

I.B.54

Mechanik

Seismologie und Erdbebenphysik

Maureen Reis



Immer wieder kommt es auf der Erde zu Erdbeben oder Vulkanausbrüchen, die uns Menschen zeigen, dass wir nicht alles kontrollieren können. Seismische Kräfte aus dem Erdinneren, die die in einzelne Platten zerbrochene Erdkruste bewegen und deformieren, verändern die Oberfläche unserer Erde ständig. Diese Bewegungen geben Energie frei, die in Form von seismischen Wellen die Erdoberfläche erschüttern lässt. Gerade in dicht besiedelten Regionen der Erde werden Erdbeben für den Menschen zur Katastrophe. Doch was geschieht physikalisch betrachtet bei der Energiefreisetzung während eines Erdbebens? Und inwieweit lassen sich Erdbeben vorhersagen?

KOMPETENZEN

Klassensstufe: 10–12

Dauer: 7 Unterrichtsstunden

Kompetenzen: Aufbau der Erdschichten erläutern, Differenzierung der Bewegungsarten von Lithosphärenplatten, seismische Wellen unterscheiden, Geschwindigkeiten von seismischen Wellen berechnen, Erdbebenstärken einschätzen
Erdbeben, Aufbau der Erde, Lithosphärenplatten, Seismologie, physikalische Größen von seismischen Wellen

Medien: Arbeitsblätter, Diagramme, Grafiken, Fotos, Videos, Internet

Auf einen Blick

1. Stunde

Thema: Einführung in die Seismologie und Erdbebenphysik

M 1 Erdbeben – historische Naturereignisse

M 2 Was ist ein Erdbeben?

2. Stunde

Thema: Aufbau der Erde und Bewegungen der Lithosphärenplatten

M 3 Der innere Aufbau der Erde

M 4 Die Lithosphärenplatten

M 5 Divergenz zweier Lithosphärenplatten

M 6 Konvergenz zweier Lithosphärenplatten

3. Stunde

Thema: Bewegungen der Lithosphärenplatten

M 7 Transformstörung zweier Lithosphärenplatten

M 8 Die Bewegungsarten der Lithosphärenplatten

4. Stunde

Thema: Die Ausbreitung seismischer Wellen in der Erde

M 9 Kontinentaldrift – von Pangea zu den heutigen Kontinenten

M 10 Seismologie – zur Entstehung von Erdbeben

5. Stunde

Thema: Energiefreisetzung bei einem Erdbeben

M 11 Die freigegebene Energie bei einem Erdbeben

Benötigt: ☐ 1 Seil pro Versuchsgruppe

6. Stunde

Thema: Physikalische Größen von seismischen Wellen

M 12 Geschwindigkeiten und Stärken von seismischen Wellen

7. Stunde

Thema: Folgen, Aufzeichnungen und Vorhersagen von Erdbeben

M 13 Folgen von Erdbeben

M 14 Die Aufzeichnung und Vorhersage von Erdbeben

M 15 Schutzmaßnahmen vor Erdbeben

Minimalplan

Das Thema zur Erdbebenphysik kann bei Zeitmangel gekürzt werden. Bei M 1 können alternativ auch nur die Folien der PowerPoint-Präsentation durchgearbeitet und die Videos übersprungen werden. M 9 kann bei Zeitmangel übersprungen werden. M 13 kann ggf. übersprungen werden, stellt aber einen sinnvollen Übergang zu dem Material M 14 dar. M 15 ist optional.

Erklärung zu den Symbolen

	Dieses Symbol markiert differenziertes Material. Wenn nicht anders ausgewiesen, befinden sich die Materialien auf mittlerem Niveau.		
	einfaches Niveau		mittleres Niveau
			schwieriges Niveau

Erdbeben – historische Naturereignisse

M 1

Weltweit ereignen sich täglich mehr als 270 Erdbeben mit einer Magnitude größer als 3. Zu starken Erdbeben mit einer Magnitude über 7 kommt es durchschnittlich etwa zehnmal im Jahr (Quelle: BGR). Insbesondere in Regionen mit hoher Bevölkerungsdichte führen schwere Erdbeben immer wieder zu Katastrophen.

