

Florian Neukirchen



Bewegte Bergwelt

Gebirge und wie sie entstehen

2. Auflage

SACHBUCH

 Springer

Bewegte Bergwelt

Florian Neukirchen

Bewegte Bergwelt

Gebirge und wie sie entstehen

2. Auflage

 Springer

Florian Neukirchen
Berlin, Deutschland

ISBN 978-3-662-64837-7 ISBN 978-3-662-64838-4 (eBook)
<https://doi.org/10.1007/978-3-662-64838-4>

Die Deutsche Nationalbibliothek verzeichnet diese Publikation in der Deutschen Nationalbibliografie; detaillierte bibliografische Daten sind im Internet über <http://dnb.d-nb.de> abrufbar.

© Der/die Herausgeber bzw. der/die Autor(en), exklusiv lizenziert durch Springer-Verlag GmbH, DE, ein Teil von Springer Nature 2011, 2022

Das Werk einschließlich aller seiner Teile ist urheberrechtlich geschützt. Jede Verwertung, die nicht ausdrücklich vom Urheberrechtsgesetz zugelassen ist, bedarf der vorherigen Zustimmung des Verlags. Das gilt insbesondere für Vervielfältigungen, Bearbeitungen, Übersetzungen, Mikroverfilmungen und die Einspeicherung und Verarbeitung in elektronischen Systemen.

Die Wiedergabe von allgemein beschreibenden Bezeichnungen, Marken, Unternehmensnamen etc. in diesem Werk bedeutet nicht, dass diese frei durch jedermann benutzt werden dürfen. Die Berechtigung zur Benutzung unterliegt, auch ohne gesonderten Hinweis hierzu, den Regeln des Markenrechts. Die Rechte des jeweiligen Zeicheninhabers sind zu beachten.

Der Verlag, die Autoren und die Herausgeber gehen davon aus, dass die Angaben und Informationen in diesem Werk zum Zeitpunkt der Veröffentlichung vollständig und korrekt sind. Weder der Verlag noch die Autoren oder die Herausgeber übernehmen, ausdrücklich oder implizit, Gewähr für den Inhalt des Werkes, etwaige Fehler oder Äußerungen. Der Verlag bleibt im Hinblick auf geografische Zuordnungen und Gebietsbezeichnungen in veröffentlichten Karten und Institutionsadressen neutral.

Einbandabbildung: Mount Everest und Nuptse, © Florian Neukirchen 2013

Planung/Lektorat: Simon Shah-Rohlf's

Springer ist ein Imprint der eingetragenen Gesellschaft Springer-Verlag GmbH, DE und ist ein Teil von Springer Nature.

Die Anschrift der Gesellschaft ist: Heidelberger Platz 3, 14197 Berlin, Germany

Vorwort

Die Prozesse, die Berge entstehen lassen und in Form bringen, sind ebenso faszinierend wie die resultierenden Landschaften. Dieses Buch lädt auf leicht verständliche Weise zu einer geologischen Weltreise ein und fördert dabei auch so manche Überraschung zutage. Dabei fließen aktuelle Erkenntnisse aus Fachrichtungen wie Tektonik, Petrologie, Sedimentologie, Geomorphologie, Seismik, Vulkanologie und Plattentektonik ein.

Die wichtigste Zielgruppe sind alle, die gerne in den Bergen sind, etwa zum Wandern, Bergsteigen oder Klettern. Daher erkläre ich auch grundlegende Konzepte und Fachbegriffe. Das Buch ist aber auch für Studierende der Geografie und der Geowissenschaften geeignet, insbesondere für einen Blick über den Tellerrand der eigenen Fachrichtung und bei der Reisevorbereitung. Die Kapitel bauen jedoch didaktisch aufeinander auf. Wer noch nicht mit den Grundlagen der Geologie vertraut ist, sollte sich daher an die Reihenfolge der Kapitel halten. Ich erkläre Fachbegriffe bei der ersten Verwendung, sie können zusätzlich im Glossar am Ende des Buchs nachgeschlagen werden.

Seit Erscheinen der 1. Auflage sind bereits mehr als zehn Jahre vergangen. Auch die Geologie hat sich weiterentwickelt; es gibt neue seismische Profile, neue Datierungen und viele weitere interessante Studien. Entsprechend wurde der Text gründlich überarbeitet, aktualisiert und deutlich erweitert. Einige neue Abschnitte schließen inhaltliche Lücken, Kästen liefern weitere Hintergrundinformationen. Viele beliebte Reiseziele werden nun detaillierter besprochen. Ich bin auch über Fehler und unglückliche Formulierungen gestolpert, die ich nun verbessern konnte. Bei manchen kontroversen Themen hatte ich mich zu sehr auf einzelne Veröffentlichungen gestützt; ich gehe nun stärker auf derartige Diskussionen ein. Mich persönlich freut zudem, dass ich dem Buch viele eigene Fotos hinzufügen konnte, die ich auf meinen letzten Reisen geschossen habe.

Mehreren Rezensenten der 1. Auflage haben bemängelt, dass manche Gebirge „im falschen Kapitel“ gelandet waren. Das lag daran, dass ich diese als Beispiele für einen bestimmten Prozess besprochen hatte und sie eben dort am besten in den dramaturgischen Bogen des Buchs gepasst haben. Ein Gebirge hat ja immer eine lange geologische Geschichte, in der nacheinander ganz unterschiedliche Prozesse ablaufen – auch vor und nach der eigentlichen Gebirgsbildung. Für die 2. Auflage habe ich einiges umgestellt, um das Buch systematischer zu machen. Das führt zwangsläufig zu Brüchen in der Erzählung, wenn sich die Entwicklung eines Gebirges in einem anderen Kapitel fortsetzt. Ich denke aber, dass sich das Buch noch immer „spannend wie ein Krimi“ (*Westdeutsche Allgemeine Zeitung*) lesen lässt.

Bei der zitierten Literatur stütze ich mich vor allem auf Reviews und auf besonders spannende neue Artikel. Diese bauen natürlich auf eine lange Forschungsgeschichte auf, die in der angegebenen Literatur nachgelesen werden kann. Ich erwähne aber auch den einen oder anderen Klassiker, der zu einer revolutionären Änderung des geologischen Verständnisses geführt hat.

Die Idee zu diesem Buch reifte vor etwa 15 Jahren auf einer 13 Monate langen Reise durch Asien. Die Bergdörfer auf der Nordseite des Annapurna-Massivs in Nepal haben ein tibetisches Flair: Bunte Gebetsfahnen flattern im Wind, Gebetsmühlen und weiß getünchte Chörten säumen den Weg, und durch den Regenschatten der Berge herrscht normalerweise Trockenheit. Als ich mich bei der Umwanderung des Massivs Manang näherte, dem angeblich trockensten Ort der Gegend, begann es allerdings zu regnen. Aus dem Regen wurde gegen Abend Schnee, und der starke Schneefall hielt ohne Unterbrechung die folgenden drei Tage an, was den Aufstieg zum 5416 m hohen Pass Thorung La vorerst unmöglich machte. Unter den Wanderern in Manang kursierten wilde Gerüchte über die Situation weiter oben, und viele machten sich frustriert auf den Rückweg. Andere blieben wie ich am warmen Ofen sitzen, warteten auf besseres

Wetter und fragten mich, den Geowissenschaftler, über Gebirgsbildung im Allgemeinen und den Himalaya im Besonderen aus. Zum Teil waren das ziemlich gute Fragen. Nicht alle konnte ich beantworten, zu Hause recherchierte ich daher in wissenschaftlichen Zeitschriften zu weiteren Details.

Ähnliche Situationen wiederholten sich später bei anderen Trekkingtouren in aller Welt. Verwundert stellte ich bald fest, dass es kein leicht verständliches Buch gibt, das all die erstaunlichen Phänomene und geologischen Besonderheiten der Gebirge der Welt zusammenträgt und das ich all den interessierten Bergsteigern, Wanderern und Naturfreunden empfehlen könnte. Ich fand nur Bücher, die entweder zu allgemein gehalten waren, um regionale Besonderheiten zu verstehen, oder sich auf eine einzige Region wie etwa die Alpen beschränkten. Dabei sind es gerade die Gemeinsamkeiten, die auch ein kompliziertes Gebirge wie die Alpen verständlicher machen. Die Prozesse, die dort nacheinander und nebeneinander abliefen, können wir uns zunächst an einfacheren Beispielen vor Augen führen. Die Idee, dieses Buch zu schreiben, nahm so immer konkretere Gestalt an. Hinzu kam, dass ich mein Hobby der Reisefotografie immer ernsthafter betrieb. Mit jeder Reise sammelten sich weitere Fotos aus aller Welt an, die nun die Mehrzahl der Abbildungen dieses Buchs ausmachen.

Spannender als jede Bestandsaufnahme von Gesteinsformationen finde ich, wenn man sich die Vorgänge, die zur Entstehung eines Gebirges beigetragen haben, bildlich vorstellen kann. Da ich in erster Linie erklären will, wie etwas passiert und warum, habe ich mich entschlossen, das Buch nach den wichtigsten Prozessen und nicht regional zu gliedern.

Herzlich danke ich allen, die zu diesem Buch beigetragen haben. Sehr hilfreich waren Kommentare und Anregungen von Stefan M. Schmid (Universität Basel), Wolfgang Frisch (Universität Tübingen), Thomas Glade (Universität Wien), Felix Keller (Academia Engiadina), Jurgis Klaudius und Michael Neubauer sowie Carola, Hans und Randi Neukirchen, die vor der Veröffentlichung der 1. Auflage Teile des Manuskripts gelesen hatten. Frau Merlet Behncke-Braunbeck vom Springer-Verlag danke ich für die äußerst engagierte, langjährige Unterstützung bei mehreren Buchprojekten. Ich danke allen Fotografen, die ihre hervorragenden Bilder aus Regionen, die ich nicht selbst besucht habe, zur Verfügung gestellt haben. Herrn Eberhard Strehl danke ich für die in der 1. Auflage aufgespürten Druckfehler und allen Rezensenten für das Lob und die konstruktive Kritik.

Dezember 2021
Berlin

Inhaltsverzeichnis

1	Der Bau der Berge	1
1.1	Das Rätsel der Glarner Hauptüberschiebung.....	6
1.2	Gestein und Knete	10
1.3	Abschiebung, Aufschiebung, Seitenverschiebung.....	19
1.4	Klüfte	22
1.5	Der Faltenjura	24
1.6	Mehr über Falten und Überschiebungen.....	28
1.7	Feldspat, Quarz und Glimmer	36
1.8	Die Schalen der Erde	38
1.9	Absolute und relative Alter	41
1.10	Im Galopp durch die Erdgeschichte.....	44
	Literatur	54
2	Der Kreislauf der Gesteine	55
2.1	Karbonate	58
2.2	Karst.....	67
2.3	Evaporite	84
2.4	Von der Verwitterung bis zur Ablagerung.....	87
2.5	Die Kraft des Eises	106
2.6	Tafeln und Türme aus Sandstein	118
2.7	Metamorphose.....	127
2.8	Magmen	134
	Literatur	147
3	Bewegte Platten, Vulkane und Hebung	149
3.1	Alfred Wegener und seine Kontinentalverschiebung.....	151
3.2	Von der Kontinentalverschiebung zur Plattentektonik	155
3.3	Wie Vulkane funktionieren	158
3.4	Mittelozeanische Rücken und die ozeanische Kruste.....	179
3.5	Hebung eines Gebirges.....	188
3.6	Berge und Klima	196
	Literatur	202
4	Berge über abtauchenden Platten: Subduktionszonen	205
4.1	Inselbögen und aktive Kontinentalränder	207
4.2	Die Anden	216
4.3	Subduktion und Akkretion am Westrand von Nordamerika.....	267
4.4	Kollision mit Inselbogen und Obduktion von Ophiolithen	278
	Literatur	287
5	Seitenverschiebungen mit Komplikationen	293
5.1	Das Tote Meer und das Libanongebirge.....	295
5.2	Roter Fluss und Ailao Shan	296
5.3	Die Südlichen Alpen Neuseelands	297
5.4	Alaska	300
5.5	Altai	304
	Literatur	305
6	Große Gräben und heiße Flecken	307
6.1	Hotspots und die höchsten Berge der Welt.....	309
6.2	Wie Grabenbrüche entstehen.....	330
6.3	Der Ostafrikanische Graben	331

