg, Fe) SiO_4 -Spinell \rightarrow (Mg, Fe) SiO_3 mit Ilmenitstruktur + MgO mit Periklasstruktur.

Der untere Mantel ist schließlich noch dichter als ein Gestein mit Granat-Peridotit-Zusammensetzung. Ursache dafür können Phasenänderungen zu Mineralen mit noch dichterem Packung als jene der Oxide oder eine Zunahme im Fe/Mg-Verhältnis im unteren Mantel sein. Die Diskonti-

nuitäten und damit verbundenen sprunghaften Änderungen in den seismischen Wellengeschwindigkeiten im Erdmantel sind also im wesentlichen auf Phasenänderungen zu Mineralen mit immer dichterem Packung des Kristallgitters und einer damit verbundenen Dichtezunahme zurückzuführen.

SEA-FLOOR SPREADING UND GESTEINSMAGNETISMUS

Sea-floor Spreading ist jener Prozeß, durch den im Bereich der Zentralgräben der mittelozeanischen Rücken durch Zufuhr basaltischer Schmelzen aus dem obersten Erdmantel laufend ozeanische Kruste neu gebildet wird und nach beiden Seiten vom Rücken wegdriftet. Während der Ozeanboden auseinanderdriftet, können kontinentale Platten passiv mitverfrachtet werden (Abb. 4).

Der Raumgewinn durch die Bildung neuer ozeanischer Kruste wird durch Subduktion von ozeanischer Kruste im Bereich der Tiefseegräben wieder ausgeglichen.

Diesen Mechanismus des sea-floor spreading hat H. H. HESS 1962 erstmals aufgestellt, den Begriff „sea-floor spreading“ hat schon ein Jahr zuvor DIETZ verwendet.

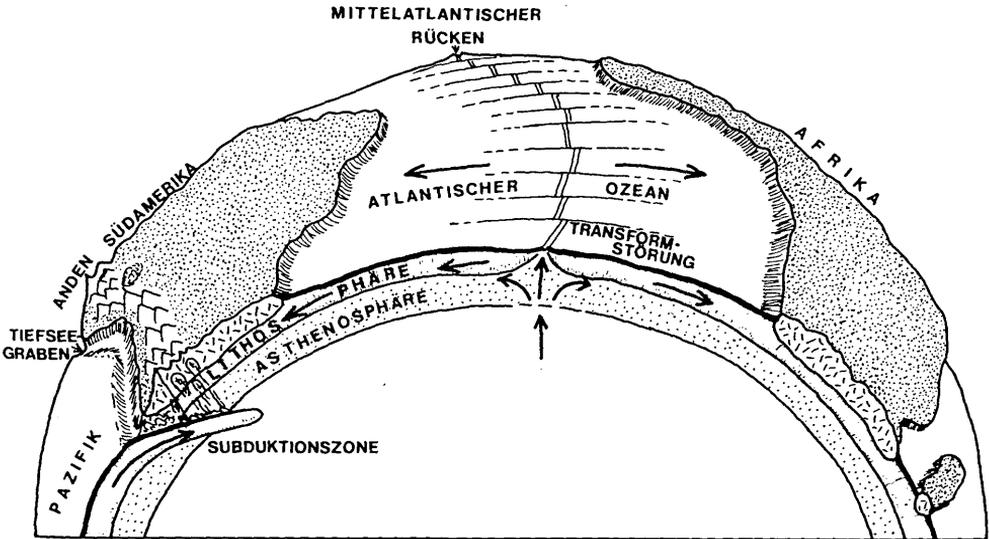


Abb. 4: Schematische Darstellung der Lithosphärenbewegungen beiderseits des mittelozeanischen Rückens, ausgelöst durch Sea-floor Spreading, im Bereich des südlichen Atlantik (umgezeichnet nach WYLLIE, 1976).

Den überzeugendsten Beweis für den Mechanismus des sea-floor spreading lieferten die linearen magnetischen Anomalien, die beiderseits der mittelozeanischen Rücken parallel zu diesen verlaufen. VINE & MATTHEWS (1963) nahmen erstmals an, daß diese alternierenden Streifen positiver und negativer magnetischer Anomalien aus der abwechselnd normal und invers magnetisierten Basaltschicht der ozeanischen Kruste stammen. Wie entsteht nun dieser Gesteinsmagnetismus? Die Erde verhält sich bekanntlich wie ein großer Magnet (Dipol), besitzt also einen magnetischen Nord- und Südpol sowie ein dazugehörendes Magnetfeld.

Zunächst glaubte man lange daran, daß der Erdkern einen großen, permanenten Magnet darstellt. Da von den Metallen im wesentlichen nur Fe und Ni permanente Magnete sein können und der Erdkern fast ausschließlich aus diesen beiden Materialien besteht, schien diese Erklärung ganz plausibel. Allerdings verlieren alle Materialien ihren Magnetismus, wenn sie über eine bestimmte Temperatur, die CURIE-Temperatur, erhitzt werden. Und diese liegt für Fe bei 770 °C und für Ni bei 358 °C. Da im Erdkern und auch im Erdmantel viel höhere Temperaturen herrschen, kann der Gesteinsmagnetismus nicht die Ursache für das Magnetfeld der Erde sein, Gesteinsmagnetismus kann nur in den obersten Bereichen der Erdkruste entstehen.

Heute weiß man mit ziemlicher Sicherheit, daß das Magnetfeld der Erde zwar im äußeren Erdkern entsteht, jedoch nicht durch Gesteinsmagnetismus, sondern durch eine Art Dynamomechanismus. Durch unterschiedlich schnelle Rotation von Erdkern und Erdmantel (der Erdkern ist wesentlich schwerer und daher träger, rotiert daher etwas langsamer als der untere Erdmantel, und zwar vermutlich um rund 80 m pro Tag) und die damit verbundene Reibung entstehen elektrische Ströme, die das Magnetfeld der Erde induzieren.

Im Bereich der mittelozeanischen Rücken werden nun magnetisierbare Minerale, die aus den dort aufdringenden Schmelzen auskristallisieren, beim Abkühlen unter die Curie-Temperatur vom Magnetfeld der Erde in Richtung des gerade herrschenden Erdmagnetfeldes magnetisiert, d. h. die Minerale werden selbst zu kleinen Magneten. Auf diese Weise entsteht der Gesteinsmagnetismus in der oberen Basaltschicht der ozeanischen Kruste. Da sich das Magnetfeld der Erde in bestimmten geologischen Zeitabständen umpolt, d. h. magnetischer Nord- und Südpol ihre Lage wechseln („Polsprünge“), entsteht dann, wenn sich die magnetisierte ozeanische Kruste spaltet und beiderseits vom mittelozeanischen Rücken wegdriftet, auf beiden Seiten des Rückens annähernd dasselbe magnetische Streifenmuster.

In Gesteinen treten als magnetisierbare Minerale hauptsächlich Fe-Oxide (Magnetit, Titanomagnetit, Hämatit, Ilmenit), untergeordnet Fe-Hydroxide (Goethit, Lepidokrokit) und das Fe-Sulfid Pyrrhotin (Magnetkies) auf. Die einzelnen paläomagnetischen Streifen, die als „Polaritätsinter-

valle“ bezeichnet werden, können durch absolute Altersdatierungen der Gesteine und mit Mikrofossilien aus darüberliegenden Tiefseesedimenten datiert werden. Auf diese Weise hat man für die jüngere Erdgeschichte eine „Geomagnetische Zeitskala“ aufgestellt, die durch laufende Untersuchungen ständig ergänzt und verfeinert wird.

Den Antriebsmotor für den Mechanismus des sea-floor spreading sieht man in den Konvektionsströmungen, die im Erdmantel ablaufen. Konvektionsströmungen sind eine Art Ausgleichsströmungen, als Ursache werden u. a. radioaktiver Zerfall, Temperatur- und Dichteunterschiede, Turbulenzerscheinungen angenommen.

Bezüglich der Art und Weise, in der diese Konvektionsströmungen im Erdmantel ablaufen, gibt es mehrere Ansichten.

a) Tiefreichende Konvektionsströmungen wurden schon vor der sea-floor-spreading-Theorie angenommen. Nach dieser Vorstellung erfassen die Konvektionsströmungen den gesamten Mantel, steigen im Bereich der mittelozeanischen Rücken auf und schieben die Lithosphärenplatten mit den passiv daraufliegenden Kontinenten auseinander. Allerdings weisen geophysikalische Daten darauf hin, daß der untere Mantel für solche tiefreichenden Konvektionsströmungen wahrscheinlich zu starr ist.

b) Viel wahrscheinlicher sind daher flache Konvektionsströmungen, die nur die Asthenosphäre, besonders die seismische Inversionszone, erfassen.

Das Zellularmodell: Konvektionsströmungen treten in Form langer, flacher Zellen innerhalb der Asthenosphäre auf, zeigen aufsteigende Bewegungen im Bereich der mittelozeanischen Rücken, laterales Driften, wobei die Lithosphärenplatten mitbewegt werden, und schließlich wieder eine abtauchende Bewegung im Bereich der Subduktionszonen.

Das Push-Pull-Modell: Plattenbewegungen werden verursacht durch das Auseinanderdriften der ozeanischen Kruste im Bereich der mittelozeanischen Rücken in Form von Gravitationsgleitungen sowie durch das Ansaugen von Platten im Bereich der Subduktionszonen, wo die kühleren und daher schwereren ozeanischen Krustenteile gravitativ in den wärmeren und daher etwas leichteren oberen Mantel absinken.

Das Manteldiapirmodell (mantle plume model): Es gibt eine Reihe von Punkten auf der Erde, die durch einen erhöhten Wärmefluß gekennzeichnet sind. Solche Punkte werden als „hot spots“ bezeichnet. Im Bereich dieser hot spots ist aufgeschmolzenes Mantelmaterial in Form von Manteldiapiren bis an die Basis der Lithosphäre aufgedrungen. Auffallend ist, daß viele solcher hot spots an Plattengrenzen, besonders an mittelozeanischen Rücken auftreten. Aus den seichten Magmenherden kann z. B. im Bereich der aktiven mittelozeanischen Rücken Magma aufsteigen und dadurch die Lithosphärenplatten auseinanderschieben. Die Lithosphärenplatte kann auch von der domartigen Aufwölbung über den Manteldiapiren gravitativ nach beiden Seiten weggleiten (ähnlich wie beim Push-Pull-Modell).

Japanische Wissenschaftler (UYEDA und Mitarbeiter) haben die Möglichkeit der Antriebskräfte für die Plattenbewegungen genauer unter die Lupe genommen und sind dabei zu folgenden interessanten Ergebnissen gekommen. Sie konnten zunächst zeigen, daß die Bewegungen der Lithosphärenplatten von folgenden Kräften mehr oder weniger stark beeinflusst wird:

a) Antriebskräfte:

Plattennanziehungskräfte: Im Bereich der Subduktionszonen tauchen kühlere ozeanische Krustenteile mit einer höheren Dichte als das umgebende Mantelmaterial in den oberen Erdmantel ab. Auf Grund der

höheren Dichte sinken diese ozeanischen Krustenteile gravitativ in den Mantel ab und ziehen die ozeanische Kruste nach. Die Größe dieser Kraft ist abhängig von der Dichtedifferenz zwischen abtauchender Platte und umgebendem Mantelmaterial.

Rückenschubkräfte: Im Bereich der mittelozeanischen Rücken mit ihrer erhöhten Topographie kommt es zu einem gravitativen Weggleiten und Wegdriften der neu entstandenen ozeanischen Kruste beiderseits vom Rücken in die Tiefsee-Ebenen.

Mantelschleppkräfte: Diese sind an der Grenze Lithosphäre–Asthenosphäre wirksam. Je nachdem, ob die Konvektionsströmungen dieselbe Richtung aufweisen wie die driftenden Lithosphärenplatten, können die Mantelschleppkräfte eine antreibende (bei gleicher Richtung) oder bremsende Wirkung (bei entgegengesetzter Richtung) ausüben. Bremsende Mantelschleppkräfte setzen jedoch voraus, daß es neben den Konvektionsströmungen auch noch andere Antriebskräfte gibt.

b) Widerstandskräfte

Auf die Mantelschleppkräfte, die auch bremsend wirksam sein können, wurde bereits hingewiesen.

Plattenwiderstandskräfte: In den Mantel abtauchende kühlere Platten werden mit zunehmender Tiefe erwärmt, wodurch der Dichteunterschied zwischen der abtauchenden Platte und dem umgebenden Mantel zunehmend geringer wird. Bestehen keine Dichteunterschiede mehr, was spätestens in rund 700 km Tiefe der Fall ist, werden die Plattenwiderstandskräfte wirksam, besonders im Frontalbereich der abtauchenden Platte, die dann „abgebremst“ bzw. vom umgebenden Mantel assimiliert wird.

Kollisionswiderstandskräfte: Diese treten an konvergierenden Plattengrenzen auf, wo zwei Platten aufeinanderstoßen. Die sich dabei aufbauenden Spannungen im Gestein werden bei Überschreitung eines kritischen Wertes in Form von Erdbeben freigesetzt, daher können diese Widerstandskräfte, unabhängig von der Driftgeschwindigkeit der Platten, nur einen bestimmten Maximalwert erreichen. Höhere Driftbewegungen haben allerdings eine stärkere seismische Aktivität zur Folge, d. h. Erdbeben treten häufiger auf.

Widerstandskräfte an Transform-Störungen: Ähnliches gilt für die Widerstandskräfte entlang von Transform-Störungen, an denen zwei Platten aneinander vorbeigleiten und durch die Reibung ebenfalls Spannungen im Gestein aufgebaut werden, die zu einer entsprechenden Erdbebentätigkeit führen.

Interessant ist der Zusammenhang zwischen der Driftgeschwindigkeit einzelner Platten und dem Anteil an Subduktionszonen an deren Gesamtumfang: Platten, die von langen Subduktionszonen begrenzt sind (z. B.

Cocos, Nasca, Philippinische, Pazifische Platte), weisen durchwegs Driftgeschwindigkeiten von über 6 cm/Jahr auf. Dagegen zeigen alle anderen Platten, die nicht oder nur von kurzen Subduktionszonen begrenzt sind, durchwegs Driftgeschwindigkeiten < 4 cm/Jahr, meist sogar < 2 cm/Jahr. Daraus wird der Schluß gezogen, daß die Plattenanziehungskräfte vermutlich der wichtigste Antriebsmotor für Plattenbewegungen sind.

Interessant ist auch die Korrelation zwischen Plattengeschwindigkeit und dem Anteil an kontinentaler Kruste an einer Platte. So weisen alle Platten mit einem großen Anteil an kontinentaler Kruste (Eurasische, Süd- und Nordamerikanische, Antarktische, Afrikanische Platte) durchwegs Driftgeschwindigkeiten < 2 cm/Jahr auf! Demnach sind die bremsenden Mantelschleppkräfte („Kontinentale Widerstandskräfte“) unter der kontinentalen Kruste mit ihrer tiefreichenden Wurzel (bis rund 80 km) wesentlich stärker als unter der ozeanischen Kruste. Die kontinentale Kruste mit ihren tiefreichenden Wurzeln wirkt sich also scheinbar stark bremsend auf die Plattenbewegungen aus. Daraus läßt sich ableiten, daß die Plattengeschwindigkeiten und Bewegungen einer Platte mit abtauchenden Plattenrändern stark vom Gegenspiel Plattenanziehungskräfte–Kontinentale Widerstandskräfte beeinflusst wird, wobei jedoch die Bedeutung der Konvektionsströmungen im oberen Erdmantel noch zuwenig bekannt ist und keinesfalls außer acht gelassen werden darf.

MITTELOZEANISCHE RÜCKEN

Die mittelozeanischen Rücken sind insgesamt mehr als 80.000 km lang, durchziehen sämtliche großen Ozeane und erheben sich durchschnittlich 2000 bis 3000 m über den Ozeanboden, stellen also große, untermeerische „Gebirge“ dar. Im Bereich der mittelozeanischen Rücken (MOR) ist die MOHOROVIČIĆ-Diskontinuität nicht oder nur sehr unscharf ausgebildet, und die Erdkruste ist äußerst dünn. Nahe der Kämme sind die MOR meist stark zerklüftet, charakteristisch ist ein zentrales „Rift-Valley“, in dem es zur Intrusion und Extrusion von Magma kommt. In diesen Zentralgräben wird neue ozeanische Kruste produziert (Abb. 5).