Aufgabe

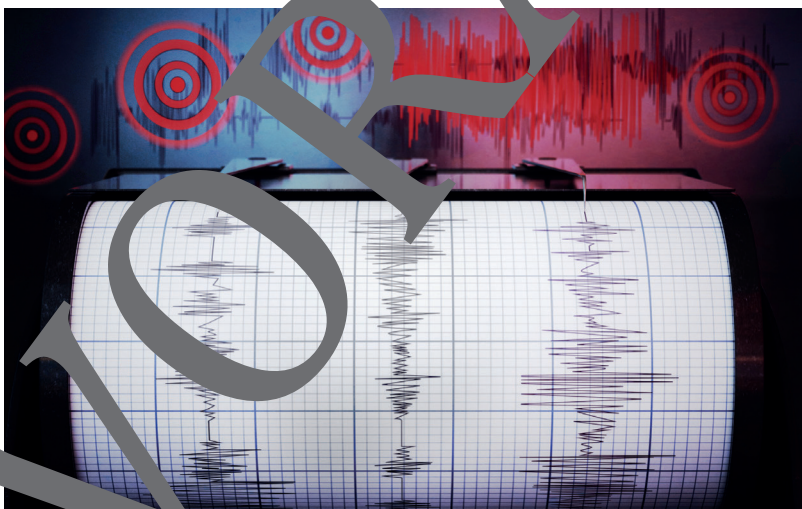
Schaut euch zum Einstieg in die Thematik die PowerPoint-Präsentation an und lest euch die Informationen durch.

Trümmer und zerstörte Gebäude nach einem Erdbeben



© Skarie20/iStock/Getty Images Plus

Aufzeichnung eines Erdbeben-Seismografen



© spawns/iStock/Getty Images Plus

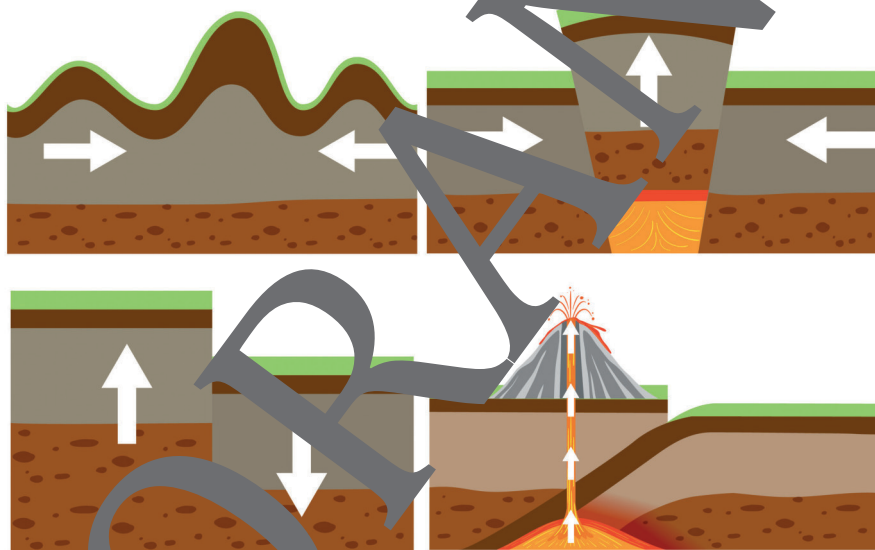
Die Bewegungsarten der Lithosphärenplatten