6.4	Gräben und Mittelgebirge in Mitteleuropa.....	341
6.5	Der Hohe Atlas	348
6.6	Gebirge an passiven Kontinentalrändern.....	351
6.7	Kollision und Kollaps im Wilden Westen	356
	Literatur	361
7	Das Dach der Welt: Hochgebirge Asiens.....	365
7.1	Himalaya.....	368
7.2	Ausweichende Krustenblöcke	385
7.3	Tibet.....	387
7.4	Karakorum, Ladakh und Hindukusch.....	391
7.5	Hochgebirge in Zentralasien.....	394
7.6	Hochdruckgesteine – in die Tiefe und zurück	402
7.7	Ein Flickenteppich im Nahen Osten	406
	Literatur	422
8	Die Alpen und ihre Geschwister	427
8.1	Ein Überblick über die Alpen.....	429
8.2	Ein Ozean entsteht.....	437
8.3	Die Kollision in den Alpen	447
8.4	Zwischen Apenninen und Gibraltar	466
8.5	Pyrenäen	475
8.6	Östlich der Alpen und der Adria.....	477
8.7	Zeitreise zu den paläozoischen Gebirgsbildungen	486
	Literatur	491
	Serviceteil	
	Glossar.....	496
	Stichwortverzeichnis	505

Der Bau der Berge



Die Tschingelhörner (2849 m) mit dem Martinsloch. Hier wurde der Deckenbau der Alpen zuerst erkannt: Entlang der deutlich sichtbaren Glarner Hauptüberschiebung wurden ältere Sedimente als Gesteinsdecke über jüngere Sedimente geschoben (© Florian Neukirchen 2010)

Inhaltsverzeichnis

- 1.1 Das Rätsel der Glarner Hauptüberschiebung – 6**
- 1.2 Gestein und Knete – 10**
 - 1.2.1 Brüche – 11
 - 1.2.2 Plastische Verformung – 14
 - 1.2.3 Mehr oder weniger kompetent – 16
- 1.3 Abschiebung, Aufschiebung, Seitenverschiebung – 19**
- 1.4 Klüfte – 22**
- 1.5 Der Faltenjura – 24**
- 1.6 Mehr über Falten und Überschiebungen – 28**
 - 1.6.1 Falten und Schuppen in den helvetischen Decken – 28
 - 1.6.2 Duplex im Moine Thrust Belt in Schottland – 35
 - 1.6.3 Rücküberschiebungen und Pop-ups – 36

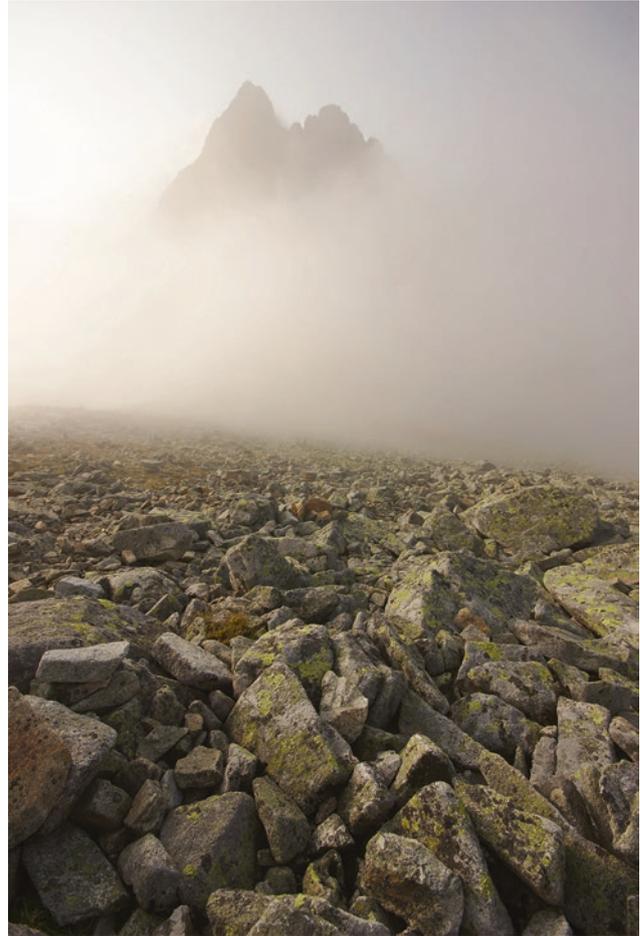
1.7	Feldspat, Quarz und Glimmer – 36
1.8	Die Schalen der Erde – 38
1.9	Absolute und relative Alter – 41
1.10	Im Galopp durch die Erdgeschichte – 44
1.10.1	Präkambrium – 45
1.10.2	Paläozoikum – 47
1.10.3	Mesozoikum – 51
1.10.4	Känozoikum – 52
	Literatur – 54

„Weil er da ist.“ Das war die Antwort von George Mallory auf die Frage, warum er den höchsten Berg der Welt (■ Abb. 1.1) besteigen wolle. Der Pionier unter den Everest-Bergsteigern verunglückte 1924 bei seiner dritten Expedition ein paar Hundert Meter unterhalb des Gipfels. Auch wenn er den Gipfel nicht bezwang, sein legendärer Ausspruch machte ihn unsterblich.

Seit jeher üben Berge eine Faszination auf den Menschen aus: groß und mächtig, schon von Weitem zu sehen und dennoch unnahbar (■ Abb. 1.2 und 1.3). Eine andere Welt, vor der man sich klein und unbedeutend und dennoch dem Himmel nah fühlt. Kein Wunder, dass sich unzählige Mythen um sie ranken, dass sich auf den Gipfeln die Götter tummeln, dass dort Riesen und Trolle wohnen oder Hexen tanzen. Keine Religion kommt ohne ihre heiligen Berge aus. Die Gipfel üben aber auch eine magische Anziehungskraft auf den Menschen aus, der in diese mythische Welt eindringen und die Götter herausfordern will. Die Mythen wurden dadurch nicht weniger. Im Gegenteil, mit jeder Erstbesteigung und jedem Unglück kamen neue hinzu.

Weil er da ist. Warum gibt es sie überhaupt, die Berge? Auch um ihre Entstehung ranken sich Mythen, und selbst heute sind trotz intensiver Forschung längst nicht alle Fragen beantwortet. Dennoch haben wir ein relativ gutes Bild der Prozesse, die bei der Gebirgsbildung ablaufen. Es ist das Bild einer dynamischen Erde, die sich ständig verändert – einer Erde, deren Kontinente „wandern“, deren Berge sich heben und wieder abgetragen werden, deren Ozeane immer breiter werden und auch wieder verschwinden.

Ein Gebirge wie der Himalaya oder die Alpen wird aufgefaltet, wenn zwei Kontinente sich aufeinander zu



■ Abb. 1.2 Vysoká (2547 m) in der Hohen Tatra. Morgenstimmung beim Aufstieg zum Rysy von der slowakischen Seite (© Florian Neukirchen 2018)

■ Abb. 1.1 Mount Everest (8848 m) mit Nuptse (7861 m), Lhotse (8516 m), Makalu (8485 m), Cholatse (6440 m) und Taboche (6542 m) vom Pass Renjo La in Nepal; am See liegt der Ort Gokyo (© Florian Neukirchen 2013)





■ **Abb. 1.3** Cerro Torre (3128 m) in Patagonien von der argentinischen Seite. Der steile Granitfelsen, ein pilzförmig überhängender Gletscher am Gipfel und vor allem das notorisch schlechte Wetter sind eine Herausforderung für Profibergsteiger (© Florian Neukirchen 2012)

■ **Abb. 1.4** Der Vulkan Parinacota (6348 m) ist einer der unzähligen Vulkane der Anden. Blick vom Lago Chungará im Lauca-Nationalpark, Chile (© Florian Neukirchen 2010)



bewegen und zusammenstoßen. Das klingt in unseren Ohren fast banal und selbstverständlich. Aber wir müssen uns in Erinnerung rufen, dass sich vor wenig mehr als einem halben Jahrhundert die Kontinente noch gar nicht bewegt haben, zumindest in der Vorstellung der meisten Menschen.

Berge entstehen auch dann, wenn sich ozeanische Kruste unter einen Kontinentalrand schiebt. Unter den Anden (■ Abb. 1.4) mit ihren rauchenden Vulkanen taucht die „Krustenplatte“ des Pazifiks ab, der Ozean wird langsam immer kleiner (► Kap. 4). Berge entstehen aber nicht nur durch Kollision und Einengung, sondern auch durch das Gegenteil, durch Dehnung (► Abschn. 6.2). Wieder andere ragen ausgerechnet dort in den Himmel, wo selbst nach geologischen Maßstäben über lange Zeiträume tektonische Ruhe herrschte. Bei den Tafelbergen in Venezuela (► Abschn. 2.6.4) liegt die letzte Gebirgsbildung schon länger zurück als die Entwicklung von Lebensformen, die komplexer sind als beispielsweise Seeanemonen.

Manche Berge sind Teil einer aus unzähligen Gipfeln zusammengesetzten Bergkette, andere ragen einsam aus einer Ebene heraus. Sie können sehr hoch sein und dennoch wie ein Hügel aussehen. Andere sind zwar niedrig, beeindruckend aber durch ihre steilen Felsen. Es gibt Rücken und Tafeln, Kegel und Kuppen, Zinnen, Nadeln, Spitzen und Grate, dann wieder Türme, Hörner und Pyramiden. Berge sind so unterschiedlich (■ Abb. 1.1, 1.3, 1.4, 1.5 und 1.6), dass es gar nicht einfach ist, einen Berg allgemeingültig zu definieren. Die Einträge in den Lexika sagen weniger aus als das, was jeder von uns bereits als Vorstellung im Kopf hat. So unterschiedlich wie die Bergformen sind auch die Prozesse, bei denen Berge entstehen und in ihre Form gebracht werden.

■ **Abb. 1.5** Diese Berge auf dem Tibetplateau liegen am Rand eines großen abflusslosen Beckens mit dem Nam-Tso-See in mehr als 4700 m Höhe (© Florian Neukirchen 2005)



■ **Abb. 1.6** Die von Gletschern geformten Berge auf den Lofoten (Norwegen) ragen wie die Zähne einer Säge direkt aus dem Meer auf. Blick vom Hermansdalstind (1029 m) auf den Reinefjord und mehrere Bergseen, am Horizont das Festland (© Florian Neukirchen 2009)



Eine hohe Topografie hängt nicht immer mit einer Gebirgsbildung zusammen, und nicht immer führt eine Gebirgsbildung zu einer besonders hohen Topografie. Das klingt verwirrend, aber für Geologen ist Gebirgsbildung (Orogenese) nicht die Hebung und damit die Entstehung der Bergketten selbst, sondern die Entstehung der Strukturen, die den Bau des Gebirges ausmachen: tektonische Bewegungen z. B., die Gesteinseinheiten gegeneinander versetzen; geschmolzenes Gestein, das im Inneren des Gebirges zu Granit erstarrt; Sedimente, die in der Tiefe zu metamorphen Gesteinen umgewandelt werden. Der Aufstieg setzt erst mit einer Ver-

zögerung ein, und nur, wenn dieser schneller ist als die gleichzeitige Abtragung, macht sich die Gebirgsbildung auch in der Form eines Hochgebirges bemerkbar.

