

utb.

Pfiffner | Engi  
Schlunegger | Mezger | Diamond

# Erdwissenschaften

2. Auflage



basics

### **Eine Arbeitsgemeinschaft der Verlage**

Böhlau Verlag · Wien · Köln · Weimar  
Verlag Barbara Budrich · Opladen · Toronto  
facultas · Wien  
Wilhelm Fink · Paderborn  
A. Francke Verlag · Tübingen  
Haupt Verlag · Bern  
Verlag Julius Klinkhardt · Bad Heilbrunn  
Mohr Siebeck · Tübingen  
Nomos Verlagsgesellschaft · Baden-Baden  
Ernst Reinhardt Verlag · München · Basel  
Ferdinand Schöningh · Paderborn  
Eugen Ulmer Verlag · Stuttgart  
UVK Verlagsgesellschaft · Konstanz, mit UVK/Lucius · München  
Vandenhoeck & Ruprecht · Göttingen · Bristol  
Waxmann · Münster · New York



basics





0. Adrian Pfiffner | Martin Engi  
Fritz Schlunegger | Klaus Mezger  
Larryn Diamond

# Erdwissen- schaften

2., korrigierte und  
aktualisierte Auflage

Haupt Verlag

# Inhaltsverzeichnis

Vorwort .....	7
<b>1 Unser Planet Erde .....</b>	<b>9</b>
1.1 Außenansicht unseres Planeten .....	9
1.2 Das Innere der Erde .....	15
1.3 Von den driftenden Kontinenten zur Plattentektonik .....	58
<b>2 Mineralogie .....</b>	<b>63</b>
2.1 Grundbegriffe .....	64
2.2 Der innere Aufbau von Mineralen .....	64
2.3 Beziehungen von Struktur und Zusammensetzung .....	69
2.4 Polymerisierung .....	72
2.5 Wichtige gesteinsbildende Silikate .....	75
2.6 Wichtige Nichtsilikate .....	83
<b>3 Magmatismus .....</b>	<b>89</b>
3.1 Grundbegriffe .....	90
3.2 Woraus bestehen magmatische Gesteine? .....	91
3.3 Kristallisation aus Schmelzen .....	92
3.4 Wo und wie entstehen Magmen in der Erde? .....	97
3.5 Magmatische Gefüge: Zeugen der Kristallisation .....	100
3.6 Systematik magmatischer Gesteine .....	101
3.7 Magmenentwicklung .....	107
3.8 Magmatische Differentiation und Konvektion .....	110
3.9 Charakter intrusiver Magmenkörper .....	113
3.10 Effusiver Vulkanismus und seine Produkte .....	115
3.11 Explosiver Vulkanismus und seine Produkte .....	119
3.12 Magmatische Komplexe .....	123
<b>4 Exogene Prozesse und ihre Produkte .....</b>	<b>127</b>
4.1 Die exogenen Prozesse .....	128
4.2 Gesteine als Produkte exogener Prozesse .....	155
4.3 Die Bildung klastischer Sedimente .....	157
4.4 Die Karbonatfabrik .....	187
4.5 Evaporitgesteine und Ablagerungsbereiche .....	190
4.6 Diagenese – die Entwicklung vom Lockergestein zum Festgestein .....	191

<b>5</b>	<b>Deformation der Gesteine und Plattentektonik</b>	193
5.1	Deformation der Erdkruste	193
5.2	Plattentektonik	213
5.3	Gebirge und Gebirgsbildung	239
<b>6</b>	<b>Metamorphose</b>	250
6.1	Grundbegriffe	251
6.2	Wie erkennt man metamorphe Gesteine?	252
6.3	Tektonik, Wärmefluss und Metamorphosetypen	254
6.4	Metamorphe Mineralreaktionen	258
6.5	Metamorphe Gefüge und Gesteinsklassifikation	260
6.6	Metamorphosegrad und metamorphe Fazies	263
6.7	Beispiele metamorpher Komplexe	268
<b>7</b>	<b>Geochemie des Sonnensystems</b>	275
7.1	Entstehung der Elemente	276
7.2	Verteilung der Elemente	285
7.3	Bildung von Planeten	289
7.4	Bildung der Erde und des Mondes	291
7.5	Isotopengeochemie	307
<b>8</b>	<b>Rohstoffe</b>	317
8.1	Grundwasser	317
8.2	Fluide und Erze	324
8.3	Erdöl und Erdgas	339
<b>9</b>	<b>Erdgeschichte</b>	345
9.1	Die ersten vier Milliarden Jahre Erdgeschichte	346
9.2	Von der kambrischen Explosion bis zur Jetztzeit	347
9.3	Massenaussterben und mögliche Gründe dafür	354
	Glossar	357
	Register	362
	Zu den Autoren	367

## Vorwort

Die Erdwissenschaften beschäftigten sich mit der Entstehung und Veränderung von Mineralen und Gesteinen unserer Erde und mit den Prozessen, die tief im Innern und an der Oberfläche des Planeten ablaufen. Dazu gehören Phänomene wie Erdbeben, Vulkanismus, die Entstehung der Gebirge und deren Oberflächengestaltung. Diese Prozesse stehen in Zusammenhang mit den Bewegungen der tektonischen Platten, welche imstande sind, ganze Kontinente zu verschieben und Ozeanbecken zu öffnen und zu schließen. Auf den Landmassen erfolgt Abtrag durch die Aktion der Schwerkraft, in Zusammenwirkung mit Wasser, Eis und Wind. Naturereignisse wie Erdbeben, Vulkanausbrüche, Bergstürze und Überflutungen beeinflussen unseren Lebensraum direkt und nachhaltig. Die Versorgung unserer Gesellschaft mit Rohstoffen und Energie sind ebenfalls wichtige Aufgaben, für welche die Erdwissenschaften Lösungen suchen müssen. Man denke nur an das Auffinden von Erzen, Erdöl und Erdgas, Kohle oder Trinkwasser, ohne die eine moderne Wirtschaft undenkbar ist und ohne die der derzeitige Lebensstandard nicht möglich wäre. Die Erdwissenschaften enthalten aber auch eine historische Komponente: Wie ist unser Planet entstanden? Wie verschoben sich Kontinente im Verlaufe der geologischen Zeiten? Wie ist die Entwicklung der Tier- und Pflanzenwelt in diesem Zusammenhang zu sehen? Für die Beantwortung dieser und anderer Fragen gibt das Verständnis der Entstehung von Mineralen und Gesteinen wertvolle Hinweise.

Dieses Buch will den Einführungskurs zum Bachelor-Studium «Grundzüge der Erdwissenschaften» unterstützen. Als wir in Bern die Lehrveranstaltungen Geologie und Mineralogie-Petrologie des ersten Jahres im Diplomstudium zusammenlegten, führten wir lange Diskussionen um die Inhalte, die in einer gemeinsamen Lehrveranstaltung für Studierende der Erdwissenschaften und der Geographie sinnvoll sind. Obschon die Ozeanographie und die Atmosphäre sehr wichtig sind, namentlich hinsichtlich Fragen des Klimas und der Umwelt, konzentrierten wir uns bewusst auf die «feste Erde». Den Stoff auf die gesamten Geowissenschaften auszuweiten, hätte beim gegebenen Umfang unweigerlich zu einer nachteiligen Verdünnung der Erdwissenschaften geführt.

Erdwissenschaftliche Phänomene entstehen durch das komplexe Zusammenspiel vieler und verschiedenartiger Prozesse. Um aber das Zusammenspiel zu verstehen, müssen als Grundlage zuerst die beteiligten Prozesse erkannt und verstanden sein. In jedem der Kapitel sind

deshalb verwandte Prozesse für sich diskutiert, sodass jedes Kapitel in sich abgeschlossen ist. Beim Inhalt setzten wir den Schwerpunkt auf die Prozesse und vermieden eine ausführliche Besprechung mit Fallbeispielen und Klassifikationsschemata. Die exemplarisch ausgewählten Beispiele sollen die implizierten Prozesse verständlich machen. Wo wünschbar, werden die Dozierenden zusätzliches Material einbauen und dies sicherlich mit Fallbeispielen aus dem eigenen Forschungsfeld ergänzen können.

Die Reihenfolge der Kapitel war nicht einfach festzulegen. Dass eine Einführung über das Antlitz unseres Planeten und die Struktur des Erdinneren an den Anfang gesetzt wird, scheint naheliegend – auch wenn hier schon gewisse Begriffe verwendet werden, welche erst anschließend besprochen werden. Bei der Reihenfolge der restlichen Kapitel war es lediglich wichtig, die Minerale vor den Gesteinen zu behandeln und die Metamorphose der Besprechung der Sedimentgesteine und der magmatischen Gesteine hintenanzustellen. Da der Einführungskurs auch mit einem Praktikum verbunden ist, ergeben sich zwangsläufig gewisse Umstellungen in der Reihenfolge, um die Abstimmung zu verbessern. Der Gesamtumfang der einzelnen Kapitel reflektiert in etwa den zeitlichen Aufwand dieser Teile in unserer Lehrveranstaltung.