M 8



Bisher wurde zwischen den **drei Bewegungsarten der Lithosphärenplatten** klar unterschieden. Oft können jedoch auch mehrere der Bewegungsarten auf einmal auftreten. Konvergiert eine Platte zum Beispiel im Norden mit einer Platte, divergiert sie im Süden höchstwahrscheinlich mit einer anderen Platte. Im Osten und Westen würden an der Platte zur gleichen Zeit Transformstörungen auftreten. Da sich die Platten nur sehr langsam bewegen über viele Jahre hinweg, heißt das jedoch nicht, dass Erdbeben im Norden und im Süden der Platte gleichzeitig auftreten müssen. Viel wahrscheinlicher ist es, dass sich das Gestein im Süden zum Beispiel noch verformt aufgrund der Bewegung und im Norden schon eine Spannungsschwelle überschritten ist, sich das Gestein nicht weiter verformt und stattdessen sich Erdkruste auftürmt und langsam über viele Jahre hinweg Gebirge bildet. Dadurch, dass die Platten nicht rechteckig sind, sondern ganz unterschiedlich in ihrer Form aufgebaut sind, kann es auch innerhalb weniger Kilometer zu unterschiedlichen Folgen durch die Bewegung der Platte kommen. So kann sich bei einer Konvergenz an einer Stelle beispielsweise die Erdkruste stauen und auftürmen (siehe Abbildung links oben), während anderswo 20 km östlich an der Platte sich ein Stück der Erde aus seinen bisherigen Schichten herausbewegt und nach oben gedrückt wird (siehe Abbildung rechts oben). Es kann also vorkommen, dass eine Lithosphärenplatte aufgrund ihrer Form und je nachdem, wie dicht sie an anderen Lithosphärenplatten anliegt, sowohl konvergiert, ganz nah aber auch mit einer Platte divergiert und zugleich Transformstörungen auftreten.

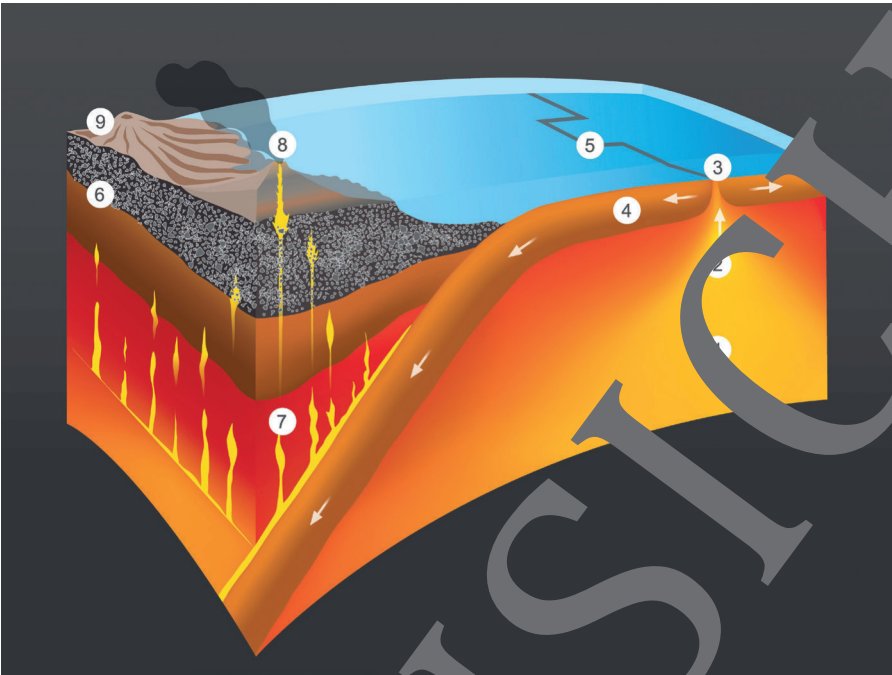
Arten von tektonischen Plattengrenzen



© ilematt/stock/Getty Images Plus

Aufgabe 1

Lies dir den Text zu den Bewegungsarten der Lithosphärenplatten durch und benenne die in der Abbildung mit Nummern versehenen geologischen Prozesse und Bereiche.