Schon seit Jahrhunderten streifen Geologen „mit Hammer und Verstand“ durch die Gebirge. Sie lesen in den Gesteinen wie in einem Buch und versuchen dabei, die Geheimnisse der Erde zu entschlüsseln. Wenn sie an einem Felsen Fossilien wie Korallen, Muscheln und Ammoniten finden, dann ermöglicht das nicht nur Aussagen über zum Teil längst ausgestorbene Lebensformen, sondern auch über das Meer, in dem das betreffende Sedimentgestein abgelagert wurde. Die Temperatur, bei

der ein matter Tonstein zu einem glitzernden Glimmerschiefer umgewandelt wurde, lässt sich aus der chemischen Zusammensetzung der Minerale berechnen. Die Zusammensetzungen eines Basalts oder eines Granits geben Hinweise darauf, wo diese Schmelzen entstanden sind und was mit ihnen auf dem Weg nach oben passiert ist. Die Wellen eines Erdbebens können Einblicke in das unerreichbare Innere der Erde geben, ähnlich wie ein Arzt mit Ultraschall in einen Körper hineinschauen kann. Dank zunehmend ausgeklügelter Methoden – mit großen Messgeräten und Experimenten in Labors, seismischen Kampagnen quer durch das Gebirge bis hin zu Messungen durch Satelliten – werden immer bessere Einblicke in den Bau der Berge und die ablaufenden Prozesse möglich. Auch darum soll es in diesem Buch gehen. Aus all diesen Puzzleteilen ergibt sich ein Bild, das die Entwicklung eines Gebirges nachzeichnet. So einfach, wie es der Satz mit dem Auffalten suggeriert, ist es natürlich nicht. Wie können z. B. Hochdruckgesteine aus 100 km Tiefe nach oben gelangen (► Abschn. 7.6) und schließlich neben Sedimenten liegen, die immer an der Oberfläche geblieben sind? Hat das Klima Auswirkungen auf die Gebirgsbildung (► Abschn. 3.5.3 und 7.1.5)? Warum gibt es im sog. Feuergürtel der Anden riesige Lücken ohne einen einzigen Vulkan (► Abschn. 4.2.2 und 4.2.4)? Und was ist mit dem Wort „aufgefaltet“ überhaupt gemeint?

Tatsächlich ist dieses Wort eher irreführend. Wenn wir eine Tischdecke von zwei Seiten her zur Tischmitte schieben, wird sie in Falten gelegt. So einfach hat man sich die Entstehung von Gebirgen vor langer Zeit vorgestellt. Es braucht aber nicht viel, um einzusehen, dass dieses Modell nicht ohne Weiteres auf die Erdkruste

zu übertragen ist. Ein durchschnittlicher Kontinent ist nämlich 30 km dick. Wer dasselbe Experiment mit einer Matratze versucht, wird ahnen, dass bei einem Kontinent gigantische Falten entstehen müssten, mit einer Wellenlänge von Hunderten von Kilometern. Solche Verformungen wird man in den Alpen vergeblich suchen. Überhaupt sehen dort die Bergzüge meist gar nicht so sehr nach Falten aus. Das Wort „aufgefaltet“ weckt also falsche Vorstellungen. Die Geologen rätselten ziemlich lange daran. In den Glarner Alpen fanden sie schon früh eine Struktur, an der sich die Lösung geradezu aufdrängte, aber sie wehrten sich lange dagegen, weil sie ihnen zu abwegig erschien.

1.1 Das Rätsel der Glarner Hauptüberschiebung

In den Schweizer Bergen, im Glarnerland zwischen dem Vorderrheintal bei Chur und dem Walensee, fällt eine markante Linie auf, die messerscharf die Berge in zwei Stockwerke aus offensichtlich völlig unterschiedlichen Gesteinen teilt (■ Abb. 1.7). Besonders bekannt sind die Tschingelhörner, deren Spitzen aus dunklen Sandsteinen und Konglomeraten bestehen, die über hellem Kalkstein und grauem Flysch liegen. Flysch (► Abschn. 2.4.6) ist eine Wechsellagerung aus Sandstein und Tonstein, die im Meer abgelagert wurde, als die Alpen im Tertiär sich gerade zu heben begannen. Lange Zeit war diese Linie ein großes Rätsel der Geologie, denn die Sandsteine und Konglomerate über der Linie sind wesentlich älter als der Flysch darunter: Sie wurden schon im Perm in einer Wüstenlandschaft abgelagert. Das Material der Sand-

■ **Abb. 1.7** Die Glarner Hauptüberschiebung an den Tschingelhörnern. Wesentlich ältere Sedimente aus dem Perm (Verrucano) wurden über jüngere Sedimente geschoben, über einen hellen Kalkstein aus dem Jura (an den Tschingelhörnern unter der Überschiebung) und Flysch (rechts am Pass unter dem Kalkstein) aus dem Tertiär (© Florian Neukirchen 2010)



1.1 · Das Rätsel der Glarner Hauptüberschiebung

steine, Konglomerate und Grauwacken im Gipfelbereich stammt von der Abtragung des älteren Variszischen Gebirges, das sich einst durch ganz Europa zog, aber schon damals weitgehend abgetragen war: Grauwacke ist eine Art Sandstein, der viele Gesteinsbruchstücke und Tonpartikel enthält; Konglomerat ist zu einem Gestein verfestigtes Geröll. Vom Perm bis zum Tertiär ist ziemlich viel Zeit vergangen, nämlich etwa 200 Mio. Jahre. Das ganze Zeitalter der Dinosaurier liegt dazwischen: Aus diesem Zeitabschnitt, aus der späten Jurazeit, stammt der helle Kalkstein, der an den Tschingelhörnern zwischen Flysch und Sandstein liegt.

Es ist selbstverständlich, dass jüngere Gesteine nicht unter älteren abgelagert werden können. Vielmehr müssen die älteren nachträglich über die jüngeren geschoben worden sein. Sie haben dabei eine Strecke von 40–50 km zurückgelegt (Abb. 1.8). Glarner Hauptüberschiebung wird diese Verwerfung genannt, und sie ist nur eine von vielen Überschiebungen der Alpen, die aus einem ganzen Stapel von übereinandergeschobenen Gesteinsdecken bestehen.

Doch so eindeutig diese Überschiebung (*thrust*) auch im Gelände zu sehen ist, es dauerte ziemlich lange, bis die Geologen sich mit der Idee anfreundeten, dass so etwas überhaupt möglich sein kann. Das war zu einer Zeit, in der die Theorie der Plattentektonik noch lange nicht erfunden war. Horizontale Bewegungen von solchen Ausmaßen waren noch unvorstellbar, man dachte nur an vertikale Hebungen und Senkungen. Man glaubte früher z. B., dass die Gebirge durch aus dem Erdinneren aufsteigendes Magma angehoben wurden. Dazu passte, dass man entlang der Zentralachse der Gebirge oft Granite antrifft, also in der Tiefe erstarrtes Magma. Mitte des 19. Jahrhunderts kam dann eine alternative Erklärung auf. Man glaubte, dass die Erde durch Abkühlung schrumpft, und stellte sich die Entstehung der Gebirge ungefähr so vor wie die Runzeln

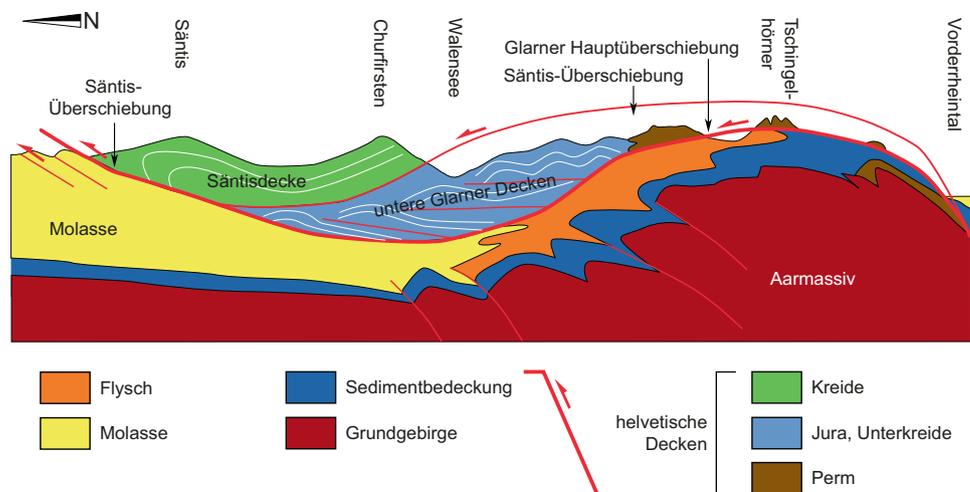
eines verschrumpelten Apfels. Die Ozeane sollen durch diese Kontraktion eingebrochene Becken sein. Und um zu erklären, warum die Ablagerungen aus Meeren in den Bergen zu finden sind, musste es irgendwie Zyklen von Hebung und Absenkung geben.

Schon vor 200 Jahren malte der Schweizer Universalgelehrte Hans Conrad Escher von der Linth (1767–1823) die Tschingelhörner (Abb. 1.9). Wie viele seiner Zeitgenossen beschäftigte sich Escher mit ganz unterschiedlichen Dingen. Er arbeitete als Bauingenieur in der Flussbegradigung, war Seidenfabrikant, Kartograf und Maler, Politiker und Geologe in einer Person. Als guter Beobachter wunderte er sich darüber, dass die Grauwacke über Kalkstein liegt, was auch der damaligen Theorie widersprach. Nach dieser hoben und senk-



Abb. 1.9 Das Aquarell mit dem Titel *Das Martinsloch* von Hans Conrad Escher von der Linth aus dem Jahr 1812 zeigt die Glarner Hauptüberschiebung an den Tschingelhörnern (© Escher von der Linth, Wikimedia, gemeinfrei)

Abb. 1.8 In einer späten Phase der Alpenbildung wurden die Sedimente des europäischen Kontinentalrands von ihrer Basis abgeschert und entlang der Glarner Hauptüberschiebung nach Norden geschoben. Dabei überführen sie tertiären Flysch (der erst während der Gebirgsbildung in der verschwindenden Meeresrinne abgelagert wurde) und die Molasse (den Abtragungsschutt der Alpen im Vorlandbecken). Die Überschiebung wurde durch den anschließenden Aufstieg des Aarmassivs zu einem liegenden S verformt



ten sich ganze Regionen regelmäßig und wechselten zwischen Meer und Gebirge. Sandsteine, Grauwacken und Konglomerate sind der Abtragungsschutt eines älteren Gebirges, denn aus dem Becken im Alpenvorland können sie schlecht auf die Berggipfel gelangt sein. Escher von der Linth folgerte daraus, dass sie älter sein müssen als die in einem Meer abgelagerten Kalksteine.

Hans Conrad Eschers Sohn, Arnold Escher (1807–1872), wurde zum ersten Professor für Geologie in Zürich. Anhand von Fossilien konnte dieser die relativen Alter der Gesteine ermitteln, mit dem eindeutigen Ergebnis, dass an den Tschingelhörnern tatsächlich die älteren Sedimente über den jüngeren liegen. Er ahnte bereits, dass sich die älteren Gesteine über die jüngeren geschoben haben. Er führte seinen britischen Kollegen Sir Roderick Impey Murchison dorthin, und auch dieser war sofort überzeugt, dass es sich um eine enorme Überschiebung handeln musste. Das war 1849. Doch Escher verwarf den revolutionären Gedanken wieder; er hatte Angst, nicht ernst genommen zu werden. Niemand würde ihm abnehmen, dass regelrecht Berge versetzt worden waren, und zwar über enorme Distanzen. Um das Dilemma der verkehrten Altersabfolge zu erklären, dachte er sich eine merkwürdig geformte Doppelfalte aus, die sich jeder Vorstellung und Mechanik widersetzt. Sein Nachfolger Albert Heim (1849–1937) übernahm diese Vorstellung und fertigte hervorragende Zeichnungen davon an (Abb. 1.10).

Erst ein halbes Jahrhundert später konnte sich die Idee der Deckenüberschiebungen durchsetzen, die Lorbeeren haben sich jedoch andere als die Schweizer verdient. Neben Österreichern, die das Tauernfenster

entdeckten, war das vor allem der Franzose Marcel Bertrand (1886–1907), der die Puzzleteile zusammensetzte, den Österreichern ihr Tauernfenster erklärte (Exner 2003) und die „unerhörte Träumerei“ entwickelte, dass die Alpen durch übereinandergeschobene Decken (*nappes* oder *thrust sheets*) aufgebaut sind.

