

Plattentektonik

1	Der Schalenbau der Erde und die Ursachen der Plattenbewegung	91
2	Die Platten	91
	2.1 Die Plattengrenzen	92
	2.2 Das magnetische Streifenmuster des Meeresbodens	96
3	Auswirkungen der Plattenbewegungen	97
	3.1 Erdbeben	97
	3.2 Vulkanismus	100





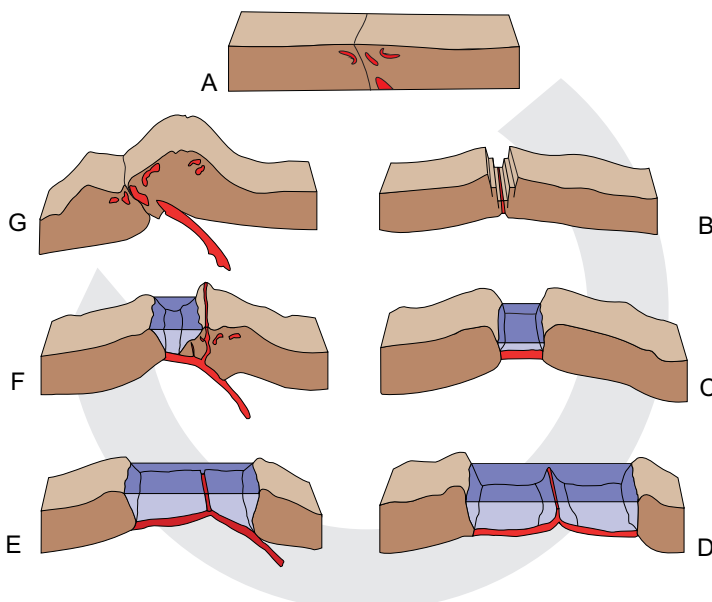
Plattentektonik

Schon in früheren Zeiten hat man sich Gedanken über die Entstehung der Gebirge, das Auftreten von Erdbeben und Vulkanausbrüchen gemacht, doch erst mit der Theorie der Plattentektonik konnten schlüssige Erklärungen für diese Phänomene, die an der Erdoberfläche zu sehen sind, gegeben werden. Wir wissen heute, dass die Dynamik des gesamten Erdkörpers, resultierend aus Masseungleichgewichten und thermischen Ungleichgewichten aufgrund des Schalenbaus der Erde, zu einer Bewegung der Lithospärenplatten, der steifen äußeren Haut unseres Planeten, führt. Das Zusammenwirken der inneren (→ endogenen) und äußeren (→ exogenen) Kräfte der Erde unterwirft die Erdoberfläche einem kontinuierlichen Veränderungsprozess.

Der kanadische Geophysiker John Tuzo Wilson hat im Jahr 1970 eine Hypothese aufgestellt, wie es zum Entstehen und Vergehen von Ozeanen und großen Kontinenten kommen kann (► Modul G „Wissenschaftsgeschichte“). Diese plattentektonischen Ereignisse wiederholen sich zyklisch alle 300 – 500 Mio. Jahre und sind inzwischen unter dem Begriff Wilson-Zyklus bekannt (➔ C1). Am Anfang der Entwicklung steht eine konti-

nentale Platte in Ruhe (A). Oberhalb einer Wärmeanomalie im Erdmantel bilden sich Schmelzen, die an die Erdoberfläche steigen. Durch eine Dehnung der Kruste entwickelt sich eine kontinentale Graben- oder Riftzone mit Vulkanismus (B), öffnet sich unter erster Anlage ozeanischer Kruste (C) und wird schließlich zu einem Ozean, der von passiven Kontinentalrändern gesäumt wird (D), geht über in einen Ozean mit randlichen → Subduktionszonen und aktiven Kontinentalrändern (E) wird nun immer mehr eingeengt (F) und verschwindet schließlich durch Kollision seiner Ränder und Heraushebung hoher Gebirge (G) mit der Vereinigung aller Kontinente in einem Superkontinent (wie z. B. Pangäa vor ca. 270 Mio. Jahren). Dadurch kommen Subduktion und Ozeanbildung zum Erliegen, das Gebirge wird gehoben und abgetragen, und es stellt sich wiederum der Ausgangszustand (A) ein. Da durch tektonische Vorgänge keine Wärme mehr abgeführt wird, entwickelt sich ein Hitzestau unter dem Superkontinent. Dies wiederum führt zum erneuten Zerbrecen, oftmals wieder entlang der Linie der ehemaligen Kontinent-Kontinent-Kollision. So wird ein neuer Wilson-Zyklus in Gang gesetzt.

C1 | Die Stadien des Wilson-Zyklus.



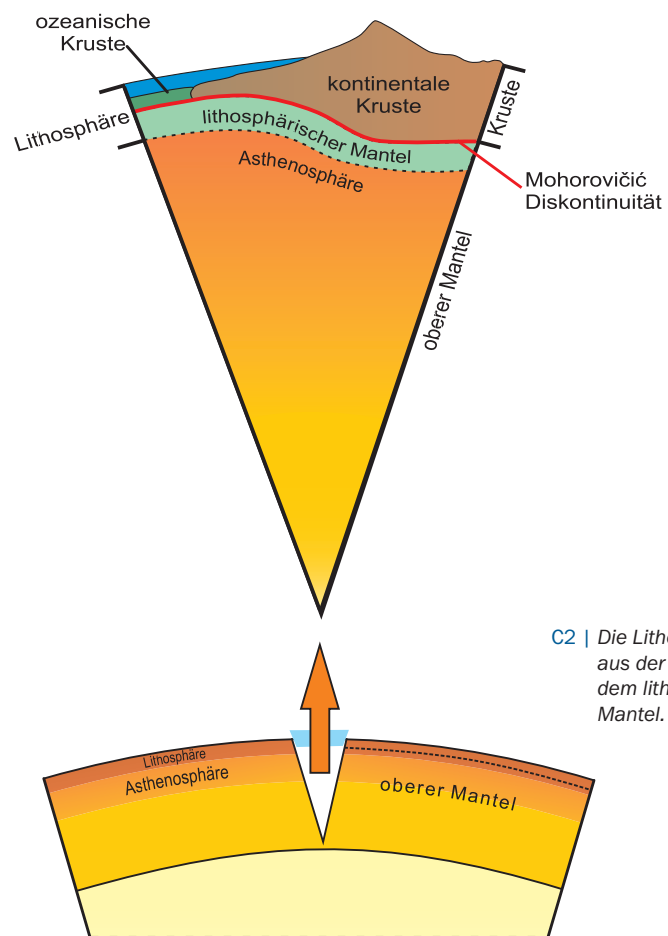
1 Der Schalenbau der Erde und Ursachen der Plattenbewegung

Die starre äußere „Haut“ der Erde wird als → Lithosphäre (feste Gesteinshülle, von griech. *lithos* = Stein und *sfära* = Kugel) bezeichnet (↗ C2). Zur Lithosphäre gehört neben der Erdkruste (→ kontinentale oder → ozeanische) auch der obere Teil des Erdmantels. Die Lithosphäre ist daher nicht durch Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung und damit der Dichte der Gesteine definiert, die die Unterscheidung in Erdkruste, Erdmantel, Erdkern (► Modul A „Planetensystem und Aufbau der Erde“, ↗ A13, Schalenbau der Erde) steuert, sondern durch Änderungen im Festigkeitsverhalten der Gesteine. Die Lithosphärenplatten können als starre Körper betrachtet werden, die von einer Zone geringerer Festigkeit des Erdmantels, der → Asthenosphäre (griech. *asthenos* = weich), unterlagert werden. Hier sind die Gesteine des oberen Mantels nicht mehr fest, sondern plastisch.

Man ist der Ansicht, dass die Gesteine durch die in dieser Tiefe herrschenden hohen Temperaturen (> 1000 °C) nahe ihrem Schmelzpunkt liegen und sehr leicht verformbar und fließfähig sind. Sie verhalten sich wie eine zähe Masse und die starren Lithosphärenplatten können auf diesem Untergrund leicht bewegt werden. Die Asthenosphäre beginnt in unterschiedlicher Tiefe unter Ozeanen und Kontinenten (↗ C2). Die Mächtigkeit einer einzelnen Lithosphärenplatte kann damit erheblich schwanken, von weniger als 20 km am Mittelozeanischen Rücken bis hin zu 200 km unter den Kontinenten.

Eine driftende Lithosphärenplatte kann nur aus ozeanischer oder nur aus kontinentaler

Kruste und dem jeweiligen Anteil des lithosphären Mantels bestehen, wie die Pazifische Platte bzw. die Eurasische Platte. In vielen Fällen besteht sie jedoch aus Anteilen an ozeanischer wie auch kontinentaler Kruste und dem entsprechenden lithosphärischen Mantel, wie die Afrikanische Platte mit dem Afrikanischen Kontinent, die Südamerikanische Platte und der ozeanischen Kruste des Ostatlantiks.