Die Zentralgräben weisen von ihrer Struktur her starke Ähnlichkeiten zu kontinentalen Grabenbruchsystemen auf, unterscheiden sich aber im Chemismus der gefördertten Magmen und in der Ausdehnungsgeschwindigkeit.

Magmen kontinentaler Grabenbruchsysteme sind reich an Na, K (Alkalibasalte, Tholeiite), Magmen der Zentralgräben sind dagegen durch geringe Alkaligehalte charakterisiert (K-arme Tholeiite). Während bei kontinentalen Grabenbruchsystemen die Ausdehnungsgeschwindigkeit meist < 1 cm/Jahr liegt, kann sie bei MOR bis zu rund 10 cm/Jahr betragen.

An einer Stelle, auf der Insel Island, liegt der MOR besonders eindrucksvoll über dem Meeresspiegel und kann dort geologisch eingehend studiert

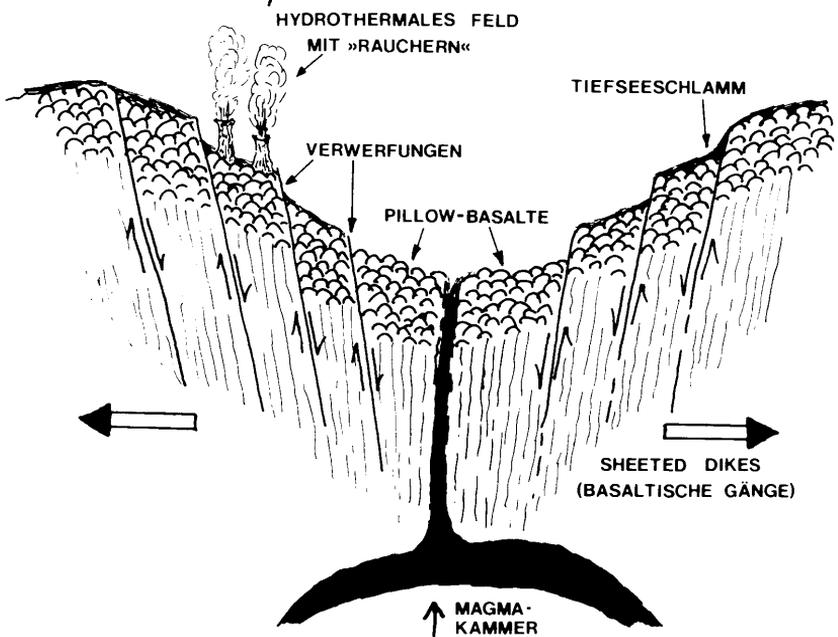


Abb. 5: Schematische Darstellung des Zentralen Rift-Grabens im Bereich eines mittelozeanischen Rückens.

werden. Island ist ein Teilstück des mittelatlantischen Rückens, die Insel wird auch von einem Zentralgraben („Isländischer Zentralgraben“) durchzogen, in dem auch die meisten aktiven Vulkane, jungen Störungen und Spalten (z. B. die berühmte „Laki-Spalte“) liegen.

Daneben gibt es noch eine Reihe kleinerer Vulkaninseln, die an manchen Stellen der MOR über den Meeresspiegel herausragen.

Über 95% der MOR liegen jedoch unter dem Meeresspiegel, und auf dem Meeresboden, in größeren Wassertiefen von mehreren tausend Metern, entstehen bei der Effusion von Magma andere Basaltstrukturen als an Land. Auf dem Meeresboden kommt es zu keinen explosionsartigen vulkanischen Ausbrüchen mit vulkanischen Aschen, Lapilli, Bomben und ähnlichen Förderprodukten, da der Druck der darüberliegenden Wassersäule zu groß ist. Explosionsartige Ausbrüche finden vereinzelt bei geringerer Wassertiefe statt.

Der Großteil der in den Zentralgräben ausfließenden Laven erstarrt zu kleinen Lavaergüssen mit Pillow-Struktur (Kissenlava, Abb. 6, 7). Das Innere der Zentralgräben, etwa 2 bis 3 km breit, ist mehr oder weniger vollständig von Pillow-Basalten bedeckt.

Basaltische Lava dringt an Dehnungsspalten in den Zentralgräben empor,



Abb. 6: Pillow-Basalte (basaltische Kissenlava) aus dem nördlichen Apennin, ursprünglich im Zentralgraben eines mittelozeanischen Rückens entstanden. Diese fossile ozeanische Kruste wurde später im Zuge von Subduktionsprozessen an den Kontinent verfrachtet („obduziert“) und in den Gebirgsbau des Apennin miteinbezogen.

die durch das Zerbrechen und Auseinanderdriften der ozeanischen Kruste im Bereich der MOR entstehen. Obwohl die ausfließende basaltische Lava relativ dünnflüssig ist, fließt sie nur wenige Meter bis einige Zehnermeter, wird sofort vom kühlen Meerwasser abgeschreckt, und die Schmelzwülste überziehen sich mit einer dünnen Glasrinde, die teilweise wieder aufbrechen kann, so daß die im Inneren noch flüssige Lava hervorquillen und einen neuen Wulst bilden kann.

Diese Pillow-Basalte sind ihrer Zusammensetzung nach K-arme Tholeiite und bestehen zu rund 90% aus Pyroxen und Plagioklas (Labradorit), der Rest verteilt sich auf Fe-Oxide (v. a. Ilmenit) und etwas Olivin.



Abb. 7: Detailaufnahme von Pillow-Basalten (nördlicher Apennin). Die Zwikel zwischen den einzelnen Pillows sind teilweise mit rötlich-braunem Tiefseesediment (verfestigter Radiolarienschlamm, sog. „Radiolarit“) ausgefüllt.

An den Flanken bzw. an den Seiten der Zentralgräben sitzen häufig kleine vulkanische Hügel mit Höhen von ungefähr 100 bis 250 m.

Sensationell waren die Ende der siebziger Jahre mit dem amerikanischen Forschungstauchboot *Alvin* im Bereich des ostpazifischen Rückens gemachten Entdeckungen. Das Forscherteam stieß im Rahmen einer Tauchexpedition zunächst auf eine mehrere Meter hohe Hügelkette, die Hügel bestanden aus Zink-, Eisen- und Kupfersulfiden mit geringen Gehalten an Silber. Diese Hügel sowie erhöhte Wassertemperaturen und eine ungewöhnlich hohe Konzentration am Helium-3-Isotop waren Hinweise auf Hydrothermaltätigkeit. Im Zuge der weiteren Untersuchungen ist man dann tatsächlich auf ein aktives hydrothermales Feld gestoßen (siehe Abb. 8). Dieses hydrothermale Feld besteht aus einem Wald von bis zu rund 10 m hohen und etwa 40 cm dicken schornsteinähnlichen Gebilden, aus denen an einigen Stellen bis 350°C heiße, durch Sulfidminerale schwarz gefärbte Flüssigkeiten mit Geschwindigkeiten von 1 bis 5 m/sec emporschießen. Kennzeichnenderweise hat man diese Gebilde „Schwarze Raucher“ (*black smoker*, Abb. 8) getauft. Die Flüssigkeiten enthalten u. a. rund 100 ppm Fe, einige ppm Zn, Cu, Ni (entspricht einem Anreicherungsfaktor von 10^8 gegenüber normalem Meerwasser!), über 200 ppm

H_2S (kommt im normalen Meerwasser überhaupt nicht vor), rund 1300 ppm SiO_2 und andere Elemente wie z. B. Ca, Ba.

An der Schlotöffnung vermischen sich die heißen Lösungen mit dem kalten Meerwasser, dadurch entsteht der „schwarze Rauch“: Aus den Lösungen scheiden sich durch die starke Abkühlung und Vermischung mit dem Meerwasser feinste schwarze Eisensulfidteilchen ab. Die Schloten der Schwarzen Raucher bestehen in der Hauptsache aus den Sulfiden Zinkblende, Pyrit und Kupferkies sowie aus dem Kalziumsulfat Anhydrit, wobei das Ca aus den hydrothermalen Lösungen, das Sulfat aus dem Meerwasser stammt. Untergeordnet finden sich Markasit, Magnetkies, Bleiglanz, Digenit, Bornit, Covellin und andere Minerale.

Neben diesen heiß temperierten Schwarzen Rauchern konnten auf diesem hydrothermalen Feld auch kleinere Schloten entdeckt werden, aus denen etwas kühlere Lösungen mit max. $250^\circ C$ herauschießen, die weiß gefärbt sind und entsprechend als „Weiße Raucher“ (*white smoker*, Abb. 8)

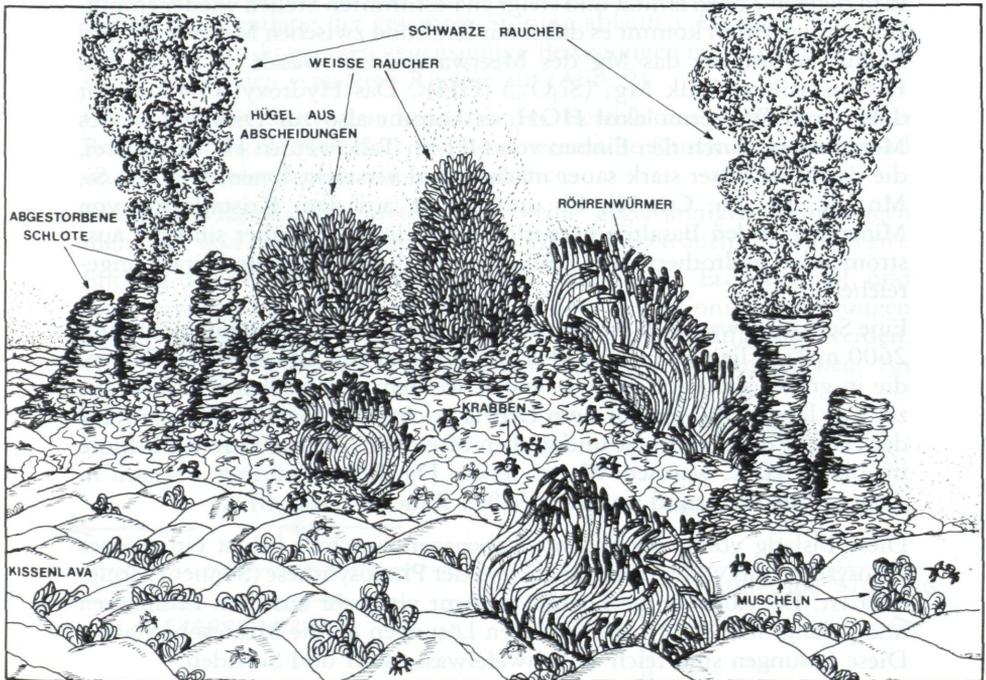


Abb. 8: Schematische Darstellung eines hydrothermalen Feldes auf dem ostpazifischen Rücken mit schwarzen und weißen Rauchern sowie Röhrenwürmern, Krabben und Muscheln, die um die Raucher in großer Zahl auftreten und in der Tiefsee im Bereich dieser hydrothermalen Felder ein eigenes Ökosystem bilden. Umgezeichnet nach MACDONALD & LUYENDYK, 1983.

bezeichnet werden. Die Schloten dieser Weißen Raucher bestehen aus abgestorbenen Wurmröhren und einer Matrix aus Sulfiden und anderen Mineralen. Ausgeschieden werden hier hauptsächlich amorphe Kieselsäure, Schwefel, Pyrit, Baryt und Zinkblende. Der weiße Rauch beruht auf der Ausscheidung von feinsten Kieselsäure und Baryt.

Stirbt ein Schlot ab bzw. erlischt die hydrothermale Tätigkeit, dann wird der Schlot rasch abgebaut und fällt der submarinen Verwitterung (Oxydation) zum Opfer. Zurück bleibt ein Hügel aus Pyrit und verschiedenen Sekundärmineralen, vor allem H₂O-hältige Sulfate und Oxyhydroxide. Die Schloten selbst haben also keine Chance, fossil erhalten zu bleiben, es sei denn, sie werden durch nachfolgende Lavaströme plombiert. Fossil erhalten bleiben können dagegen die Verwitterungshügel der Schloten in Form von z. T. wirtschaftlich interessanten schichtförmigen sulfidischen Erzkörpern. Wie erklärt man sich nun die Entstehung der aus den Schloten ausströmenden hydrothermalen Lösungen?

Wenn im Bereich der MOR kühles Meerwasser in Spalten eindringt, wird es in tieferen Zonen erhitzt und steigt an bestimmten Stellen wieder empor. Im Spaltensystem kommt es dabei zur Reaktion zwischen Meerwasser und Basalt. So reagiert das Mg des Meerwassers mit Basalt + H₂O zum Hydroxylsilikat Talk Mg₃(Si₄O₁₀)(OH)₂. Das Hydroxyl OH stammt dabei vom Wassermolekül HOH, es kommt also zur Dissoziation des Meerwassers, durch den Einbau von OH im Talk werden H⁺-Ionen frei, die das Meerwasser stark sauer machen und verstärkt Ionen, v. a. Ca, Si, Mn, Ba, Fe, Zn, Cu, Ni, Pb und andere aus dem Kristallgitter von Mineralen in den Basalten herauslösen (Hydrolyse). Daher sind die ausströmenden hydrothermalen Lösungen mit diesen Elementen stark angereichert.

Eine Sensation war auch die Feststellung, daß die in durchschnittlich rund 2600 m Tiefe liegenden hydrothermalen Felder von verschiedenen Tieren, die in großer Zahl auftreten, bewohnt werden: von weißen Krabben, bis zu 3 m langen Röhrenwürmern (*Riftia pachyptila* Jones), Würmern aus der Familie der Serpulidae und großen Muscheln, die rund um die Schloten im bis zu 20°C warmen Wasser leben. Die Röhrenwürmer wachsen in dichten Büscheln rund um die Weißen Raucher (Abb. 8).

Diese bislang völlig unbekannte Lebensgemeinschaft bildet ein eigenes Ökosystem, das völlig unabhängig von der Photosynthese (Sonnenenergie) existiert. Die notwendige Energie stammt vielmehr aus dem Erdinneren und gelangt mit den hydrothermalen Lösungen an die Meeresoberfläche. Diese Lösungen sind reich an Schwefelwasserstoff und Sulfiden.

Chemosynthetische Bakterien oxidieren nun den Schwefelwasserstoff zu Schwefel und verschiedenen Sulfaten. Mit der dabei frei werdenden Energie bauen diese Bakterien aus Kohlendioxid und Wasser organische Stoffe. Diese chemosynthetischen Bakterien, die rund um die Schloten im Meer-

wasser in großer Zahl vorhanden sind, stehen am Anfang der Nahrungskette. Die meisten großen Organismen ernähren sich von diesen Bakterien, indem sie sie aus dem Meerwasser herausfiltern. Manche der Tiere sind wiederum Aasfresser oder Räuber, ernähren sich also von jenen Tieren, deren Nahrung die Bakterien darstellen.

Diese hochentwickelte Lebensgemeinschaft tritt vermutlich überall dort auf, wo im Bereich der MOR solche hydrothermalen Felder existieren.

TRANSFORM-STÖRUNGEN

Die mittelozeanischen Rücken werden durch zahlreiche, im rechten Winkel zu diesen verlaufenden Störungen versetzt. Diese Störungen und den besonderen Bewegungsablauf an diesen Störungen hat als erster WILSON erkannt. Von ihm wurde auch der Begriff „Transform-Störung“ (*transform fault*) geprägt.

Es handelt sich dabei um eine Art Blattverschiebung, nur mit dem Unterschied, daß bei den eigentlichen Blattverschiebungen gegenseinnige Bewegungen entlang der gesamten Störung ablaufen. Dagegen treten bei den Transform-Störungen gegenseinnige Bewegungen nur im Bereich zwischen den beiden versetzten Rücken auf (Abb. 9).

Diese Art von Störungen kann nur im Bereich der mittelozeanischen Rücken auftreten, eben dort, wo neue ozeanische Kruste produziert wird und nach beiden Seiten auseinanderdriftet.

Richtung Ozeanbecken treten dann keine gegenseinnigen Bewegungen mehr auf, und die Störungen laufen im Ozeanbecken auch allmählich aus.