© Graphic_BKK1979/iStock/Getty Images Plus (bearbeitet)

Aufgabe 2

Fülle die leeren Felder in der folgenden Tabelle zu den Bewegungsarten der Lithosphärenplatten aus.

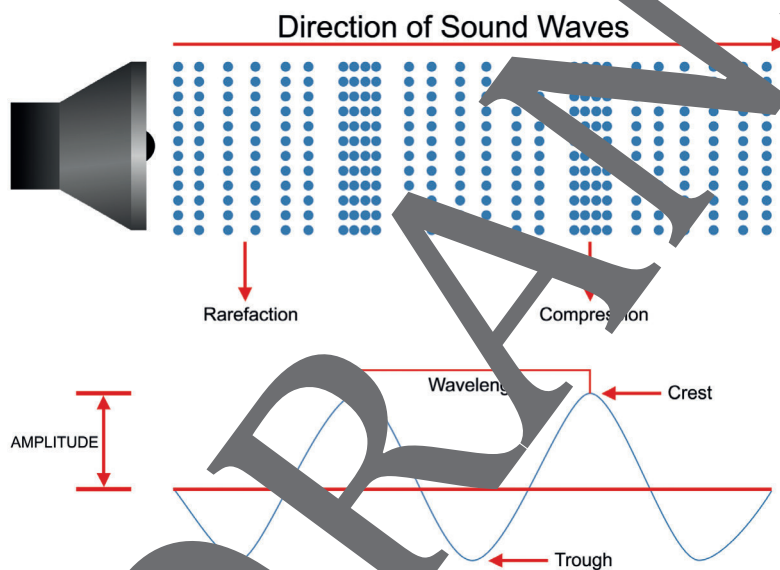
Bewegungsart zweier Lithosphärenplatten	Divergenz		Konvergenz
Bewegung der Platten zueinander		Aneinander vorbei	
Was passiert während der Bewegung?			Zwei kontinentale Platten: Zwei ozeanische Platten: Eine kontinentale und eine ozeanische Platte:

te Ausbreitungsgeschwindigkeit unter den Erdbebenwellen, weshalb sie ihren Namen P-Wellen (Primär-Wellen) bekommen haben. Im inneren Erdmantel breiten sie sich mit bis zu 14 km/s aus, wohingegen sie sich in der Erdkruste mit ca. 6 km/s nicht mal mehr halb so schnell ausbreiten. Die **S-Wellen** sind langsamer als die P-Wellen und erreichen Geschwindigkeiten zwischen 3,5 km/s und 7,5 km/s. Da sie als zweite Wellenform und somit nach den P-Wellen an einem bestimmten Ort ankommen, haben sie den Namen S-Wellen (Sekundär-Wellen bzw. Scher-Wellen) bekommen.

Longitudinalwellen

Longitudinalwellen, zu denen die P-Wellen gehören, schwingen in die gleiche Richtung, wie sie sich ausbreiten. Die Schwing- und Ausbreitungsrichtung sind somit gleichgerichtet. Wenn Longitudinalwellen durch die Erdschichten schwingen, wird der Boden gestaucht (Verdichtung) und gestreckt (Verdünnung). Wir Menschen können diese Verdichtungen und Verdünnungen des Bodens nicht spüren. Viele Tiere können die Longitudinalwellen spüren, weshalb diese bei Erdbeben oft vor der für uns Menschen spürbaren Erschütterung, die erst mit Ankunft der S-Welle auftritt, das Weite suchen.

In der folgenden Abbildung ist ein Beispiel für eine Longitudinalwelle dargestellt, bei der man die Wellenberge (Verdichtung des Mediums), die Wellentäler (Verdünnung des Mediums), die Wellenlänge λ (Abstand zwischen zwei Punkten im gleichen Schwingungszustand, zum Beispiel der Abstand zwischen zwei Wellentälern), die Amplitude und die Ausbreitungsrichtung der Welle sehen kann. Bei der Longitudinalwelle in der Abbildung handelt es sich um eine Schallwelle.