Als Fenster (Abb. 1.11) wird in der Geologie ein Gebiet bezeichnet, in dem in die obere Gesteinsdecke sozusagen ein Loch erodiert worden ist, in dem die unter der Überschiebung gelegene Decke an der Oberfläche zutage tritt. Die Hohen Tauern und die Zillertaler Alpen bilden zusammen ein derartiges Fenster (Abschn. 8.3.4). Aufgrund seiner rechteckigen Form erinnert es tatsächlich an einen Fensterrahmen, durch den man in die tieferen

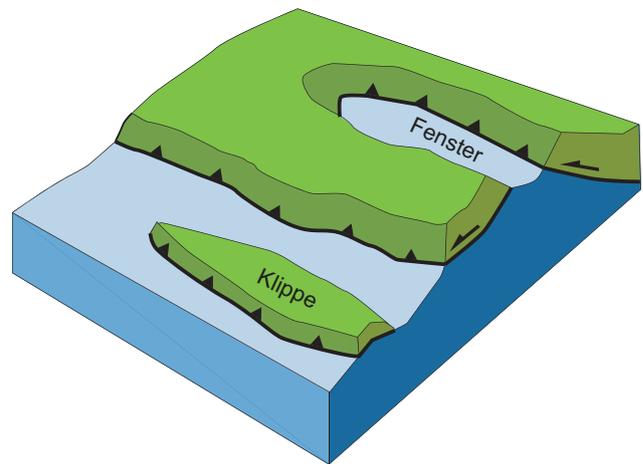


Abb. 1.11 Überschiebung mit Fenster und Klippe

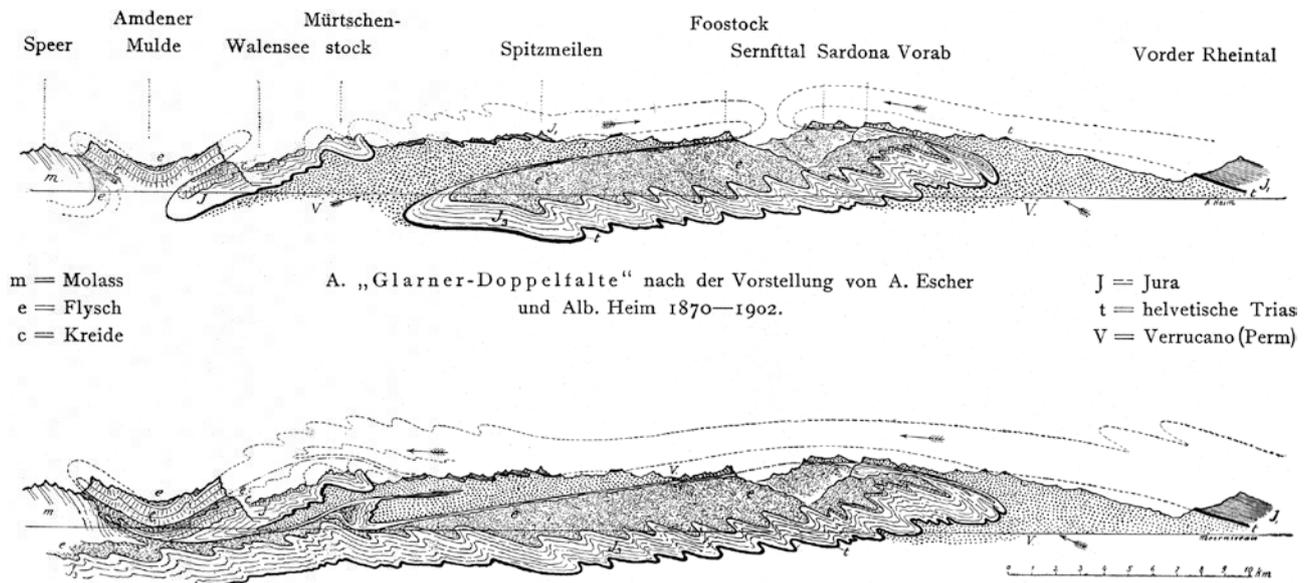


Abb. 1.10 Zeichnung von Albert Heim. Oben: Die „Glarner Doppelfalte“, wie sie von Arnold Escher vorgeschlagen wurde. Sie sollte das Rätsel der verkehrten Altersabfolge ohne Überschiebung lösen.

Unten: Die Neuinterpretation von Marcel Bertrand als Glarner Hauptüberschiebung (aus Heim 1921)

Decken hineinschauen kann. Diese tieferen Decken bestehen im Tauernfenster aus Gesteinen, die einst im Tiefseebecken des durch die Gebirgsbildung verschwundenen Penninischen Ozeans lagen, während die oberen, darübergeschobenen Decken einmal den Rand des Kontinents südlich des Ozeans gebildet hatten. Eine Klippe ist in der Geologie das Gegenstück zu einem Fenster. Hier sind die oberen Decken weitgehend wegerodiert, sodass von ihr nur noch einzelne, frei stehende Reste übrig sind. Die ersten Klippen, die als solche erkannt wurden, sind in den Westschweizer Préalpes. Dort liegen Gesteine aus dem Tiefseebecken über dem ehemaligen Rand der europäischen Kontinentalkruste. Gefunden hat diese Klippen der Schweizer Geologe Hans Schardt, dem auffiel, dass diese Gesteine zu heute nur viel weiter südlich vorkommenden Gesteinen passen. Der Begriff „Klippe“ rührt daher, dass der Luzerner Geologe Franz Joseph Kaufmann 1876 noch glaubte, dass solche Gesteinsmassen als felsige Inseln, also Klippen, aus dem Meer ragten, in welchem die umliegenden Gesteine abgelagert wurden.

Marcel Bertrand schließlich war durch ein wegweisendes Buch des österreichischen Geologen Eduard Suess (1831–1914) auf die richtige Spur gekommen. Suess stellte in seinem 1875 erschienenen Werk *Die Entstehung der Alpen* fest, dass horizontale Bewegungen durch eine seitliche Einengung einen größeren Einfluss bei der Bildung von Gebirgsketten hatten als vertikale Hebungen durch eine aus dem Erdinneren wirkende Kraft. Die Kontraktionstheorie mit dem verschumpelten Apfel war gerade erst aufgekommen, und sie sollte den Mechanismus dafür liefern. Suess dachte dabei zunächst eher an Falten. Wenn es horizontale Bewegungen gibt, führte Bertrand den Gedanken weiter, dann sind auch Überschiebungen möglich.

In einem Artikel aus dem Jahr 1884 übertrug Bertrand diese Vorstellung zunächst auf die Glarner Hauptüberschiebung. Ohne jemals im Glarner Land gewesen zu sein, zeigte er, dass eine Überschiebung die dortigen Strukturen viel besser erklärt als die wirre Idee der Doppelfalte – an der Albert Heim, der „Papst“ der Schweizer Geologie, jedoch weiterhin stur festhielt. Bertrand und mehrere Franzosen und Österreicher, unter ihnen Eduard Suess, entwickelten nun die Theorie, dass die Alpen aus übereinanderliegenden Decken aufgebaut sind, aus mächtigen Gesteinspaketen, die sich übereinandergeschoben hatten. Wenig später wurden auch in Schottland und Skandinavien ähnliche Decken des uralten kaledonischen Gebirges beschrieben. Dieselbe Struktur fand man daraufhin auch in anderen Gebirgen immer wieder – Bertrand war dem Aufbau fast aller Hochgebirge auf der Spur.

Kollidieren zwei Kontinente, versucht der eine den anderen zu überfahren. Da aber nicht einfach zwei Kontinente übereinandergeschoben werden können, bildet

sich ein ganzes System von Überschiebungen, an denen einzelne Decken abgeschert werden und sich über die unter ihnen liegenden Gesteine bewegen. Die einzelnen Decken können enorme Strecken zurückgelegt haben. Typisch sind Dutzende von Kilometern, manche sind aber sogar um weit über 100 km verschoben worden. Durch das Übereinanderstapeln wird eine deutliche Verkürzung der betroffenen Kruste erreicht, was natürlich mit einer gleichzeitigen Verdickung einhergeht. Ganz oben liegt nun der in Decken zerlegte Rand des einen Kontinents, in der Mitte die in Decken zerlegten Reste des zwischen beiden Kontinenten verschwundenen Ozeans und darunter die in Decken zerlegten Sedimente des anderen Kontinents. Unter dem Deckenstapel liegt, was vom Rand dieses Kontinents noch mehr oder weniger an Ort und Stelle ist. Die Überschiebungen dieser Decken fanden tief unter der Erdoberfläche statt. Der Aufstieg zu einem Gebirge folgt erst später; er ist ein Effekt des ausgleichenden Auftriebs, den die verdickte Kruste erfährt (► Abschn. 3.5).

Da nicht Falten, sondern der Deckenbau die entscheidende Struktur sind, sprechen viele Geologen heute lieber von Deckengebirge als von Faltengebirge. Beim Wort „aufgedeckt“ würde natürlich jeder mit dem Kopf schütteln, anstatt an Deckenüberschiebungen zu denken. Um nicht ausgelacht zu werden, bleiben die Geologen also weiterhin bei der Formulierung, dass ein Gebirge „aufgefaltet“ wurde.

Auch wenn ein Franzose auf die Idee mit dem Deckenstapel gekommen ist, etwas später haben auch Schweizer wie Hans Schardt (1858–1931) und Emile Argand (1879–1940) zum Verständnis des Deckenbaus der Alpen beigetragen. Nachträglich hat die Schweiz ihre Lorbeeren noch auf eine ganz andere Art bekommen: Die Glarner Hauptüberschiebung wurde von der UNESCO in den Rang eines Weltnaturerbes erhoben. Nicht nur, weil sich hier Generationen von Geologen die Köpfe zerbrachen, sondern auch, weil hier eine Überschiebung so gut zu sehen ist wie kaum an einem anderen Ort: von der Wurzelzone der Decke bis zu ihrer Stirn. Grund genug, noch einmal genauer hinzuschauen.

Der junge Flysch liegt noch immer dort, wo er auf dem nahezu unbewegten Teil Europas abgelagert worden ist. Der helle Kalkstein direkt unter der Hauptüberschiebung war vermutlich schon etwas früher von seiner Basis abgeschert worden. Während der Überschiebung wurde dieses Gesteinspaket mitgerissen und rutschte ein Stück weit über den Flysch. Etwas nördlich der Tschingelhörner hört dieses Gesteinspaket aber schon wieder auf, den Kalkstein gibt es dort nur noch als 1–2 m dünnes, stark deformiertes Band, das die Hauptverwerfung markiert. Auch an den Tschingelhörnern ist der an die Überschiebung grenzende oberste Meter des Kalksteins stark deformiert.

Die permischen Grauwacken über der Verwerfung sind Teil einer Decke von Sedimenten, die vor der Gebirgsbildung als dicker Stapel auf dem europäischen Schelf lagen, dem von einem flachen Meer überfluteten Rand des Kontinents. Sie kommen aus einem Gebiet, das einmal südlich des Vorderrheintales lag, jedoch durch die Gebirgsbildung in der Tiefe verschwunden ist – das Herkunftsgebiet einer Decke bezeichnen wir auch als Wurzelzone. Dort wurden sie von ihrem Untergrund abgeschert und nach Norden überschoben. Über den permischen Sedimenten lagen natürlich auch einmal jüngere Sedimente, ein mächtiger Stapel mit Kalksteinen aus dem Mesozoikum, die wiederum abgeschert und als weitere Decken verschoben wurden. Stellenweise liegen diese Decken noch heute über bzw. nördlich der Glarner Decke; sie sind vor allem nördlich des Walensees bis zum Alpenrand zu finden. Die Decken aus Sedimenten, die einmal auf dem europäischen Schelf lagen, sind in den Alpen die unterste Einheit des Deckenstapels. Sie alle werden unter dem Begriff „helvetische Decken“ zusammengefasst. In der Schweiz ziehen sich diese Einheiten in einem breiten Streifen durch den Nordteil des Alpenbogens. Über den helvetischen Decken liegen noch andere Deckensysteme, auf die ich in ► Kap. 8 eingehen werde.