Entlang der Transform-Störungen treten auch seichte Erdbeben auf, und zwar bevorzugt in jenem Abschnitt, in dem gegenseinnige Bewegungen ablaufen und entsprechende Spannungen im Gestein aufgebaut werden. Und das ist der Bereich zwischen den beiden versetzten Rücken. An

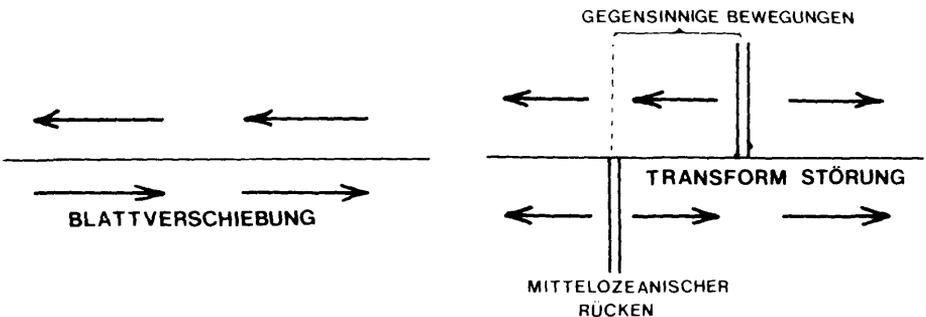


Abb. 9: Schematische Darstellung einer Blattverschiebung (gegenseinnige Bewegung entlang der gesamten Störung) und einer Transform-Störung (gegenseinnige Bewegung nur zwischen den beiden versetzten Rücken).

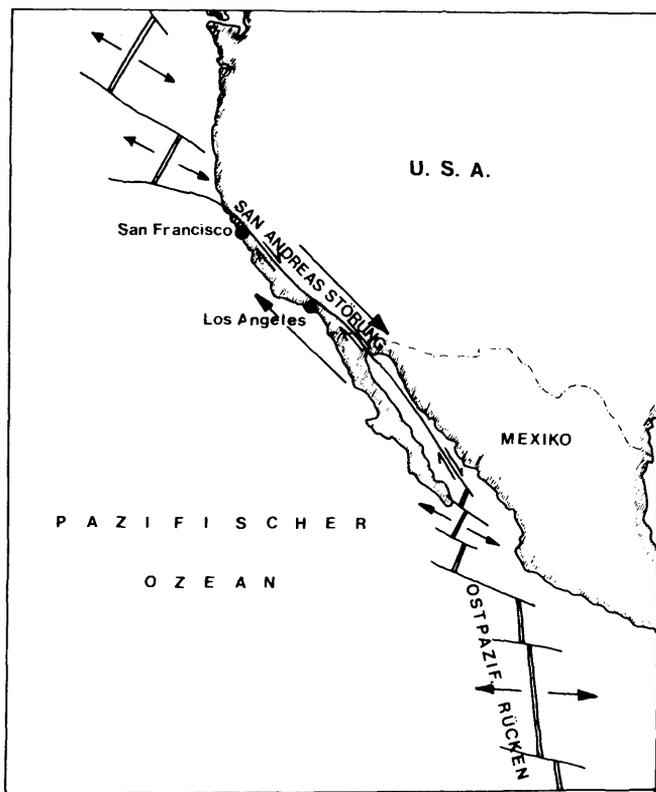


Abb. 10:
San-Andreas-Störung in Kalifornien (USA) als Beispiel einer Transform-Störung. An diesem Störungssystem, das durch häufige Erdbeben-tätigkeit gekennzeichnet ist, wird der ostpazifische Rücken um rund 1000 km nach NW versetzt (umgezeichnet nach UYEDA, 1978).

Transform-Störungen finden sich auch aus der unteren Kruste bzw. aus dem obersten Mantel stammende und durch tektonische Prozesse an die Oberfläche geschleppte Peridotite.

Die bekannteste Transform-Störung ist die San-Andreas-Störung in Kalifornien (USA). Sie reicht von San Diego–Salton Sea an der mexikanischen Grenze (Südkalifornien) bis an die Grenze Kalifornien–Oregon im N (Abb. 10).

Bekannt ist diese Transform-Störung vor allem wegen der zahlreichen und teilweise heftigen Erdbeben-tätigkeit entlang der Störungszone.

Durch die San-Andreas-Störung wird der ostpazifische Rücken im Bereich von Kalifornien um über 1000 km nach NW versetzt. Außerdem werden an dieser Störung, die eigentlich ein ganzes System von Störungen darstellt, zwei Platten gegeneinander verschoben.

Die San-Andreas-Störung ist also eine konservierende Plattengrenze, und zwar zwischen der pazifischen und der nordamerikanischen Platte. Entlang

dieser Störung driften die pazifische Platte relativ nach NW und die nordamerikanische Platte relativ nach SE (siehe Abb. 10). Die Verschiebungsbeträge machen durchschnittlich ca. 1 bis 2 cm/Jahr aus, die Störung wurde z. T. schon vor etwa 32 Millionen Jahren aktiv.

Im Bereich der San-Andreas-Störung sind Erdbeben sehr häufig, einige davon hatten katastrophale Auswirkungen, wie z. B. das San-Francisco-Erdbeben von 1906 (Stärke 8,3 nach der Richter-Skala, die Stadt wurde durch einen vom Beben ausgelösten Brand völlig zerstört), Fort-Tejon-Erdbeben 1957 (Stärke 8), das Kern-County-Erdbeben 1952 (Stärke 7,7) oder das Erdbeben von San Fernando (Stärke 6,6). Jedem in Erinnerung ist sicherlich noch das Erdbeben von San Francisco vom Oktober 1989 (Stärke 6,9), das ebenfalls große Schäden anrichtete.

Normalerweise vollziehen sich Verschiebungen entlang von Störungen quasi stetig um Beträge von Bruchteilen von Millimetern, ohne daß es dabei zur Auslösung von Erdbeben kommen würde. Straßen, Zäune, Wasser-, Erdöl-, Erdgasleitungen usw., die die Störungszonen querend, können dabei im Laufe der Jahre um beträchtliche Beträge verbogen bzw. verschoben werden.

Sind jedoch die Gesteine beiderseits der Störung besonders widerstandsfähig (kompetent), so wird jeweils ein Teil der Bewegungen zurückgehalten und in Form von elastischen Spannungen gespeichert. Auf diese Weise bauen sich entlang der Störung im Gestein Spannungen auf. Dies ist allerdings nur so lange möglich, bis die Widerstandsfähigkeit der Gesteine gegen Bruch (Elastizitäts- oder Bruchgrenze) überschritten wird. Es lösen sich dann nämlich die angesammelten elastischen Spannungen im Gestein plötzlich, innerhalb von Bruchteilen von Sekunden werden jene Spannungen bzw. Energien frei, die sich im Laufe von Jahren, oft sogar von Jahrhunderten aufgebaut haben, und es kommt zu einem Erdbeben. Durch ein solches Erdbeben kommt es dann zu plötzlichen Horizontalverschiebungen, im Bereich der San-Andreas-Störung oft um mehrere Meter.

Diese Zusammenhänge zwischen Ansammlung und dann plötzlicher Auslösung von Spannungen im Gestein in Form von Erdbeben hat der amerikanische Geophysiker H. F. REID 1906 bei der Auswertung des San-Francisco-Bebens erkannt und daraus die „Elastic-Rebound Theory“ abgeleitet.

SUBDUKTIONSZONEN

Allgemeines

Unter Subduktion versteht man das Abtauchen ozeanischer Kruste in den oberen Mantel als Folge von Plattenkollisionen an konvergenten Plattenrändern. Die ozeanische Kruste taucht entweder unter kontinentale Kruste ab – dabei entstehen Subduktionszonen vom „Andentypus“ (Abb. 11) –

oder unter ozeanische Kruste, wobei ein sogenannter „Inselbogen“ entsteht (Abb. 14, 15).

Subduktion der ozeanischen Kruste ist wohl der signifikanteste Vorgang der Plattentektonik. Er erklärt nicht nur, warum es in den heutigen Ozeanen keine ozeanische Kruste gibt, die älter als 200 Millionen Jahre ist, sondern erklärt auch die Entstehung der meisten Erdbeben, vor allem jener mit Herdtiefen bis zu 700 km, erklärt die Intrusion granitischer Schmelzen (Plutone), Vulkanismus und die Entstehung von Inselbogensystemen.

Die Entstehung von Gebirgsketten wie z. B. Anden, Alpen, Himalaya usw. sowie Metamorphoseprozesse sind ebenfalls als Folge der Prozesse an konvergenten Plattengrenzen zu betrachten.

Die tiefsten Bereiche der Ozeane, die Tiefseegräben (bis fast 11 km tief!), wie sie etwa vor Japan und anderen Inselbögen entwickelt sind (Java-, Tonga-, Mariannengraben), oder der Peru-Chile-Tiefseegraben, sind ebenfalls als Folge der Subduktion ozeanischer Kruste entstanden und markieren die seewärtige Grenze von Subduktionszonen.

Um die Bedeutung der Subduktionsprozesse zu verstehen, muß man sich einmal vor Augen halten, daß sämtliche heutigen Ozeanböden innerhalb der letzten 200 Millionen Jahre gebildet wurden. Und innerhalb dieser Zeit muß ungefähr dieselbe Fläche an älterer ozeanischer Kruste subduziert worden sein, was der Subduktion von rund 20 Billionen km³ ozeanischer Kruste entspricht. Bei den derzeitigen Driftgeschwindigkeiten der einzelnen Platten würden rund 160 Millionen Jahre genügen, um die gesamte heutige ozeanische Kruste zu subduzieren.

Struktur von Subduktionszonen (Abb. 11)

Als Folge des Abtauchens einer ozeanischen Platte entsteht in einiger Entfernung vom Tiefseegraben am Kontinent oder Inselbogen eine „Vulkankette“ mit aktivem Vulkanismus und granitischen Intrusionen (*volcanic/plutonic arc*). Der Bereich hinter der Vulkankette (kontinentwärts) wird generell als „Back-Arc-Bereich“ bezeichnet, bei Inselbögen sind es die „Randmeeresbecken“ (*back-arc-basin*) zwischen Inselbogen und Kontinent.

Der Bereich vor der Vulkankette wird entsprechend als „Fore-Arc-Bereich“ oder als „Arc-Trench-System“ bezeichnet.

Der Fore-Arc-Bereich einer aktiven Subduktionszone ist untergliedert in:
Äußere Erhebung (*outer rise*): Eine breite Erhebung mit einer flachen Böschung zur Tiefsee-Ebene und einer steileren Böschung zum Tiefsee-graben. Die Äußere Erhebung, über deren Entstehung man sich noch im unklaren ist, ragt maximal etwa 1 km über die Tiefsee-Ebene.

Äußerer Abhang zum Tiefsee-graben (*outer slope*): Böschung aus ozeanischer Kruste mit zahlreichen Verwerfungen, überdeckt mit Tiefsee-

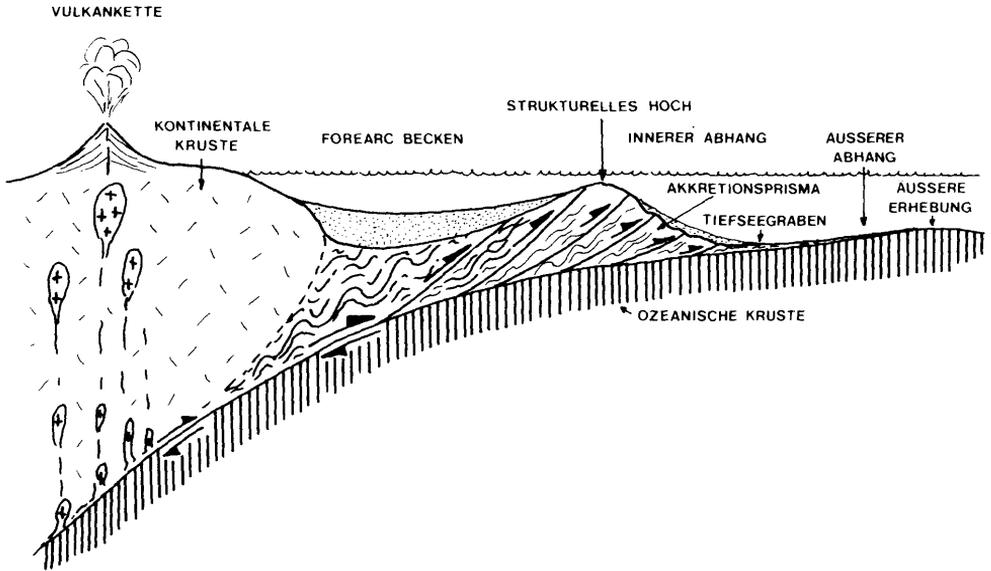


Abb. 11: Aufbau und Gliederung einer Subduktionszone und des dazugehörigen Forearc-Bereiches (umgezeichnet nach DICKINSON & SEELY, 1979).

sedimenten unterschiedlicher Mächtigkeit und Zusammensetzung, meist sind es Tiefseeschlämme.

Tiefseegraben (trench): Dieser markiert den Punkt der Kollision zwischen den Sedimenten des Äußeren Abhanges mit den deformierten Sedimenten und Fragmenten ozeanischer Kruste des Akkretionsprismas. In den Tiefseegräben werden Tiefseesedimente (Turbidite, pelagische Tiefseeschlämme) abgelagert.

Innerer Abhang zum Tiefseegraben (inner slope): Dieser wird gebildet durch den „Subduktionskomplex“ (Akkretionsprisma) und besteht aus stark deformierten Sedimenten und tektonisch eingeschuppten Fragmenten ozeanischer Kruste als Folge der Subduktionsprozesse. Im Gegensatz zum Äußeren Abhang ist der Innere Abhang auf Grund der starken Tektonik stark gegliedert, vereinzelt können kleine, sogenannte „akkretionäre Becken“ entwickelt sein. Häufig ist der Innere Abhang von tief eingeschnittenen submarinen Canyons tief zerfurcht.

Der Innere Abhang wird von unterschiedlich mächtigen Sedimenten, meist Turbiditen und submarinen Schlammströmen (*debris flows*), bedeckt.

Innerhalb des Subduktionskomplexes tritt eine Reihe von Störungen auf, die in der Regel zum Kontinent hin einfallen, zunächst steiler, dann flacher. Die Falten sind dagegen meist zur Tiefsee hin geneigt.

Strukturelles Hoch (structural high): Darunter versteht man jene Erhe-

bung, die das Fore-Arc-Becken vom Inneren Abhang bzw. Tiefseeegraben trennt. Das Strukturelle Hoch entsteht durch die tektonischen Prozesse im Zusammenhang mit der Subduktion ozeanischer Kruste, wodurch die unmittelbar darüber liegenden Tiefseesedimente und auch Teile der ozeanischen Kruste stark deformiert werden und es zu einer „Anschoppung“ dieser deformierten Sedimente und ozeanischen Krustenfragmente kommt. Es entsteht ein „Akkretionsprisma“. Die stark deformierten Sedimente mit den ozeanischen Krustenfragmenten werden auch als „Melange“ bezeichnet.

Fore-Arc-Becken (*fore-arc-basin*): Darunter versteht man die Sedimentationsbecken zwischen dem Strukturellen Hoch und der Vulkankette. Man unterscheidet mehrere Typen von Fore-Arc-Becken, auf die jedoch hier nicht näher eingegangen werden soll. In die Fore-Arc-Becken werden klastische Sedimente geschüttet, das Material stammt von den Vulkanketten und den dort mit den Vulkaniten vergesellschafteten metamorphen und plutonischen Gesteinsserien.

Sedimentation im Bereich der Subduktionszonen

In aktiven Subduktionsbereichen laufen sehr komplexe Sedimentationsvorgänge ab. Die Sedimente im Bereich des Inneren Abhanges und der Tiefseeegräben bestehen aus einem unterschiedlich hohen Anteil von Turbiditen und Tiefseeschlämmen.

Die groben Sedimente gelangen meist in Form von Turbiditen (Trübe- ströme) über submarine Canyons vom Schelfrand in die Tiefsee. Im Mündungsbereich der submarinen Canyons breiten sich z. T. riesige submarine Fächer aus. Auf der Oberfläche dieser Fächer sind Rinnen bzw. Kanäle entwickelt, in denen größtenteils der Sedimenttransport erfolgt (siehe Abb. 12).

In den Tiefseeegräben selbst können starke Meeresströmungen größere (sandige) Sedimente oft über viele 100 km weit transportieren.

Am Inneren Abhang kommt es oft zu riesigen Massenbewegungen. Meist durch Erdbeben ausgelöst, können riesige „submarine Muren“ (*debris flows*), z. T. mit riesigen Gesteinsblöcken (Olistolithe), als Olistostrome in die Tiefsee hinunterfahren.