© mrhighsky Stock/Getty Images

Transversalwellen

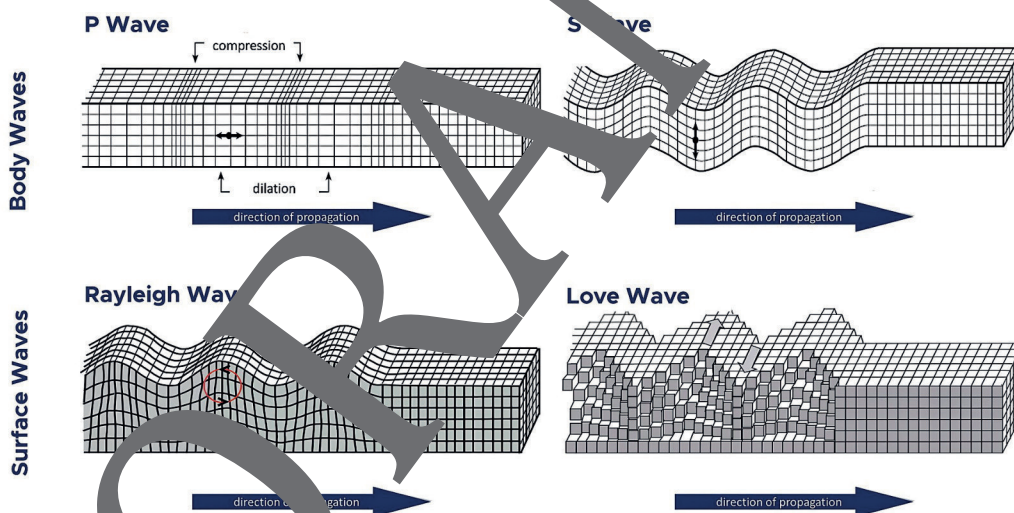
Transversalwellen, zu denen auch die S-Wellen gehören, schwingen senkrecht zu ihrer Ausbreitungsrichtung. Schwingungs- und Ausbreitungsrichtung befinden sich somit senkrecht zueinander. Transversalwellen bewegen den Boden seitwärts beim Durchqueren der Erdschichten zur Erdoberfläche bei einem Erdbeben.

Rayleigh-Wellen

Rayleigh-Wellen können ebenfalls bei einem Erdbeben auftreten. Sie breiten sich dabei jedoch nicht in einem Medium aus, also nicht in den Erdschichten, sondern nur auf der Erdoberfläche. Bei Auftreten der Wellen in Ellipsen auf und breiten sich auch in den Ellipsen in Ausbreitungsrichtung aus. Die Ellipsen führen dazu, dass sich der Boden an diesen Stellen nach oben wölbt. Wenn sich mehrere dieser Wölbungen in Ausbreitungsrichtung bewegen, bewegt sich die Erdoberfläche sowohl hoch und runter als auch hin und her. Die Ausbreitung der Rayleigh-Wellen kann man sich wie unruhige Meereswellen vorstellen. Die Amplituden der Rayleigh-Wellen können dabei deutlich höher sein als bei den anderen Wellenformen. Die Rayleigh-Wellen verursachen unter anderem die Erschütterungen, die wir Menschen bei einem Erdbeben vor allem spüren.