2 Die Platten

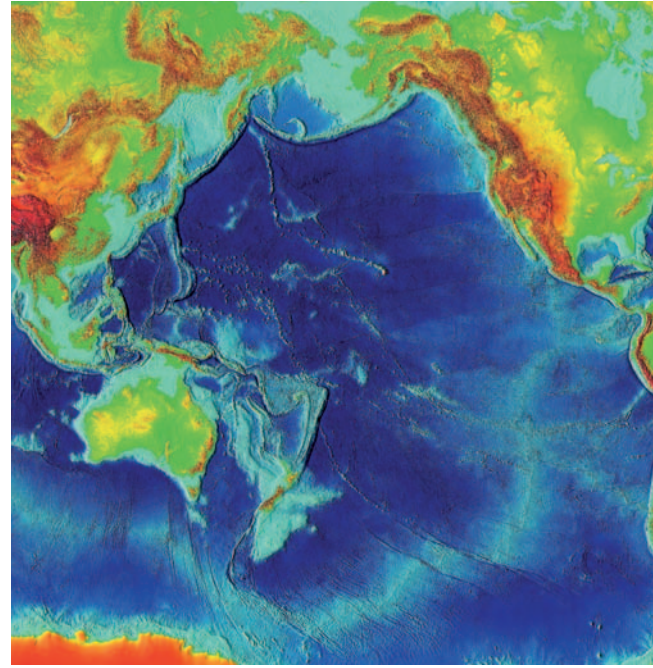
Nach der Theorie der Plattentektonik ist die Lithosphäre in ungefähr ein Dutzend starrer Platten auseinander gebrochen (↗ C3). Die Platten driften auf der teilweise aufgeschmolzenen, plastischen Asthenosphäre mit un-

terschiedlichen Geschwindigkeiten von mehreren Zentimetern pro Jahr, und die in die driftenden Platten eingeschlossenen Kontinente werden mitgeschleppt (= Kontinentaldrift). Dabei ermöglicht es die starre Litho-

C3 | Auf der Weltreliefkarte werden die Nahtstellen der großen Lithosphärenplatten sichtbar (vgl. auch ↗ C4).

sphäre der Erde, dass sich Platten mit einer Fläche von vielen Tausend Quadratkilometern als selbstständige Einheiten ohne größere Verformung oder Brüche bewegen können (solange man von den Plattengrenzen einmal absieht).

Die Driftgeschwindigkeit der Platten variiert sehr stark. Sich langsam bewegende Platten tragen im Allgemeinen große Kontinente (z. B. Nord- und Südamerikanische, Afrikanische, Eurasische und Antarktische Platte). Schnelle Platten sind insbesondere die ozeanischen Platten mit Subduktionszonen als Ränder. Durch das Abtauchen der dichten ozeanischen Kruste wird die Lithosphärenplatte in den Mantel gezogen und dadurch die Drift beschleunigt. Als Folge der ständigen Plattendrift entfernen sich z. B. Europa



C4 | Geschwindigkeit der Relativbewegung (Pfeile) der Lithosphärenplatten (in cm/Jahr).

und Amerika um 2 – 3 cm/Jahr voneinander. In den letzten rund 510 Jahren seit der „Entdeckung“ Amerikas durch Kolumbus ist die Entfernung zwischen beiden Kontinenten um mehr als 12 m größer geworden.

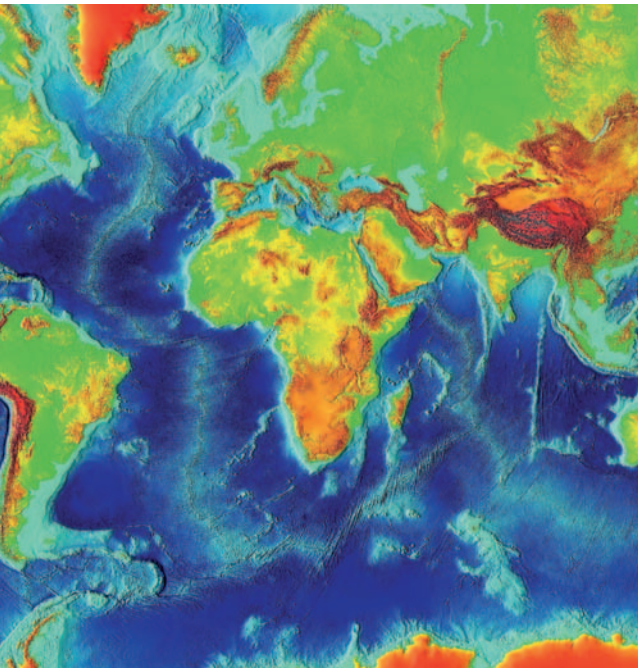
2.1 Die Plattengrenzen

Wir unterscheiden drei Typen von Grenzen der Lithosphärenplatten (↗ C5): divergierende Plattengrenzen, konvergierende Plattengrenzen, sowie Transformstörungen.



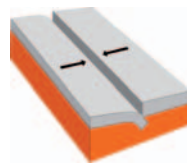
An **divergierenden Plattengrenzen** driften die Kontinente auseinander. Dabei steigt teilweise geschmolzenes

Magma durch die Konvektionsströme aus dem oberen Mantel auf und füllt die Lücke zwischen den Platten. Dieses Material wird zu neuer Lithosphäre, die den wegdriftenden Platten angefügt wird. Diese Grenze wird daher auch als konstruktive Plattengrenze bezeichnet.



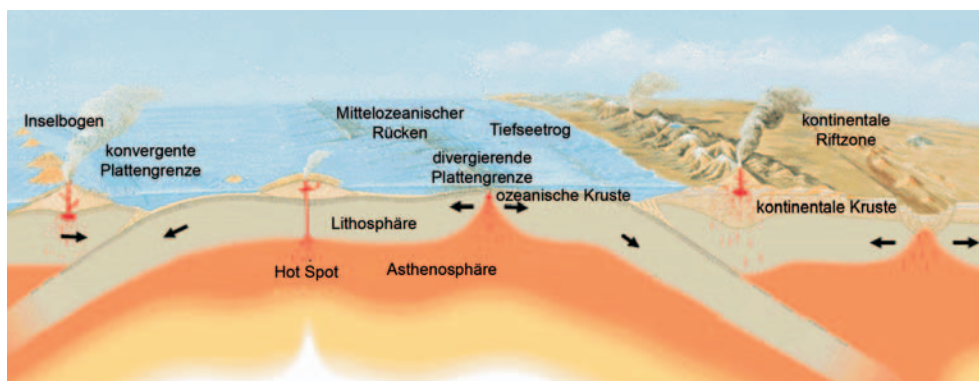
Divergierende Plattengrenzen sind im Wilson-Zyklus an den Phasen B – D beteiligt und damit an der Bildung eines neuen Ozeans. Beginnend mit dem Graben- oder Riftstadium bilden sich durch Dehnungsvorgänge und Ausdünnung der Kruste beispielsweise an der Aufwölbung über einem Hotspot lang gestreckte Grabenbrüche innerhalb einer kontinentalen Platte. Entlang der Verwerfungen kommt es wiederholt zu Vulkanismus und Erdbeben (z. B. Oberrhein-Graben, Ostafrikanisches Riftsystem). Senkt sich der innerkontinentale Graben ab und erweitert sich, tritt ein Zustand wie heute am Roten Meer ein. Lava strömt ein und bildet zwischen den beiden Teilen der ehemals zusammenhängenden kontinentalen Platte eine ozeanische Kruste. Wird eine Verbindung zu einem Meer hergestellt, entsteht ein neuer Ozean. Wie heute im Atlantik finden in der ersten Zeit an seinen Rändern keine Gebirgsbildungsvorgänge statt. Aus sogenannten ozea-

nischen Riftzonen tritt Lava am Meeresboden aus und füllt die Lücke aus, die sich durch die Dehnung der Platten gebildet hat. Dieser Vorgang wird auch als Seafloor-Spreading bezeichnet und ist heute besonders charakteristisch am Mittelatlantischen Rücken entwickelt (➔ C5). Diese viele tausend Kilometer lange Nahtstelle trennt Nord- und Südamerika von Europa und Afrika. Dabei können riesige Vulkanberge entstehen, die weit über den Meeresspiegel herausragen können, wie man sie heute auf Island findet.



An **konvergierenden Plattengrenzen** kollidieren zwei Platten. Ist bei solch einer Kollision eine ozeanische Platte beteiligt, spricht man von Subduktionszone. Die überfahrene ozeanische Platte wird durch abtauchende Konvektionsströme in den darunter liegenden Mantel gezogen, wo sie schließlich wieder aufgeschmolzen wird. Diese Grenze wird daher auch als destruktiver Plattenrand bezeichnet.

Konvergierende Plattengrenzen sind im Wilson-Zyklus an den Phasen E – G beteiligt und damit an einer erdumspannenden Gebirgsbildung. Nachdem die Ausdehnung des Ozeans zum Stillstand gekommen ist, wird der Ozean wieder kleiner. Dabei wird schwerer ozeanischer Boden unter die leichtere kontinentale Kruste gedrückt bzw. gezogen. Im Bereich solcher Subduktionszonen kommt es zur Aufschmelzung von Gestein und zum Magmenaufstieg durch die kontinentale Kruste; Vulkane entstehen. Ferner bilden sich im Bereich der Subduktion Tiefseeegräben, Faltegebirge oder Inselbögen, wie heute im Bereich der Umrandung des Pazifiks. Dabei nähern sich die bis dahin getrennten Konti-



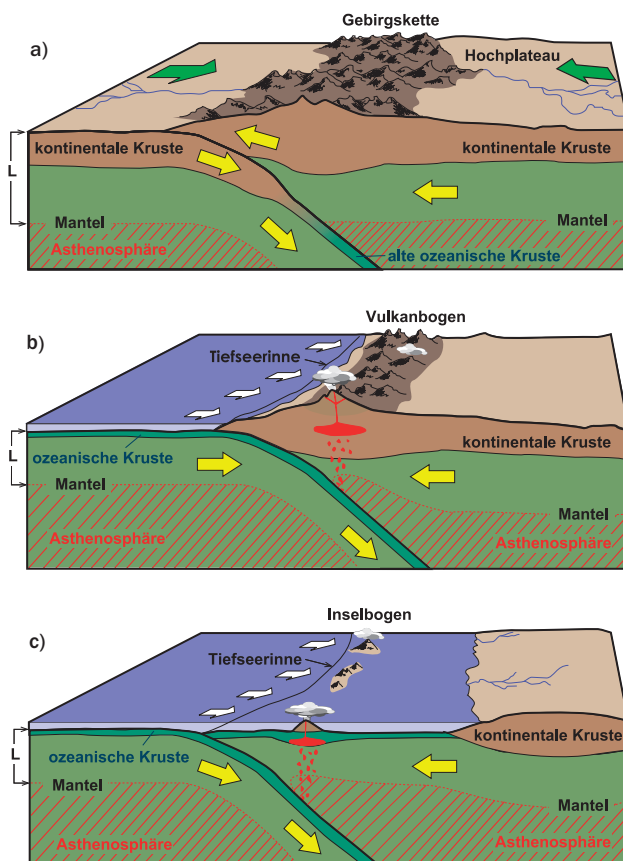
C5 | Querschnitt durch die Asthenosphäre und die Lithosphäre. Gekennzeichnet sind die Haupttypen der Plattengrenzen.