Dieses Buch hat wesentlich gewonnen durch die graphische Gestaltung von Andreas Baumeler. Er verstand es, den engen Spielraum, den ein Zweifarbindruck mit sich bringt, kreativ zu nutzen. Seine Rückfragen zu inhaltlichen Aussagen der Abbildungen zwangen die Autoren oft, ihre Vorstellungen nochmals zu überdenken, Dinge klarzustellen und zu vereinfachen. Viele der über 200 Abbildungen pendelten mehrmals zwischen Autor und Graphiker hin und her, bis alle Anliegen zufriedengestellt waren. Christian Schlüchter gebührt herzlichen Dank für die wertvollen Hinweise und Skizzen zu glazigenen Formen und zum Paläoklima. Ein großer Dank geht auch an Thomas Armbruster für die Gestaltung der diversen Silikatstrukturen. Danken möchten wir aber auch unseren Studierenden, die mit ihren Fragen und Kommentaren zur Verbesserung unserer gemeinsamen Lehrveranstaltung und somit auch dieses Buches beitrugen.

Wir hoffen, mit diesem Buch die Lehre der Erdwissenschaften im Einstiegskurs des universitären Bachelor-Studiums zu unterstützen sowie die Freude an dieser höchst interessanten und für die Gesellschaft immer wichtigeren Wissenschaft zu wecken und zu fördern.



# Unser Planet Erde

## | 1

### Inhalt

- 
- 1.1 Außenansicht unseres Planeten

---

  - 1.2 Das Innere der Erde

---

  - 1.3 Von den driftenden Kontinenten zur Plattentektonik

---

Die Erdwissenschaften befassen sich mit dem Bau unseres Planeten und mit den Prozessen, die heute auf der Oberfläche und im Innern der Erde ablaufen. Das Verständnis dieser Prozesse soll auch dazu dienen, die Entstehungsgeschichte unseres Planeten zu eruieren. Das erste Kapitel dieses Lehrbuches soll deshalb eine großmaßstäbliche Gesamtschau des Planeten sein. Im ersten Unterkapitel (1.1) geht es um das Antlitz der Erde, die Verteilung von Meerestiefen und die Morphologie der Landmassen. Das Innere der Erde wird im zweiten Unterkapitel (1.2) behandelt. Wichtige Methoden der Geophysik werden dabei kurz vorgestellt und ihr Beitrag zur Erforschung des Erdinnern vermittelt. Zur Sprache kommen Erdbeben, die Erdwärme, das Magnetfeld und das Schwerefeld der Erde. Alle diese Komponenten geben Auskunft über den Schalenbau der Erde, den inneren Motor vieler Prozesse, die Rekonstruktion von Plattenbewegungen und die Hebung von Gebirgen und Absenkung von Meeresbecken. Das dritte Unterkapitel (1.3) wirft einen ersten Blick auf die Plattentektonik, das Auseinanderdriften und Zusammenprallen von Kontinenten sowie die Entstehung und das Verschwinden von Ozeanen.

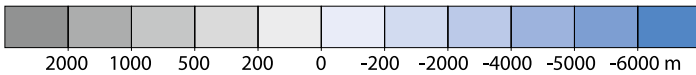
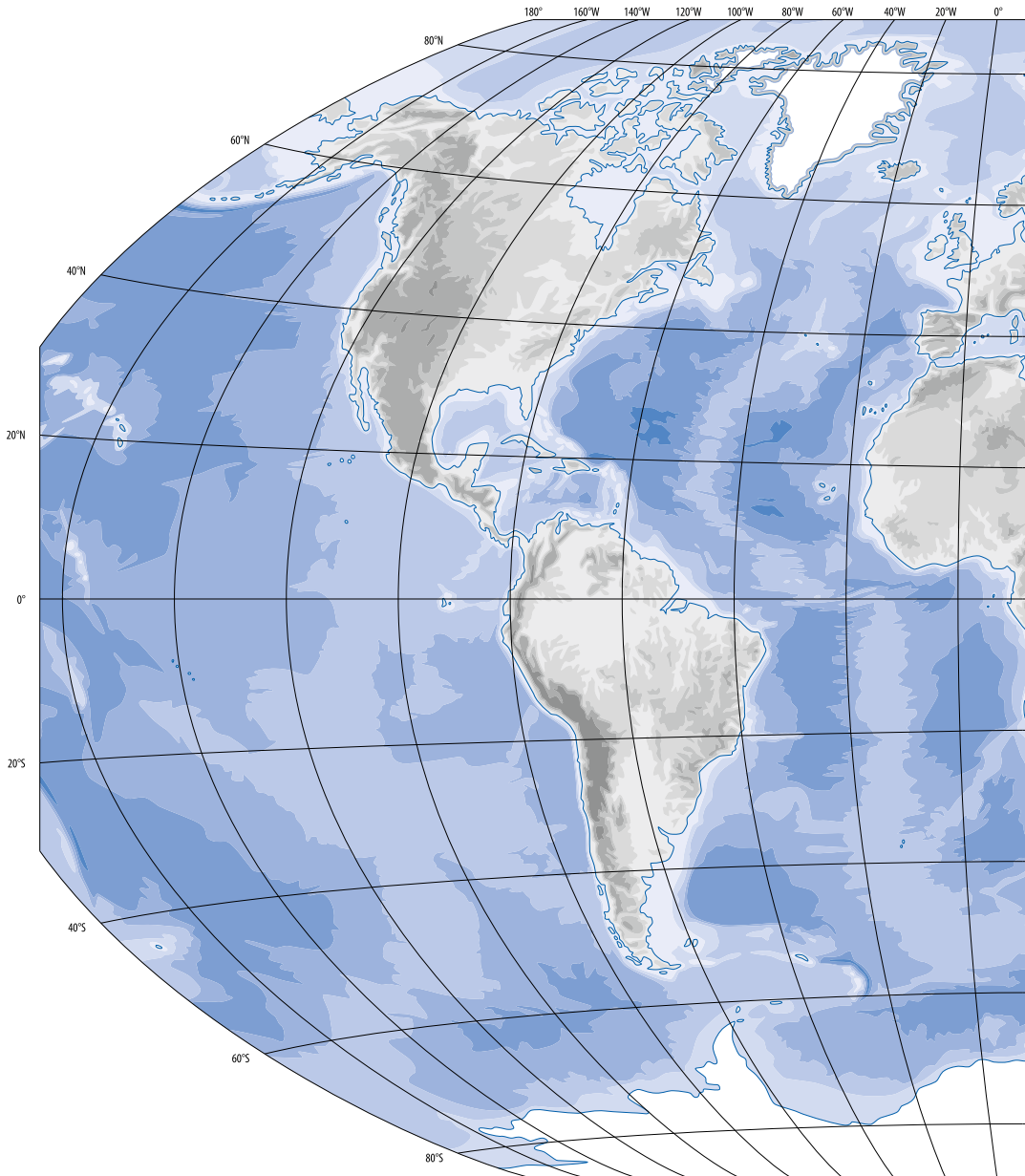
## Außenansicht unseres Planeten