Love-Wellen

Love-Wellen gehören mit den Rayleigh-Wellen zu den Wellen, die sich nur an der Oberfläche ausbreiten. In Bezug auf ein Erdbeben breiten sich die Love-Wellen ebenfalls nur auf der Erdoberfläche aus. Sie schwingen dabei senkrecht zur Ausbreitungsrichtung hin und her. Die Schwingungen sehen dabei wie ein Zick-Zack aus und schütteln den Boden durch. Zudem sind die Ausschläge der Wellen häufig sehr stark. Aus diesen Gründen richten die Love-Wellen bei Erdbeben oft starke Schäden an Gebäuden an. Die Love-Wellen bewegen sich mit einer Geschwindigkeit von 2 km/s bis 4 km/s.



https://de.wikipedia.org/wiki/Seismische_Wellen#/media/Datei:Overview_Seismic_Waves.jpg

© wikipedia

M 12



Geschwindigkeiten und Stärken von seismischen Wellen

Die Geschwindigkeit v von seismischen Wellen ist von mehreren Faktoren abhängig. In einer Formel lässt sich die **Geschwindigkeit von seismischen Wellen** allgemein folgendermaßen darstellen:

$$v = \sqrt{\frac{\text{Elastische Module}}{\text{Dichte}}}$$

Zu den elastischen Modulen gehören der Kompressionsmodul und der Schermodul. Der **Kompressionsmodul** ist eine physikalische Größe aus der **Elastizitätslehre**, die von einem Stoff abhängig ist, durch den die Wellen schwingen. Er beschreibt, wie ein Stoff komprimiert werden kann bzw. wie viel Druck von allen Seiten auf den Stoff wirken muss, um eine bestimmte Verformung des Volumens zu verursachen. Das Volumen wird bei allseitigem Druck auf den Stoff kleiner, da sich der Stoff innerlich verdichtet. Der Kompressionsmodul kann auch als Widerstand gegen Volumenänderungen durch äußeren Druck verstanden werden. Wenn ein Stein in einer Hand zusammengedrückt wird, ändern sich die Form und das Volumen des Steins nicht. Somit ist der Widerstand zur Volumenänderung sehr groß, weshalb der Kompressionsmodulwert für Steine ebenfalls sehr groß ist. Kann das Volumen eines Stoffs durch den Druck der Hand von außen verkleinert werden, ist der Widerstand des Stoffs bezüglich einer Volumenverkleinerung sehr niedrig. Bei Flüssigkeiten wird statt des Kompressionsmoduls der Kehrwert des Kompressionsmoduls verwendet, die Kompressibilität. Die **Formel** für den Kompressionsmodul K lautet:

$$K = -V \frac{dp}{dV} = -\frac{dp}{\frac{dV}{V}}$$

Dabei stellt V das Volumen des Stoffs, dp die **Druckänderung** und dV die **Volumenänderung** bzw. dV/V die **relative Volumenänderung** dar.

Bei Materialien, bei denen sich die Eigenschaften in allen Richtungen gleich ändern (dies wird als isotrop bezeichnet), kann der Kompressionsmodul auch über den **Elastizitätsmodul** (E-Modul) definiert werden. Der Elastizitätsmodul beschreibt das Verhältnis zwischen auf ein Material wirkende Spannung und der daraus resultierenden Dehnung an. Man kann sich den Elastizitätsmodul auch als die Stärke der Verformung unter einer bestimmten Kraft vorstellen. Bei einem niedrigen Elastizitätsmodul kann ein Körper unter Krafteinwirkung stark verformt werden, wie zum Beispiel Hartgummi mit 5 GPa (Giga-Pascal). Bei einem hohen Elastizitätsmodul verformt sich ein Körper unter Krafteinwirkung nur sehr schwer, wie zum Beispiel bei Edelstahl mit 200 GPa.

Der **Schermodul** (auch Schubmodul oder G-Modul) G bzw. μ beschreibt, wie stark sich ein Stoff aufgrund einer Scherkraft bzw. Schubspannung verformt. Der Schermodul, der Elastizitätsmodul und der Kompressionsmodul stehen dabei immer im Zusammenhang zueinander. Bei einem isotropen Festkörper gibt es folgenden Zusammenhang zwischen den drei physikalischen Größen:

$$K = \frac{EG}{3(3G - E)}$$

Welchen Wert die Gesteine im Boden haben, hängt immer von der genauen Zusammensetzung ab.