nente immer mehr an. Die Einengung des Ozeans wird stärker, die Faltung mariner Ablagerungen führt zu weiterer Gebirgsbildung, wie heute im Bereich des Mittelmeers. Die Kollision der bisher getrennten, leichten kontinentalen Krustenteile setzt an verschiedenen Stellen ein. Kommt es zur Kollision beider kontinentaler Krustenteile, entstehen Deformationen, Faltungen und Deckenüberschiebungen. Durch Heraushebung der so gebildeten tektonischen Komplexe kommt es zur Entwicklung von hohen Gebirgen wie den Alpen oder dem Himalaya. Nach der Kollision der beiden kontinentalen Krustenteile und der Heraushebung der Hochgebirge können nochmals gewaltige Massen vulkanischen Materials gefördert werden (z. B. Bozener Porphyrgbiet). Nach der Kollision ist wieder eine einheitliche Platte vorhanden, nur die Zone des Zusammenstoßes der beiden Krustenteile ist oft noch als sogenannte Suture erkennbar. In der Abbildung ↗ C6 sind drei verschiedene Varianten einer konvergierenden Plattengrenze dargestellt.

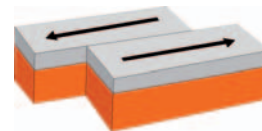
C6 | Varianten einer konvergierenden Plattengrenze

- a) Alpiner Typ,
- b) Andiner Typ,
- c) Inselbogen-Typ.

Eine Kontinent-Kontinent-Kollision führt zu mehrfachen Überschiebungen, zu Faltungen und einer Verdickung der kontinentalen



Kruste und damit zu einem hohen Gebirge. Beispiele sind die Alpen und der Himalaya. Diese Art der Kollision wird daher als Alpiner Kollisions-Typ bezeichnet (↗ C6a). Die Subduktion einer (schwereren) ozeanischen unter eine leichtere kontinentale Platte führt am Rand des Kontinents zur einer Tiefseerinne (Trench) und einem Vulkangürtel. Ein Beispiel ist die Westküste von Südamerika mit den Anden. Solch eine Ozean-Kontinent-Kollision wird daher auch Andiner Kollisions-Typ genannt (↗ C6b). Bei der Subduktion einer ozeanischen unter eine andere ozeanische Platte bildet sich durch Aufschmelzung und Aufstieg des Magmas ein vulkanischer Inselbogen, wie z. B. Japan. Dieser Plattenrand wird daher auch Inselbogen-Typ genannt (↗ C6c).

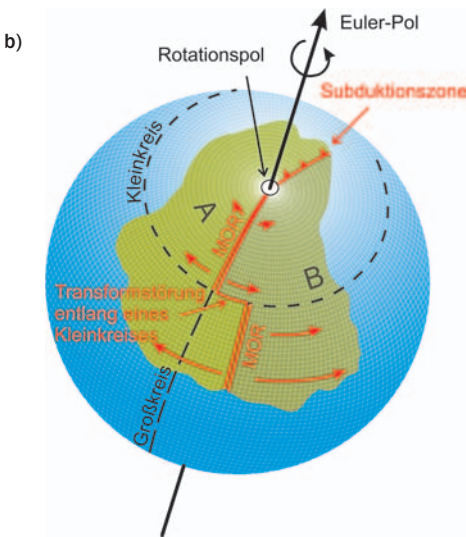
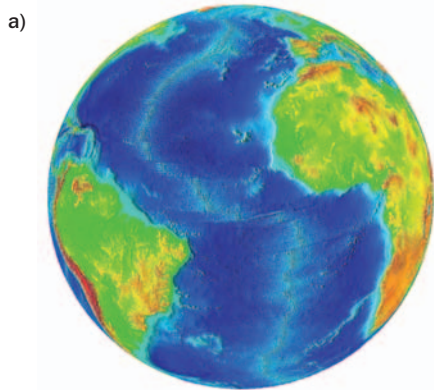
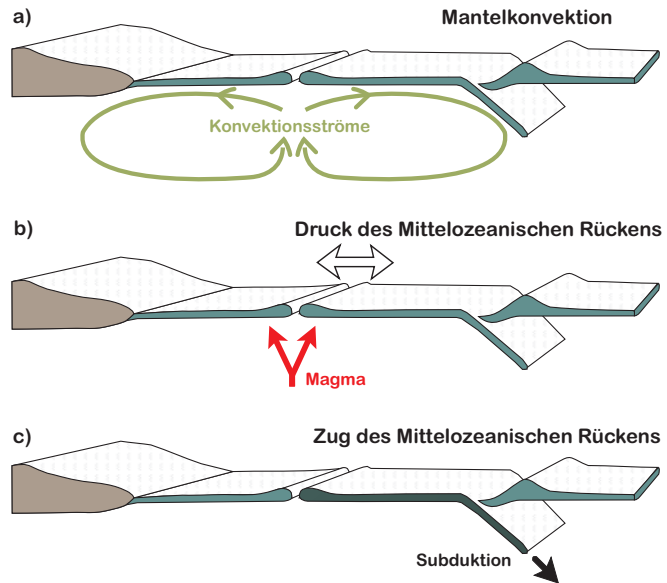


An **Transformstörungen** gleiten zwei Platten aneinander vorbei. Es wird keine neue

Lithosphäre gebildet und auch keine vernichtet. Ein bekanntes Beispiel ist die San-Andreas-Störung in Kalifornien mit ihren häufigen und heftigen Erdbeben, bei der die Pazifische Platte an der Nordamerikanischen Platte entlang gleitet. Die häufigsten Transformstörungen sind an den mittelozeanischen Rücken entwickelt und unterteilen die Rücken in viele einzelne Segmente (↗ C7a). Diese Transformstörungen sind eine Folge der Bewegung der Platten auf der kugelförmigen Erde. Bewegt sich eine Platte auf der Kugel, so führt sie eine Rotationsbewegung um eine Drehachse aus, die durch den Erdmittelpunkt geht (↗ C7b). Die Geschwindigkeit der Rotation (Winkelgeschwindigkeit) ist an dem Ausstichpunkt der Drehachse auf der Erdoberfläche, dem sogenannten Euler-Pol, gleich Null und steigt mit zunehmendem Abstand zum Euler-Pol an. Insbesondere im Bereich der dünnen ozeanischen Lithosphäre kommt es an den Mittelozeanischen Rücken infolge der unterschiedlichen Winkelgeschwindigkeit zu Brüchen und Verschiebungen.

Die Ursachen der Plattenbewegungen sind nach heutigem Wissensstand in → Konvektionsströmungen im Erdmantel zu sehen (Mantelkonvektion). Unter gegebenen Druck- und Temperaturbedingungen verhalten sich

die Gesteine des Erdmantels zähflüssig (plastisch), und der Erdmantel wird fließfähig. Es wird angenommen, dass der Mantel durch Konvektion bestrebt ist, die Temperaturdifferenz zwischen heißem Erdkern und kühler Erdoberfläche auszugleichen. Konvektionsbewegungen treten in fließfähigem Material auf, wenn es an der Unterseite erhitzt wird und auf der Oberseite abkühlt. Dann steigt heißes Material, das weniger dicht ist als das Material darüber, vom Boden auf, und kühleres und damit dichteres Material sinkt von der Oberfläche nach unten. Die Plattengrenzen sind dabei meist an aufsteigende (Spreizungsachsen) und abtauchenden (Subduktionszonen) Konvektionsäste gebunden.

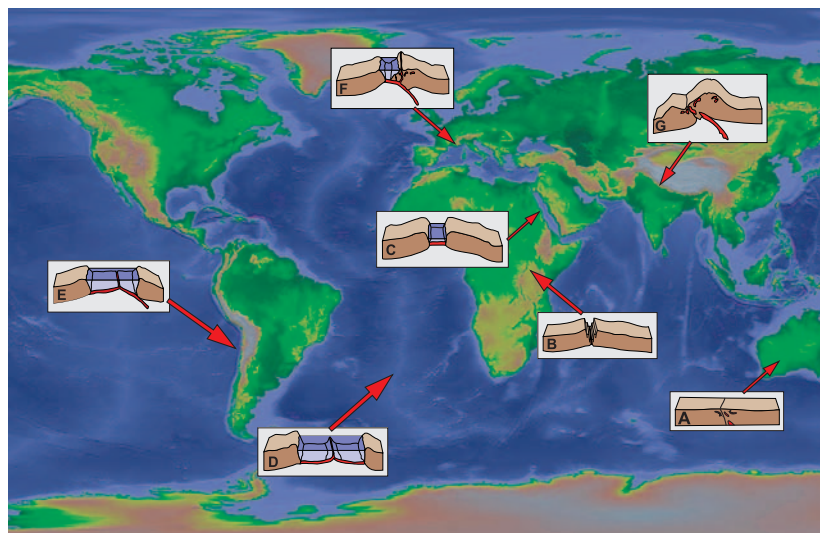


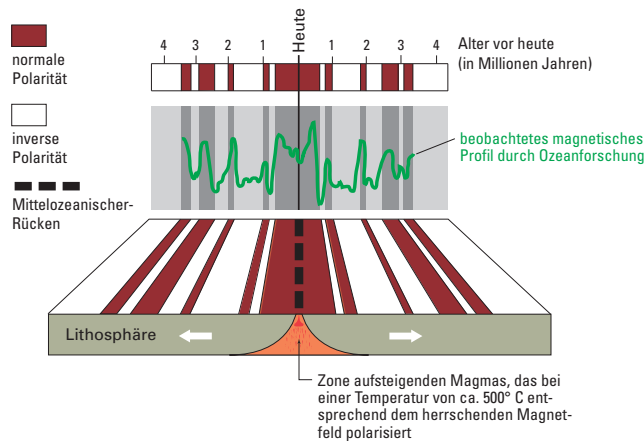
C7 | a) Transformstörungen versetzen die Spreizungsachsen der mittelozeanischen Rücken (MOR). b) Sie entstehen durch Unterschiede der Winkelgeschwindigkeit bei der Plattenbewegung auf einer kugelförmigen Erde (Betrag ist durch Länge der Pfeile symbolisiert). Die Transformstörungen folgen der Spur eines Kleinkreises (z. B. die Breitengrade) um die Rotationsachse. Deshalb sind die Transformstörungen an den Mittelozeanischen Rücken nicht gerade, sondern leicht gebogen.