Daneben erfolgt Sedimentation durch das Absinken von Schalenresten abgestorbener nektonischer und planktonischer Mikroorganismen wie Foraminiferen, Radiolarien. Auf diese Weise entstehen die pelagischen und hemipelagischen Tiefseeschlämme (Foraminiferen-, Radiolarienschlämme), die in der Tiefsee auf riesigen Flächen bedecken.

Die in den Tiefseeegräben und Fore-Arc-Becken aktiver Subduktionszonen abgelagerten Sandsteine zeigen ganz charakteristische Merkmale. Generell handelt es sich um sogenannte „Grauwacken“, das sind Sandsteine mit einem schlechten Rundungs- und Sortierungsgrad und einem hohen Anteil

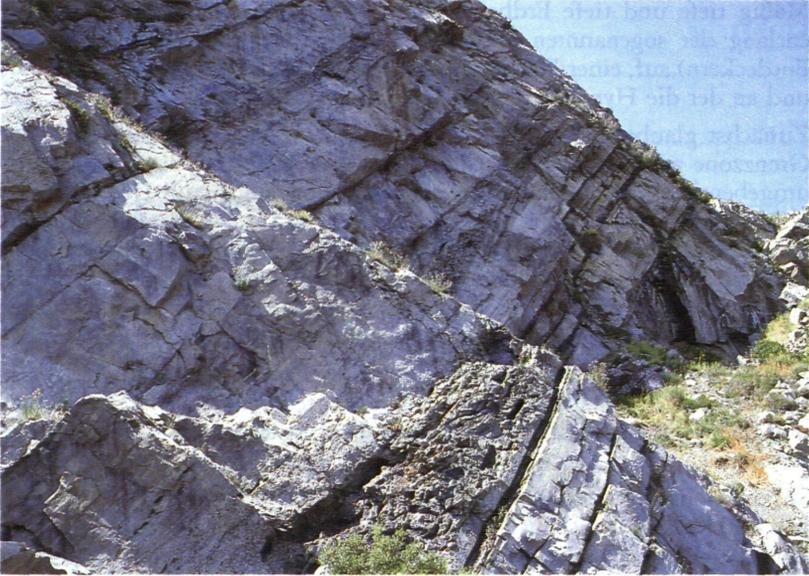


Abb. 12: Klastische Tiefseesedimente, abgelagert auf einem submarinen Fächer in Form von Turbiditen und submarinen Debris Flows. Die Sedimentation erfolgte teilweise in Rinnen (am Foto deutlich erkennbar, teilweise mit Schrägschichtung), die auf der Oberfläche eines submarinen Fächers entwickelt sind. Grottero-Sandstein (Kreide-Alttertiär), nördlicher Apennin zwischen Genua und Carrara.

an Gesteinsbruchstücken, detritischen Feldspäten und toniger Grundmasse. Die Gesteinsbruchstücke (überwiegend „vulkanische Gesteinsbruchstücke“) und Feldspäte (überwiegend Plagioklase) stammen dabei von den vulkanischen Gesteinen der Vulkankette und gelangen zunächst über Flüsse und schließlich über submarine Canyons mit den Trübestömen in die Tiefsee.

Subduktionszonen und Erdbeben

Den überzeugendsten Beweis für Subduktionszonen – für das Abtauchen ozeanischer Kruste in den oberen Mantel – liefert die Seismik. Bei Betrachtung der Verteilung der Erdbeben auf der Erde fällt sofort auf, daß der Großteil aller Erdbeben, vor allem alle mäßig tiefen und tiefen Erdbeben, im Bereich von Subduktionszonen auftreten.

Viele flache Erdbeben im Bereich einer Subduktionszone ereignen sich an der Scherfläche zwischen abtauchender ozeanischer Platte und kontinentaler Platte bzw. Inselbogen-Platte, genauer gesagt, entlang der Störungen im Akkretionsprisma.

Mäßig tiefe und tiefe Erdbeben mit Herdtiefen bis zu 700 km treten entlang der sogenannten „Wadati-Benioff-Zonen“ (benannt nach den Entdeckern) auf, einer Fläche, die kontinentwärts in den Mantel abtaucht und an der die Hypozentren der Beben liegen (Abb. 1).

Zunächst glaubte man, diese Flächen seien die Scherungszone bzw. die Grenzzone zwischen der Oberfläche der abtauchenden Platten und dem umgebenden Mantelmaterial. Allerdings haben eingehende Untersuchungen ergeben, daß durch Scherspannungen im Grenzbereich Mantel-abtauchende Platte keine starken Erdbeben ausgelöst werden können. Mäßig tiefe und tiefe Erdbeben werden vielmehr im kühleren Abschnitt, also ungefähr in der Mitte der abtauchenden ozeanischen Platten, ausgelöst. Dort können sich die größten Scherspannungen aufbauen.

In den abtauchenden Platten sind die seismischen Wellengeschwindigkeiten auch viel höher als im umgebenden Mantel, weil das Material kühler und dichter ist und sich die seismischen Wellen daher schneller fortpflanzen können.

Subduktionszonen erklären auch das Auftreten von Erdbeben bis in Tiefen von 700 km, und es ist auch verständlich, warum in größeren Tiefen keine Erdbeben mehr entstehen können. In spätestens 700 km Tiefe, meist schon früher, wird jede abtauchende ozeanische Platte vollständig vom Mantel assimiliert. Bis in welche Tiefe die abtauchende Platte in den Mantel hinunterreicht, hängt von ihrer Abtauchgeschwindigkeit ab. Je größer die Abtauchgeschwindigkeit, desto tiefer reicht sie in den Mantel hinunter.

Im Mantel selbst, bzw. wenn die abtauchende Platte vom Mantel assimiliert wird, können sich keine so großen Scherspannungen mehr aufbauen, weil das Material auf tektonische Beanspruchung eher plastisch als rupturrell reagiert.

Subduktion und Metamorphose

Ganz allgemein versteht man unter Metamorphose die Umwandlung der Minerale im Gestein unter erhöhten Druck- und Temperaturbedingungen, wobei der Chemismus der Gesteine während der Metamorphose annähernd gleich bleibt. Es entstehen neue Minerale, die unter den erhöhten Druck- und Temperaturbedingungen stabil sind. Unter „metamorpher Fazies“ versteht man metamorphe Gesteine mit einer bestimmten Mineralparagenese, die für einen definierten Druck-/Temperaturbereich charakteristisch ist.

Als Folge des Abtauchens der ozeanischen Kruste in den Mantel entsteht im Bereich einer Subduktionszone ein sogenannter „paariger Metamorphosegürtel“ (*paired metamorphic belt*): Unterhalb des Tiefseegrabens kommt es zu einer Hochdruck-Niedrigtemperatur-Metamorphose und unterhalb der Vulkankette zu einer Niedrigdruck-Hochtemperatur-Metamorphose. Beide Metamorphoseprozesse laufen gleichzeitig und nebeneinander ab (Abb. 13).

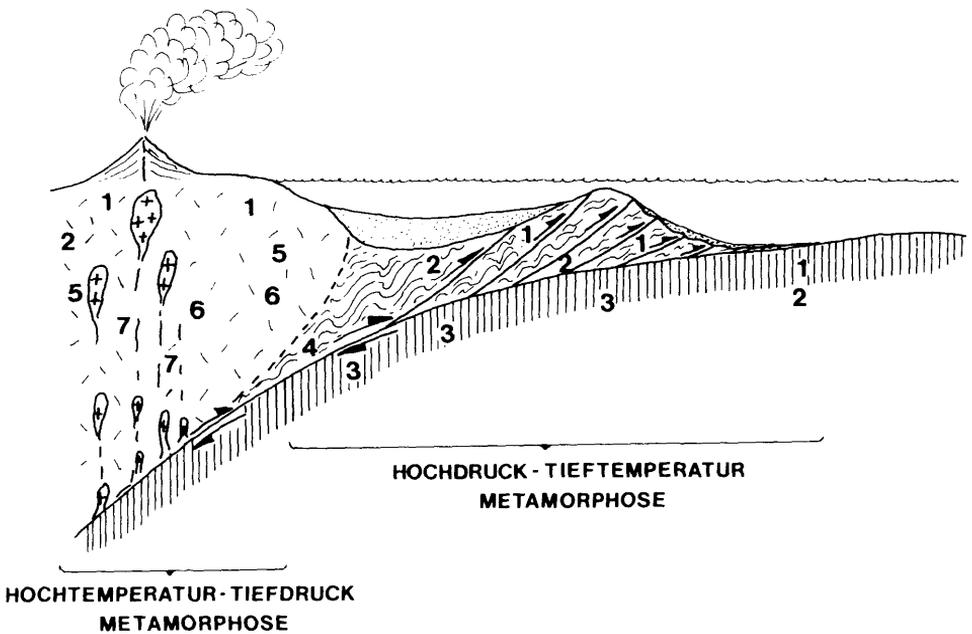


Abb. 13: Paariger Metamorphosegürtel im Bereich einer Subduktionszone mit den metamorphen Fazieszonen (1 Zeolithfazies, 2 Prenit-Pumpellyitfazies, 3 Blauschieferfazies, 4 Eklogitfazies, 5 Grünschieferfazies, 6 Amphibolitfazies, 7 Granulitfazies, vereinfacht nach ERNST, 1973).

Paarige Metamorphosegürtel entstehen sowohl bei Subduktionszonen vom Pazifik-Typ (im zirkumpazifischen Raum mit den Inselbogensystemen) als auch vom Anden-Typ.

Der (a) **Hochdruck-Niedrigtemperatur-Metamorphosegürtel**: Unterhalb der Tiefseegräben treten infolge der Kollision zweier Platten hohe Drücke auf, während die abtauchende kühle Platte in diesem Bereich einen sehr geringen geothermischen Gradienten zur Folge hat. Daher nimmt die Temperatur im Gegensatz zum Druck mit zunehmender Tiefe nur sehr langsam zu. Dieser Bereich ist durch folgende progressive Metamorphose charakterisiert: Bei etwa 200°C setzt die Metamorphose ein, und zwar mit der sogenannten Zeolith-Fazies (die beginnende Metamorphose ist durch die Neubildung ganz charakteristischer Zeolithminerale gekennzeichnet).

Diese wird mit zunehmendem Druck und Temperatur zunächst von der Prenit-Pumpellyit-Fazies abgelöst, diese wiederum infolge der starken Druckzunahme von der Blauschiefer-Fazies, die für die Hochdruck-Niedrigtemperatur-Metamorphose kennzeichnend ist. Das charakteristische Mineral der Blauschiefer-Fazies ist Glaukophan, eine Na-Hornblende, die unter den entsprechenden Druck-/Temperaturbedingungen

aus der Reaktion Chlorit + Albit \pm Aktinolith \rightarrow Glaukophan + H₂O hervorgeht. Weitere Minerale der Blauschieferfazies sind Lawsonit und/oder Pumpellyit + Sphen (Titanit) \pm Albit \pm Chlorit. Bei weiterer Druck-/Temperaturzunahme wird die Blauschiefer-Fazies von der Eklogit-Fazies abgelöst. Eklogit besteht hauptsächlich aus den Mineralen Omphacit (Na-Klinopyroxen) und Pyrop (Granat).

Der (b) **Hochtemperatur-Niedrigdruck-Metamorphosegürtel**: Im Gegensatz zu den Bereichen unter den Tiefseegräben herrschen unter der Vulkanfront nicht mehr so hohe Drucke. Vielmehr verursachen Aufschmelzungsprozesse an der Grenze zwischen abtauchender Platte und Mantel und Magmenintrusionen im Bereich der Vulkanfront einen erhöhten geothermischen Gradienten. Im Gegensatz zum Druck nimmt unterhalb einer Vulkanfront daher die Temperatur viel rascher zu. Entsprechend kommt es zu einer Hochtemperatur-Niedrigdruck-Metamorphose mit folgenden metamorphen Fazieszonen: Die Metamorphose setzt wieder mit der Zeolith-Fazies ein und wird von der Prehnit-Pumpellyit-Fazies abgelöst. Auf diese folgt auf Grund der starken Temperaturzunahme die Grünschiefer-Fazies, die durch die Mineralparagenese Chlorit + Albit + Zoisit/Klinozoisit \pm Aktinolith + Quarz gekennzeichnet ist. Bei noch höheren Temperatur-/Druckverhältnissen kommt es zur Amphibolit-Fazies mit dem typischen Gestein Amphibolit (besteht hauptsächlich aus Hornblende und Plagioklas, untergeordnet können auch Staurolith, Cordierit und andere Minerale auftreten). Schließlich kann auch hier die Eklogit-Fazies erreicht werden.

Inselbögen

Als typisches Beispiel eines Inselbogens wird oft Japan genannt, der Japanische Inselbogen mit den angrenzenden Gebieten ist auch sehr genau untersucht. Charakteristisch für einen Inselbogen ist jeweils seine gebogene Form (daher auch der Name).

Inselbögen werden zum Ozean, im Fall von Japan zum Pazifik, von Tiefseegräben begrenzt (Abb. 14, 15). Die Inselbögen ragen durchschnittlich etwa 2000 m über den Meeresspiegel, die Tiefseegräben erreichen Tiefen von z. T. mehr als 8000 m, was einen effektiven Höhenunterschied von z. T. mehr als 10 km ergibt.

Die Japanischen Inseln gehören zwei Inselbogensystemen an, nämlich dem (a) Ostjapanischen Inselbogen (Kurilen – NE-Honshu – Izu Bonin – Mariannen-Inselbogensystem) und dem

(b) Westjapanischen Inselbogen (Ryukyu – Kyushu – Shikoku – W-Honshu – Inselbogensystem).

Weitere typische Merkmale für Inselbögen sind Randmeeresbecken, bestimmte Schwereanomalien, verstärkte seismische Aktivität (starke Erdbeben­tätigkeit), aktiver Vulkanismus und paarige Metamorphosegürtel.

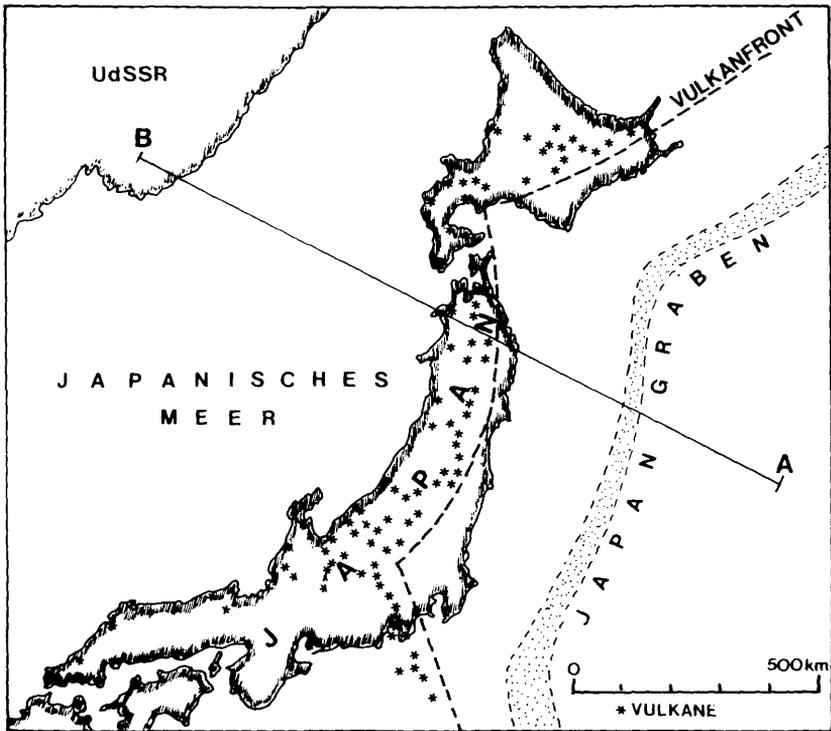


Abb. 14: Inselbogensystem am Beispiel Japan. Dem Inselbogen vorgelagert ist ein Tiefsee-graben (Japan-Graben), der die Subduktionszone markiert. Vulkane treten erst ab einer bestimmten Entfernung zum Tiefsee-graben (hinter der „Vulkan-front“) auf. Hinter dem Inselbogen liegt das Randmeeresbecken. Ein Profil durch das Inselbogensystem ungefähr entlang der Linie A–B zeigt Abb. 15 (umgezeichnet nach SKINNER & PORTER, 1987).