In der folgenden Tabelle sind einige Stoffe mit ihren **Dichten**, ihrem **Elastizitätsmodul**, ihrem **Schermodul** und ihrem **Kompressionsmodul** aufgelistet.

Stoff	Dichte ρ in kg/dm^3	Kompressionsmodul K in GPa	Schermodul G in GPa	Elastizitätsmodul E in GPa
Eisen	7,5	168	82	211
Aluminium	2,7	75	26	70
Quarzglas	2,2	37	31	73
Marmor	2,7	61	27	72
Sandstein	2,1	10–33	8–22	20–50
Zink	7	40–110	30–50	70–110

Mit dem Kompressionsmodul K, dem Elastizitätsmodul E, dem Schermodul G und dem Dichte ρ sind alle physikalischen Größen zur Beschreibung der Geschwindigkeit der seismischen Wellen eines Erdbebens bekannt. Die Geschwindigkeit von **P-Wellen** wird durch folgende Formel beschrieben:

$$v_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}G}{\rho}}$$

Die Geschwindigkeit von den **S-Wellen** lässt sich ebenfalls berechnen:

$$v_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}}$$

Die Geschwindigkeiten der **P-Wellen** und der **S-Wellen** haben in der Erdkruste und im Erdmantel annähernd folgendes Verhältnis zueinander:

$$\frac{v_p}{v_s} = \sqrt{3}$$

Die Geschwindigkeiten können Auskunft über die Entfernung eines Erdbebens geben. Dabei wird der zeitliche Abstand zwischen dem Erreichen der P-Wellen und der S-Wellen an einer Messstation gemessen. Je größer der zeitliche Abstand der Wellen, desto weiter ist das Erdbeben entfernt. Wird auch noch die Stärke der Wellen an der Messstation gemessen, kann dadurch auch auf die Erdbebenstärke im Erdbebenherd geschlossen werden. Kommen die Wellen mit einer bestimmten Stärke in kurzen Abständen an der Messstation an, ist das Erdbeben im Herd schwächer, als wenn die Wellen mit gleicher Stärke, aber größerem zeitlichem Abstand an der Messstation ankommen. Der je größer der zeitliche Abstand zwischen den Wellen ist, desto weiter entfernt ist der Erdbebenherd, und da die Stärke der Wellen mit größerer Entfernung abnimmt, muss ein Erdbeben mit gleicher Stärke an der Messstation, aber größeren Abständen zwischen den P- und S-Wellen, im Erdbebenherd stärker sein als Wellen mit kürzeren Abständen.

Die Stärke eines Erdbebens kann in verschiedenen Formen angegeben werden. Die bekannteste Form zur Angabe von Erdbebenstärken ist die **Richterskala**. Sie ist eine sogenannte **Magnitudenskala** und beruht auf den gemessenen **Amplituden von seismischen Wellen** (vor allem den P- und den S-Wellen). Die Skala wurde in den Jahren um 1930 eingeführt und beginnt mit der niedrigsten

Mehr Materialien für Ihren Unterricht mit RAAbits Online

Unterricht abwechslungsreicher, aktueller sowie nach Lehrplan gestalten – und dabei Zeit sparen.

Fertig ausgearbeitet für über 20 verschiedene Fächer, von der Grundschule bis zum Abitur: Mit RAAbits Online stehen redaktionell geprüfte, hochwertige Materialien zur Verfügung, die sofort einsetz- und editierbar sind.

- ✓ Zugriff auf bis zu **400 Unterrichtseinheiten** pro Fach
- ✓ Didaktisch-methodisch und **fachlich geprüfte Unterrichtseinheiten**
- ✓ Materialien als **PDF oder Word** herunterladen und individuell anpassen
- ✓ Interaktive und multimediale Lerneinheiten
- ✓ Fortlaufend **neues Material** zu aktuellen Themen



Testen Sie RAAbits Online
14 Tage lang kostenlos!

www.raabits.de