Neben dem Antrieb durch die Konvektionsströme gibt es noch zwei weitere Antriebskräfte (↗ C8). Durch die aufgewölbte ozeanische Kruste an den Mittelozeanischen Rücken, die sich hier bis zu 3.000 m über dem Tiefseeboden erhebt, kommt es durch die Gravitationskraft zu einer Hangabtriebskraft (↗ C8b). Diese drückt die Platten vom Spreizungszentrum weg (*ridge push force*) und verstärkt die Drift der Platte. Mit Abstand vom Mittelozeanischen Rücken wird die ozeanische Platte durch Abkühlung dichter und damit schwerer. An einer Subduktionszone sinkt sie in den Erdmantel zurück. Dort ist die alte, dicke Platte schwerer als die heiße Umgebung im Erdmantel, und die Platte wird durch ihr Eigengewicht in den Mantel hinabgezogen. Diese Zugkraft (*slab pull forces*) beschleunigt die Plattenbewegung (↗ C8c).

C8 | Die wichtigsten Kräfte als Motor der Plattenbewegung.

C9 | Plattentektonik heute: Stadien des Wilson-Zyklus (↗ C1), die z. Zt. auf der Erde verwirklicht sind.





C10 | Modell zur Entstehung der Magnetstreifenmuster am Meeresboden.

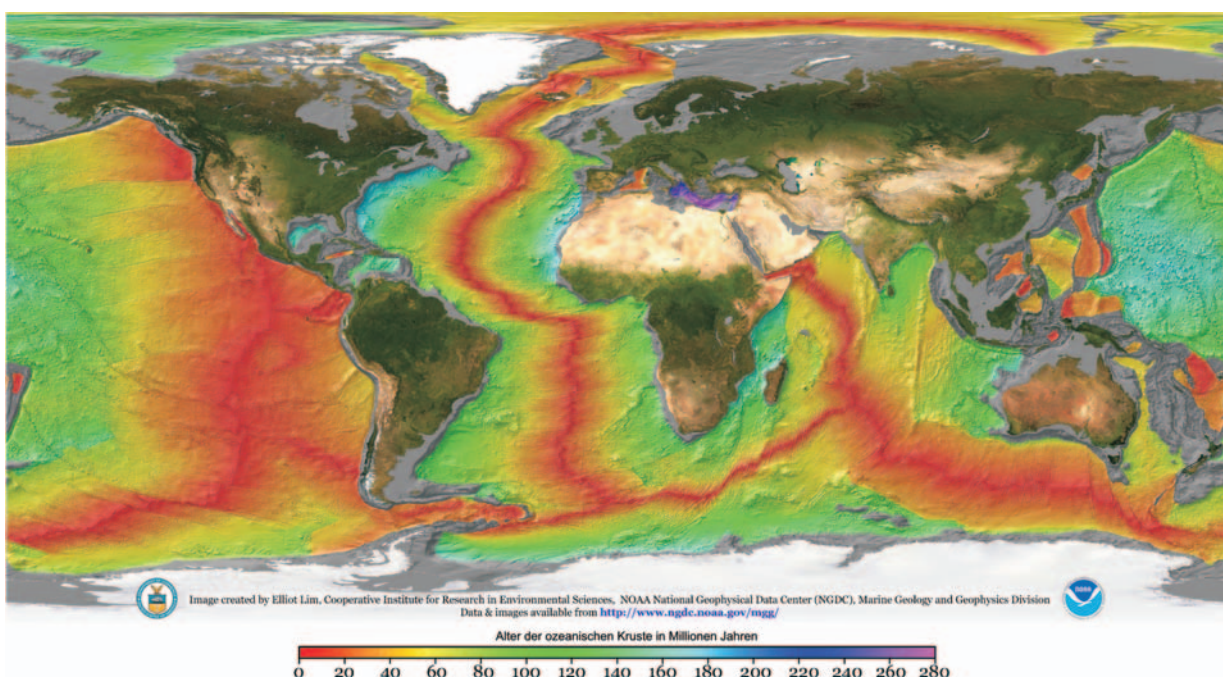
C11 | Globaler Überblick über das geologische Alter der Ozeanböden in Mio. Jahren. Die Bereiche, in denen neuer Ozeanboden gebildet wird, fallen mit dem jüngsten Meeresboden (dunkelrot) zusammen. Der älteste Ozeanboden, der noch nicht subduziert wurde, ist ein Rest des Tethys-Ozeans zwischen der Afrikanischen und Europäischen Platte (Mittelmeer).

Wenn wir den heutigen Status der Erde betrachten, so laufen verschiedene plattentektonische Prozesse gleichzeitig ab, d. h. wir können die verschiedenen Stadien des am Anfang des Kapitels genannten Wilson-Zyklus in unterschiedlichen Regionen der Erde antreffen. Diese Stadien können damit verschiedenen Regionen zugeordnet werden (↗ C9) und werden nach diesen benannt, so z. B. das Aufbrechen der Kontinentalplatte mit Graben- oder Riftstadium am Ostafrikanischen Grabensystem, die erste Verbindung zum Weltmeer und Bildung erster ozeanischer Kruste im Roten Meer, die Ausbildung eines Mittelozeanischen Rückens im Atlantik, die Ausbildung randlicher Subduktionszonen im Pazifik, die Einengung der Meeresbecken durch die Annäherung der Kontinente wie heute im Bereich des Mittelmeeres und die Kollision der Platten und Entstehung eines hohen Gebirges wie des Himalaya.

2.2 Das magnetische Streifenmuster des Meeresbodens

Geowissenschaftler haben entdeckt, dass die Basalte am Meeresboden in Richtung des zur Zeit ihrer Bildung herrschenden irdischen Magnetfeldes magnetisiert werden (► Modul A „Planetensystem und Aufbau der Erde“). Dieser remanente Magnetismus bleibt über Millionen von Jahren erhalten. Der Paläomagnetismus von Gesteinen verschiedenen Alters lässt erkennen, dass das Magnetfeld der Erde seine Polarität im Laufe der Erdgeschichte häufig geändert hat. Die derzeitige Richtung des Magnetfeldes zeigt nach Norden (zum magnetischen Nordpol) und wird als normal, die entgegengesetzte Richtung als invers bezeichnet. Die chronologische Abfolge dieser wiederholten Feldumkehrung liefert zusammen mit der remanenten Magnetisierbarkeit einer Gesteinsabfolge oftmals Hinweise auf deren Alter.

Um das lokale Magnetfeld von magnetisierten Gesteinen des Meeresbodens zu messen, werden Messgeräte im Schlepp hinter Schiffen hergezogen und bestimmte Muster der magnetischen Anomalien registriert, wie z. B. am Mittelatlantischen Rücken (↗ C10). Die Gesteine unter den bunten Streifen sind normal (+), die der weißen Zwischenräume invers (-) magnetisiert, und zwar symmetrisch von der Achse des Mittelozeanischen Rückens ausgehend.

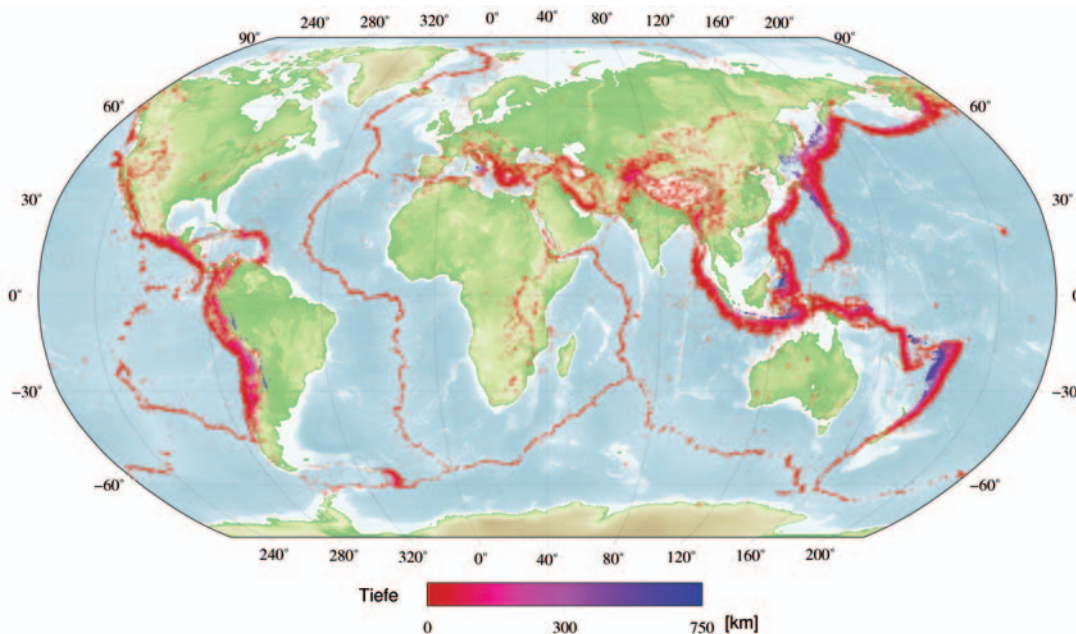


Streifen magnetisierter Kruste bilden sich dann, wenn neuer Meeresboden entsteht: Aufsteigendes geschmolzenes Material kühlt ab und wird etwa bei 500 °C in Richtung des gerade vorherrschenden Magnetfeldes magnetisiert. Da beim Seafloor-Spreading die Divergenz der Platten fort dauert, wird die frisch magnetisierte Kruste nach beiden Seiten auseinander geschoben und bewegt sich allmäh-

lich mit den sich trennenden Platten nach außen (➔ C11). Das Muster von normal und invers magnetisierten Streifen auf dem Meeresboden entspricht der zeitlichen Abfolge der Umpolungen des Erdmagnetfeldes. Diese können durch Altersbestimmungen an den Gesteinen auf dem Festland einer paläomagnetischen Zeitskala zugeordnet werden.