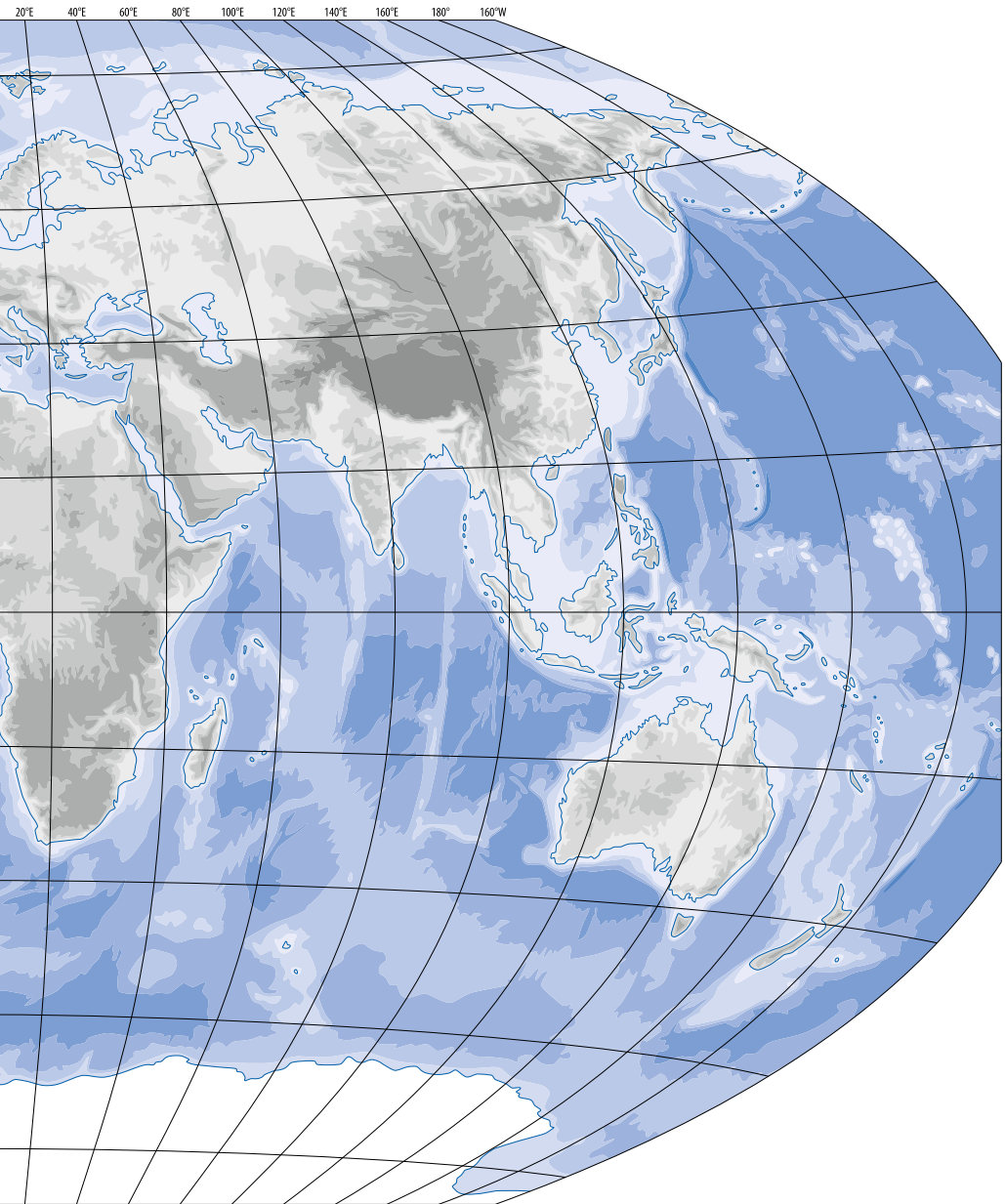
### | 1.1

Die Ansicht unseres Planeten von außen ist primär durch die Verteilung von Land und Wasser geprägt. Rund 70 % Wasseroberfläche stehen lediglich 30 % Landfläche gegenüber. Bei den Landmassen stehen die größeren zusammenhängenden Kontinente im Kontrast zu den vielen Inseln und Inselgruppen. Die Größen und Anordnungen dieser Landmassen sind ein Abbild der Prozesse im Erdinnern, die unseren Pla-

#### | **Abb. 1-1** (S. 10–11)

Weltkarte mit Wassertiefen und Landhöhen. In den Ozeanen trennen lange Rücken mit relativ geringer Wassertiefe die eigentlichen Tiefseebereiche.





neten vor vielen Millionen Jahren prägten und heute noch aktiv sind. → **Abb. 1-1** zeigt die Verteilung von Land und Wasser, verdeutlicht aber auch die globale Morphologie, das heißt die Höhenverteilung auf den Landmassen und die Wassertiefe in den Meeresbecken.

Seamounts:  
submarine Vulkane

Der **Meeresboden** der Weltmeere erscheint stark gegliedert. Sehr lange und flache Rücken erstrecken sich inmitten der Ozeane, wie beispielsweise der **Mittelatlantische Rücken**. Auf diesen Rücken beträgt die Wassertiefe lediglich etwa 2000 bis 3000 m, während die angrenzenden Tiefseebecken Wassertiefen von 5000 m und mehr aufweisen. Die Mittelozeanischen Rücken sind von zahlreichen **Furchen** durchsetzt. Aus den Tiefseebecken erheben sich einzelne kegelförmige Berge (sogenannte **seamounts**) und ragen zum Teil sogar aus dem Wasser hinaus. Bei diesen kegelförmigen Bergen handelt es sich um aktive oder erloschene Vulkane. In → **Abb. 1-1** sind nur eine kleine Auswahl von solchen Vulkanen zu erkennen. **Tiefseegräben** mit Wassertiefen von über 7000 m verlaufen längs gewisser Kontinentalränder und längs Inselgruppen. Beispiele sind an der Westküste von Südamerika oder westlich der Inselgruppen von Indonesien zu finden. Bei anderen Kontinentalrändern, wie etwa der Ostküste von Nord- und Südamerika, weisen die Küstenmeere geringe Wassertiefen von weniger als 200 m auf. Derartige Kontinentalränder werden unter dem Begriff **«Schelf»** zusammengefasst. Die Meerestiefe dieser Schelfmeere nimmt an einer Kante, welche mehrere hundert Kilometer von der Küste entfernt sein kann, abrupt zu.

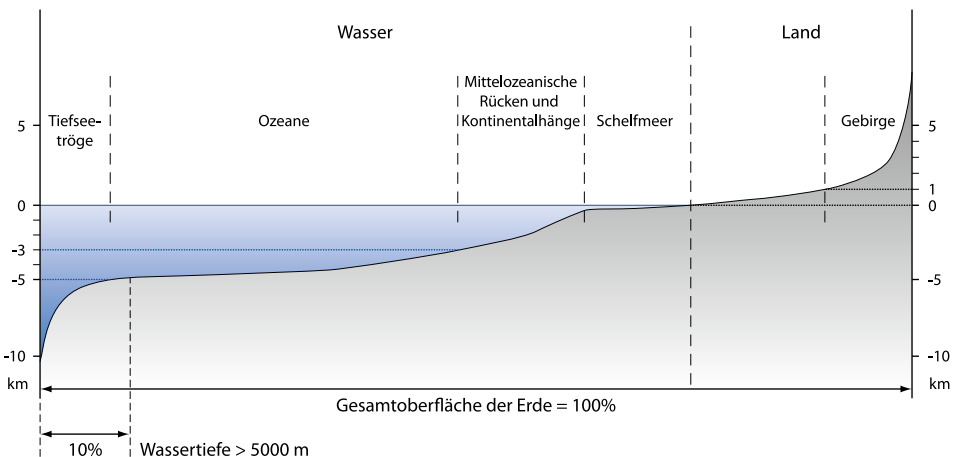
Kratone:  
uralte Kerne der  
Kontinente

Auch im Falle der **Kontinente** ist die Höhenverteilung recht heterogen. Wie in → **Abb. 1-1** ersichtlich, verlaufen **Gebirge** als gewundene lange Stränge längs der Kontinentalränder oder durchqueren die Kontinente. Beispiele sind die nordamerikanische Kordillere und die Anden in Südamerika, beziehungsweise der Himalaya in Asien. Neben diesen Gebirgssträngen sind auf den Kontinenten relativ tief liegende Ebenen mit geringen Höhenunterschieden zu erkennen. Im Kern der Kontinente sind zerfurchte schildförmige großräumige Erhebungen auszumachen. Diese werden als **Schilde** bezeichnet und bestehen typischerweise aus über 2 Milliarden alten Gesteinen. Diese Schilde, bzw. **Kratone** stellen die ältesten Kerne der Kontinente dar. Die sie umrahmenden Gebirgsstränge sind viel jünger. Das kaledonische Gebirge in Skandinavien beispielsweise ist vor rund 450 Millionen Jahre entstanden, die Anden hingegen vor weniger als 20 Millionen Jahren. Eine spezielle Struktur erkennt man etwa längs des Roten Meeres und des Golfs von Aden. Die unmittelbar angrenzenden Gebiete in Afrika und Arabien liegen relativ hoch, aber das Hochland macht beidseits allmählich einer Tiefebene Platz.

Die Verteilung von Land und Wasser bzw. von Kontinenten und Ozeanen ist auf einer Karte wesentlich von der Projektionsmethode abhängig. Eine Projektion der Küstenlinie, wie sie auf der «Erdkugel» vorhanden ist, auf eine Ebene, verursacht gezwungenermaßen Verzerrungen. Auf vielen Karten erscheinen deshalb die Landmassen im hohen Norden und Süden übertrieben groß. Um die Verteilung von Land und Wasser sowie Meerestiefen und Landhöhen statistisch genauer darzustellen, bedient man sich des hypsographischen Diagrammes. In dieser Darstellung wird die kumulative prozentuale Häufigkeit von Flächen über einer bestimmten Höhe aufgetragen (→ Abb. 1-2). Im **hypsographischen Diagramm** wird auf der horizontalen Achse der prozentuale Anteil, und in der vertikalen Achse die Höhe unter beziehungsweise über Meer aufgetragen. In → Abb. 1-2 sieht man sofort, dass rund 30 % Landfläche etwa 70 % Wasserfläche gegenüberstehen. Charakteristisch ist weiter, dass nur knapp 10 % der Erdoberfläche höher als 1000 m über Meer liegen. Die Gebirge machen also einen kleinen Teil der Landfläche aus. Weiter erkennt man, dass etwa 40 % der Erdoberfläche von Ozeanbecken bedeckt sind, die Wassertiefen von über 4000 m aufweisen. Umgekehrt formuliert, besitzen 60 % der Erdoberfläche oder 30 % der Meeresfläche Wassertiefen von weniger als 4000 m. 10 % der Erdoberfläche werden von Ozeanbecken mit Wassertiefen von mehr als 5000–6000 m gebildet. Es sind dies die bereits erwähnten lang gestreckten Tiefseegräben (auch «Tiefseetröge» genannt). Zählt man die Schelfbereiche, wo die Wasser-

Hypsographische Kurve der Wassertiefe und Landhöhe.

Abb. 1-2

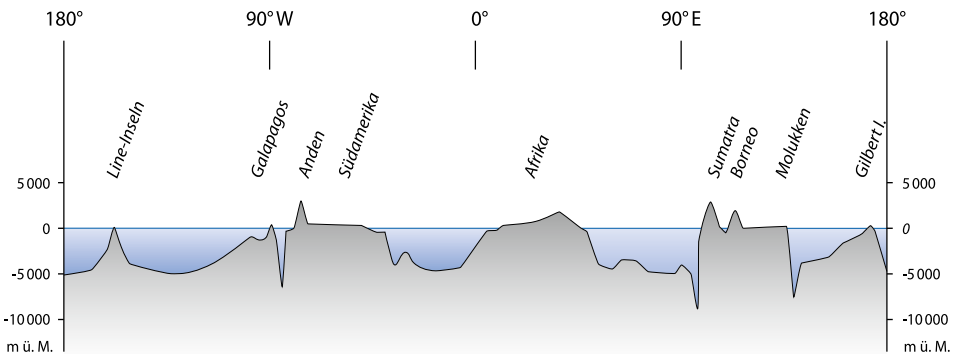


tiefe weniger als 200 m beträgt, ebenfalls zu den Kontinenten, so erhöht sich das Verhältnis zwischen Kontinent und Ozean auf 40 % zu 60 %. Ein Blick auf die Karte in → **Abb. 1-1** zeigt dabei, dass die Schelfkanten beidseits des Atlantiks einen auffallend ähnlichen Verlauf haben und gut zusammenpassen.