Die Glarner Hauptüberschiebung trennt also den nahezu unbewegten Rand Europas vom helvetischen Deckenstapel. Im Profil sieht sie aus wie ein liegendes S. Sie taucht steil aus dem Vorderrheintal auf (Wurzelzone), steigt bis auf über 3000 m Höhe an und senkt sich dann wieder, bis sie unter der Erdoberfläche verschwindet. Sie taucht tief unter dem Walensee hindurch und kommt erst am Nordrand der Alpen unter dem Säntis noch einmal unter den anderen helvetischen Decken hervor. Die S-Form ist erst eine spätere Struktur; ursprünglich war die Überschiebung eine leicht aufwärts führende Rampe. Während des Transports wird so eine Decke natürlich auch inneren Spannungen ausgesetzt, vor allem ganz vorn, an ihrer Stirn. Dort finden wir die meisten Falten, die es in einem Deckengebirge durchaus auch gibt.

Aber wie können überhaupt diese Decken über solche Entfernungen bewegt werden, entlang einer messerscharfen Linie, ohne dabei zu zerbrechen? Hier spielt der stark deformierte Kalkstein an der Basis der Glarner Hauptüberschiebung eine Rolle. Die gesamte Bewegung war auf diesen Kalkstein beschränkt, der als eine Art Schmiermittel wirkte. Untersuchungen an diesem Kalkstein ergaben, dass dieser bei einer Temperatur von etwa 350 °C verformt wurde (Ebert et al. 2007), unter Bedingungen, bei denen er sich plastisch verhielt, also fast wie Knetmasse verformt werden konnte. In der entsprechenden Tiefe von etwas über 10 km bildete sich somit auch die Verwerfung, die wir heute an der Oberfläche sehen können.

Mit den Alpen haben wir uns gleich an ein besonders kompliziert aufgebautes Gebirge gewagt. Wir sollten uns lieber erst einfachere Beispiele anschauen, bevor wir in ► Kap. 8 darauf zurückkommen. Als Erstes brauchen wir aber noch die wichtigsten Grundlagen. Zunächst wollen wir die heiße Spur aufnehmen, dass Gesteine plastisch verformbar sein können. Schließlich widerspricht das unserer alltäglichen Erfahrung.

Autochthon und Allochthon

Gesteine, die sich noch am selben Ort befinden, an dem sie entstanden sind, werden als Autochthon bezeichnet. Im Kontext einer Gebirgsbildung meint dies Gesteine, die nicht als tektonische Decke bewegt wurden, also das Vorland und die Einheiten unter dem Deckenstapel.

Allochthon sind Gesteine (oder Minerale etc.), die von einem anderen Ort hertransportiert wurden. In der Tektonik bezieht sich dieser Begriff auf die tektonischen Decken. Parautochthon steht für Decken, die nur über eine geringe Distanz bewegt wurden.

1.2 Gestein und Knete

Wenn es etwas gibt, das fest und steinhart ist, dann doch wohl ein Stein. Wenn wir einen in die Hand nehmen, können wir uns kaum vorstellen, dass dieser verformbar sein soll oder gar als Schmiermittel dienen könnte. Es ist kein Problem, einen Stein mit einem Hammer in zwei Teile zu zerschlagen. Aber verformen, wie ein Stück Knetmasse?

Ganz so weich wie Knetmasse sind Gesteine natürlich nicht, aber der Vergleich ist gar nicht so falsch, wenn es nur heiß genug ist. Wir müssen uns jedenfalls von der Vorstellung von harten und unverformbaren Gesteinen verabschieden.

Nicht alle Gesteine sind gleich gut verformbar, prinzipiell sind sie jedoch bei höherer Temperatur und damit in größerer Tiefe „weicher“ als an der kühlen Oberfläche. Daher führen oberflächennahe Bewegungen eher zum Bruch als Bewegungen in der Tiefe. Beispielsweise reicht bei quarzreichen Gesteinen, die typisch für die Erdkruste sind, eine Temperatur von etwa 300 °C aus, um sie plastisch (duktile) zu deformieren. Die Gesteine des Erdmantels sind bei Temperaturen über 600 °C immer noch steinhart. Salz ist schon bei niedriger Temperatur so leicht verformbar, dass es zu fließen beginnt und allein wegen des Dichteunterschieds zum überlagernden Gestein als Salzstock aufsteigt. Wenn dieser Salzstock oder auch ein flüssiger Granit aufsteigt, dann schiebt er mühelos die Gesteine der Umgebung zur Seite. Das be-

deutet, dass auch diese elastisch genug sein müssen, um auszuweichen. Wenn wir verstehen wollen, was an einer Verwerfung passiert, müssen wir spröde Verformung mit Bruchbildung und plastische Verformung unterscheiden.

1.2.1 Brüche

Spröde Verformung ist auf den obersten, kühlen Bereich der Erdkruste beschränkt. Ein weiterer Faktor für die Bruchbildung ist die Geschwindigkeit, mit der die Verformung stattfindet. Eine schnelle Verformung führt eher zum Bruch als eine sehr langsame. Schnelle Verformungen können sehr dramatisch sein, wie es von Erd-

beben eindrucksvoll gezeigt wird (► Kasten 1.1). Erdbeben beschränken sich weitgehend auf den kühlen und daher starren Teil der Erde. Vor einem Erdbeben haben sich Spannungen aufgebaut, indem die Gesteine elastisch verbogen wurden, soweit dies eben bei Gesteinen möglich ist. Elastisch bedeutet, dass sie sich folgenlos wieder zurückbiegen würden, wenn die Spannung verschwinden sollte – wie bei Gummi. Sobald die Spannung zu groß wird, bilden sich in Sekundenbruchteilen Risse. Plötzlich wird die elastische Verformungsenergie in Bewegung umgesetzt. Bei großen Erdbeben kann es auf einen Schlag zu Versetzungen um einige Meter kommen. Die ausgelösten Schockwellen breiten sich in alle Richtungen aus und können noch weit vom Epizentrum entfernt Häuser einstürzen lassen.

Kasten 1.1 Erdbeben

Wenn die Spanningskräfte an einer Verwerfung einen kritischen Wert überschreiten, zerbricht das Gestein. Die Risse breiten sich vom Erdbebenherd (Hypozentrum) mit einer Geschwindigkeit von 2–3,5 km/s entlang der Verwerfungsfläche aus, bis die Spannung nicht mehr zur Bruchbildung ausreicht. Bei starken Beben können Segmente der Verwerfungen betroffen sein, die Hunderte Kilometer lang sind; bei schwachen Beben reißt nur eine kleine Fläche. Es kommt zu einem ruckartigen Versatz entlang der Verwerfungsfläche, der bei starken Beben mehrere Meter betragen kann. Zugleich wird Energie in

Form von seismischen Wellen freigesetzt, die durch das Gestein laufen und die den Boden wackeln lassen (► Abb. 1.12). Dabei wird die Spannung entlang der bewegten Fläche abgebaut. Das nächste Beben ist hier erst zu erwarten, sobald die Spannung durch die Bewegung der Platten wieder aufgebaut ist. Ein starkes Erdbeben führt jedoch dazu, dass die Spannung an benachbarten Segmenten der Verwerfung oder auch an anderen Verwerfungen der Umgebung zunimmt und dort zum Bruch führt. In den folgenden Wochen oder Monaten kann es daher eine ganze Reihe von heftigen Nachbeben geben –



► **Abb. 1.12** Die 1773 von einem Erdbeben zerstörte Barockkirche El Carmen in Antigua (Guatemala). Bis zum Erdbeben war Antigua eine der wichtigsten spanischen Kolonialstädte (© Florian Neukirchen 2006)

deren Stärke ist typischerweise eine Magnitude geringer. Manchmal gehen einem starken Erdbeben kleinere Vorbeben voraus.

Mit Seismografen werden Erdbebenwellen gemessen. Sie bestehen vor allem aus einem an einer Feder hängenden Gewicht, das – von der Erdbewegung abgekoppelt – frei schwingen kann. Dessen Bewegungen wurden früher direkt auf einen Stift übertragen, der auf Endlospapier zeichnete. Heute passiert das natürlich digital, und die Daten von ganzen Stationsnetzen werden nahezu in Echtzeit ausgewertet.

Die seismischen Wellen breiten sich in drei Wellenzügen aus. Am schnellsten sind die Primärwellen (P-Wellen), bei denen es sich (ähnlich wie Schallwellen) um Kompressionswellen handelt. Etwas langsamer sind die Sekundärwellen (S-Wellen), bei denen es sich um Scherwellen handelt (d. h. Schwingung senkrecht zur Fortpflanzungsrichtung). Da Scherwellen Flüssigkeiten nicht durchdringen können, schaffen es S-Wellen nicht durch den Erdkern (► Abschn. 1.8). Davon abgesehen breiten sich P- und S-Wellen vom Herd in alle Richtungen durch die gesamte Erde aus. Die genaue Geschwindigkeit hängt von der Dichte des Gesteins ab, und Grenzflächen mit einem Dichtesprung können die Wellen reflektieren oder brechen.

Schließlich gibt es noch die etwas langsameren Oberflächenwellen, die sich entlang der Erdoberfläche ausbreiten. Diese schwingen entweder in einer rollenden Bewegung ähnlich wie Meereswellen hoch und runter (Rayleigh-Wellen) oder aber wie eine Schlange seitwärts hin und her (Love-Wellen). Die Oberflächenwellen sind oft für die stärksten Zerstörungen verantwortlich. In Sedimentbecken mit flach liegenden Schichten können sie sich durch Reflexionen und Interferenzen regelrecht aufschaukeln und besonders starke Amplituden und Beschleunigungen erreichen. Wenn an der Oberfläche wasser gesättigte und tonreiche Sedimente liegen, kann ein besonders verheerendes Phänomen auftreten: Der Boden verflüssigt sich zu Schlamm. Ganze Hochhäuser können darin verkippen und wie Dominosteine umfallen.

Je weiter ein Seismograf vom Hypozentrum (bzw. dem Epizentrum, dem Punkt an der Erdoberfläche, der genau darüberliegt) entfernt ist, desto größer ist die Laufzeitdifferenz der P- und S-Wellen. Daraus ergibt sich die Entfernung zum Erdbebenherd. Aus den Daten von drei Stationen können die genaue Lage des Erdbebenherds und die Herdtiefe ermittelt werden. Aus der Amplitude ergibt sich die Erdbebenstärke und aus der Richtung des Erstausschlags kann sogar die Bewegungsrichtung abgelesen werden.

Um die Stärke (Magnitude) eines Erdbebens anzugeben, wurden verschiedene Skalen entwickelt, die sich leider nicht einfach umrechnen lassen. Am bekanntesten ist die von Charles Richter entwickelte Richterskala: Die maximale Amplitude eines Seismogramms wird (in Ab-

hängigkeit von der Herdentfernung) auf eine logarithmische Skala übertragen. Beispielsweise ist die Bodenbewegung bei einem Erdbeben der Magnitude 6,0 auf der Richterskala zehnmal größer als (bei gleicher Entfernung) bei einem der Magnitude 5,0; die freigesetzte Energie ist sogar 32-mal größer. Allerdings hat die Richterskala den Nachteil, dass die Amplitude nur dann direkt mit der freigesetzten Energie zusammenhängt, wenn a) der Seismograf in der Nähe des Epizentrums steht und wenn b) das Erdbeben nicht sehr stark war ($M < 6,5$). Bei stärkeren Beben ist die Richterskala eigentlich unbrauchbar, weil die Amplitude mit zunehmender Energie kaum noch zunimmt.

Aus diesem Grund wird heute meist die Momenten-Magnituden-Skala verwendet. Das seismische Moment (M_w) entspricht der verrichteten mechanischen Arbeit. Es wird aus der Größe der Bruchfläche, dem mittleren Versatz und dem Schermodul des Gesteins (eine Materialkonstante für die Verformbarkeit) berechnet. Daraus ergibt sich auf einer logarithmischen Skala eine Magnitude, deren Wert bei $M < 6,5$ ungefähr der Richter-Magnitude entspricht, bei stärkeren Beben jedoch immer stärker davon abweicht. Ein Erdbeben bei Valdivia (Chile) am 22. Mai 1960 war mit M_w 9,5 das stärkste jemals gemessene Beben (► Abschn. 4.2.1). Ein derart starkes Beben wäre z. B. an der San-Andreas-Verwerfung in Kalifornien gar nicht möglich, da sie nicht lang genug ist – schließlich hängt die Magnitude direkt mit der Größe der Verschiebungsfläche zusammen.