3 Auswirkungen der Plattenbewegungen

C12 | Epizentren der Erdbeben von 1954 bis 14.07.2009. Deutlich sichtbar sind die Zusammenhänge zu heute aktiven mittelozeanischen Rücken, Subduktionszonen und Transformstörungen, aber auch zu alten Suturen, wie in Europa, Asien und Nordamerika.



Unter den ca. 3,5 Mio. Todesopfern durch Naturkatastrophen im 20. Jahrhundert kamen nach Angaben der Münchner Rückversicherung (Topics 2000, Statistiken 2004) 50 % der Menschen durch Erdbeben, Tsunamis oder Vulkanausbrüche ums Leben.

Im Jahr 2004 entfielen sogar 92 % der Todesopfer auf diese drei Naturkatastrophen. Diese Bilanz geht auf das verheerende „Tsunami-Seebeben“ im Indischen Ozean vom 26. Dezember 2004 zurück, das allein ca. 200.000 Menschenleben kostete. Die bisher schwersten Erdbeben des 21. Jahrhunderts mit einem Epizentrum auf dem Kontinent waren in Indien (26. Januar 2001: 14.000 Tote), Algerien (21. Mai 2003: mehr als 2.300 Tote), Iran (26. Dezember 2003: mehr als 40.000 Tote) und China (12. Mai 2008: 80.000 Tote).

3.1 Erdbeben

Die Verbreitung der Beben über die Erde ist sehr ungleich. 52 % aller Beben finden in der Umrandung des Pazifiks statt, dem sogenannten „Ring of Fire“, und 33 % in der Region der tropischen Mittelmeere (40 – 60° Breite, ➔ C12). Zahlreiche Beben gibt es auch im Bereich der mittelozeanischen Rücken. In Europa sind besonders die Alpenländer, die Apenninen- und die Balkanhalbinsel gefährdet.

Erdbeben entstehen durch dynamische Prozesse der Erde. Eine Folge davon ist die Bewegung der Lithosphärenplatten. Insbesondere an den Plattengrenzen kommt es zum Aufbau gewaltiger Spannungen innerhalb des Gesteins, wenn sich die Platten in ihren Bewegungen verhaken und verkanten. Wenn

C13 | a) P-Wellen (Primärwellen) schwingen in Ausbreitungsrichtung (Longitudinalwellen, Verdichtungswellen). Sie können sich in festen Gesteinen, aber auch in Flüssigkeiten wie Wasser oder den quasi flüssigen Teilen des Erdinneren ausbreiten. Wie bei Schallwellen in der Luft werden hier die Teilchen im Boden geschoben und gezogen, wobei die Bewegung in Ausbreitungsrichtung der Welle erfolgt.

b) Die S-Wellen (Sekundärwellen) schwingen quer zur Ausbreitungsrichtung (Transversalwellen, Scherwellen). Sie können sich in festen Körpern, jedoch nicht in Flüssigkeiten oder Gasen ausbreiten, da die beiden letzteren keinen (nennenswerten) Scherwiderstand haben. Daher kann man flüssige Bereiche im Erdinneren daran erkennen, dass dort keine S-Wellen laufen.

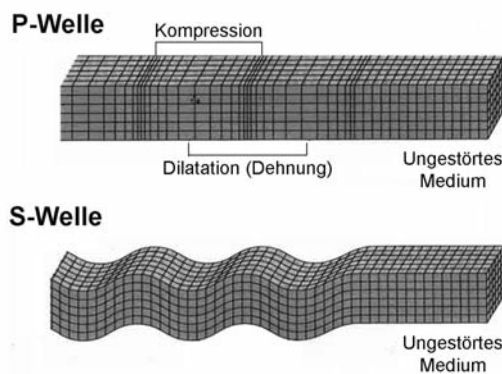
sich dann plötzlich diese Spannungen durch ruckartige Bewegungen der Erdkruste entladen, kommt es zum tektonischen Beben. Erdbeben können auch durch den Aufstieg von Magma unterhalb von Vulkanen ausgelöst werden oder durch Förderung von z. B. Erdgas, da die Druckveränderung wiederum auch die Spannungsverhältnisse im Gestein beeinflusst. Weiter können Erdbeben durch einstürzende unterirdische Hohlräume im Bergbau entstehen (Gebirgsschlag). Sowohl vulkanische Beben als auch Gebirgsschläge sind jedoch von der Energiefreisetzung weit-

aus limitierter. 90% aller Erdbeben sind tektonischen Ursprungs.

Von dem in der Tiefe gelegenen Erdbebenherd breiten sich die Erschütterungen wellenförmig nach allen Seiten aus. Dabei sind zwei Wellenarten zu unterscheiden: P-Wellen (↗ C13a) und S-Wellen (↗ C13b).

Die Bezeichnungen Primär- und Sekundärwellen beziehen sich darauf, dass sich erstere schneller ausbreiten als letztere. An einem vom Erdbebenherd entfernten Ort werden zuerst die P-Wellen und später die S-Wellen aufgezeichnet. Aus der Zeitdifferenz zwischen dem Eintreffen der P- und der S-Wellen kann die Entfernung zum Herd errechnet werden. Können an drei verschiedenen Orten auf diese Weise die Entfernung zum Erdbebenherd und die Laufrichtung der Wellen bestimmt werden, kann der Herd genau lokalisiert werden.

Für die großen Verwüstungen an der Erdoberfläche sind aber insbesondere die sogenannten Oberflächenwellen verantwortlich. Hier laufen Verdichtungswellen und Scherwellen



Magnitude nach Richter	Wirkung	Anzahl der Beben pro Jahr
bis 1,9	nur durch Instrumente registrierbar	sehr zahlreich
2,0 – 2,9	nur von sehr wenigen, ruhenden Menschen spürbar; freihängende Pendel schwingen leicht	300.000
3,0 – 3,9	nur von wenigen Menschen wahrgenommene Schwingungen; Erschütterung vergleichbar einem vorbeifahrenden Lastwagen; leises Klirren aneinander stehender Gläser	49.000
4,0 – 4,9	wird von den meisten Menschen bemerkt; freies Pendel schwingt deutlich; Gläser und Teller klappern, Fensterläden schwingen; abgestellte Autos schaukeln leicht; geringste Schäden	6.200
5,0 – 5,9	von allen Menschen mit Schrecken wahrgenommen; viele Menschen verlassen ihre Häuser; Schornsteine können einstürzen; Möbel bewegen sich; einzelne Risse im Putz; es besteht die Gefahr von Verletzungen	800
6,0 – 6,9	wird von allen betroffenen Menschen mit großem Schrecken erlebt; auch im fahrenden Auto spürbar; teilweise Panik möglich; einzelne Schocks treten auf; Menschen verlassen rasch ihre Häuser; Gebäude können erhebliche Beschädigungen erleiden; es kann zu Einstürzen kommen; Bäume schwanken wie bei starkem Wind; es gibt oft Verletzte; es besteht Gefahr für Leib und Leben; an Küsten Flutwellen möglich	120
7,0 – 7,9	weit verbreitete Panik; Menschen versuchen ins Freie zu kommen; akute Lebensgefahr in Gebäuden; nur wenige Gebäude bleiben stehen; Spalten im Boden reißen auf; es gibt Tote und Verletzte; Wasser- und Gasleitungen brechen in großen Mengen; teilweise katastrophale Auswirkungen; an Küsten vernichtende Flutwellen (Tsunamis) möglich	18
8,0 – 8,9	Verwüstung; alle Gebäude unbewohnbar; akute Lebensgefahr innerhalb und außerhalb von Gebäuden; flächendeckende Zerstörungen; an Küsten katastrophale, bis zu 40 m hohe Flutwellen möglich	alle 5 Jahre ein Beben
ab 9,0	Große Katastrophe; Zerstörungen wie zuvor. Zusätzlich: Lokale Erdschollen verschieben sich. Weiterhin möglich: große Verschiebungen der Kontinentalplatten, „Erscheinen, Verschieben oder Verschwinden“ von Landesteilen/Inseln, Bildung neuer Subduktionszonen, Änderung der Erdrotation oder der Erdrotationsgeschwindigkeit.	unbekannt, vermutlich alle 10 – 100 Jahre ein Beben

Tabelle C1 | Die nach oben offene Richter-Skala dient dem Vergleich der Stärke von Erdbeben.

entlang der Oberfläche des Erdkörpers und erzeugen ein Wackeln des Untergrundes.