Die Randmeeresbecken liegen zwischen dem Inselbogen und dem Kontinent. Beispiele sind das Okhotske Meer, Philippinische Meer, Japanische Meer.

Im Bereich der Inselbögen treten über den Tiefsee-gräben stark negative Schwereanomalien auf. Dies gilt für alle Tiefsee-gräben der Erde. Neben dem Wasser, das die Tiefsee-gräben auffüllt, führen auch die mächtigen Tiefseesedimente mit ihrer relativ geringen Dichte zu einem Schwere-defizit und somit zu einer negativen Schwereanomalie.

Dagegen weisen die Inselbögen selbst und die Randmeeresbecken stark positive Schwereanomalien auf. Dies ist auf die Subduktion der kühlen, dichten Lithospährenplatten unter die Inselbögen zurückzuführen.

Inselbögen sind auch durch eine starke Erdbeben-tätigkeit gekennzeichnet.

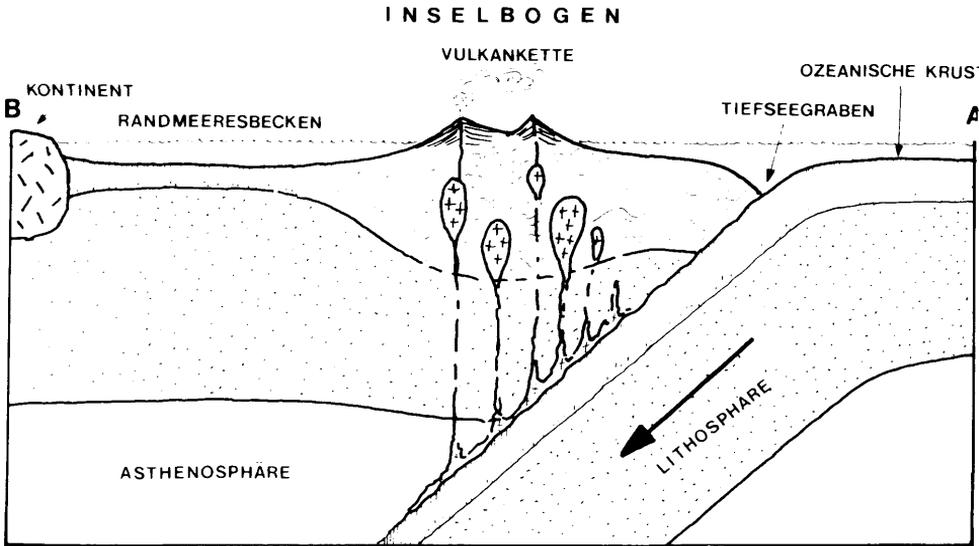


Abb. 15: Profilschnitt durch einen Inselbogen (Japan), Lage des Profilschnittes A–B ist aus Abb. 14 ersichtlich.

Besonders Erdbeben mit tiefen Herden finden sich fast ausschließlich im zirkumpazifischen Raum, häufig im Bereich von Inselbogensystemen. Innerhalb der Inselbögen selbst treten auch relativ viele flache Erdbeben auf, besonders an der Seite zum Tiefseegraben hin. Zum Kontinent hin werden mit zunehmender Entfernung zum Inselbogen die Erdbebenherde immer tiefer, was das Vorhandensein einer „Wadati-Benioff-Zone“ und somit eine aktive Subduktionszone anzeigt.

Im Bereich der Inselbögen treten starke Erdbeben etwa alle 100 Jahre auf. Trägt man die Epizentren der schweren Erdbeben auf einer Karte auf, so ergibt sich ein Gürtel entlang der Inselbögen. Innerhalb der letzten 100 Jahre ereigneten sich stärkere Erdbeben nie an derselben Stelle, und man vermutet, daß die nächsten schweren Erdbeben in jenen Gebieten auftreten werden, in denen innerhalb dieses Jahrhunderts noch keine schweren Erdbeben registriert wurden.

Bei schweren Erdbeben hat man in Japan beobachtet, daß sich während des Bebens die pazifische Küste jeweils um einige m angehoben hat, und im Zeitraum zwischen den Beben hat man jeweils eine kontinuierliche Absenkung der Küste festgestellt. Diese Beobachtung wird mit der Subduktion der ozeanischen Kruste unter den Inselbogen in Zusammenhang gebracht. Man stellt sich vor, daß die abtauchende Platte den Inselbogen unterschiebt und Teile dieses z. T. etwas mitschleppt. Durch diese Unterschiebung entstehen an der Grenze Inselbogen–abtauchende Platte große

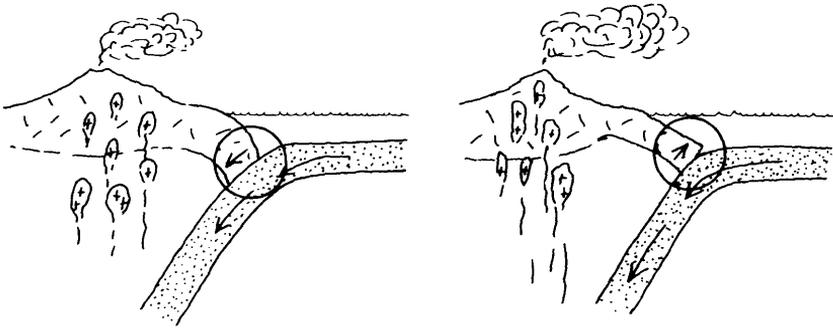


Abb. 16: Während starker Erdbeben hebt sich in Japan die pazifische Küste jeweils um einige Meter, im Zeitraum zwischen den einzelnen Erdbeben senkt sich dagegen die Küste kontinuierlich ab. Dies wird dadurch erklärt, daß zwischen den Beben der im Küstenbereich liegende Krustenteil durch die Subduktionsvorgänge einige Meter mitgeschleppt wird. Während des Bebens schnell dann dieser mitgeschleppte Krustenteil wieder zurück.

Spannungen, die von Zeit zu Zeit in Form von Erdbeben wieder abgebaut werden. Während des Erdbebens schnell sozusagen der mitgeschleppte Teil des Inselbogens wieder zurück, was dann zu den Hebungen an der Küste führt (Abb. 16).

Im Unterschied zu den Erdbeben treten jedoch nahe den Tiefseegräben keine Vulkane auf. Die Vulkane sind in einer Kette angeordnet und bilden am Inselbogen in einiger Entfernung zur Küste bzw. zum Tiefseegraben hin eine Vulkanfront. Alle aktiven Vulkane liegen hinter dieser Vulkanfront. In Abhängigkeit von der Entfernung zur Vulkanfront ändert sich auch der Chemismus bzw. die Zusammensetzung der gefördertten Magmen.

Unter der Vulkanfront weist das Magma eine Zusammensetzung auf, die jener tholeiitischer Basalte gleicht. Anschließend, Richtung Randmeeresbecken, folgen zunächst Al-reiche, basaltische Magmen und in noch größerer Entfernung von der Vulkanfront Alkalibasalte mit einem wesentlich höheren K_2O - und Na_2O -Gehalt als bei den tholeiitischen Basalten.

Diese Änderung in der chemischen Zusammensetzung hängt damit zusammen, daß mit zunehmender Entfernung von der Vulkanfront die Magmen aus zunehmend größerer Tiefe stammen. Dies stimmt auch gut mit der Zunahme der Herdtiefen von Erdbeben überein (Wadati-Benioff-Zone) und ist wiederum ein Hinweis auf das Abtauchen einer Platte in den Mantel.

Bezüglich der Entstehung von Inselbögen werden zwei Möglichkeiten diskutiert.

Die Drifttheorie nimmt an, daß der Inselbogen ursprünglich zum Kontinent gehörte. Durch den Aufstieg von Magmen und dadurch ausgelöste

Riftprozesse wird ein Teil des Kontinentes abgespalten und driftet in Richtung Ozean. Zwischen dem abgespaltenen Kontinentteil (Inselbogen) und dem Kontinent entsteht ein Randmeeresbecken.

Die zweite Möglichkeit ist die, daß der Inselbogen durch plattentektonische Prozesse an Ort und Stelle entsteht. Es wird angenommen, daß es in einiger Entfernung zum Kontinent, möglicherweise infolge von Staucheffekten, zu einer Aufwölbung der ozeanischen Kruste kommt. Die ozeanische Kruste wird schließlich an dieser Schwächestelle durchgeschert und ein Teil der ozeanischen Kruste schiebt sich unter den anderen, es entsteht eine Subduktionszone.

Durch die Aufschmelzungsprozesse und damit verbundene Magmenintrusion (Plutonismus) und -extrusion (Vulkanismus) baut sich über der Subduktionszone ein Inselbogen mit aktivem Vulkanismus, Granitintrusionen und weiteren typischen Merkmalen auf, und der hinter dem Inselbogen gelegene Meeresteil wird zu einem Randmeeresbecken. In diesem Fall muß die ozeanische Kruste des Randmeeresbeckens natürlich wesentlich älter sein als der Inselbogen selbst. Dies ist vermutlich bei einigen Inselbögen der Fall, nicht jedoch beim japanischen Inselbogen, dessen Entstehung vielmehr mit der Drifttheorie erklärt wird.

OPHIOLITHE

Der Begriff Ophiolith wurde wahrscheinlich vom französischen Geologen BRONGNIART in die geologische Literatur eingeführt und leitet sich ab vom griech *ophis* = Schlange, grün. Er wurde ursprünglich für Serpentinite und damit vergesellschaftete Gesteine geprägt und als autochthone submarine magmatische Intrusionen im Frühstadium einer Geosynklinalentwicklung gedeutet.

Diese häufig im Tethysgürtel vom mediterranen Raum bis zum Himalaya auftretenden Ophiolithe, die sich aus rotem Chert (Kieselschiefer, Radiolarit), Pillow-Laven und Serpentiniten bzw. Peridotiten zusammensetzen, wurden zu Beginn dieses Jahrhunderts auch als „Steinmann-Trinität“ bezeichnet.

Nachdem jedoch das Konzept der Plattentektonik entwickelt wurde, unterlag der Begriff Ophiolith einem Bedeutungswandel. Heute werden die meisten Ophiolithe als fossile ozeanische Kruste gedeutet, die durch plattentektonische Prozesse im Bereich von Subduktionszonen nicht subduziert, sondern obduziert, auf den Kontinent verfrachtet und in die Gebirgsketten eingefaltet wurden. Ophiolithe stellen somit allochthone, verfrachtete Fragmente einer größtenteils subduzierten ozeanischen Kruste einschließlich des obersten Mantels dar.

Unter Ophiolith versteht man nach wie vor eine ganz charakteristische Abfolge von genetisch miteinander verwandten Gesteinen.

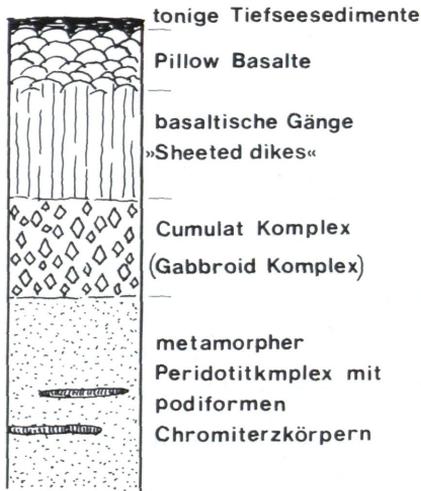


Abb. 17: Schematische Darstellung einer Ophiolithabfolge.



Abb. 18: Rötlicher, verfestigter Radiolarien-Tiefseeschlamm („Radiolarit“) aus einer Ophiolithabfolge des nördlichen Apennin, ursprünglich am Ozeanboden über den Pillow-Basalten (Abb. 6, 7) abgelagert. Dieser Radiolarien-Tiefseeschlamm besteht aus tonigem Sediment und darin in großer Zahl eingebetteten kieseligen Gehäusen von Radiolarien, die nach dem Absterben auf den Tiefseeboden abgesunken sind und sich dort angehäuft haben.

Vom Liegenden zum Hangenden wird eine Ophiolithabfolge aus folgenden Gesteinskomplexen aufgebaut (Abb. 17):

a) **Ultramafischer Komplex** oder metamorpher Peridotitkomplex, bestehend aus verschiedenen Anteilen von Harzburgiten, Lherzoliten und Duniten. Charakteristisch ist ein metamorphes, tektonisches Gefüge. Dieser Komplex ist meist mehr oder weniger stark serpentinitisiert. Eingelagert sind häufig podiforme Chromitkörper.

b) **Gabbroid-Komplex** oder Cumulat-Komplex (Cumulat: Magmatit, der durch Akkumulation von Kristallen entsteht, die durch gravitative Kristallisationsdifferentiation auskristallisieren und absinken). Charakteristisch ist eine Cumulus-Textur. Typische Gesteine sind Cumulat-Peridotite und Pyroxenite, das metamorphe-tektonische Gefüge fehlt.

c) **Mafischer Sheeted Dike Komplex**, rund 1,5 km mächtig und aus diabasischen, steilstehenden Gängen (dikes) bestehend, die praktisch die Zufuhrkanäle für die im Bereich der mittelozeanischen Rücken entstehenden Pillow-Basalte darstellen.

d) **Mafischer Vulkanitkomplex** (Pillow-Basalte), durchschnittlich 1 km mächtige Kissenlaven, die durch Extrusion von Laven im Bereich der mittelozeanischen Rücken entstehen (Abb. 6, 7).

e) **Überlagernde Tiefseesedimente** in Form geringmächtiger Tiefseeschlämme (Chert, Radiolarit, Abb. 18) und pelagischer Kalke.

Wie nun solche Ophiolithabfolgen bzw. fossile ozeanische Krustenfragmente auf den Kontinent verfrachtet werden, ist im Detail nicht bekannt.

SUBDUKTIONSZONEN UND VULKANISMUS

Allgemeines zum Vulkanismus

Vulkanische Förderprodukte bzw. vulkanische Gesteine entstehen aus Magma, also aus einer Silikatschmelze. Kristallisiert diese Silikatschmelze infolge Abkühlung aus, entsteht ein Magmatit oder magmatisches Gestein. Je nach SiO_2 -Gehalt unterscheidet man saure, intermediäre, basische und ultrabasische Magmatite.

Dringt das Magma nicht an die Erdoberfläche, sondern erstarrt innerhalb der Erdkruste, so spricht man von einem Plutonit oder Tiefengestein. Dringt Magma bis an die Erdoberfläche empor, dann entgast sie, tritt als Lava aus (Lava = entgastetes Magma) und erstarrt zu einem Vulkanit.

Der Eruptionsstil eines Vulkans hängt im wesentlichen ab vom Chemismus und Gasgehalt des Magmas, dies hängt wiederum ab von der Tiefe der Magmenkammer und von der plattentektonischen Position.

Besonders der Gasgehalt bestimmt die Art der vulkanischen Eruption, der Gasgehalt ist überhaupt das auslösende Agens vulkanischer Eruptionen. Unter hohem Druck – in der tieferen Erdkruste oder im oberen Mantel –

befinden sich Gasanteil und Gesteinsschmelze im Gleichgewicht. Durch das Aufreißen von Spalten in der Erdkruste kommt es jedoch zu einer Druckverminderung und die unter hohen Drucken im Magma gelösten Gase gehen in den gasförmigen Zustand über. Dies ist mit einer gewaltigen Volumsvergrößerung verbunden. Bei Druckentlastung beginnen also die Gase unter plötzlicher Volumszunahme aufzuschäumen, dringen nach oben und reißen das Magma mit sich. Durch den beim Aufstieg immer geringer werdenden Druck verstärkt sich dieser Vorgang zunehmend.

Je nachdem, ob die Entgasung des Magmas an der Erdoberfläche leicht vonstatten geht, wie bei basischen-ultrabasischen Magmen, oder ob die Gase nur schwer entweichen können, wie bei zähen, sauren Magmen, ist eben die Tätigkeit eines Vulkans entweder durch relativ ruhig ausfließende Lavaströme oder durch eine heftige, explosive Tätigkeit gekennzeichnet.

Je nach SiO_2 -Gehalt werden folgende Lavatypen auseinandergehalten:

Basaltische Laven treten am häufigsten auf (z. B. Pillowbasalte im Bereich der mittelozeanischen Rücken). Der SiO_2 -Gehalt liegt unter 52 Prozent, die Viskosität ist gering, d. h. das Magma ist sehr dünnflüssig, hat eine hohe Austrittstemperatur ($1100\text{--}1200^\circ\text{C}$), entgast daher leicht und kann rasch und ruhig in Form von Lavaströmen ausfließen. Auf diese Weise können oft riesige Flächen von basaltischer Lava bedeckt werden („Plateaubasalte“).