Die Variation der Meerestiefe und der Landhöhe auf den Kontinenten sei an einem Profilschnitt näher diskutiert (→ **Abb. 1-3**). Der **Profilschnitt** ist etwas willkürlich längs des Äquators gewählt. Um die Unterschiede in Wassertiefe und Landhöhe im 40 000 km langen Profilschnitt sichtbar zu machen, ist der Profilschnitt stark überhöht gezeichnet. Vergleicht man die Kontinente von Südamerika und Afrika, so fällt sofort auf, dass im Falle von Afrika der Kontinent im Osten und im Westen von einem seichten Schelfmeer flankiert ist. Demgegenüber beobachtet man in Südamerika eine ausgesprochene Asymmetrie mit einem seichten Schelfmeer im Osten und einem Tiefseetrog mit Wassertiefen von über 6000 Metern im Westen. Des Weiteren zeichnet sich Südamerika durch das Vorhandensein eines Gebirges an der Westküste aus. Dieses Gebirge, die Anden, verläuft unmittelbar neben dem Tiefseetrog parallel zur Küste. In einem Profilschnitt südlich oder nördlich des Äquators wäre der Gebirgsstrang breiter und bis über 5000 Meter hoch. In Afrika besteht im Osten eine Hochzone. Hier ragen einzelne Berge (Vulkane) bis über 5000 m ü. M. auf. Mittelozeanische Rücken mit geringen Wassertiefen existieren beidseits von Südamerika und Afrika im Pazifik, im Atlantik und im Indischen Ozean. Ein Tiefseetrog ist im Westen von Sumatra zu verzeichnen. In Sumatra selbst existiert ein sehr schmales Gebirge an der Westküste, unmittelbar neben dem Tiefseetrog. Dieses

Das ungleiche Paar:  
Gebirge und Tiefsee-  
gräben

**Abb. 1-3** | Profilschnitt längs des Äquators.





Gebirge besteht im Wesentlichen aus Vulkanen. Westlich der Inselgruppen von Indonesien, Borneo und den Molukken existiert wiederum ein Tiefseetrog. Im Pazifik ragen einzelne Rücken als Inselgruppen aus dem Meer (die Gilbert-, Line- und Galapagos-Inseln). Alle diese Inseln sind vulkanischer Natur.

Die Verteilung von Land und Wasser veränderte sich im Laufe geologischer Zeiten. Diese Entwicklung, sowie der heutige Zustand, ist eng mit den im Erdinnern ablaufenden Prozessen verknüpft. Die Tiefseetröge beispielsweise markieren jene Stellen, wo ozeanische Platten nach unten ins Erdinnere absinken. In → Kap. 1-3 werden diese Aspekte eingehender diskutiert.

## Das Innere der Erde

| 1.2

Die Erkundung des Erdinnern ist mittels verschiedener geophysikalischer Methoden möglich. Hierzu zählen die Auswertung von Erdbebenwellen, die das Erdinnere durchqueren, die Messung des Wärmeflusses, der aus der Tiefe an die Erdoberfläche steigt, die Beobachtung des Erdmagnetfeldes und der Magnetisierung von Gesteinen sowie die Analyse der Anziehungskraft der Erde.

## Seismologie: Erdbeben und der Schalenbau der Erde

| 1.2.1

Die Seismologie befasst sich mit dem Studium von Erdbeben und der Erforschung des Erdinnerns anhand künstlich ausgelöster Erschütterungen.

### Erdbeben

Erdbeben sind natürliche Erschütterungen der festen Erde, die sich als elastische Wellen im Untergrund fortpflanzen. Bei Verschiebungen von Platten werden die Gesteine zusammengestaucht, verbogen oder auseinandergezerrt. Die Erdkruste reagiert auf die angelegten Verspannungen zuerst durch elastische Deformation. Beim Überschreiten der Gesteinsfestigkeit kommt es aber zum Bruch. Dabei werden die elastischen Deformationen ruckartig rückgängig gemacht, die Spannungen fallen sofort ab. Die ruckartige Entlastung nach dem Bruch ist der eigentliche Auslöser der Erdbebenwellen.

Erdbebenherd:  
Epizentrum und  
Hypozenrum

Erdbeben werden an einem sogenannten Erdbebenherd ausgelöst. Das **Hypozenrum** ist der eigentliche Herd, das heißt der Ort, wo das Zerbrechen der Gesteine stattfindet. Dies kann beispielsweise auf einem tektonischen Bruch sein, welcher durch die Spannungen in der Erd-

kruste gelegentlich aktiviert wird. Das **Epizentrum** eines Erdbebens liegt **vertikal** über dem Hypozentrum an der Erdoberfläche. Nach der Tiefenlage des Hypozentrums unterscheidet man zwischen **Flachbeben** (Herdtiefe 0 bis 100 km) und **Tiefbeben** (Herdtiefe 100 bis 700 km). Die Mehrheit der Erdbeben sind Flachbeben.

## Box 1.1

### Intensität und Magnitude von Erdbeben

Die «Größe» eines Erdbebens wird durch die Intensität oder die Magnitude angegeben. Die **Intensität** umschreibt den Grad der Zerstörung und der subjektiven Wahrnehmungen durch den Menschen. Hierzu wird die **Mercalli-Skala** verwendet, in welcher in den Abstufungen zwischen I und XII die wesentlichen Merkmale festgehalten sind (→ Abb. 1-4). Die Messung der **Magnitude** erfolgt durch die **Richter-Skala**, diese misst die durch das Erdbeben freigesetzte Energie. Da die freigesetzte Energie keine Obergrenze kennt, ist die Richter-Skala nach oben offen. In → Abb. 1-4 sind die Mercalli- und die Richter-Skala zum Vergleich nebeneinander angegeben.

Erdbeben:  
Grad der Zerstörung und  
freigesetzte Energie

Die freigesetzte Energie eines Erdbebens wird aus der Amplitude der Erdbebenwellen (dem maximalen Ausschlag) in einem bestimmten Abstand vom Erdbebenherd berechnet. Dieser Zusammenhang kann aus folgender Analogiesituation abgeleitet werden: Wirft man einen Stein in einen See mit glatter Oberfläche, so breiten sich Wasserwellen als konzentrische Ringe vom Einschlagspunkt des Steins weg fort. Je größer die Entfernung, desto kleiner werden die Wellen (die Energie des Steins muss sich auf eine immer größere Fläche verteilen). Wirft man einen größeren Stein, so sind die Wellen höher, nehmen aber nach außen auch ab. Kennt man nun die Entfernung zum Einschlag des Steins so kann man aus der am Beobachtungsort gemessenen Wellenhöhe bestimmen, wie hoch die Wellen unmittelbar neben dem Einschlag waren. Für Erdbeben wird die Magnitude  $M$  nach folgender Formel berechnet:

$$M = \log(A / T) + 1.66 \log \Delta + 3.3$$

Hierin entspricht  $A$  der maximalen gemessenen Amplitude in Mikrometern ( $\mu\text{m}$ ),  $T$  der Periode (dem Inversen der Frequenz der Erdbebenwellen) in Sekunden, und  $\Delta$  ist der Abstand vom Erdbebenherd, gemessen in Grad ( $1^\circ$  entspricht etwa 111 km). Die Periode  $T$  beträgt zumeist 18–22 Sekunden. In der Nähe des Epizentrums können Erdbeben gehört werden, und zwar die höheren Frequenzen bzw. die Wellen mit Perioden, die kürzer als 20 Sekunden sind. Nahe dem Epizentrum ist aber die Distanz kleiner als  $1^\circ$  und somit der logarithmische Term negativ. Auch die maximalen Ausschläge können nur Bruchteile eines Mikrometers betragen, womit auch der erste Term negativ wird. Insgesamt kommen also auch Magnituden kleiner als 3.3 vor.

Eine Magnitude von  $M = 3$  auf der Richter-Skala entspricht ungefähr einem Wert von III auf der Mercalli-Skala. Für die eigentliche Berechnung der Magnitude stützt man sich je nach Situation auf unterschiedliche Wellentypen (Körperwellen oder Oberflächenwellen, wie sie weiter unten besprochen werden). Die Magnituden müssen daher noch mit zusätzlichen Indizes versehen werden.

Die Definition der Mercalli-Skala (vereinfacht) und zum Vergleich die Richter-Skala.