Die international anerkannte, logarithmische Erdbeben-Stärketabelle, auch Richter-Skala genannt, wurde im Jahr 1935 von dem amerikanischen Seismologen Charles Francis Richter und dem von Deutschland nach Amerika ausgewanderten Beno Gutenberg entwickelt. Aufgrund der logarithmischen Skalierung bedeutet eine Magnitude (lat. = Größe) mehr ein zehnmal stärkeres Erdbeben.

Erdbeben mit einer Magnitude 9,0 und darüber sind extrem selten und ereigneten sich in den letzten gut 100 Jahren nur in Russland (4. November 1952: Magnitude 9,0), Chile (22. Mai 1960: Magnitude 9,5), Alaska (27. März 1964: Magnitude 9,2) und im Indischen Ozean (das „Tsunami-Seebeben“ am 26. Dezember 2004: Magnitude 9,4).

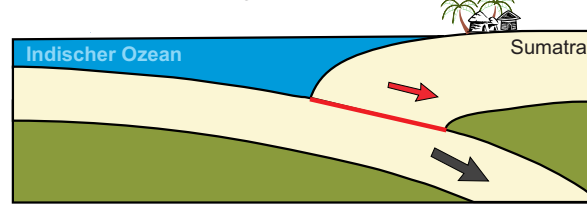
Die Aufzeichnung der Erdbebenwellen wird als Seismogramm bezeichnet. Hier wird die Bewegung der Erdoberfläche in ein graphisches Signal umgesetzt.

Große Schäden können Tsunamis (jap. = „Hafenwellen“) anrichten, die vor allem durch Seebeben, also Erdbeben unter Wasser entstehen (↗ C14). Für die Entstehung eines Tsunamis müssen alle drei folgenden Bedingungen erfüllt sein:

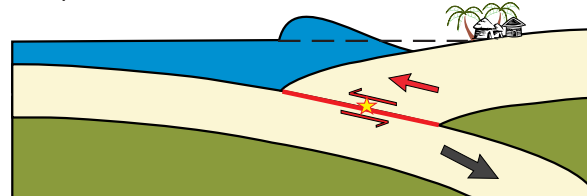
- Das Beben erreicht Magnitude 7 oder mehr,
- der Bebenherd liegt nahe der Erdoberfläche am Meeresgrund, und
- der Spannungsabbau verursacht eine vertikale Verschiebung des Meeresbodens, welche die darüber liegende Wassersäule in Bewegung versetzt.

Auf offener See sind Tsunamis mit einer Wellenhöhe von nur einem Meter eher unscheinbar aber sehr schnell, sie können sich innerhalb weniger Stunden bis zu 20.000 km ausbreiten. Kommt eine derartige Welle in flaches Wasser, bricht sie sich am Meeresboden und wird abgebremst. Ab dann beginnen ein Höhenwachstum der Welle und eine Versteilung ihrer Flanken. Tsunamis können an der Küste und in Buchten und Hafenbecken Höhen von mehreren zehner Metern bis über 100 Meter erreichen (Kreta 1450 v. Chr.: 150 m, Krakatau 1883: 40 m, Sumatra 2004: 30 m).

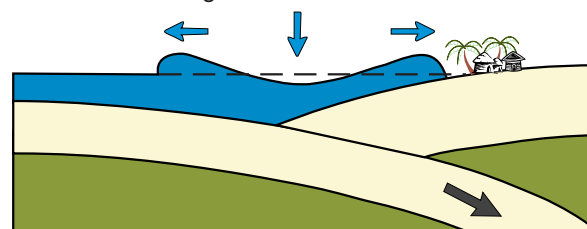
Subduktionszone im gespannten Zustand



Entspannter Zustand unmittelbar nach dem Beben



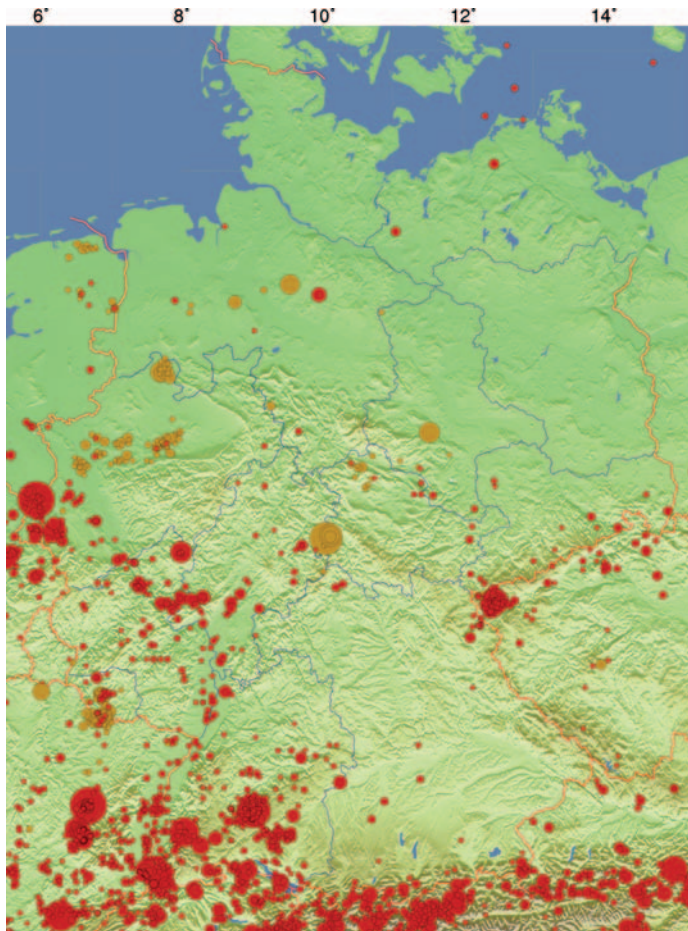
Wellenausbreitung ca. 10 Minuten nach dem Beben



C14 | Schematische Darstellung der Wellenentstehung bei Seebeben am Beispiel des Erdbebens vor Sumatra, Dezember 2004.

Erdbeben in Deutschland

Deutschland liegt mitten auf der europäischen Platte, also in einer plattentektonisch recht stabilen Position. Die Verteilung der für Deutschland registrierten Erdbeben (↗ C15) zeigt jedoch, dass wir auch hier tektonisch aktive Gebiete haben. Die stärkste Erdbebenhäufung liegt im Bereich des Rheingrabens vom Oberrheingraben bis zur Niederrheinischen Bucht. Das stärkste Beben nördlich der Alpen seit Menschengedenken ereignete sich 1356 in der Stadt Basel, die damals etwa 7.000 Einwohner hatte. Im Winter 1755/56 bebte in Düren (zwischen Aachen und Köln) die Erde mit der Magnitude 6,2. Pro Jahrzehnt sacken die Flanken des Oberrheingrabens um einige Millimeter ab. Immer wieder ruckelt der Boden, zumeist unmerklich. Als besonders erdbebenintensiv hat sich im 20. Jahrhundert auch die Schwäbische Alb erwiesen. Ein schweres Beben mit der Magnitude 6 hat sich dort 1978 ereignet. Alle diese Beben sind durch tektonische Spannungen verursacht, die durch den immer noch aktiven Schub der Alpen entstehen.



C15 | Verteilung der Erdbeben in Deutschland. Dargestellt sind die tektonischen (rot) und nichttektonischen Beben (braun) mit einer Magnitude > 4,0, die im Zeitraum von 1954 bis 2009 registriert worden sind.

Eine weitere Region mit Häufung von Erdbeben ist das Vogtland. Dieses Gebiet zeichnet sich durch wiederkehrende, sogenannte Schwarmbeben aus. Die letzten bedeutenden Schwarmbeben ereigneten sich 1985/1986, als innerhalb weniger Wochen über 8.000 Einzelereignisse registriert wurden und im August/September 2000, ebenfalls mit mehreren tausend Einzelbeben, die aber selten die Magnitude 3 in der Richter-Skala erreichten. Ein jüngstes Ereignis gab es vom 6. bis 10. Oktober 2008 mit mehr als 300 Beben der Magnitude >1 und mit dem stärksten Ereignis der Magnitude 4,1 im tschechischen Nový Kostel. Die Spannungen in der Erdkruste werden bei Schwarmbeben nicht in einem großen Ereignis abgebaut, sondern in vielen kleinen Einzelbeben. Die Ursachen der Beben im Vogtland sind allerdings noch nicht umfassend geklärt.

Manchmal kommt es in Deutschland zu Einzelbeben, die nicht in Zusammenhang mit tektonischen Strukturen stehen. Hierzu zählen insbesondere Beben im Ruhrgebiet und in Norddeutschland, die als Einsturzbeben bezeichnet werden. Bergsenkungen und ge-

legentliche kleine Erdstöße sind Konsequenzen des Abbaus aller in Flözen vorkommenden Rohstoffe wie Kohle, Stein- und Kalisalz. Beim Bergbau entstehen Hohlräume, die nach dem Abbau zusammenfallen können, das überliegende Gestein kann ruckartig nachbrechen. Das schwerste dieser Einsturzbeben in Deutschland hatte die Magnitude 5,7 und ereignete sich im Jahre 1978 in den Kaligruben um Völkershausen im Werratal.