Saure Laven sind dagegen hochviskos, zähflüssig, der SiO_2 -Gehalt liegt über 65 Prozent. Saure Magmen entgasen schwer, die Gase werden beim Aufstieg der Schmelze bei ihrer Expansion gehindert, wodurch in der Schmelze ein großer Überdruck entsteht. Dies führt dann beim Austritt der Schmelze zu explosiver Tätigkeit.

Intermediäre (andesitische) Laven mit SiO_2 -Gehalten zwischen 52 und 65 Prozent haben mengenmäßig gegenüber den sauren Laven die weitaus größere Bedeutung, vor allem im Bereich der Subduktionszonen. Sie haben ebenfalls eine hohe Viskosität, was mit explosiver Tätigkeit verbunden ist. Die Austrittstemperaturen saurer und intermediärer Laven liegen um etwa $100\text{--}200^\circ\text{C}$ unter jener basischer Laven.

Neben der Emission von Gas- und Dampfswolken (sog. Solfataren-, Fumarolentätigkeit) und dem Ausfluß glühender Lava gehört vor allem der Auswurf von vulkanischem Lockermaterial (vulk. Bomben, Lapilli, Aschen) wohl zu den eindrucksvollsten, aber auch gefährlichsten Erscheinungen vulkanischer Tätigkeit.

Bei diesem Auswurfmaterial handelt es sich hauptsächlich um explosiv zerspritzte Lava, daneben auch um Gesteinsfragmente, die aus den Wänden der Förderkanäle (Vulkanschloten) herausgerissen werden.

Vulkanisches Lockermaterial wird allgemein als Tephra oder häufiger als Pyroklastit bezeichnet.

Zu den Pyroklastiten zählen die im Flug erstarrten Lavafetzen (Schlacken) bzw. die im glühenden Zustand herabfallenden und am Boden verschweißenden Lavafetzen (Schweißschlacken). Als Bomben werden Lavabrocken bezeichnet, die im glühenden Zustand hoch in die Luft geschleudert werden und sich während des Fluges kugelig oder spindelig abrunden. Kleine, nur wenige cm große, im Flug erstarrte Lavafragmente werden als Lapilli bezeichnet und feinste, durch die rasche Expansion der Gase zerspratzte Lavateilchen als vulkanische Asche oder vulkanischer Staub.

Eine eigenartige vulkanische Eruptionsform ist die Bildung von Ignimbriten (Glutwolkenabsätzen; von lat. *ignis* = Feuer und *nimbus* = Wolke, bedeutet so viel wie „Glutwolke“). Auch bei der Ignimbritbildung ist eine mit einer starken Volumszunahme verbundene Entgasung des aufsteigenden Magmas Voraussetzung. Allerdings erfolgt die Ausdehnung der Gase erst relativ oberflächennah, und zwar so, daß der Innendruck der sich aus dem Magma befreienden Gase den Druck der Außenluft nicht übersteigt. So können sich die Gasbläschen weiter ausdehnen, bis ihre Wandungen explosionslos in winzige, meist Y-förmige Glassplitter zerrissen werden und mit dem Gas eine Suspension bilden. Diese Suspension aus Gas und kleinsten Bimssplittern bricht nicht explosionsartig aus, sondern quillt über (ähnlich wie beim Öffnen einer Sektflasche) und kann sich in Form eines „Glutwolkenstromes“ mit hoher Geschwindigkeit über große Gebiete ausbreiten.

Sämtliche vulkanischen Erscheinungsformen auf der Erde lassen sich heute mit plattentektonischen Prozessen erklären und sich somit in das Konzept der Plattentektonik einbauen. Dabei können folgende Gruppen unterschieden werden:

- a) Vulkanismus der mittelozeanischen Rücken: effusiver, tholeiitischer, submariner Vulkanismus (Pillowbasalte).
- b) Ozeanischer Intraplattenvulkanismus: tholeiitischer bis alkalischer, vorwiegend effusiver submariner Vulkanismus in den Ozeanbecken (Seamounts, Guyots) und auf ozeanischen Inseln wie Hawaii.
- c) Vulkanismus der Subduktionszonen: Explosiv-effusiv gemischter Vulkanismus, basischer bis saurer, vorwiegend intermediärer Zusammensetzung.
- d) Kontinentaler Riftvulkanismus: Explosiv-effusiv gemischter Vulkanismus, alkalibasaltisch, mit hohem Anteil an Phonolit und Trachyt. Beispiele finden sich entlang des ostafrikanischen Grabenbruches oder im Oberrheingraben (Kaiserstuhl).

Der Subduktionszonenvulkanismus (siehe Abb. 1) zählt neben den im Bereich von Subduktionszonen auftretenden schweren Erdbeben zu den eindrucksvollsten, aber auch gefährlichsten und verheerendsten aktuogeologischen Erscheinungen auf unserer Erde.

Bei den Vulkanen handelt es sich meist um Kegelberge, deren Gipfel von

einem oder mehreren Kratern gekrönt werden. Die Hänge der Vulkanberge sind oft von parasitären Kratern bedeckt.

Überwiegend handelt es sich um sogenannte Stratovulkane (Schichtvulkane), die aus einer Wechselfolge von explosiv geförderten Lockerprodukten und effusiv ausgeflossenen Lavaströmen aufgebaut sind. Explosivität ist bei vielen Vulkanen der Subduktionszonen der vorherrschende Fördermechanismus, was oft zu großen Katastrophen führt. Hinsichtlich ihrer Aktivität werden beim Subduktionszonenvulkanismus drei Gruppen unterschieden:

- a) Hochexplosiver Typ, gekennzeichnet durch die Förderung von fast ausschließlich vulkanischem Lockermaterial oder „Glutwolken“ (Ignimbrite).
- b) Gemischt explosiver Typ charakterisiert durch abwechselnd explosive Förderung von Lockermaterial und Ausfluß von Lavaströmen.
- c) Gemäßigter Typ mit im allgemeinen geringer, aber in manchen Fällen ständiger vulkanischer Aktivität.

Eine Zuordnung einzelner Vulkane in eine dieser Gruppen ist jedoch meist schwierig, weil sich der Eruptionsstil eines Vulkans im Laufe der Zeit ändern kann.

Die Förderprodukte der Vulkane im Bereich von Subduktionszonen zeigen eine äußerst variable Zusammensetzung von extrem sauer (rhyolithisch-dazitisch) über intermediär (andesitisch) bis basisch (basaltisch), wobei die weitaus größten Mengen an Förderprodukten andesitischer Zusammensetzung sind. Mit zunehmender Entfernung vom Tiefsee graben in Richtung Kontinent werden die Vulkanite zunehmend K-reicher. Dies hängt damit zusammen, daß mit zunehmender Entfernung die Magmen aus größeren Tiefen stammen und durch eine immer dickere kontinentale, granitische Kruste durchdringen müssen. Dabei werden Alkalien aus der Kruste herausgelöst und vom Magma aufgenommen, so daß das Magma zunehmend alkalischer wird.

Hochexplosiver Typ

Dazu zählen alle Vulkane, die sich durch extreme Explosivität auszeichnen. Entsprechend sind die Förderprodukte vorherrschend bis fast ausschließlich Lockerprodukte (Aschen, Lapilli, Bomben, Schlacken) oder vereinzelt, wie etwa beim Katmai-Ausbruch 1912, Glutwolkenabsätze (Ignimbrite). Da es innerhalb dieses Typs auch noch Unterschiede in der vulkanischen Tätigkeit gibt, spricht man beispielsweise vom „peleanischen Typ“, „plinianischen Typ“, „Krakatau-Typ“ usw.

Besonders erwähnenswert ist der katastrophale Ausbruch des Mont Pelée auf der Kleinen Antilleninsel Martinique. Nachdem der Mont Pelée über einige Jahrzehnte hindurch ziemlich ruhig war, begann er sich im April des Jahres 1902 wieder zu regen, zunächst in Form dampfender Fumaro-

lentätigkeit, abgelöst von einem anschließend einsetzenden Aschenregen, der von starkem Schwefelgeruch begleitet war. Es setzte Erdbebentätigkeit ein, der Aschenfall wurde immer heftiger, es wurden auch zunehmend giftige Gase ausgestoßen.

Am Morgen des 8. Mai war es dann plötzlich ruhig, bis um ungefähr 8 Uhr mit einer gewaltigen Explosion der Gipfel des Mont Pelée weggesprengt wurde und eine riesige Glutwolke hervorquoll, die mit hoher Geschwindigkeit auf die Hafenstadt St-Pierre zuraste und innerhalb von Sekunden die ganze Stadt mit den mehr als 30.000 Bewohnern völlig zerstörte. Es war dies eine der größten Vulkankatastrophen in historischer Zeit.

Eine andere gewaltige Vulkankatastrophe ereignete sich 1883 in der Sundastraße zwischen Sumatra und Java auf der Vulkaninsel Krakatau, einem andesitischen Stratovulkan, der zum indonesischen Inselbogen gehört.

Schon in einer prähistorischen Explosion ist diese Vulkaninsel auseinandergefliegen, und zurück blieb eine Caldera mit 6 km Durchmesser. Aus dieser Caldera wuchsen in der Folge drei kleine Vulkane empor.

Im August 1883 setzte eine Serie von vulkanischen Explosionen ein, die von in einiger Entfernung vorbeifahrenden Schiffen beobachtet wurden. Das war aber nur das Vorspiel zu einer der schwersten Vulkankatastrophen in historischer Zeit. Mit einer gewaltigen Explosion wurden zwei der drei Vulkankegel in die Luft gesprengt, und zurück blieb wiederum eine Caldera. Die Explosion wurde noch in fast 5000 km Entfernung gehört.

Nach Schätzungen wurden mehr als 18 km^3 Material in die Luft gesprengt. Feinster vulkanischer Staub stieg bis in die Stratosphäre auf, wo er sich über die gesamte Erde verteilte und in allen Ländern ungewöhnlich brillante Sonnenuntergänge und Dämmerungserscheinungen hervorrief.

Der in der Atmosphäre feinst verteilte Staub hatte auch zur Folge, daß durch eine leichte Abschirmung der Sonneneinstrahlung die mittlere Jahrestemperatur auf weiten Teilen der Erde um einige Grade zurückging, und zwar so lange, bis sich der Staub wieder abgesetzt hatte (rund 3 Jahre). Dies hatte in vielen Ländern katastrophale Auswirkungen auf die Landwirtschaft (Mißernten).

Die Insel Krakatau war zwar unbewohnt, jedoch hat diese gewaltige vulkanische Explosion nicht nur eine enorme Luftdruckwelle erzeugt, die von allen Barographen der Erde registriert wurde, sondern es wurde auch eine gewaltige Flutwelle (*tsunami*) ausgelöst, die eine Höhe von bis zu 40 m erreichte und die Küstengebiete der näheren Umgebung verwüstete. Sogar im Kanalgebiet zwischen England und Frankreich wurden Fernwirkungen dieser Flutwelle von den Gezeitenmessern registriert.

Wie gefährlich die Vulkane der Subduktionszonen sein können, zeigten erst vor wenigen Jahren die Ausbrüche des Mt. St. Helens im Bundesstaat



Abb. 19: Phreatische Eruption des Vulkans Galeras in Südkolumbien (Region um Pasto) Ende August 1989, ein typischer Vertreter des hochexplosiven Subduktionszonenvulkanismus (ähnlich wie der 700 km weiter nördlich gelegene Vulkan Nevado del Ruiz). Phreatische Eruptionen werden beim Kontakt aufsteigender magnetischer Schmelzen mit Grundwasser, welches explosionsartig verdampft, ausgelöst. (Foto: V. HABLE)

Washington im Westen der USA und des Nevado del Ruiz in den kolumbianischen Anden (siehe Abb. 19).

Der Mt. St. Helens ist einer der vielen Vulkane des Kaskadengebirges, das als Folge der Subduktion der pazifischen Platte unter die Nordamerikanische Platte entstanden ist. Andere Vulkanberge in diesem Bereich sind u. a. Lassen Peak, Mt. Shasta, Mt. Hood, Mt. Rainier, Mt. Baker und eine riesige Caldera namens Crater Lake.

Diese mehr oder weniger als erloschen geltenden Vulkane erregten in den letzten hundert Jahren kaum besonderes Interesse. Obwohl einige von ihnen, Mt. Rainier, Mt. Baker und Mt. St-Helens, bemerkenswerte Wärmeanomalien aufwiesen, wurde nie die Möglichkeit eines größeren Vulkanausbruchs in Betracht gezogen.

Da begann im März 1980, nach vorhergehenden kleinen Erdbebenschwärmen und nach einer Ruhepause von 123 Jahren, der Mt. St. Helens mit einer neuerlichen, zunächst nur gemäßigten Ausbruchtätigkeit. Diese Tätigkeit zog sich über mehrere Wochen hinweg und gab wenig Anlaß zur Besorgnis. Am 18. Mai 1980 wurde jedoch mit einer gewaltigen Explosion

ein großer Ausbruch eingeleitet. Im Zuge dieser Explosion, die mehr als 300 km weit zu hören war, ist ein Teil des Berges weggesprengt worden. Fotoserien zeigen, daß sich einige Tage vorher die Nordflanke des Berges leicht aufzublähen begann.

Durch die Explosion verlor der Berg rund 400 m an Höhe. Eine Tephrawolke stieg bis über 15 km hoch in die Atmosphäre hinauf. Die bei diesem Ausbruch freigewordene Energie wird auf 10 Megatonnen geschätzt (entspricht etwa dem 500fachen Energiebetrag der Hiroshima-Bombe).

Die Explosion entwickelte eine Druckwelle, die sich mit Überschallgeschwindigkeit nach Norden ausbreitete und große Wälder einfach weg-rasierte.

Durch das plötzliche Abschmelzen großer Schneemassen verwandelte sich ein Teil der ausgeworfenen Lockermassen in Schlammfluten, die mit hoher Geschwindigkeit die Täler hinabrasten und zusätzlich große Verwüstungen anrichteten.

Seither hat sich der Mt. St. Helens nicht mehr richtig beruhigt. Wenn man bedenkt, daß in nur rund 60 km Entfernung die Großstadt Portland liegt, praktisch umgeben von Vulkanbergen, die jederzeit ausbrechen können, dann kann man die Gefährlichkeit solcher Vulkanausbrüche erahnen.

Gemischt explosiv-effusiver Subduktionszonenvulkanismus

Vulkane dieses Typs sind in den Vulkanketten der Subduktionszonen fast überall anzutreffen. Explosiver Auswurf von Lockermaterial und effusiver Ausfluß von Lavaströmen treten nebeneinander oder miteinander auf, so daß Kegelberge entstehen, die aus einer Wechselfolge von vulkanischem Lockermaterial und Lavaströmen aufgebaut sind. Es handelt sich dabei um die klassischen Stratovulkane.

Ein typischer Eruptionszyklus verläuft in etwa folgendermaßen: Während einer längeren Ruhepause erstarrt die Lava im Schlot und verstopft diesen. Die aus den Magmen in der Tiefe freiwerdenden Gase reichern sich unterhalb des „Schlotpfropfens“ an. Der Druck nimmt dort immer stärker zu, bis der Überdruck so groß ist, daß der Schlotpfropfen in einer vulkanischen Explosion weggesprengt wird. Mitunter kann auch der ganze Vulkangipfel mitgerissen werden. Begleitet wird eine solche Explosion häufig von einer blumenkohllartigen, bis zu mehreren km hoch aufsteigenden Tephrawolke. Allmählich nimmt der Druck wieder ab, und die Explosivtätigkeit wird von einer Effusivtätigkeit in Form ruhig ausfließender Lava abgelöst.

Vulkane dieses Typs treten beispielsweise auf den Kurilen und auf der Halbinsel Kamtschatka auf. Auch Ätna und Vesuv zählen dazu.

Von den insgesamt 142 Vulkanen auf Kamtschatka sind zur Zeit 19 aktiv, unter ihnen auch der Kljutschewskoi, mit 4900 m der höchste dieser

Gegend und durch seine schöne Kegelform und fast ständige Aktivität wohl einer der eindrucksvollsten Vulkane der Erde. Es ist ein typischer Stratovulkan, aufgebaut aus einer Wechselfolge von Lavaströmen und mit Eis vermischten vulkanischen Lockerprodukten andesitischer bis basaltischer Zusammensetzung.