Einen ganz anderen Ansatz bieten die Intensitätsskalen wie die modifizierte Mercalli-Skala (MMS), die nicht auf Messungen beruhen, sondern nur auf der durchaus subjektiven Wahrnehmung an einem bestimmten Ort. Abhängig von den beobachteten Auswirkungen eines Erdbebens auf Menschen und Gebäude werden Zahlenwerte zwischen I und XII angegeben – von „unmerkliches Beben“ bis „totale Zerstörung“.

Trotz aller Forschung ist es nicht möglich, Erdbeben exakt vorherzusagen. Es können nur Wahrscheinlichkeiten für längere Zeiträume angegeben werden. In der Region San Francisco beispielsweise besteht derzeit laut United States Geological Survey (USGS) innerhalb der nächsten 30 Jahre eine Wahrscheinlichkeit von 72 % für ein Erdbeben mit M 6,7; von 51 % für eines mit M 7 und von 20 % mit M 7,5.

Bei großen aktiven Verwerfungen treten die Erdbeben oft periodisch auf, z. B. bei manchen Segmenten der San-Andreas-Störung ungefähr alle 100 Jahre (bei anderen Segmenten sind die Abstände auch länger). Bekanntlich ist der „Big One“ in Kalifornien längst fällig. Allerdings funktionieren sie nicht wie eine Uhr, es kann auch einmal eine wesentlich längere Ruhephase geben, gefolgt von mehreren Starkbeben in kurzer Zeit.

Ob ein Gestein unter einer bestimmten Spannung zerbricht, hängt von seinen mechanischen Eigenschaften ab. Diese ergeben sich zunächst aus den Eigenschaften der Minerale, aus denen es zusammengesetzt ist, aber auch daraus, wie diese Minerale im Gestein angeordnet sind und ob bereits kleine Risse vorhanden sind. Auch der Druck und evtl. in den Gesteinsporen enthaltenes Wasser spielen eine Rolle. All diese Faktoren bestimmen die Scherfestigkeit des Gesteins. Das Gestein hält eine Spannung aus, solange die Scherfestigkeit größer ist als die auf das Gestein wirkende Spannung. Ist die Spannung zu groß, zerbricht das Gestein.

Um zu beobachten, was beim Zerbrechen eines Gesteins passiert, haben Forscher Zylinder aus möglichst perfektem, homogenem Gestein in eine hydraulische Presse eingeklemmt. Zunächst wird das Gestein elastisch zusammengedrückt, allerdings so wenig, dass wir es gar nicht sehen können. Sobald der Druck der Presse zu groß ist, zerbricht das Gestein. Mit diesem Experiment lässt sich die Scherfestigkeit eines Gesteins ermitteln. Dabei können wir auch den Einfluss testen, den in den Poren des Gesteins vorhandenes Wasser hat. Ein wassergesättigter Tonstein hält nur einen winzigen Bruchteil der Spannung aus, die ein trockener Tonstein erträgt. Das liegt daran, dass der Wasserdruck in den Poren gegen das Gestein wirkt und die Bildung von Rissen begünstigt. Aus diesem Grund haben wir Menschen schon versehentlich Erdbeben ausgelöst, wenn wir mit dem Bau eines Staudamms oder bei einer Geothermiebohrung den Wasserdruck im Gestein so stark erhöht haben, dass das Gestein die bereits vorhandene Spannung nicht mehr aushalten konnte.

Ob trocken oder nass, das Zerbrechen beginnt mit mikroskopisch kleinen, im Gestein verteilten Rissen, die sich ausdehnen und mit anderen zu durchgehenden Brüchen verbinden. Entlang der Brüche kommt es zu einer Bewegung, sodass der obere und untere Bereich des Zylinders zusammengeschoben werden, während die Seiten nach links und rechts ausweichen. Das Ergebnis sind zwei Bruchsysteme, die sich wie ein X in einem Winkel von ungefähr 60° kreuzen, wobei die Spannung entlang der senkrechten Linie zwischen den beiden Schenkeln gewirkt hat (ungefähr wie die Abschiebungen in [Abb. 1.21](#)). Es ist erstaunlich, wie oft man in der Natur Brüche findet, die sich in einem Winkel von etwa 60° schneiden ([Abb. 1.13](#)). Da die Brüche fast immer als Paar auftreten, spricht man von konjugierten Brüchen.

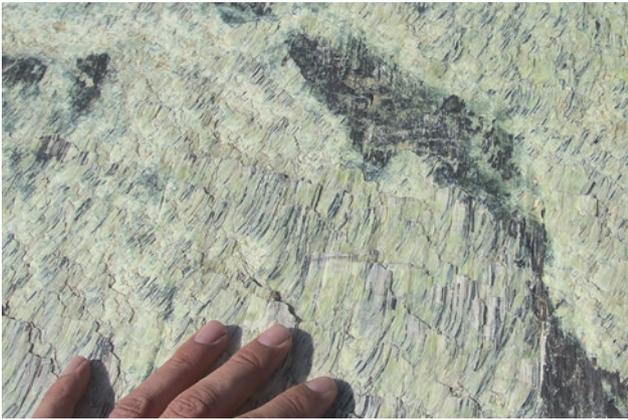
Bei unserem ersten Experiment haben wir ein Gestein in die Presse gestellt, dessen mechanische Eigenschaften in alle Richtungen gleich waren. Wenn wir stattdessen einen Schiefer oder einen Gneis nehmen, in dem die Minerale in eine bestimmte Richtung eingeregelt sind, dann zerbricht der Steinzylinder entlang der vorhandenen Schieferung oder (wie man bei einem Gneis sagt) Foliation. Die Spannungsrichtungen kann man dann nicht mehr so einfach aus den Bruchstücken rekonstruieren, wie das im homogenen Gestein der Fall war.

Eine Verwerfung ist nichts anderes als ein solcher Bruch in einem größeren Maßstab. Die Gleitflächen einer Verwerfung sind oft regelrecht poliert. Manchmal fühlen sie sich in die Bewegungsrichtung glatt an, in die entgegengesetzte Richtung wegen kleiner

Abb. 1.13 Kluftnetz innerhalb einer Falte. Die beiden Kluftscharen schließen einen Winkel von etwa 60° ein. Makhtesh Ramon, Israel (© Florian Neukirchen 2008)



Stufen rau. Geologen sprechen von einem Harnisch (▣ Abb. 1.14) und streicheln diesen, da sie dabei die Bewegungsrichtung herausfinden können. Manchmal wachsen auf der Gleitfläche auch in Bewegungsrichtung orientierte faserige Minerale. Wenn es bei einem besonders großen Erdbeben zu einer plötzlichen, schnellen Bewegung kommt, kann das Gestein entlang der Verwerfung sogar aufgeschmolzen werden. Es erstarrt dann als ein dünner Streifen aus schwarzem Gesteinsglas (Pseudotachylit). Nahe der Erdoberfläche wird das Gestein auf der Bewegungsbahn mit der Zeit zu Mehl zermahlen. Das zerbrochene Material wird Störungsbrekzie oder Kataklasit genannt; es wirkt in der Verwerfung fast wie ein Kugel-



▣ **Abb. 1.14** Verwerfungsfläche mit deutlich ausgebildetem Harnisch, der die Bewegungsrichtung anzeigt; hier mit orientiert gewachsenen faserigen Kristallen und kleinen Stufen. Serpentin in den Hohen Tauern, Österreich

▣ **Abb. 1.15** Marmor mit deutlicher plastischer Deformation, südlich von Obergurgl, Ötztaler Alpen, Österreich (© Florian Neukirchen 2021)



lager. Je leichter eine vorhandene Verwerfung bewegt werden kann, desto seltener und unbedeutender sind die ausgelösten Erdbeben.

1.2.2 Plastische Verformung

Da heiße Gesteine plastisch (duktil) verformt werden können, ist der Bewegungsmechanismus in der Tiefe ein anderer als nahe der Erdoberfläche (▣ Abb. 1.15). Manche Geologen beschäftigen sich mit der Rheologie, also dem Fließverhalten von Gesteinen, und behandeln diese so ähnlich wie eine besonders zähe Flüssigkeit. Wir können das am besten mit Knete oder mit einem Teig vergleichen – nur mit dem Unterschied, dass die auf sie einwirkende Kraft einen gewissen Schwellenwert überschreiten muss, damit die Verformung beginnt. Die Verformbarkeit von Gesteinen geht sogar so weit, dass ganze Gebirge auseinanderfließen können wie eine Sahnetorte in der Sonne (► Abschn. 6.7.1). Ob beim Zerfließen eines ganzen Gebirges oder beim Aufstieg eines Salzstocks, ob in der stark verformten Kalksteinschicht der Glarner Hauptüberschiebung oder bei den Konvektionen im Erdmantel, bei all diesen Prozessen passiert im kleinen Maßstab in etwa dasselbe. Besonders gut erkennbar ist die plastische Verformung in Gesteinen, wenn darin enthaltene Fossilien oder z. B. die Kiesel in einem Konglomerat in die Länge gezogen oder flach ausgewalzt wurden (▣ Abb. 1.16). Plastische Verformung erzeugt in metamorphen Gesteinen die typische Schieferung bzw. Foliation, also die Einregelung blättriger und stängeliger Kristalle in eine bestimmte Richtung.



■ **Abb. 1.16** In diesem stark verformten Konglomerat ist die Form der Kiesel auf der rechten Schnittfläche noch erkennbar, in die andere Raumrichtung wurden sie jedoch extrem in die Länge gezogen. Handstück von Bygdin, Norwegen (© Florian Neukirchen 2009)

Als Erstes wird man vermuten, dass die plastische Verformung entlang der Korngrenzen der gesteinsbildenden Minerale erfolgt. In feinkörnigen Gesteinen funktioniert dies bei hoher Temperatur tatsächlich so gut, dass von Superplastizität gesprochen wird. Aber auch in diesem Fall müssen die Mineralkörner selbst verformt werden können, da sich ihre Ecken und Kanten während des Gleitens gegenseitig in die Quere kommen. In einem grobkörnigen Gestein hat das Korngrenzengleiten nur eine geringe Bedeutung – außer bei blättchenförmigen und nadeligen Mineralen, sobald sie im Gestein optimal orientiert sind, nämlich parallel zur Bewegungsrichtung liegen. Dabei hilft, dass jede Scherbewegung im Gestein diese Kristalle langsam in die optimale Lage rotiert (Abb. 1.17), was die Schieferung bewirkt. In der Regel spielen jedoch Verformungen innerhalb der Kristalle die größte Rolle. Zoomen wir also in den atomaren Maßstab hinein.

Kristalle können nicht in beliebige Richtungen zerbrochen oder verformt werden, da sie anisotrop sind: Ihre physikalischen Eigenschaften sind von der Richtung abhängig. Das liegt daran, dass ihre Atome nicht chaotisch verteilt, sondern in einem Kristallgitter angeordnet sind, das aus verschiedenen Richtungen betrachtet ganz unterschiedlich aussieht. Die Atome befinden sich im Kristallgitter an fixen Positionen, an denen nicht zu rütteln ist. Da das Gitter so gut wie unverformbar ist, muss es auf die eine oder andere Weise auf die kleinste Deformation reagieren. Bei Salz ist die Bindungsenergie zwischen den Ionen (Na^+ und Cl^-) vergleichsweise gering. Innerhalb eines Salzkristalls ist daher ein Gleiten entlang der vom Kristallgitter vorgegebenen Flächen möglich. Für einen Moment muss die Energie aufgebracht werden, die Bindungen auf dieser Ebene zu überwinden, aber im nächsten Moment sieht das Gitter wieder aus wie vorher. Während es im Salzkristall drei

senkrecht zueinander orientierte Ebenen gibt, auf denen ein solches Gleiten schon mit geringem Energieaufwand möglich ist, gibt es beispielsweise bei Glimmer nur eine. Dabei handelt es sich um die dunklen oder hellen blättchenförmigen Minerale in einem Granit, Gneis oder Glimmerschiefer. Die Bindungsenergie zwischen den einzelnen Schichten innerhalb der Blättchen ist relativ gering, und sie können leicht gegeneinander verschoben werden. Ein anderer Winkel ist nicht möglich, da die Bindung innerhalb der Schichten sehr stark ist.