Abb. 1-4

Intensität		Wirkungen auf			Magnitude M
Grad	Stärke	Personen	Gebäude	Natur	
I	unmerklich	nicht verspürt			2
II	sehr leicht	vereinzelt verspürt			
III	leicht	vor allem von ruhenden Personen deutlich verspürt			3
IV	mäßig stark	in Häusern allgemein verspürt, aufweckend	Fenster klirren		4
V	ziemlich stark	im Freien allgemein verspürt	Verputz an Häusern bröckelt ab, hängende Gegenstände pendeln, Verschieben von Bildern		
VI	stark	erschreckend	Kamine und Verputz beschädigt	vereinzelt Risse im feuchten Boden	5
VII	sehr stark	viele flüchten ins Freie	mäßige Schäden, vor allem an schlechten Gebäuden, Kamine fallen herunter	vereinzelt Erdbeben an steilen Abhängen	6
VIII	zerstörend	allgemeiner Schrecken	viele alte Häuser erleiden Schäden, Rohrleitungsbrüche	Veränderungen in Quellen, Erdbeben an Straßendämmen	
IX	verwüstend	Panik	starke Schäden an schwachen Gebäuden, Schäden auch an gut gebauten Häusern, Zerbrechen von unterirdischen Rohrleitungen	Bodenrisse, Bergstürze, viele Erdbeben	7
X	vernichtend	allgemeine Panik	Backsteinbauten werden zerstört	Verbiegen von Eisenbahnschienen, Abgleiten von Lockerböden an Hängen, Aufstau neuer Seen	8
XI	Katastrophe		nur wenige Gebäude halten stand, Rohrleitungen brechen	umfangreiche Veränderungen des Erdbodens, Flutwellen	
XII	große Katastrophe		Hoch- und Tiefbauten werden total zerstört	tiefgreifende Umgestaltung der Erdoberfläche, Flutwellen	9

Seismische Intensität: modifizierte Mercalli-Skala (MKS 1964) bei Herdtiefen von 20 km; mit Vergleichswerten von Magnituden (M)

Erdbebengefährdung:  
bessere Statistik  
durch historische Auf-  
zeichnungen

Die größten Erdbeben erreichen Magnituden von über 8. Im Jahre 1985 erschütterte ein gewaltiges Erdbeben mit der Magnitude  $M = 8$  die Stadt Mexico und richtete große Schäden an. Zu den Schäden von Erdbeben gehören nebst eingestürzten Gebäuden, Rutschungen und Felsabbrüche auch Feuersbrünste. Namentlich in städtischen Gebieten können sich zerborstene Gasleitungen entzünden, und wenn dann die Wasserleitungen auch unterbrochen und die Straßen von Trümmern übersät sind, ist die Feuerwehr machtlos. Für Rettungsmaßnahmen stellen auch unterbrochene Stromleitungen ein Problem dar. Um die Gefährdung eines Gebietes durch Erdbeben bestimmen zu können, braucht man einen längeren Beobachtungszeitraum. Dieser ergibt sich aus historischen Aufzeichnungen. Wie kann aber die Magnitude eines Erdbebens, das vor mehr als hundert Jahren stattfand, abgeschätzt werden? Aufzeichnungen, beispielsweise aus Klöstern, halten vielfach Beobachtungen über Schäden und den Zeitpunkt des Erdbebens fest. Aus der Kombination von Beobachtungen zum selben Erdbeben an verschiedenen Orten, kann dann das Epizentrum und die Magnitude einigermaßen abgeschätzt werden. In der Schweiz etwa hatten die größten Beben Intensitäten von VIII–IX (entsprechend Magnituden von  $M = 6–7$ ). Bekannt sind die Erdbeben im Raume Chur (1295), Basel (1356), Stans (1601), Brig (1855, 25. und 26. Juli) sowie Rawil (1946).

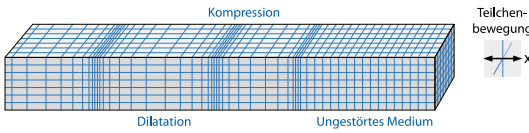
Tsunamis und deren  
Vorhersage

Speziell gefährlich sind **Tsunamis**. Dabei handelt es sich um lange Wasserwellen, welche von Erdbeben ausgelöst werden und die Ozeane mit großer Geschwindigkeit durchqueren. Die Geschwindigkeit hängt von der Wassertiefe ab, Sie beträgt gut 100 km/h bei 100 m Wassertiefe und 800 km/h bei 5000 m Wassertiefe. Auf dem offenen Meer sind die Wellen nur wenige Dezimeter hoch, können aber trotzdem durch Satellitenüberwachung erkannt werden. Die Auslösung der Tsunamiwelle erfolgt durch die ruckartige Verstellung des Meeresbodens während eines Erdbebens. Beim Auflaufen der Tsunamiwelle im Küstenbereich weicht zuerst das Wasser zurück. Anschließend folgt eine gewaltige Woge, die den Küstenbereich überflutet und Gebäude zerstört. In der trümmerübersäten Flut beim Zurückfließen des Wassers ist eine Rettung sehr schwierig. Durch die ständige Satellitenüberwachung sind heute Frühwarnungen möglich. Trotzdem haben im Jahre 2004 in Sumatra ca. 250 000 Menschen durch einen Tsunami ihr Leben verloren.

### Typen seismischer Wellen

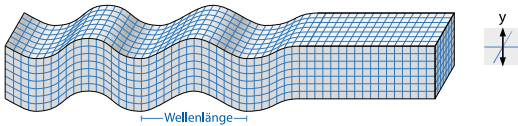
Erdbebenwellen sind elastische Wellen, die sich mit hoher Geschwindigkeit durch die Gesteine der Erde fortpflanzen. Grundsätzlich ist zwischen **Raumwellen** und **Oberflächenwellen** zu unterscheiden. Raumwellen pflanzen sich durchs Erdinnere fort, während Oberflächenwellen sich

P-Welle: Primärwelle



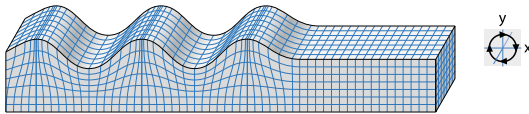
Teilchenbewegung  
Kommpressionswellen longitudinal

S-Welle: Sekundärwelle



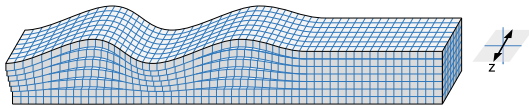
Scherwellen transversal

R-Welle: Rayleigh-Welle



L-Wellen: Oberflächenwellen Zerstörungen

Q-Welle: Love-Welle



Fortpflanzungsrichtung der Wellen

Abb. 1-5

Die verschiedenen Typen von Erdbebenwellen.

hauptsächlich längs der Erdoberfläche fortbewegen. Zu den Raumwellen zählen die P- und S-Wellen (→ Abb. 1-5).

**P-Wellen** (oder **Primärwellen**) sind Kompressionswellen mit longitudinaler Schwingung. Die Teilchenbewegung erfolgt parallel zur Fortpflanzungsrichtung. Auch Schallwellen sind P-Wellen.

**S-Wellen** (oder **Sekundärwellen**) sind Scherwellen mit transversaler Schwingung. Die Teilchen bewegen sich senkrecht zur Fortpflanzungsrichtung (hin und her bzw. auf und ab). Scherwellen können sich nur in Festkörpern fortpflanzen, nicht in Fluiden.

**Oberflächenwellen** werden als **L-Wellen** bezeichnet. Sie umfassen **Love-Wellen (Q-Wellen)** und **Rayleigh-Wellen (R-Wellen)**. Die Amplitude der Teilchenbewegung nimmt mit der Tiefe ab, ähnlich den Wasserwellen in stehenden Gewässern. Die Teilchenbewegungen sind daher komplex. Im Falle der R-Wellen bewegen sich die Teilchen auf einem Kreis ähnlich der Flaschenpost in den Wasserwellen des Meers. Oberflächenwellen sind energiereich und die Hauptverantwortlichen für Erdbebenschäden.

Die langsamen Wellen sind zerstörerisch

Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit seismischer Wellen ist von der Größenordnung km/s sowie von der Gesteinsdichte und den Elastizitätsmoduli abhängig. Die schnellsten Wellen sind die P-Wellen. Ihre Geschwindigkeit  $v_p$  berechnet sich zu

$$v_p = \sqrt{[K + (4/3)G] / \rho}$$

Hierin ist  $\rho$  die Gesteinsdichte,  $K$  das Kompressionsmodul und  $G$  das Schubmodul. Für S-Wellen berechnet sich die Geschwindigkeit zu

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

Aus diesen Formeln erkennt man sofort, dass die S-Wellen langsamer sind als die P-Wellen. Im Mittel ist  $K \approx 1.67 G$  und somit  $v_p \approx 1.7 v_s$ . Für Fluide ist das Schubmodul  $G = 0$  und somit auch  $v_s = 0$ .

Die Oberflächenwellen sind noch langsamer als die S-Wellen und kommen bei einem Erdbeben als letzte an.

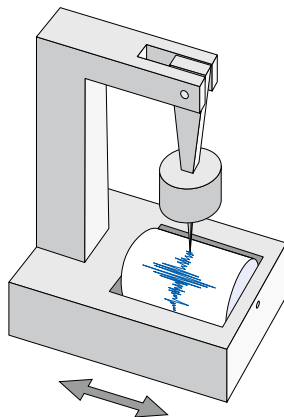
### Seismograph

Seismische Wellen werden durch Seismographen registriert. Dies sind Instrumente mit einer trägen Masse, an welcher eine Schreibfeder festgemacht ist. Die Feder schreibt auf ein sich langsam bewegendes Papier, welches fest mit dem schüttelnden Untergrund verbunden ist. Das Prinzip ist in [Abb. 1-6](#) erläutert. Insgesamt werden drei Komponenten registriert, eine vertikale und zwei horizontale, N-S und E-W gerichtete.