Auch die Vulkane des Mittelmeerraumes sind dem Subduktionszonenvulkanismus zuzuordnen, weil das Mittelmeer im Rahmen der Plattentektonik als Rest der Tethys betrachtet wird, eines großen Ozeans, der im Mesozoikum und Alttertiär durch die Norddrift der Afrikanischen und Indischen Platte fast vollständig subduziert wurde. Im Zuge dieser Kollision der Afrikanischen und Indischen Platte mit der Eurasischen Platte wurden auch die im Tethysbereich abgelagerten Sedimente zusammengeschieben, gefaltet und übereinandergestapelt und auf diese Weise das Alpen-Himalaya-Gebirgssystem gebildet. Zu diesem Gebirgssystem gehört auch der Apennin.

In den Subduktionsprozeß zwischen den Großplatten waren auch einige Mikroplatten miteinbezogen und bildeten Plattengrenzen zweiter Ordnung (Mikroplattengrenzen). Eine solche Plattengrenze verläuft entlang der Südwestküste Italiens, wo die Tyrrhenische Platte an den Apennin grenzt bzw. unter diesen abtaucht. Entsprechend wird diese Mikroplattengrenze von einer Vulkankette begleitet, die sich von der Toskana bis nach Sizilien erstreckt. Die vulkanische Tätigkeit hat sich im Laufe der Zeit von der Toskana nach SE verlegt. In der Toskana ist der Vulkanismus erloschen, die vulkanischen Herde in der Tiefe sind jedoch noch nicht erkalte, was durch erbohrte Dampfquellen bewiesen ist. Diese Dampfquellen werden teilweise zur Energiegewinnung, teilweise zur Gewinnung chemischer Rohstoffe (Borsäure, Ammoniak, Kohlensäure, Schwefelwasserstoff u. a.) genutzt. Der von Plinius beschriebene Ausbruch des Vesuv im Jahre 79 leitete nach einer langen Ruhepause eine Eruptionsphase ein, die bis in die Gegenwart andauert.

Der Ausbruch im Jahre 79 begann mit einer gewaltigen Explosion, mit der ein großer Teil des Gipfels abgesprengt wurde. Es entstand ein Ringwall (Somma) mit einem Kessel, in dem sich in der Folgezeit der heutige Vesuv aufbaute.

Diese Explosivtätigkeit dauerte mit einer Reihe von Ausbrüchen bis zum Jahre 1063, dann änderte sich der Eruptionsstil zu einer gemischt explosiv-effusiven Tätigkeit. Nach einem explosiven Ausbruch beginnen aus dem Gipfelkrater und aus Spalten an den Flanken Lavaströme auszufließen.

Der Vesuv ist auch durch eine zyklische Tätigkeit charakterisiert. Nach längeren Ruhepausen mit Solfataren- und Fumarolentätigkeit füllt sich der Krater langsam mit Lava auf. Wenn nun die Lavasäule im Schlot bzw. Krater sehr hoch steht und der Druck der sich darunter ansammelnden

Gase einen bestimmten Wert überschreitet, kommt es zu einem explosiven Ausbruch, gefolgt von effusiv ausfließenden Lavaströmen.

Solche Eruptionszyklen wurden vor allem im Zeitraum von 1872 bis 1906 beobachtet. Der letzte große Ausbruch war 1944.

Die Zusammensetzung der Förderprodukte änderte sich im Laufe der Zeit von intermediär zu basisch.

Gemäßigter Subduktionszonenvulkanismus

Es gibt nur wenige Vulkane, die durch eine nur sehr gemäßigte, dafür aber fast ständige Tätigkeit charakterisiert sind. Ein typisches Beispiel dafür ist der Stromboli. Charakteristisch für diese „strombolianische“ Tätigkeit ist ein in kurzen Zeitabständen ablaufender, schwach explosiver Auswurf glühender Lavabrocken, begleitet von einer auf Grund des fehlenden Aschegehaltes weiß gefärbten Dampfwolke. Die im Krater sehr hoch stehende Lavasäule erstarrt oberflächlich sehr rasch, und in Abständen von einigen Minuten bis zu etwa einer halben Stunde erfolgt dann jeweils die nächste Eruption.



Abb. 20: Vulkanausbruch an einer großen Spalte an der Flanke des Kilauea auf Hawaii. Nach einer ganz kurzen, schwach explosiven Phase beginnt basaltische Lava ruhig auszufließen. Im Hintergrund die flach geneigten Hänge des Kilauea.

(Foto: V. HABLE)

OZEANISCHER INTRAPLATTENVULKANISMUS

Vulkanische Erscheinungen finden sich nicht nur an den Plattenrändern (mittelozeanische Rücken, Subduktionszonen), sondern auch innerhalb der Platten, vor allem innerhalb ozeanischer Platten in Form submariner Vulkankegel (Seamounts, Guyots) oder über den Meeresspiegel hervorragender Vulkaninseln, wie beispielsweise die Kanarischen Inseln oder die Kap-Verde-Inseln im Atlantik, Reunion im Indischen Ozean oder Hawaii im Pazifik.

Am bekanntesten sind die riesigen Hawaii-Vulkane Mauna Loa und Kilauea (siehe Abb. 20, 21). Ausbrüche der Hawaii-Vulkane werden häufig von Erdbeben angekündigt. Während der vulkanischen Eruptionen fließt von den Kratern oder aus Spalten basaltische Lava ruhig aus, Explosivtätigkeit ist sehr selten.

Der größte tätige Vulkan auf Hawaii ist der 4170 m hohe Mauna Loa, ein riesiger Schildvulkan von über 50 km Durchmesser, der aus basaltischen Laven aufgebaut ist. Die Hänge dieses Schildvulkans setzen sich unter dem Meeresspiegel bis in ca. 5000 m Tiefe fort, so daß der Mauna Loa wahrscheinlich der größte Einzelberg der Erde ist.

Auf dem Gipfel des Mauna Loa befindet sich ein Einbruchskessel (eine Caldera).



Abb. 21: Pahoehoe-Lava, eine für die Hawaii-Vulkane typische, seilartig gewundene Erstarrungsform. (Hawaii, Foto: V. HABLE)

Am bekanntesten aller Hawaii-Vulkane ist der am Südosthang des Mauna Loa aufsitzende, 138 m hohe Kilauea, der am Gipfel ebenfalls eine riesige Caldera aufweist. Bekannt ist der Kilauea wegen der zeitweiligen Anwesenheit eines flüssigen Lavasees in einer kraterartigen Vertiefung (Halemaumau) innerhalb der Caldera.

Die chemische Zusammensetzung des ozeanischen Intraplattenvulkanismus ist im Vergleich zum Vulkanismus der mittelozeanischen Rücken vielfältiger. Neben alkalibasaltischen Laven treten in geringen Mengen auch saure, intermediäre und selten sogar ultrabasische Laven auf.

Die Hawaii-Vulkane werden von einem stationären Manteldiapir („Hot Spot“) gespeist. Da dieser Manteldiapir unter Hawaii schon sehr lange aktiv ist und die pazifische Platte über diesen Hot Spot hinwegdriftet, entstand als Folge eine ganze Vulkankette, die sich von Hawaii nach Nordwesten erstreckt. Mit zunehmender Entfernung von Hawaii nimmt das Alter dieser einzelnen Vulkaninseln auch kontinuierlich zu, und aus der Entfernung und dem Alter kann somit die Driftgeschwindigkeit der pazifischen Platte errechnet werden. An der Vulkankette kann auch die Richtung der Plattenbewegung sehr schön abgelesen werden (siehe Abb. 22, 23).

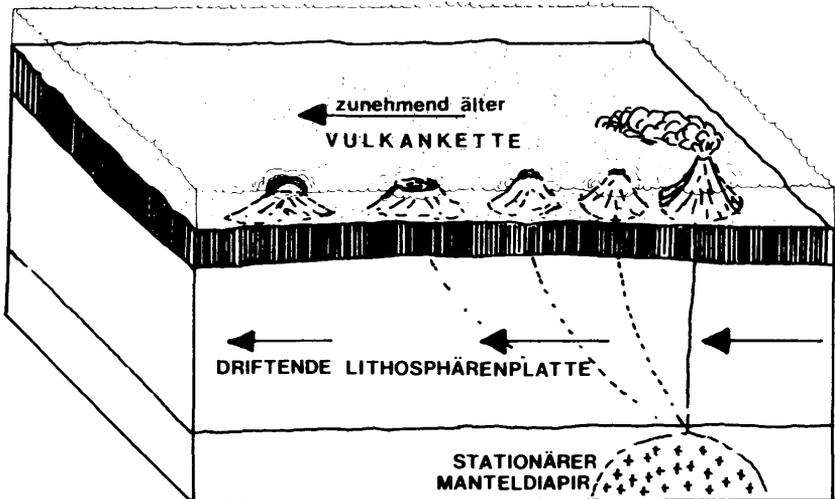


Abb. 22: Blockbild, das schematisch die Entstehung einer Vulkankette über einem stationären Manteldiapir („hot spot“) darstellen soll (umgezeichnet nach UYEDA 1978).

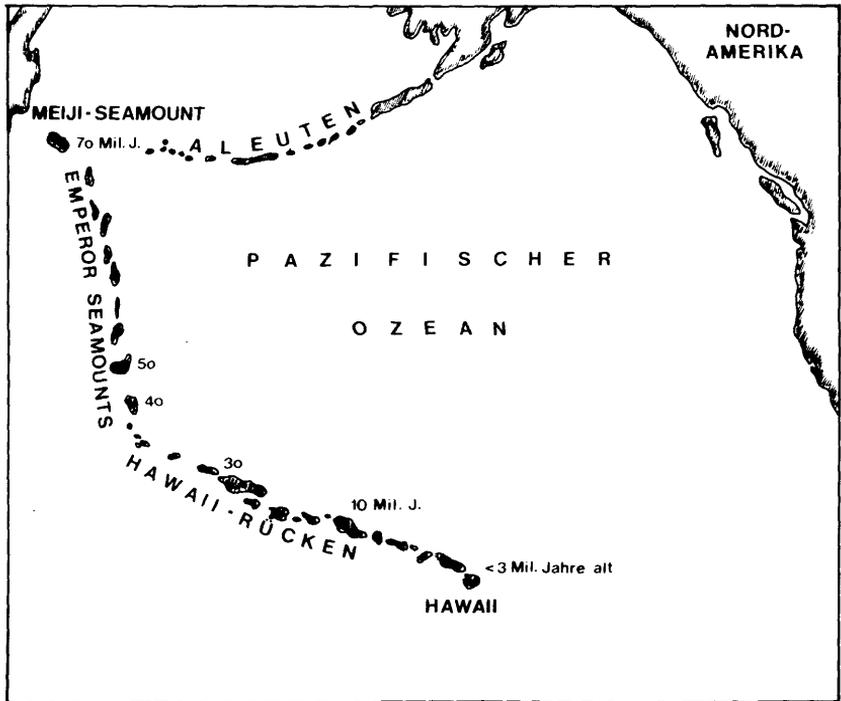


Abb. 23: Hawaii-Vulkankette, entstanden durch das Driften der Lithosphärenplatte über einem stationären Manteldiapir (siehe Abb. 22). Mit zunehmender Entfernung von Hawaii nimmt auch das Alter der Vulkaninseln kontinuierlich zu, aus der Vulkankette kann auch die Driftrichtung der Lithosphärenplatte, die sich zwischen 30 und 40 Millionen Jahren merklich geändert hat, schön abgelesen werden (umgezeichnet nach UYEDA, 1978).

KONTINENTALE RIFTZONEN

Innerhalb tektonisch stabiler Kratone kann es durch Dehnung der Kruste, verursacht durch den Aufstieg von Mantelmaterial in Form von Manteldiapiren zur Bildung kontinentaler Grabenbruchsysteme bzw. kontinentaler Riftsysteme kommen.

Das bekannteste Beispiel dazu ist das ostafrikanische Grabenbruchsystem, das sich nach Norden über das Rote Meer und Tote Meer bis in den Jordangraben fortsetzt. Weitere Beispiele sind das Baikar-Riftsystem in Sibirien oder der im Tertiär entstandene Rheintalgraben, der sich über den Rhone-Graben bis in das Mittelmeer fortsetzt.

Die Grabenbruchbildung wird begleitet von seichter Erdbebenstätigkeit und aktivem Vulkanismus. Besonders an den Randverwerfungen der

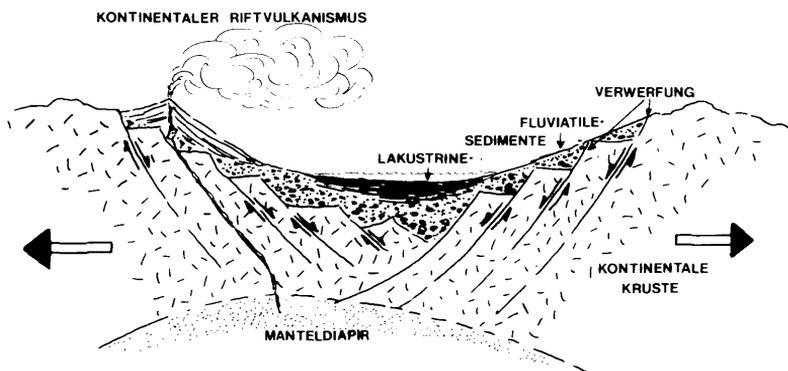


Abb. 24: Schematische Darstellung eines kontinentalen Riftsystems.

Gräben, die gleichzeitig Aufstiegswege für magmatische Schmelzen darstellen, bilden sich häufig kleine bis mittelgroße Vulkankegel (Abb. 24). Große, zentrale Stratovulkane wie der Kilimandscharo oder Mt. Kenia sind selten.

Bei den Förderprodukten kontinentaler Riftvulkane werden zwei Gruppen unterschieden:

Eine **basaltische Gruppe** in Form von Tholeiiten und/oder Alkalibasalten. Die leichtflüssigen basaltischen Laven breiten sich oft über riesige Flächen aus und bilden sogenannte „Plateaubasalte“ (z. B. in Äthiopien oder im Nordwesten der USA das Columbia River Plateau).

Eine **bimodale Gruppe** mit Förderung von abwechselnd saurer und basaltischer Lava, wobei intermediäre Laven sehr selten sind.

Aus kontinentalen Riftsystemen kann sich durch fortschreitende Dehnungstektonik bzw. Riftprozesse ein zunächst schmaler, neuer Ozean mit einem mittelozeanischen Rücken bilden, aus dem kontinentalen Riftsystem entsteht dadurch eine divergente Plattengrenze.

Auf diese Weise ist beispielsweise das Rote Meer entstanden. Die Arabische Halbinsel war ursprünglich mit Afrika verbunden, infolge Dehnungstektonik kam es zunächst zur Herausbildung eines kontinentalen Grabenbruchs, der sich durch fortschreitendes Rifting immer weiter öffnete, bis sich schließlich die beiden Grabenflanken völlig voneinander trennten und dazwischen ein neuer Ozean mit einem aktiven mittelozeanischen Rücken bildete.

PLATTENTEKTONIK UND OROGENESE

Grundlage der bis in die späten fünfziger Jahre aufgestellten Gebirgsbildungstheorien bildete vor allem die Kontraktionstheorie, eine im Gegen-

satz zur Plattentektonik fixistische Theorie, die eine Schrumpfung der Erde annahm.

Es wurde die Auffassung vertreten, daß sich Orogene aus Geosynklinalen herausentwickeln, d. h. Voraussetzung für die Entstehung eines Gebirges (Orogens) war zunächst die Bildung einer Geosynklinale (langgestreckter Ozean). Prominente Vertreter dieser Theorie waren u. a. Eduard SUESS, Hans STILLE und Leopold KOBER.

STILLE nannte Geosynklinalen, aus denen alpinotype Gebirge entstehen, Orthogeosynklinalen und solche, aus denen germanotype Gebirge entstehen, Parageosynklinalen.

Bei den Orthogeosynklinalen unterschied er zwischen Eugeosynklinalen (ozeanische Tröge, mit mächtigen Tiefseesedimenten und Vulkaniten aufgefüllt) und Miogeosynklinalen (neben Tiefseesedimenten auch Flachwassersedimente, keine Vulkanite).

Die aus zwei Teiltrögen bestehenden Orthogeosynklinalen erstrecken sich entlang eines Kontinentalrandes mit der Miogeosynklinale auf der Festlandseite und der Eugeosynklinale auf der Ozeanseite.