Bei vielen Mineralen ist die Bindungsenergie innerhalb des Kristallgitters für eine komplette Verschiebung entlang einer Gitterebene zu groß. Allerdings ist kein Kristall wirklich perfekt; er enthält Fehler wie Fehlstellen (ein Punkt im Gitter ist einfach nicht besetzt), Versetzungen (das Gitter ist verbogen, weil es an einer Stelle mit einem falschen Punkt verbunden ist) und Verunreinigungen. Diese Fehler können durch den Kristall wandern, wenn die Temperatur hoch genug ist. Dies ist möglich, da die Energie nur dafür ausreichen muss, die Bindungen an einem einzigen Punkt zu überwinden. Dieses Wandern von Fehlern führt ebenfalls zu einem langsamen Gleiten entlang von Gitterebenen, nur dass dies nicht mehr gleichzeitig auf der gesamten Ebene passiert, sondern sich langsam Punkt für Punkt fortpflanzt. Je höher die Temperatur, desto schneller können die Fehler durch das Kristallgitter wandern und damit den Kristall verformen.

Eine weitere Möglichkeit, einen Kristall zu verformen, ist die Bildung von Zwillingen. So werden Bereiche in einem Kristall genannt, in dem das Kristallgitter gedreht oder gespiegelt ist; beispielsweise zeigt eine Kristallachse im einen Bereich schräg nach links, im anderen Bereich schräg nach rechts. Nicht alle Minerale können Zwillinge bilden. Bei Calcit und Plagioklas passiert das unter Spannung schnell, unter dem Mikroskop sind die Zwillinge als dünne Lamellen sichtbar. Diese können durch den Kristall wandern und ihn dadurch verformen, was als Zwillingsgleiten bezeichnet wird. Calcit und Plagioklas sind wichtige gesteinsbildende Minerale: Kalkstein besteht fast nur aus Calcit, während Plagioklas (ein Feldspat) ein Bestandteil vieler magmatischer und metamorpher Gesteine ist.

Manche stängelige oder blättrige Minerale können sich verformen, indem sie zwei Knickfalten ausbilden, zwischen denen die Kristallachse schräg gestellt ist (Knickband; *kink band*). Auch hier ist die Geometrie vom Kristallgitter vorgegeben. Der schräg gestellte Bereich wird mit der Zeit immer größer, indem weitere Teile des Kristallgitters umklappen und so die Knickfalten auf die beiden Enden des Kristalls zuwandern.

Grenzen zwei Körner desselben Minerals aneinander, gibt es eine weitere Möglichkeit: Das energetisch günstiger gelegene Korn wächst auf Kosten seines Nachbarn.

Kristalle, deren Kristallgitter ungünstig im Spannungsfeld orientiert ist, können dadurch verschwinden, während günstig orientierte Kristalle bevorzugt werden. Bilden sich durch chemische Reaktionen neue Minerale, so wachsen diese von Anfang an in der energetisch günstigsten Orientierung. Sowohl die Verformung eines Gesteins als auch die Umwandlung (Metamorphose) zu einem anderen Gestein (► Abschn. 2.7) führen also zu einer bevorzugten Anordnung von Mineralen, die der einwirkenden Spannung angepasst ist. In einem Glimmerschiefer sind die Glimmer parallel angeordnet. Ein solches Gestein ist natürlich leichter zu verformen als eines, bei dem die Minerale regellos angeordnet sind, weil die parallel liegenden Glimmer unzählige Gleitebenen bilden. Nicht alle Minerale müssen bei der Verformung mitmachen. Dem harten Granat in einem Glimmerschiefer passiert relativ wenig, weil die Verformung der Glimmer ausreicht. Er rotiert höchstens durch die Scherbewegung.

Die Prozesse innerhalb der Kristalle laufen relativ langsam ab. Viel schneller wird die Verformung, wenn Wasser in den Ritzen zwischen den Kristallen vorhanden ist, das die Kristalle anlösen kann. Die Seiten des Kristalls, auf die unter Spannung gedrückt wird, sind energetisch ungünstig gelegen und werden bevorzugt gelöst. Die gelösten Ionen diffundieren durch das Wasser und werden an den energetisch günstigen Seiten wieder in den Kristall eingebaut. Durch Drucklösung können beispielsweise Quarzkörnchen zu dünnen Scheiben verformt werden, wie in manchen besonders stark beanspruchten Gesteinen zu sehen ist. Ungünstig orientierte Kristalle können auf diese Weise auch schnell verschwinden. Auch dieser Prozess ist abhängig von der Temperatur, da sie einen Einfluss auf die Löslichkeit und die Diffusionsgeschwindigkeit hat.

All diese Prozesse laufen bei der Verformung gleichzeitig ab; je nach den Bedingungen hat der eine oder der andere einen größeren Anteil. Grundsätzlich können zwei Arten von Verformung unterschieden werden (■ Abb. 1.17):

- Bei reiner Scherung (*pure shear*) fließt das Gestein in die Länge auseinander, vergleichbar mit einem Klumpen Teig, den wir mit beiden Händen auseinanderziehen. Die Lage der Verformungsachsen bleibt dabei gleich.
- Liegt unser Teigklumpen zwischen Tischplatte und einem Brett und verschieben wir das Brett, dann haben wir einfache Scherung (*simple shear*): Im Teig nimmt der Betrag der Verschiebung von der Tischplatte bis zum Brett immer mehr zu. In diesem Fall rotiert die Achse der stärksten Verformung.

Mischformen von reiner und einfacher Scherung sind eher die Regel als die Ausnahme. Die Verformung kann in einem großen Gesteinskörper stattfinden oder sich auf eine schmale Zone konzentrieren. Sie kann auch im kleinen Maßstab ihre Richtung ändern: Beispielsweise sind Schieferungsflächen innerhalb einer Falte oft fächerförmig angeordnet, weil in den Faltenchenkeln eine andere Spannung herrscht als am Falten Scheitel. Verteilt sich die Verformung auf einen großen Gesteinskörper, muss jedes einzelne Mineral Korn weniger stark reagieren, als es in einer Verwerfung der Fall ist. Da sich ein Gestein durch Verformung den Spannungen anpasst und stark verformte Gesteine leichter zu bewegen sind, konzentriert sich die Bewegung in der Regel trotzdem auf eine schmale Scherzone. Bei einer starken Verformung wird zusätzlich Reibungswärme produziert, was wiederum die Bewegung erleichtert.

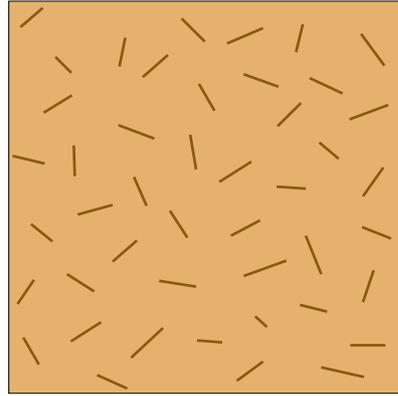
Ein Gestein, das in einer Verwerfung unter plastischen Bedingungen extrem zerschert wurde, wird Mylonit genannt. Wir können den zerscherten Kalkstein der Glarner Hauptüberschiebung so nennen. Ein Mylonit ist ein extrem feinkörniges Gestein mit optimal ausgerichteten Mineralkörnern. Oft sind darin Minerale, die normalerweise gar keine optimalen Formen haben, linsenförmig verformt. In diesem Gestein laufen alle Prozesse gleichzeitig ab: das Gleiten entlang der Korngrenzen, Zwillingsbildung, Diffusion von Gitterfehlern und Drucklösung. Mylonite sind bei niedriger Temperatur oft erstaunlich fest und lassen sich nur schwer erodieren. Sie können ganz verschieden aussehen, je nachdem, aus welchem Ausgangsgestein sie hervorgegangen sind. Manchmal sind sie hell und fein gestreift, manchmal dunkel. Der Mylonit der Scherzone hat eine gewisse Breite, außerhalb seiner Ränder nimmt die Verformung relativ schnell ab.

1.2.3 Mehr oder weniger kompetent

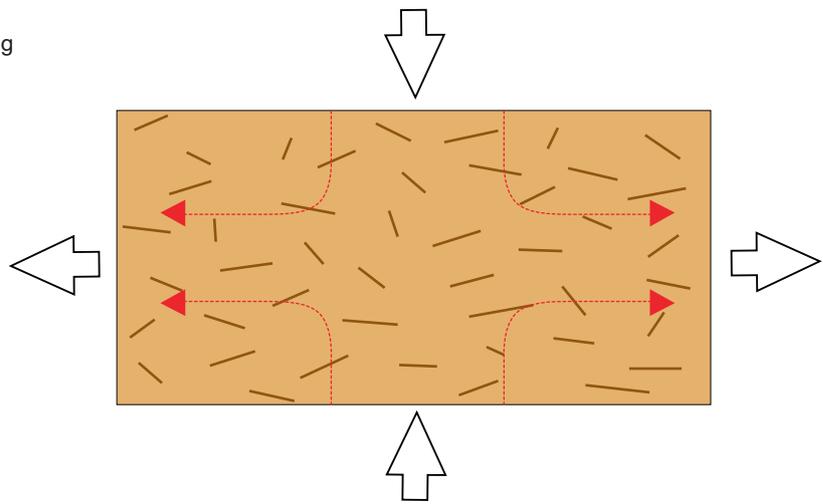
Die Temperatur, ab der sich ein Gestein plastisch verhält, ist von Gestein zu Gestein verschieden. Oder anders herum: Bei einer bestimmten Temperatur sind verschiedene Gesteine unterschiedlich plastisch oder unterschiedlich kompetent (wie ihre Festigkeit gegenüber der Verformung genannt wird). Wenn eine Wechselagerung unterschiedlicher Sedimente einer Spannung ausgesetzt wird, macht sich dies besonders bemerkbar. Oft ist zu sehen, wie die Schichten in wilde Falten gelegt wurden (■ Abb. 1.18 und 1.19), wobei das weniger kompetente Gestein von einem Bereich der Falte z. T. in einen anderen gequetscht wurde.

■ **Abb. 1.17** Zwei Arten von Scherung: Bei reiner Scherung wird das Gestein ausgelängt, die Hauptrichtungen der Verformung verändern sich nicht (rot: Partikel-Deformationspfade). Bei einfacher Scherung werden die Partikel auf parallelen Bahnen um einen (im Beispiel nach oben) zunehmenden Betrag verschoben, die Hauptrichtungen der Verformung rotieren dabei (blau). In beiden Fällen kommt es zu einer Einregelung der Minerale (braun)

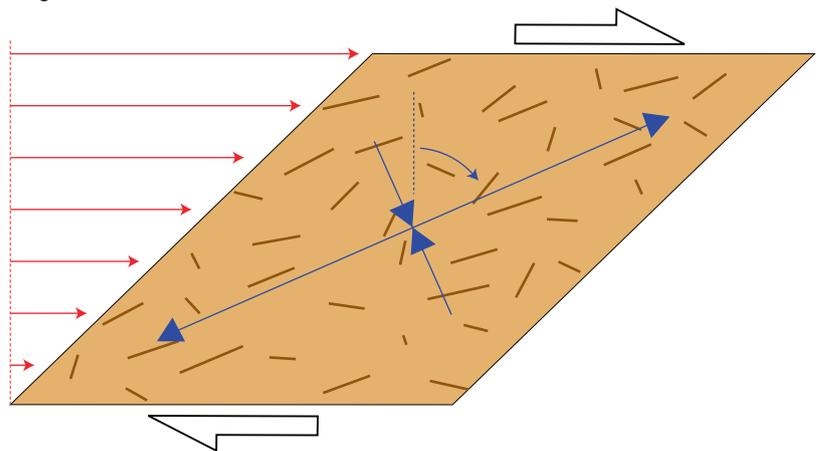
unverformtes Gestein



reine Scherung



einfache Scherung



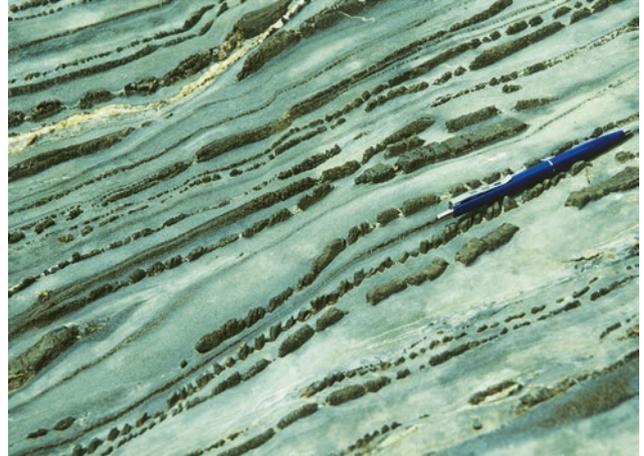


■ **Abb. 1.18** Eine Wechsellagerung unterschiedlich kompetenter Schichten wird unter Einengung verfaultet. Diese schönen Falten in Flysch (Wechsellagerung von Sand- und Tonstein) finden sich im Engadiner Fenster in Österreich; die Orangefärbung kommt durch auf dem Gestein wachsende Flechten (© Florian Neukirchen 2002)