In [Abb. 1-7](#) sind die Aufzeichnungen eines Erdbebens von zwei Seismographen dargestellt. In den Seismogrammen erkennt man die ersten Ausschläge über der Bodenunruhe, welche den P-Wellen zugeordnet sind. Etwas später treffen die S-Wellen ein. Noch später und mit viel größerem Ausschlag folgen die Oberflächenwellen. Je weiter vom Hypo-/Epizentrum entfernt der Seismograph ist, desto größer wird das Zeitintervall zwischen P- und S-Wellen. Anhand der in [Abb. 1-8](#) skizzierten Eichkurve kann anhand des Zeitintervalls zwischen P- und S-Wellen direkt die Distanz zwischen Erdbebenherd und Seismograph-Station abgeleitet werden. Aus den Aufzeichnungen von drei Seismograph-Stationen kann somit das Hypo-/Epizentrum eines Erdbebens bestimmt

Abb. 1-6

Wie der Seismograph Erdbebenwellen registriert.



ordnet sind. Etwas später treffen die S-Wellen ein. Noch später und mit viel größerem Ausschlag folgen die Oberflächenwellen. Je weiter vom Hypo-/Epizentrum entfernt der Seismograph ist, desto größer wird das Zeitintervall zwischen P- und S-Wellen. Anhand der in [Abb. 1-8](#) skizzierten Eichkurve kann anhand des Zeitintervalls zwischen P- und S-Wellen direkt die Distanz zwischen Erdbebenherd und Seismograph-Station abgeleitet werden. Aus den Aufzeichnungen von drei Seismograph-Stationen kann somit das Hypo-/Epizentrum eines Erdbebens bestimmt



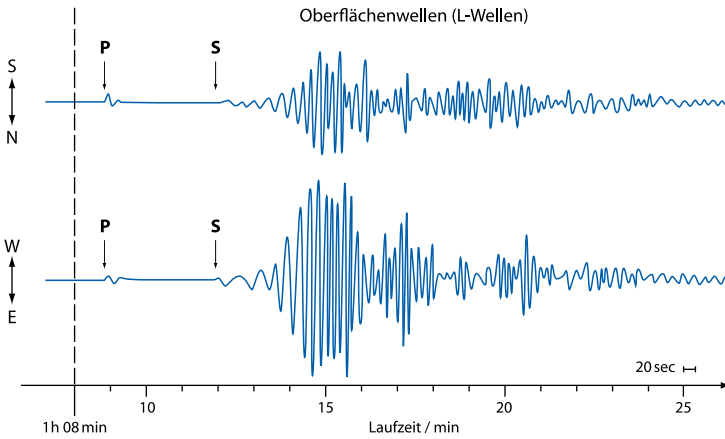


Abb. 1-7

Zwei Seismogramme eines Erdbebens, aufgezeichnet durch zwei Seismographen.

werden. Zu diesem Zwecke schlägt man um jede Seismographen-Station auf einer Karte einen Kreis, dessen Radius dem entsprechenden Herdabstand entspricht. Der Schnittpunkt der drei Kreise ist der geometrische Ort, welcher alle drei Bedingungen erfüllt.

Wenn man die weltweite Verteilung von Epizentren betrachtet, so fällt sofort auf, dass die allermeisten Epizentren auf lang gestreckten Gürteln liegen (→ Abb. 1-9). Besonders auffallend sind die Gürtel längs der Mittelozeanischen Rücken und der Gürtel, welcher sich rund um den Pazifik zieht (**zirkumpazifischer Gürtel**). Daneben sind auch wolkenartige Erdbebenverteilungen innerhalb der Kontinente vorhanden. Beispiele hierzu sind die Region Türkei-Griechenland oder der Himalaya. Die in → Abb. 1-9 aufgeführten Epizentren stammen von Flachbeben, welche den weitaus größten Teil der Erdbeben ausmachen. In Schwarz sind Tiefbeben mit Herdtiefen von 300–700 km angegeben. Die meisten

Eichkurve für den Abstand zum Erdbebenherd.

Abb. 1-8

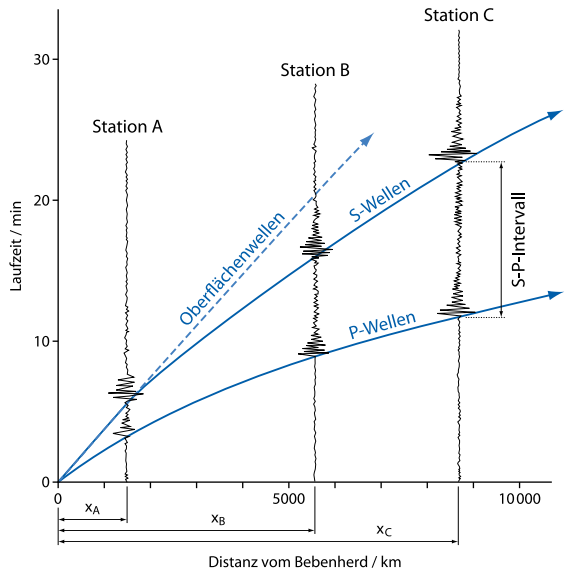


Abb. 1-9 (S. 22–23)

Die weltweite Verteilung der Erdbebenherde in Gürteln.



- Flach- und Tiefbeben, Hypozentren < 300 km tief
- Tiefbeben, Hypozentren 300–700 km tief



davon sind im zirkumpazifischen Gürtel angesiedelt. An diesen Stellen sinken Platten tief in den Erdmantel ein, und die Erdbebenherde liegen direkt an den Grenzen der eintauchenden Platten.

### Erdbeben in Europa

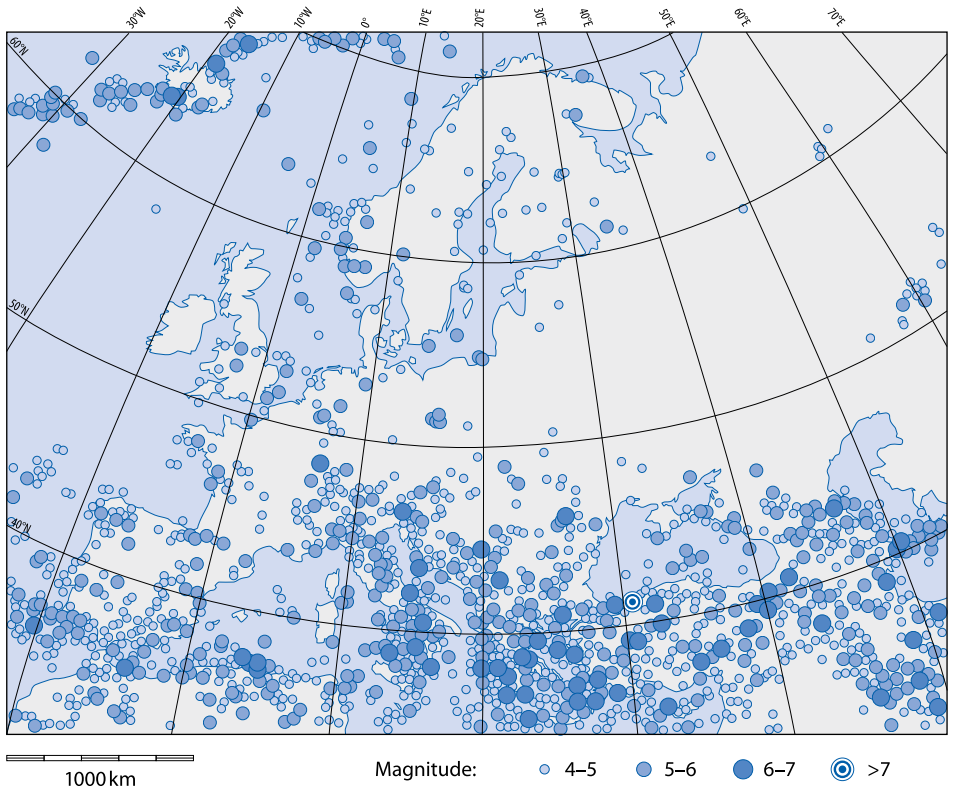
In → **Abb. 1-10** ist die **Verteilung der Erdbebenherde** im Großraum Europa dargestellt. Im Mittelmeerraum sind in der Türkei, in Griechenland, Italien und Spanien sowie im Atlasgebirge von Marokko bis Tunesien gehäufte Vorkommen zu beobachten. Diese etwas wolkenartige Anordnung orientiert sich an den jungen Gebirgen, die offenbar rezente tektonische Aktivität aufweisen. In Kleinasien sind Erdbebenherde an die nordanatolische Störung gebunden, eine Bruchzone, welche sich im Norden des Marmarameers Richtung Istanbul fortsetzt und sich durch besonders hohe Magnituden auszeichnet. Längs dieser Störung bewegt sich Kleinasien relativ zu Europa und zum Schwarzen Meer nach Westen. Die Plattenbewegung birgt ein großes Schadenspotenzial in der Großstadt Istanbul. Östlich der Türkei zeigen auch der Kaukasus und das Zagrosgebirge im Iran eine erhöhte Seismizität. Auch hier widerspiegeln die Erdbeben die andauernde tektonische Aktivität der Gebirge. Betrachtet man die verschiedenen Meeresbecken, so fällt auf, dass die Meeresbecken zwischen den erwähnten Gebirgen teilweise eine geringe Seismizität aufweisen. Beispiele sind im östlichen Mittelmeer das Levante-Becken, das Ionische Becken, die Adria und im westlichen Mittelmeer das Tyrrhenische, Provenzalische und Algerische Becken. Demgegenüber zieht ein klar definierter Gürtel von Erdbebenherden im Atlantik von Norden her über Island nach Süden.