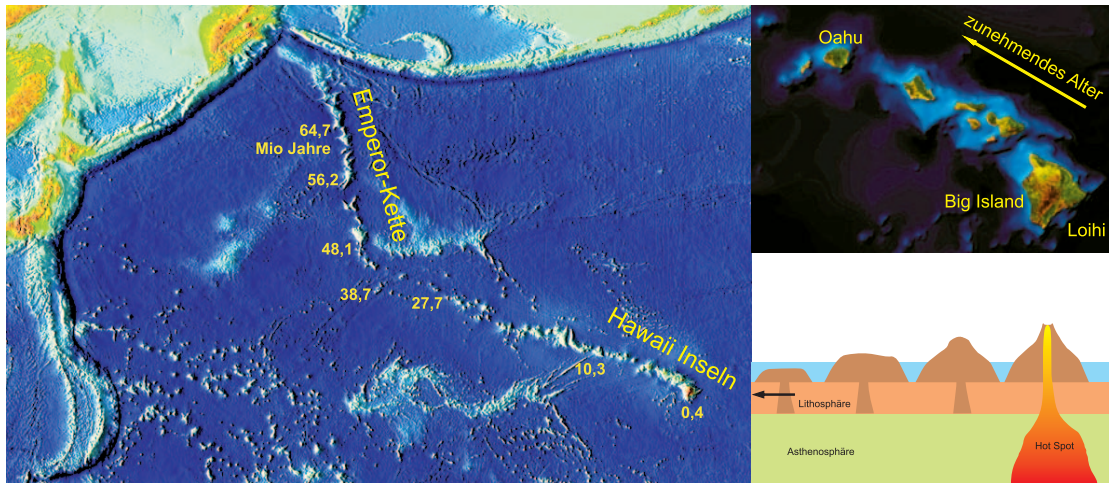
3.2 Vulkanismus

Weltweit gibt es ca. 1.900 aktive Vulkane, 62 % davon liegen in der Umrandung des Pazifiks. Ihre Verteilung ist eng mit der Plattentektonik verbunden:

- Vulkane der Subduktionszonen liegen oberhalb der subduzierten Platte und bilden → Inselbögen auf einer unterschobenen ozeanischen Kruste oder Vulkanketten auf einem Kontinent. Die abtauchende Platte bringt große Mengen von Fluiden mit in die Tiefe, die eine Schmelzbildung in den umgebenden heißen Gesteinen bewirkt. Die Schmelze steigt, da sie eine geringere Dichte hat, zur Erdoberfläche auf, wo es zu Eruptionen kommt. Dieses kieselsäurereiche, zähe Magma bringt die typischen Schichtvulkane hervor. Ein Beispiel sind die hochaufragenden Vulkane in Chile oberhalb der Subduktionszone der Pazifischen unter die Südamerikanische Platte. In Europa gehören die Vulkane der Liparischen Inseln zu diesem Typus.

- Vulkane der divergierenden Plattengrenzen kommen an den Spreizungszonen vor und liegen mit wenigen Ausnahmen auf dem Meeresgrund. Das kieselsäurearme Magma bringt Basalte hervor und diese bilden die ozeanische Kruste.

- Intraplatten-Vulkane kommen an Dehnungszonen innerhalb der kontinentalen Platten vor. Daneben gibt es aber auch Vulkanketten innerhalb der ozeanischen und kontinentalen Kruste, die keine Beziehung zu Plattenrändern oder Störungszonen aufweisen. Diese liegen oberhalb sogenannter → Manteldiapire (Aufströmungszonen im Erdmantel). Diese auch als → Hotspot bezeichneten Strukturen sind über geologische Zeiträume nahezu ortsfeste Aufschmelzungsgebiete im Erdmantel. Man nimmt an, dass der



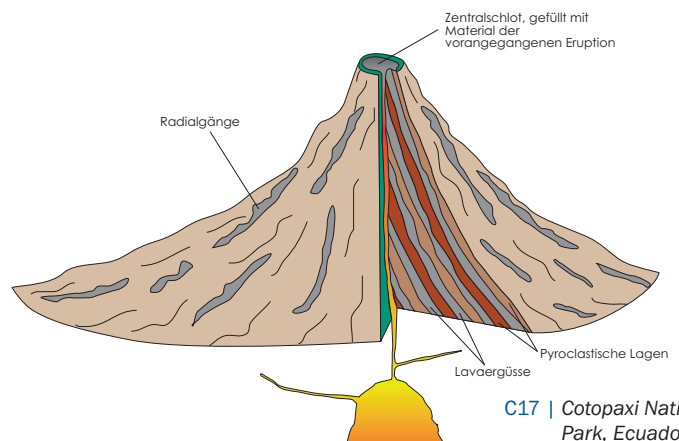
Ursprung des Diapirs an der Grenze zwischen flüssigem Erdkern und dem Erdmantel liegt. Die Lithosphärenplatten schieben sich während langer Zeiträume über den ortsfesten Hotspot hinweg und bilden so perlenschnurartig aufgereihete neue Vulkane aus.

Aus diesem „Wandern“ über den Hotspot kann man Richtung und Geschwindigkeit der Plattenbewegungen rekonstruieren (bei der ozeanischen Kruste bei Hawaii zur Zeit ca. 8,5 cm/Jahr) und das Alter der durch ihn entstandenen Vulkaninseln errechnen. Bekanntestes Beispiel ist die Hawaii-Emperor-Vulkankette. Die Hauptinsel Hawaii, die jüngste der Vulkaninseln, ist erst 400.000 Jahre alt, während Kauai, die älteste nordwestlich gelegen, bereits vor ca. 6 Mio. Jahren entstanden ist (↗ C16). Untermeerisch setzt sich die Vulkankette fort, und der älteste Vulkan vor der Küste von Kamtschatka ist über 80 Mio. Jahre alt. Gegenwärtig befindet sich der Hotspot unterhalb von Loihi ca. 30 km südlich von Hawaii. Es fehlen diesem jungen untermeerischen Vulkan noch 975 m, bis er die Meeresoberfläche erreicht und anfangen kann, eine neue Insel zu bilden. Die bisherige Bildungszeit des Loihi wird mit ca. 150.000 Jahren angenommen, und es wird nochmals so lange dauern, bis der Vulkan die Meeresoberfläche durchbricht.

Vulkane werden nach ihrer äußeren Form unterteilt in Schicht- oder auch Stratovulkane, Schildvulkane sowie Schlacken- und Aschenkegel. Etwa 95 % der Vulkane auf der Erde gehören zu den Schichtvulkanen. Andererseits sind ca. 90 % aller aktiven Vulkane Schildvulkane.

Schichtvulkane sind an ihrer typischen relativ steilen, spitzkegeligen Form erkennbar. Gefördert wird meist zähflüssiges, beim Austritt nur ca. 700 – 900 °C heißes Magma, das recht kieselsäurereich ist (55 – 60 % SiO₂). Der hohe Gasanteil bewirkt, dass die Eruptionen explosiv verlaufen, und zwar meist im Wechsel zwischen austretendem Lockermaterial und Lava. Eine solche Abfolge verursacht bei Erhaltung und Ablagerung die charakteristische Schichtung. Die Gewalt der Eruptionen, auch als plinianische → Eruptionen bezeichnet (nach dem Augenzeugen und Chronisten Plinius d. J., der den Ausbruch des Vesuvs und den Untergang von Pompeji und Herculaneum im Jahre 79 n. Chr. beschrieb), ist bei dieser Form des Vulkanis-

C16 | Schema der Entstehung von ozeanischen Vulkanketten über einem Hotspot am Beispiel der Inseln von Hawaii. Man geht von einer stationären Lage des Hotspots aus. Der Knick in der Vulkankette markiert eine Änderung der Driftrichtung der Platte vor ca. 42 Mio. Jahren.



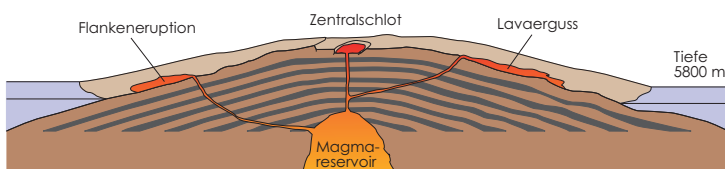
C17 | Cotopaxi National Park, Ecuador.



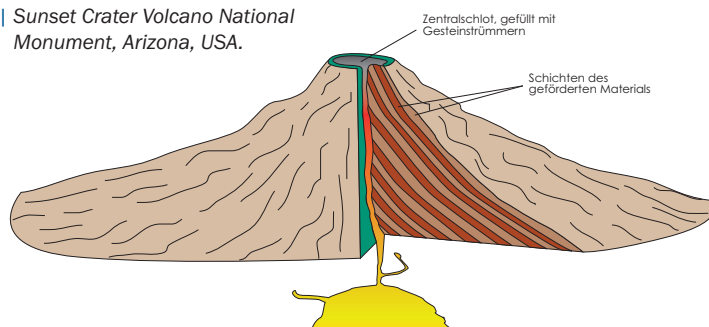
mus so groß, dass die vulkanischen Aschen bis in Höhen von 40 km in die Erdatmosphäre geschleudert werden können. Schichtvulkane finden sich z. B. entlang des pazifischen Feuerrings, meist an Subduktionszonen. Der höchste Schichtvulkan der Erde ist der Nevado Ojos del Salado in Chile mit 6.887 m ü. NN.

Schildvulkane fördern gigantische Massen dünnflüssiger, gasarmer Lava zu Tage, die sich auch bei flachen Hangneigungen weit ausbreiten können. Ihre Böschungswinkel betragen aufgrund der hohen Fließgeschwindigkeit der Lava (bis zu 60 km/h) nur etwa 5°, das heißt, es handelt sich durchweg um sehr flach abfallende, dafür ausgedehnte Kegel. Die geförderte kieselsäurearme ba-

C18 | Sierra Grande, New Mexico, USA.



C19 | Sunset Crater Volcano National Monument, Arizona, USA.