Bezüglich der Orogenese vertrat man die Ansicht, daß jede Gebirgsbildung einem klar definierten Evolutionsprozeß unterliegt und daß es im Laufe der Erdgeschichte Zeiten gegeben hat, in denen weltweit Orogenesen abgelaufen sind, und zwar im Abstand von ungefähr 200 Millionen Jahren. Diese Zyklen wurden als „tektonische Zyklen“ oder „Orogenzyklen“ bezeichnet, wobei jeder tektonische Zyklus aus mehreren Phasen besteht:

Geosynklinale Phase: Durch „epirogenetische Spannungen“ in der Erdkruste kommt es zu weitspannigen Verbiegungen derselben, einzelne Krustenteile sinken ab und werden zu Geosynklinalen. Durch ständige Absenkung und Aufsedimentation entwickeln sich Eu- und Miogeosynklinalen. An Spalten dringt in den Eugeosynklinalen Magma auf, es entstehen Ophiolithe.

Gegen Ende dieser Phase kommt es stellenweise zu ersten Faltungen, Heraushebungen und zu Vulkanismus. Die Hebunggebiete werden abgetragen und liefern Schutt in die angrenzenden Tiefseetröge, es entstehen Flyschsedimente (Tiefseesedimente).

Orogene Phase: Nun wirken „orogene Spannungen“ in Form kompressiver Kräfte, die sich vor allem an der schwächsten Stelle in der Erdkruste, also im Bereich der Geosynklinale, auswirken. Durch die kompressiven Kräfte werden die in der Geosynklinale abgelagerten Sedimente zusammengeschoben, gefaltet, herausgehoben, es kommt zu Deckenüberschiebungen und es entsteht ein symmetrisch gebautes Gebirge. Durch diese Prozesse werden Teile der Kruste in die Tiefe gedrückt, was anatektische Aufschmelzungsprozesse und dadurch ausgelöste Granitintrusionen, teilweise auch Vulkanismus zur Folge hat.

Im Spätstadium dieser Phase kommt es durch wieder wirksam werdende epirogenetische Bewegungen zur Herausbildung sekundärer Geosynklinaltröge am Rande des Orogens, es entstehen die Saumsenken oder Vortiefen, die mit mächtigen Sedimenten aufgefüllt werden.

Danach kommt es wieder zu orogenen Bewegungen mit Einengung, Faltung, Metamorphose, Granitintrusionen. Die in den Saumtiefen abgelagerten Sedimente werden ebenfalls gefaltet und an das bereits existierende Orogen angeschweißt.

Postorogene Phase: Im Anschluß an die Orogenese führt zunächst Bruchtektonik zur Herausbildung von Molassebecken, die mit dem Abtragungsschutt der Orogene aufgefüllt werden (Molassestadium). An Spalten können magmatische Schmelzen aufdringen und zu vulkanischen Äußerungen führen. Schließlich wird das Gebirge vollständig abgetragen, das Relief wird allmählich eingeebnet und die Erdkruste konsolidiert sich wieder (Tafelstadium).

Parallel zu diesen orogenen Phasen hat STILLE einen magmatischen Zyklus postuliert:

Einen **initialen Magmatismus** mit basischen Magmatiten (Ophioliten) während der geosynklinalen Phase, einen **synorogenen** und **subsequenten Magmatismus** mit sauren bis intermediären Plutoniten und Vulkaniten während der orogenen Phase, und schließlich einen **finalen Magmatismus** in Form eines basischen Vulkanismus während der postorogenen Phase.

Diese Gebirgsbildungstheorie war bis zur Entwicklung der Plattentektonik Lehrmeinung, obwohl damit viele geologische Erscheinungen nicht oder nur unbefriedigend erklärt werden konnten. Erst das Konzept der Plattentektonik bot einen Ausweg aus dieser Sackgasse.

So besteht beispielsweise aus der Sicht der Plattentektonik keinerlei ursächlicher Zusammenhang zwischen Geosynklinalbildung und anschließender Orogenese. Die Entstehung der Orogengürtel hängt vielmehr von der Art der Plattenbewegungen und vom Aufbau konvergierender Plattenränder ab.

Sämtliche tektonischen, magmatischen und metamorphen Prozesse (Vulkanismus, Plutonismus, Erdbeben, Metamorphose und Orogenese) sind im wesentlichen an die Plattenränder, vor allem an die konvergierenden Plattenränder (Subduktionszonen) gebunden.

War der „orogene Zyklus“ für die klassische Gebirgsbildungstheorie von Bedeutung, so ist es der „Wilson-Zyklus“ für die Gebirgsbildung im Rahmen der Plattentektonik.

So wie alle plattentektonischen Prozesse, beruht auch die Orogenese im wesentlichen auf dem Öffnen und Schließen von Ozeanen, in der Produktion neuer ozeanischer Kruste im Bereich der mittelozeanischen Rücken und der Subduktion älterer ozeanischer Kruste im Bereich der Subduk-

tionszonen. Das Werden und Vergehen von Ozeanen, das Entstehen von Orogenen unterliegt auch hier einem Evolutionsprozeß, der als „Wilson-Zyklus“ bezeichnet wird und sich aus sechs Entwicklungsstadien zusammensetzt (Abb. 25).

Embryonalstadium: Das Aufdringen von Mantelmaterial in tektonisch stabile Krustenteile führt zu einer Aufwölbung und Dehnung der Kruste, es entsteht ein Grabenbruch mit begleitendem Vulkanismus. Als rezentes Beispiel wurde bereits das ostafrikanische Grabenbruchsystem angeführt.

Jugendstadium: Andauernde Dehnungs- und Bruchtektonik führt zu einer vollständigen Trennung der beiden Kontinentschollen, zwischen

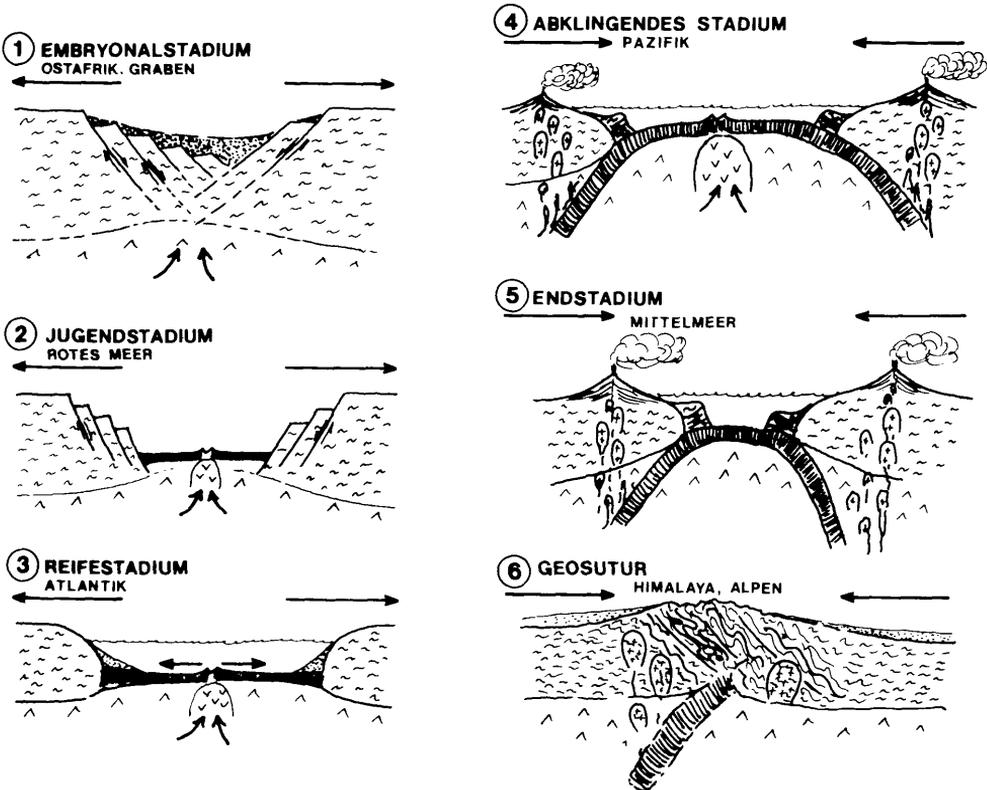


Abb. 25: Das Werden und Vergehen eines Ozeans und die damit verbundenen Prozesse der Gebirgsbildung nach dem Konzept der Plattentektonik („Wilson-Zyklus“). Die letzten drei Stadien, die durch Plattenkollisionen gekennzeichnet sind, repräsentieren die Phasen der Gebirgsbildung.

den auseinanderwandernden Grabenflanken entsteht ein schmaler, neuer Ozean mit einer ozeanischen Kruste und einem mittelozeanischen Rücken. In diesem Stadium befindet sich heute das Rote Meer.

Reifestadium: Durch ständige Produktion von neuer ozeanischer Kruste im Bereich des neu gebildeten mittelozeanischen Rückens wandern die beiden Kontinentschollen immer weiter auseinander, beiderseits des mittelozeanischen Rückens entwickeln sich mächtige Geosynklinalen, es entsteht ein großer Ozean. Als Musterbeispiel für dieses Stadium gilt der heutige Atlantik.

Abklingendes Stadium: An den Rändern des Ozeanbeckens bilden sich konvergente Plattenränder (Subduktionszonen), an denen die vorher gebildete ozeanische Kruste wieder subduziert und dem Erdmantel zugeführt wird. Diese Prozesse führen zu einer allmählichen Verkleinerung des Ozeanbeckens. An den konvergenten Plattenrändern bilden sich Tiefseegräben und Orogene vom Anden-Typus und Inselbogen-Typus. In diesem Stadium befindet sich gegenwärtig der Pazifik, der praktisch rundum von Subduktionszonen begrenzt ist.

Endstadium: Durch fortschreitende Subduktion wird das Meeresbecken immer kleiner, bis sich schließlich die ursprünglich weit auseinanderliegenden Kontinente immer näher kommen. Als Beispiel für dieses Stadium kann das Mittelmeer (als kleines Restmeer der Tethys) angeführt werden.

Geosutur: Schließlich verschwindet der Ozeanboden und damit das Meeresbecken vollständig, der ursprüngliche Ozean wurde also vollständig subduziert, die beiden Kontinente prallen aufeinander. Nachdem kontinentale Kruste nicht subduziert werden kann, schiebt sich ein Teil der kontinentalen Kruste über den anderen und es kommt zu einer enormen Krustenverdickung. Durch die starke Kompression werden die Gesteine zusammengeschoben, ursprünglich im Meeresbecken abgelagerte Sedimente werden zusammen mit Krustengesteinen und obduzierten ozeanischen Krustenfragmenten (Ophiolite) zusammengefaltet und übereinandergeschoben. Diese Prozesse sind häufig von einer Regionalmetamorphose begleitet. Als Folge entstehen mächtige Falten- und Deckengebirge.

Die letzten drei Phasen des Wilson-Zyklus repräsentieren Phasen der Gebirgsbildung. Alle diese Phasen hat beispielsweise der ehemalige Tethysozean durchgemacht. So war ursprünglich Indien bei Afrika und durch den breiten Tethysozean von Eurasien getrennt. In der Kreidezeit löste sich Indien von Afrika, wanderte nach Norden, der Tethysozean wurde allmählich vollständig subduziert, bis Indien an den Eurasiatischen Kontinent prallte. Als Folge dieser Kollision entstand das mächtige Gebirge des Himalaya, von der ozeanischen Kruste der ehemaligen Tethys sind nur noch einzelne Reste in Form von Ophiolithen in das Gebirge eingefaltet.

WEITERFÜHRENDE LITERATUR (AUSWAHL)

a) Klassische Arbeiten vor 1960

- AMPELIER, O. (1906): Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen. – Jb. Geol. R.-A. 56:539–622.
- (1925): Über Kontinentverschiebungen. – Die Naturwissenschaften 13:669–675.
- (1941): Gedanken über das Bewegungsbild des atlantischen Raumes. – Sber. Österr. Akad. Wiss., math.-natwiss. Kl., 150:19–35.
- SCHWINNER, R. (1941): Der Begriff der Konvektionsströmung in der Mechanik der Erde. – Gerlands Beitr. Geophysik 58:119–158.
- WIGENER, A. (1912): Die Entstehung der Kontinente. – Geol. Rdsch. 5:276–292.
- (1915): Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. – Vieweg Verlag, Braunschweig (1. Aufl.), 94 Seiten.
- (1929): Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. 4. Aufl. 231 Seiten.

b) Klassische Arbeiten nach 1960

- DWY, J. F., & J. M. BIRD (1970): Mountain Belts and the New Global Tectonics. – Journal of Geophysical Research 75:2625–2647.
- DIETZ, R. S. (1961): Continent and Ocean Basin Evolution by Spreading of the Sea Floor. – Nature 190:854–857.
- HELEN, B. C. (1960): The rift in the ocean floor. – Sci. American 203:98–110.
- HURTZLER, J. R. (1968): Sea-floor spreading. Sci. American 219:60–70.
- HUSS, H. H. (1962): History of Ocean Basins. – In: A. E. J. ENGEL et al. (eds.): Petrologic studies: a volume in honor of A. F. BUDDINGTON. Geological Society of America, Boulder, 599–620.
- Mc KENZIE, D. P., & W. J. MORGAN (1969): The Evolution of Triple Junctions. – Nature 224:125–133.
- MORGAN, W. J. (1972): Deep Mantle Convection Plumes and Plate Motions. – Am. Ass. Petrol. Geol. 56:203–213.
- VINI, F. J. (1966): Spreading of the Ocean Floor, New Evidence. – Science 154:1405–1415.
- VINI, F. J., & D. H. MATTHEWS (1963): Magnetic Anomalies over Oceanic Ridges. – Nature 199:947–949.
- WILSON, J. T. (1965): A New Class of Faults and their Bearing on Continental Drift. – Nature 207:343–347.

c) Zusammenfassende Werke über Plattentektonik

Die mit einem * versehenen Werke werden als Einführung in die Plattentektonik besonders empfohlen.

- CONDIE, K. C. (1989): Plate Tectonics and Crustal Evolution (3rd Ed.). – Pergamon Press, Oxford, 488 Seiten.
- COX, A. (1973): Plate Tectonics and Geomagnetic Reversals. – Freeman, San Francisco, 702 Seiten.
- COX, A., & R. B. HART (1986): Plate Tectonics – How It Works. – Blackwell Scientific Publications, Palo Alto, 392 Seiten.
- *GISEL, P. (Hrsg.) (1983): Ozeane und Kontinente. – Spektrum der Wissenschaft (Verständliche Forschung), Heidelberg, 248 Seiten.
- LI PICHON, X., J. FRANCHETEAU & J. BONNIN (1973): Plate Tectonics. – Developments in Geotectonics 6, Elsevier, Amsterdam, 300 Seiten.
- Mc ELHINNY, M. W. (1973): Paleomagnetism and Plate Tectonics. – Cambridge Earth Science Series, Cambridge University Press, 357 Seiten.
- MIYASHIRO, A., K. AKI & A. M. C. SENGÖR (1985): Orogenese. Grundzüge der Gebirgsbildung. – Deuticke, Wien, 236 Seiten.

- *PICHLER, H. (Hrsg.) (1985): Vulkanismus. – Spektrum der Wissenschaft (Verständliche Forschung), Heidelberg, 207 Seiten.
- RINGWOOD, A. E. (1975): Composition and Petrology of the Earth's Mantle. – McGraw-Hill, New York, 618 Seiten.
- *SILVER, R. (Hrsg.) (1987): Die Dynamik der Erde. – Spektrum der Wissenschaft (Verständliche Forschung), Heidelberg, 216 Seiten.
- *THENIUS, E. (1977): Meere und Länder im Wechsel der Zeiten. – Verständliche Wissenschaft, Bd. 114, Springer Verlag, Berlin, 200 Seiten.
- *UYEDA, S. (1978): The New View of the Earth. – Freeman, San Francisco, 217 Seiten.
- *WILSON, J. T. (Ed.) (1976): Continents Adrift and Continents Aground (Readings from Scientific American). – Freeman, San Francisco, 230 Seiten.
- WINDLEY, B. F. (1984): Evolving Continents. – Wiley, New York, 420 Seiten.
- WYLLIE, P. J. (1971): The Dynamic Earth. – Wiley, New York, 416 Seiten.

Anschrift des Verfassers: Dr. K. KRÄINER, Institut für Geologie und Paläontologie, Innrain 52, A-6020 Innsbruck.