### Erdbebengefährdung und -risiko

Aus der Häufigkeit der jährlichen Klein- und Mikroben und der historischen Großbeben kann die **Erdbebengefährdung** einer Region abgeschätzt werden. Die Erdbebengefährdung besagt, mit welcher Wahrscheinlichkeit ein Erdbeben mit einer gewissen Intensität im untersuchten Gebiet innerhalb eines bestimmten Zeitraumes auftritt. Für das Gebiet nördlich der Alpen ist die Erdbebengefährdung gering, in den Alpen leicht erhöht. Für jede Intensität kann das Schadensausmaß von Erdbeben abgeschätzt werden. Dieses hängt von mehreren Faktoren ab: dem geologischen Untergrund (Lockergesteine sind ungünstig, da sie die Amplitude der Oberflächenwellen verstärken), der Siedlungsdichte (Agglomerationen erhöhen das Schadensausmaß) und die Verletzbarkeit der Infrastrukturen (erdbebensichere Bauweise ist von Vorteil). Das Schadensrisiko bzw. Erdbebenrisiko ist dann das Produkt aus der Erdbebengefährdung und diesen Faktoren. Für bestimmte Regionen in den Alpen und deren unmittelbares Vorland ist das Erdbebenrisiko groß. Dies trifft insbesondere für die Region Basel am Südennde des Rheingraben und das Wallis in der Schweiz zu. Die noch andauernden platten-tektonischen Bewegungen und die damit assoziierten Spannungen in

Die Verteilung der Erdbebenherde in Europa und angrenzenden Gebieten.

Abb. 1-10



der Erdkruste sind dabei ein wesentlicher Faktor für die erhöhte Seismizität. Gekoppelt mit dem lokal ungünstigen geologischen Untergrund der Ballungszentren, ergibt sich dann das hohe Risiko.

### Schalenbau der Erde

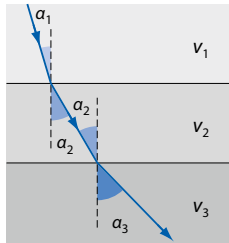
Für die Erforschung der Struktur des Erdinnern stützt man sich auf das Studium von P- und S-Wellen von Erdbeben sowie auf künstlich ausgelöste Erschütterungen. Um die aufgezeichneten Wellen interpretieren zu können, muss der **Strahlengang der Wellen** berücksichtigt werden. Erst wenn der Weg der Wellenstrahlen bekannt ist, können aus den aufgezeichneten Zeiten auf die Struktur in der Tiefe Rückschlüsse gezogen werden.

## Strahlengang

Eine Erschütterung löst eine Wellenfront aus mit Wellenstrahlen, die radial von der punktförmigen Quelle ausgehen. Die einzelnen Wellenstrahlen werden beim Übergang von einem Medium mit einer bestimmten Geschwindigkeit  $v_1$  in ein Medium mit  $v_2$  gebrochen und reflektiert. Für die Beugung gilt das **Snell'sche Gesetz** ( $\rightarrow$  Abb. 1-11), wonach der Strahl im dichteren Medium weiter vom Lot weggebrochen wird.  $\alpha_1$  und  $\alpha_2$  sind die Einfallswinkel bzw. Austrittswinkel des Wellenstrahls; sie werden vom Lot der Grenzfläche aus gemessen.

Abb. 1-11

Das Snell'sche Gesetz der Beugung von Strahlen.



$$v_1 < v_2 < v_3$$

$$\alpha_1 < \alpha_2 < \alpha_3$$

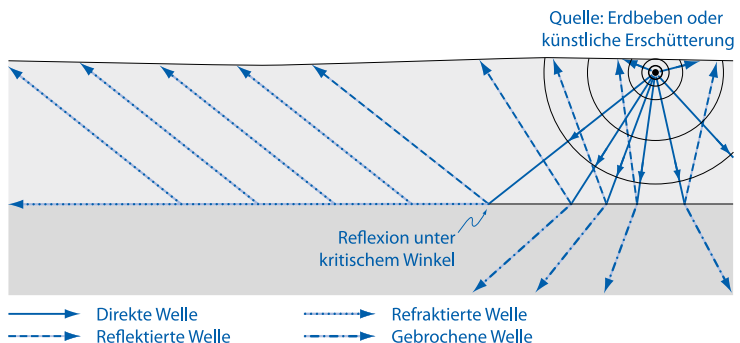
$$\text{Snell'sches Gesetz: } v_1 / \sin \alpha_1 = v_2 / \sin \alpha_2$$

In  $\rightarrow$  Abb. 1-12 sind die möglichen Strahlengänge für direkte Wellen, Beugung, Reflexion und Refraktion dargestellt. Bei der **(Total)Reflexion** ist der austretende Strahl genau symmetrisch zum einfallenden Strahl. Von **Refraktion** spricht man, falls der Austrittswinkel  $\alpha_2 = 90^\circ$  beträgt. Der austretende Strahl verläuft dann genau parallel zur Grenzfläche, pflanzt sich aber mit der höheren Geschwindigkeit  $v_2$

fort. Der kritische Einfallswinkel  $\alpha_1$  für die Refraktion berechnet sich aus dem Snell'schen Gesetz zu  $\alpha_1 = \arcsin(v_1/v_2)$ . Hier ist berücksichtigt, dass  $\sin 90^\circ = 1$  ist. Die längs der Grenzfläche refraktierte Welle verursacht laufend wiederum nach oben refraktierte Wellen. Da die Geschwindigkeit der Wellen parallel zur Grenzfläche höher ist als jene der direkten und reflektierten Wellen in der langsameren oberen Schicht, treffen die refraktierten Wellen trotz Umweg ab einem bestimmten Punkt früher an der Oberfläche ein.

Abb. 1-12

Mögliche Strahlengänge von direkten, reflektierten, refraktierten und gebeugten Wellen.





## Erdmantel und Erdkern

Die Geschwindigkeit der P- und S-Wellen nehmen im Erdmantel mit zunehmender Tiefe im Allgemeinen zu. Deshalb wird ein steil einfallender Strahl sukzessive vom Lot auf die horizontalen «Schichten» weggebrochen und somit flacher. Dadurch ergeben sich gekrümmte, symmetrische Strahlengänge mit einem horizontalen mittleren Teil, wie dies in → Abb. 1-13 dargestellt ist. Die Zunahme der Wellengeschwindigkeiten und der Dichte der Gesteine mit der Tiefe sind in → Abb. 1-14 ersichtlich. Die S-Wellen zeigen ein Minimum in einer Tiefe von circa 100 km. Dies erklärt sich dadurch, dass ab ca. 100 km der Mantel partiell aufgeschmolzen ist (1 bis 10 % Schmelzanteil). Diese Schicht bezeichnet man als **Asthenosphäre** (die «weiche Schicht»). Diskontinuitäten in den Wellengeschwindigkeiten erkennt man bei circa 500 und 750 km. Sie entsprechen den Phasenumwandlungen von Olivin zu Spinell und von Spinell zu Perovskit, welche auf den erhöhten Umgebungsdruck zurückzuführen sind. An der Kern-Mantel-Grenze sind noch größere Unstetigkeiten in den seismischen Geschwindigkeiten zu verzeichnen (→ Abb. 1-14). Insbesondere sinkt dort die S-Wellengeschwindigkeit auf null ab. Der in → Abb. 1-13 dargestellte **Schalenbau** mit Kern und Mantel wurde aufgrund von weltweiten Aufzeichnungen von Erdbeben erarbeitet. Besonders kritisch war dabei die Beobachtung von **Schattenzonen**, in denen größere Erdbeben nicht oder nur sehr schwach registriert werden können. Aus den vielen Beobachtungen ergab sich ein Modell mit einer 30–50 Kilometer dicken **Erdkruste**, darunter dem **Erdmantel**, welcher bis in eine Tiefe von 2900 Kilometer reicht, und schließlich ganz im Innern einem flüssigen **äußeren** und einem festen **inneren metallischen Kern**. Die Grenzfläche zwischen innerem und äußerem Kern befindet sich in einer Tiefe von 5100 Kilometer und markiert eine merkliche Zunahme der P-Wellengeschwindigkeiten und der Gesteinsdichte. Im flüssigen äußeren Kern können sich die S-Wellen nicht fortpflanzen, die P-Wellen hingegen schon. Sie erzeugen dabei an der Grenze zum festen inneren Kern wiederum S-Wellen, die den inneren Kern durchqueren.

Wellenstrahlen von Erdbeben, welche die Grenze zwischen Erdmantel und Erdkern tangieren, werden infolge des Geschwindigkeits- und Dichtekontrastes weggebeugt und erreichen die Erdoberfläche am Antipol der Quelle. Wellenstrahlen, welche etwas weniger steil einfallen, verlaufen längs eines gekrümmten Pfades, der zuunterst horizontal verläuft. Wellenstrahlen von P-Wellen, welche steiler einfallen, kreuzen die stark weggebeugten Strahlen. Im Fenster zwischen 103° und 142°, von der Quelle aus gemessen, treffen keine P-Wellen ein; man spricht hier von einer P-Wellen-Schattenzone. Für die S-Wellen ist diese **Schattenzone** noch größer und erstreckt sich von 142° bis zum Antipol bei 180°. Die-

Schalenbau mit Kruste,  
Mantel und Kern

Keine Erdbebenwellen in  
Schattenzonen

Abb. 1-13

Strahlengänge von P- und S-Wellen, die von einer Quelle nahe der Erdoberfläche ausgehend das gesamte Innere unseres Planeten durchqueren. Aus der Beobachtung von Schattenzonen konnte auf die Existenz eines für S-Wellen undurchlässigen äußeren Erdkerns wie auch auf die Tiefenlage der Kern-Mantel-Grenze geschlossen werden.