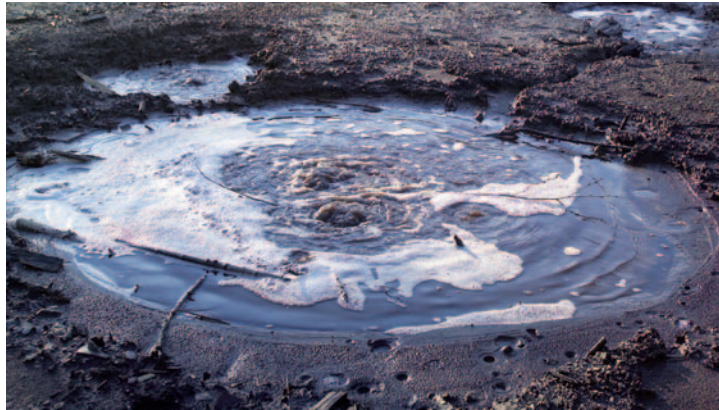
saltische Lava (< 52 % SiO₂) stammt aus dem oberen Erdmantel und ist bei ihrem Austritt zwischen 1.000 – 1.250°C heiß. Sie fördern kaum vulkanische Lockermaterialien. Weltweit gibt es ca. hundert Schildvulkane, sie sind charakteristisch über Hotspots (z. B. dem Hawaii-Archipel), sowie an divergierenden Plattenrändern (z. B. Island), die meisten liegen am Ozeanboden (z. B. Kerguelen-Plateau). Flut- oder auch Plateaubasalte bilden gewaltige Deckenergüsse, die insgesamt 2,5 Mio. km² der festen Landoberfläche überziehen (z. B. Columbia-Plateau in Oregon und Washington, Dekkan-Plateau in Indien). Die Mächtigkeit der einzelnen Ablagerungen schwankt zwischen einem und 15 m, aber die Gesamtmächtigkeit eines Deckenpaketes kann bis zu 3 km betragen. Der Vogelsberg in Hessen ist der einzige Schildvulkan Deutschlands.

Schlacken- und Aschenkegel erreichen meistens nur eine Höhe von zehn bis wenigen hundert Metern bei einem Durchmesser von höchstens einigen hundert Metern und sind damit wesentlich kleiner als die Schicht- und Schildvulkane. Sie haben fast immer eine regelmäßige konische Form mit steilen Flanken und stumpfer Spitze. Aschenkegel bestehen aus nur locker geschichteten vulkanischen Aschen und Lapilli, die lediglich durch die Schwerkraft zusammengehalten werden. Ihre Flanken haben je nach Durchmesser der Aschen einen Winkel rund um typische 33°. Schlackenkegel setzen sich aus größeren Lapilli, vulkanischen Bomben und Bimsstein-Brocken zusammen. Diese Bestandteile sind so groß, dass ihre Hitze auch noch nach dem Ausstoß nahe an der Schmelztemperatur liegt und den Kegel verbacken kann. Die Flanken eines Schlackenkegels sind daher oft wesentlich steiler als die eines Aschenkegels.

Weitere vulkanische Großstrukturen sind Calderen und → Maare. Calderen (span.= Kessel) sind großräumige ringförmige Einbruchstrukturen. Diese entstehen z. B. nachdem eine Magmenkammer in der oberen Kruste durch Eruptionen teilentleert wurde und der darüberliegende Vulkan nach unten absackt. Maare bzw. Maarseen entstehen dort, wo durch → phreatomagmatische Explosionen (► Modul B „Minerale und Gesteine“) kegel-

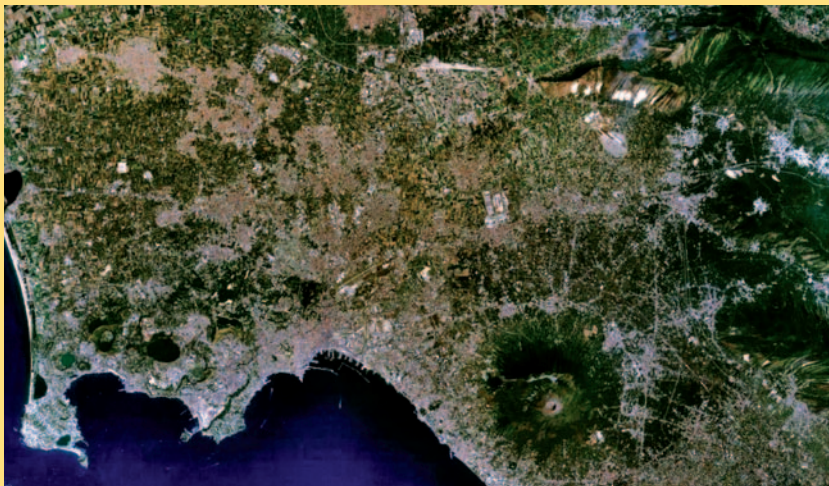
förmige Hohlformen geschaffen wurden, sogenannte Diatreme.

Eine weitere Erscheinung in Vulkangebenden sind Exhalationen (Gasaushauchungen) von aus dem Magma freigesetzten Gasen. Durch die Verminderung des Druckes infolge einer Eruption oder durch Abkühlung des Magmas werden sie frei und steigen in Spalten an die Oberfläche. Sie werden auch als Fumarolen bezeichnet. Stark schwefelgasreiche Exhalationen werden auch Solfatare und stark kohlenstoffhaltige Entgasungen Mofetten genannt (➔ C20).



C20 | Im bayerisch-böhmischen Grenzgebiet gibt es, geologisch betrachtet, jungen Vulkanismus, mit Vulkanen wie dem Kammerbühl und dem Eisenbühl, die vermutlich nur einige 100.000 Jahre alt sind. Man findet dort auch Mofetten, z. B. bei Soos nahe Františkovy Lázně im Egergraben.

Gefährdung durch Vulkane



C21 | Der Vesuv, eingerahmt von Wohnsiedlungen in Neapel.

Der Mensch ist sich der Tatsache durchaus bewusst, dass das Leben in der Umgebung von Vulkanen mit Risiken verbunden ist. Der Grund für die intensive Besiedelung auch gefährlicher Vulkane liegt in der Fruchtbarkeit der vulkanischen Böden. Vulkanausbrüche können wohl niemals verhindert werden. Es gibt aber Möglichkeiten, sie zu prognostizieren und somit Gefahren für die Bevölkerung, z. B. durch schnell durchgeführte Evakuierungen, zu mindern. Steht ein Vulkan vor dem Ausbruch, ist dies in den allermeisten Fällen die einzige Möglichkeit, eine Katastrophe zu verhindern. 1991 wurden so am Pinatubo auf

den Philippinen Tausende von Menschen gerettet. Der Zeitpunkt des Ausbruchs wurde sehr genau bestimmt und Evakuierungsmaßnahmen eingeleitet.

Fast 500 Mio. Menschen leben heute im Gefahrenbereich von Vulkanen. Um sie rechtzeitig vor einem drohenden Ausbruch warnen zu können, werden viele aktive Vulkane kontinuierlich überwacht. Mithilfe unterschiedlichster Messmethoden versuchen die Vulkanologen, die Warnsignale zu erkennen:

- Deformationsmessung: Durch Magmenbewegungen im Inneren des Vulkans verändert sich auch seine Oberfläche.
- Spaltenmessung: Kurz vor einer Eruption drängt das Magma in einem Vulkan langsam nach oben. Die Oberfläche des Vulkans dehnt sich dadurch leicht aus, Risse und Spalten entstehen oder verbreitern sich.
- Gasmessung: Zusammensetzung und Menge der austretenden Gase zeigen, ob das Magma im Reservoir steigt oder sinkt und wie hoch der Druck im Schlot ist.
- Magnetfeldmessung: Magnetfeld und Schwerkraft ändern sich, wenn sich die Höhe einer bestimmten Stelle am Vulkan ändert.
- Erdbebenmessung: Kurz vor einem Vulkanausbruch steigt die Erdbebenaktivität meist deutlich an. Deshalb installieren Vulkanologen bei besonders aktiven Vulkanen ein dichtes Messnetz aus Seismometern um den Vulkan herum.
- GPS-Satellit: Satellitenmessungen registrieren nicht nur Veränderungen in der Form des Berges, sondern erkennen auch, wenn das Innere eines Schlots kurz vor dem Ausbruch langsam heißer wird.
- GPS-Empfänger: Damit GPS-Satelliten auch kleine Veränderungen im Profil eines Vulkans registrieren können, installieren Vulkanologen an einigen Vulkanen GPS-Messpunkte, deren genaue Position zueinander bei aufeinander folgenden Überflügen des Satelliten verglichen werden.

Weiterführende Literatur, Links und Karten (Auswahl):

Bahlburg, H. & Breitzkreuz, C. 2007. Grundlagen der Geologie, 411 S., Spektrum Akademischer Verlag, ISBN 978-3-82741-811-1.

Frisch, W. & Meschede, M. 2009. Plattentektonik, Kontinentverschiebung und Gebirgsbildung, 196 S., Primus Verlag, ISBN 978-3-89678-656-2.

Grotzinger, J., Jordan, Th.H., Press, F. & Siever, R. 2008. Press/Siever – Allgemeine Geologie, 736 S., Spektrum Akademischer Verlag, ISBN 978-3-82741-812-8.

Nicolas, A. 1995. Die ozeanischen Rücken – Gebirge unter dem Meer, 200 S., Springer Verlag, ISBN 978-3-54057-381-4.

Schmincke, H.-U., 2000. Vulkanismus, 264 S., Wissenschaftliche Buchgesellschaft, ISBN 978-3-53414-102-9.

Erdbebendienst Bayern des Landesamtes für Umwelt:

▶ www.erdbebendienst.de

Erdbebendienst der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) in Hannover:

▶ www.seismologie.bgr.de

Lernmaterial und Bilder zum Thema Erdbeben vom Geologischen Dienst der USA:

▶ www.earthquake.usgs.gov/learning/topics

Bilder der Erde aus dem Weltall von der NASA:

▶ www.earthobservatory.nasa.gov/Features/BlueMarble

Herausgeber

Bayerisches Staatsministerium für
Umwelt und Gesundheit (StMUG)

Staatsinstitut für Schulqualität und Bildungsforschung (ISB)