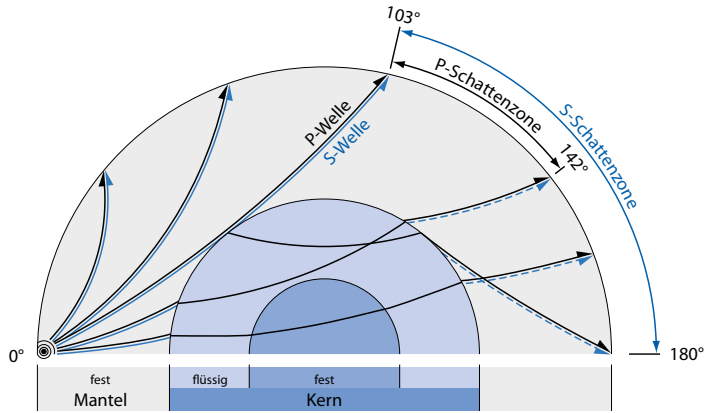
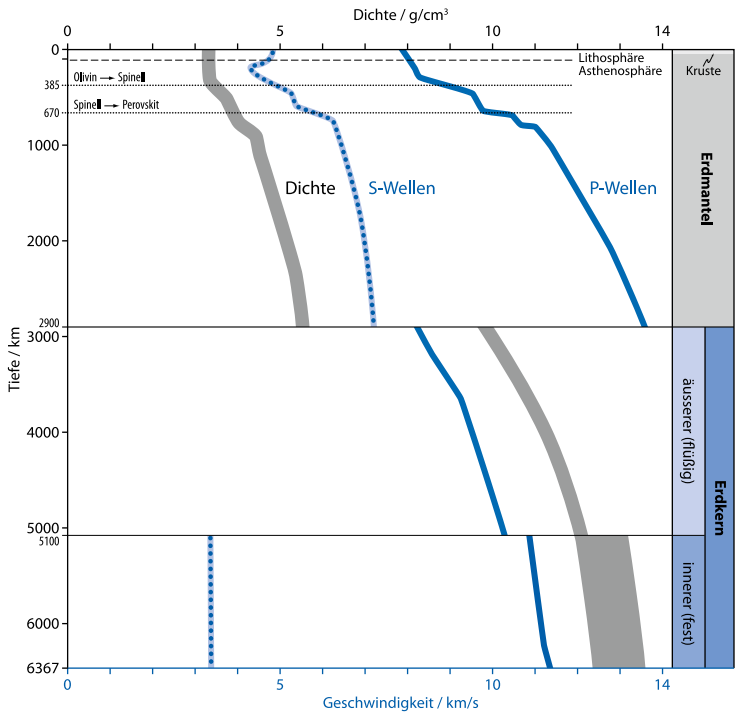


Abb. 1-14

Die Zunahme der Geschwindigkeiten von P- und S-Wellen ist nicht linear mit der Tiefe und weist Unstetigkeiten auf, welche durch die Gesteinszusammensetzung und den Aggregatzustand erklärt werden. Auffallend ist der drastische Abfall an der Kern-Mantel-Grenze. Auch die Dichte der Gesteine nimmt mit der Tiefe zu. An der Kern-Mantel-Grenze stellt man eine abrupte Zunahme fest.



ses größere Fenster erklärt sich durch den für S-Wellen undurchlässigen flüssigen äußeren Kern. Trotzdem sind in → [Abb. 1-13](#) in gestrichelter Form S-Wellen innerhalb dieses Fensters angegeben. Dabei handelt es sich um S-Wellen, welche von den P-Wellen am Übergang vom Erdkern zum Erdmantel erzeugt werden. Sie weisen eine viel geringere Amplitude auf als die direkt eintreffenden S-Wellen außerhalb des Fensters und können so von letzteren unterschieden werden.

### Erdkruste

Für die Erkundung des feineren Baus der Erdkruste bedient man sich der **Reflexionsseismik**. Das Prinzip ist in → [Abb. 1-15](#) erklärt. Künstliche Erschütterungen werden entweder durch Sprengungen (Sprengseismik) oder durch Vibratoren (Vibroiseis-Verfahren) ausgelöst. Bei der **Sprengseismik** werden Dynamitladungen von 1 Kilogramm bis zu 3 Tonnen in einer Tiefe von 2 bis 100 Meter Tiefe in speziell angelegten Bohrlöchern gezündet. Im Falle des **Vibroiseis-Verfahrens** kommen vier bis fünf Vibratoren von je 12 bis 15 Tonnen Gewicht zum Einsatz. Die Vibratoren sind Lastwagen, welche sich auf eine Platte aufbocken können und dann im Takt vibrieren. Die Frequenz der Vibrationen beginnt mit 10 Hertz und wird dann sukzessive auf 50 Hertz erhöht. Die Erschütterungen, sei es von Sprengungen oder Vibratoren, pflanzen sich als P- und S-Wellen in die Tiefe fort und werden an Grenzflächen zwischen Gesteinslagen mit unterschiedlicher Dichte und Geschwindigkeit nach oben reflektiert (→ [Abb. 1-15](#)). Dieses Echo wird dann an der Oberfläche mit sogenannten **Geophonen** aufgezeichnet. Die Geophone werden quer durch das zu untersuchende Gebiet ausgelegt und sind mit einem bis 20 Kilometer langen Kabel miteinander verbunden. Die Anzahl der Geophone, der Abstände dazwischen sowie die Größe der Sprengladung werden der jeweiligen Forschungsfragestellung angepasst. Sucht man die Tiefenlage der Krusten-Mantel-Grenze (der **Moho**), die typischerweise in 30 Kilometer Tiefe liegt, so genügen 30 Kilogramm Sprengstoff und ein Geophonabstand von 80 Metern. Möchte man genauere Auskunft über die Struktur von Sedimentschichten in 1 bis 5 km Tiefe, so bedient man sich eher der Vibroseis-Methode und braucht Geophonabstände von 20 bis 40 Metern. Ganz seichte Strukturen, wie etwa Grundwasserträger, können auch mit Hammerschlag-Erschütterungen und kleinen Geophonabständen von 1 Meter und weniger erkundet werden. Da die Geophone auch den Umgebungslärm (Wind, Verkehr etc.) registrieren, werden sie in Gruppen zu 24 Stück ausgelegt, und die registrierten Signale werden gestapelt. Dadurch kann das Verhältnis Nutzsignal/Störsignal verbessert werden: Das Nutzsignal ist für jedes der Geophone dasselbe und wird so 24-fach verstärkt; die Störsignale unterscheiden sich hin-

Mit künstlichen  
Erschütterungen die  
Erdkruste durchleuchten

Moho: Die Grenze  
zwischen Erdkruste und  
Erdmantel

### Falten im Nigerdelta im Atlantik

gegen voneinander; mitunter heben sich deren Peaks durch die Stapelung teilweise sogar auf. Auf einer 20 Kilometer langen Auslage können gleichzeitig mehr als 5000 Geophone bei der Registrierung beteiligt sein. Die anfallende Datenmenge ist entsprechend groß.

→ **Abb. 1-16** zeigt eine reflexionsseismische Linie aus dem Nigerdelta im Atlantik. Die dunklen Linien im oberen Teil stammen aus einem Stapel von Sedimentschichten. Kontraste in Geschwindigkeit und Dichte zwischen benachbarten Schichten reflektieren die seismischen Wellen und führen zu diesem Streifenmuster. In der Mitte sind die Schichten gewölbeartig aufgebogen. Dabei sind einige der Reflexionsbänder deutlich versetzt, wie man dies in der interpretierten Version sieht. Der Versatz entspricht einer Aufschiebung, die Auffaltungen sind sogenannte Antiklinalen (→ **Kap. 5**). Unterhalb der Mitte zieht sich ein heller Horizont durch die Abbildung, welcher nur wenige Reflexionen enthält. Dabei handelt es sich vermutlich um einen homogenen Gesteinskörper (möglicherweise Evaporite), der seinerseits auf einem wieder mehr geschichteten Gesteinskörper aufliegt, den man zuunterst in der Abbildung ausmachen kann. Das deutlich sichtbare Reflexionsband zwischen diesen zwei Körpern in der untern Bildhälfte deutet auf kontrastierende Geschwindigkeiten und Dichten hin.

**Abb. 1-15**

Das Prinzip der Reflexionsseismik. Vom Schusspunkt aus sind einige Strahlengänge von seismischen Wellen eingezeichnet. Diese werden an den Schichtgrenzen gebeugt und/oder reflektiert und gelangen so wieder an die Oberfläche, wo sie von den Geophonen aufgezeichnet werden. Die Aufzeichnungen werden im Messwagen abgespeichert und müssen dann in mehreren Schritten bearbeitet werden, bevor sie ausgedruckt und interpretiert werden können.