■ **Abb. 1.19** Falten im Flysch am Šamar-Pass im Durmitor, Montenegro (© Florian Neukirchen 2015)



Wird dieselbe Abfolge stattdessen gedehnt, zerbricht das kompetente Gestein; das plastische fließt in die entstandenen Lücken und wird ansonsten einfach wie Gummi auseinandergezogen. Das Ergebnis sieht im Anschnitt aus wie eine Kette aneinanderhängender Würstchen. Kreative Geologen haben das Zerreißen der kompetenten Schicht daher Boudinage getauft, was frei übersetzt „verwurstet“ heißt (■ Abb. 1.20).



■ **Abb. 1.20** Boudinage im kleinen Maßstab. Durch die Hitze eines in der Nähe aufsteigenden Granits wurde eine Wechsellagerung von Kalkstein und Tonstein zu Marmor und Hornfels umgewandelt (Kontaktmetamorphose). Der Hornfels verhielt sich daraufhin kompetenter („fester“) und ist durch leichte Dehnung zu winzigen Boudins zerrissen. Der Marmor ist dabei plastisch in die Lücken geflossen. Adamello, italienische Alpen (© Florian Neukirchen 2002)

1.3 Abschiebung, Aufschiebung, Seitenverschiebung

Wir haben ohne weitere Erklärung Druck (*pressure*) und Spannung (*stress*) unterschieden, obwohl beide natürlich miteinander zu tun haben. Der mit der Tiefe zunehmende Druck des Gesteins (lithostatischer Druck) wirkt von allen Richtungen gleich stark, so wie der Wasserdruck von allen Richtungen auf einen Taucher einwirkt. Dieser Druck führt daher auch nicht zu einer Verformung des Gesteins. Die Spannung ist eine zusätzliche Komponente, die gerichtet ist und zu dem gleichförmig wirkenden Umgebungsdruck hinzukommt. Spannung ist physikalisch definiert als eine auf eine Fläche in einem bestimmten Winkel wirkende Kraft (ein Vektor mit der Größe Kraft pro Flächeneinheit).

Was auf einen Punkt im Gestein an Druck und Spannung einwirkt, kann durch drei senkrecht aufeinanderstehende Vektoren beschrieben werden, die wir die drei Hauptspannungsrichtungen nennen (Abb. 1.21). In eine Richtung wird das Gestein besonders stark zusammengedrückt, in eine Richtung senkrecht dazu am wenigsten. Der Betrag des dritten Vektors liegt irgendwo dazwischen. Falls alle Vektoren denselben Betrag haben, wirkt nur der Umgebungsdruck; es gibt keine Spannung und daher auch keine Verformung (*deformation, strain*). Je größer der Unterschied zwischen dem größten und dem kleinsten Vektor, desto größer die Spannung, die ein Gestein verformt. Diese Spannung wirkt sich je nach Orientierung und den Vektorbeträgen als Kompression (*compression*) oder Dehnung (*extension*) aus.

Wie unterschiedlich die Beträge sind und in welche Richtung der größte Vektor zeigt, ob er senkrecht zur Erdoberfläche steht, waagrecht liegt oder einen schrägen Winkel hat, hängt von den Umständen ab – von kollidierenden Platten, in der Tiefe aufsteigendem Magma oder einem aus der Ferne drückenden Gebirge. Ja sogar die Geometrie mehr oder weniger starrer Gesteinsschichten, die Beweglichkeit bereits vorhandener Verwerfungen und selbst die Form der Berghänge wirken sich im kleineren Maßstab darauf aus. Wir können

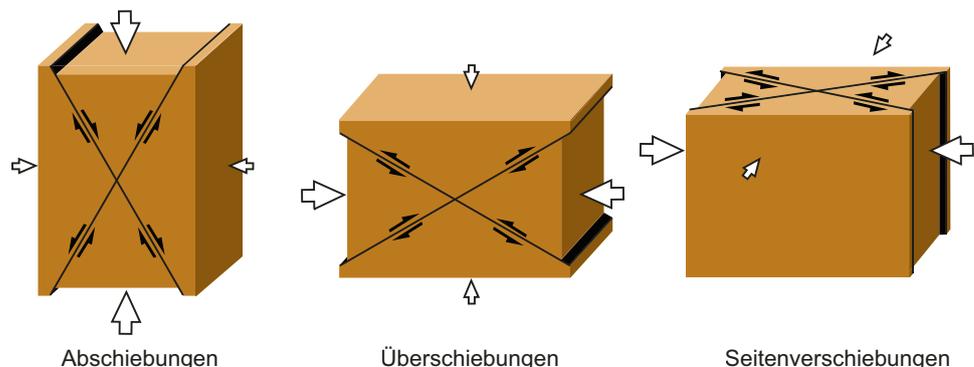
von einem durch all diese Faktoren hervorgerufenen Spannungsfeld sprechen und uns dies so ähnlich wie ein Magnetfeld vorstellen. Dieses Spannungsfeld kann zur Bildung von Verwerfungen (Abb. 1.21) führen, wenn die Spannung die Festigkeit der Gesteine überwindet. Je nachdem, welcher der drei Vektoren senkrecht zur Erdoberfläche steht, ist das Ergebnis eine Abschiebung (*normal fault*; Abb. 1.22), eine Aufschiebung (*reverse fault*) oder eine Seitenverschiebung (*strike-slip fault*).

Aus den drei Hauptspannungsrichtungen lässt sich die Kraft ableiten, die auf eine Verwerfungsfläche wirkt. Der entsprechende Vektor kann wiederum in eine senkrecht auf die Fläche (Normalspannung) und eine entlang der Fläche (Scherspannung) wirkende Spannung unterteilt werden.

So wie sich im Experiment in Abschn. 1.2.1 ein System konjugierter Brüche bildet, bilden sich oft auch konjugierte Verwerfungen. Doch auch wenn sie nicht als Paar auftreten, sobald wir die Bewegungsrichtung der Verwerfung ermitteln konnten, lässt sich die Orientierung der drei Hauptspannungsrichtungen leicht ablesen. Dazu müssen wir nur das X im Kopf behalten, das sich im Experiment in dem zusammengepressten Steinzylinder gebildet hat. Der größte Vektor drückte dabei genau wie die Presse von oben bzw. unten, also entlang einer genau zwischen den Schenkeln des X liegenden senkrechten Linie. Entsprechend wurden die oberen und unteren Bereiche des Zylinders zusammengepresst. Der kleinste Vektor wirkte von rechts bzw. links, der Druck von diesen Seiten war so gering, dass die Seiten des Zylinders in diese Richtung ausweichen konnten. Wir könnten auch sagen, das Gestein wurde in diese Richtung gedehnt. Der dritte Vektor mit mittlerer Länge zeigt senkrecht aus dem X hervor; im Falle des Experiments hatte dieser etwa denselben Betrag wie der kleinste Vektor.

Die Geometrie eines Grabenbruchs (Abschn. 6.2) ist ganz ähnlich wie die Brüche in unserem Experiment. Ein Graben entsteht, wenn die Erdkruste gedehnt wird. Er wird auf beiden Seiten von relativ steilen Abschiebungen begrenzt, entlang derer der mittlere Block absinkt. Diese konjugierten Verwerfungen schließen

Abb. 1.21 Schematische Darstellung konjugierter Verwerfungen, die je nach Lage der Hauptspannungsrichtungen als Abschiebungen, Aufschiebungen oder Seitenverschiebungen ausgebildet sind. Es ist jeweils die Richtung der größten und der kleinsten Hauptspannungsrichtung gezeigt



■ **Abb. 1.22** Bei dieser Verwerfung hat sich der linke Block (der oberhalb der leicht geneigten Verwerfung liegt) relativ zum rechten Block nach unten verschoben; es handelt sich also um eine Abschiebung. Bucht bei Marina di Campo, Elba (© Florian Neukirchen 2020)



■ **Abb. 1.23** Die antike Felsenfestung Masada in Israel ist ein geologischer Horst, eine relativ zur Umgebung gehobene Scholle am Rand des Jordangrabens. Dieser wiederum entstand durch eine große Seitenverschiebung, die durch ihre gebogene Form in diesem Abschnitt eine gleichzeitige Dehnung erfährt, wodurch das Tote Meer (im Hintergrund) absank (© Florian Neukirchen 2008)



auch in diesem Fall einen Winkel von etwa 60° ein. Dehnung der Erdkruste bedeutet nichts anderes, als dass der kleinste der drei Spannungsvektoren waagrecht liegt und so klein ist, dass die Blöcke zu beiden Seiten gegen diesen ausweichen können. Der größte Vektor wirkt wie bei der Presse senkrecht nach unten. In einem Graben kann es auch zwischen zwei Abschiebungen relativ zur Umgebung angehobene Blöcke geben, die als Horst bezeichnet werden (■ Abb. 1.23).

Hierbei ist zu beachten, dass auch bei Dehnung (*extension*) keine Zugspannung herrscht: Selbst die Richtung, in die gedehnt wird, steht unter Kompression. Nur wird das Gestein in diese Richtung weniger stark zusammengedrückt. Zugspannungen treten in der Erdkruste eigentlich nie auf – außer an steilen Hängen, da Berge ja nicht von beiden Seiten zusammengedrückt werden.

Bei der Kollision zweier Kontinente (► Kap. 7 und 8) kommt die Einengung von den Seiten, wir müssen das

Bild also nur drehen. Diesmal zeigt der kleinste Vektor nach unten. Entsprechend einem um 90° gedrehten X entsteht eine flache Aufschiebung, entlang welcher der obere Block über den unteren Block verschoben wird. Mehrere solche Aufschiebungen können zu einem Deckengebirge wie den Alpen führen. In diesem Fall spricht man häufig von Überschiebungen. Eine in die andere Richtung zeigende konjugierte Verwerfung gibt es bei Überschiebungen manchmal auch; sie wird dann Rücküberschiebung genannt.

Als dritte Möglichkeit bleibt nur, dass der mittlere Vektor nach unten zeigt. Diesmal liegt das X flach auf der Erdoberfläche; wir haben es mit einer Seitenverschiebung (auch Blattverschiebung genannt; ► Kap. 5) wie der San-Andreas-Verwerfung in Kalifornien zu tun. Je nach Bewegungsrichtung sprechen wir von einer rechtssinnigen (*dextral*) oder einer linkssinnigen (*sinistral*) Seitenverschiebung. Die Türkei wäre ein Beispiel für ein Paar von konjugierten Seitenverschiebungen: Anatolien ist zwischen Arabien und Eurasien eingeklemmt und weicht nach Westen hin aus – wie ein Melonenkern, der zwischen zwei Fingern hervorflutscht, wenn wir ihn dazwischen einklemmen. Eine dieser konjugierten Seitenverschiebungen ist die rechtssinnige Nordanatolische Störung, die sich parallel zur Schwarzmeerküste in einem Bogen durch den Norden der Türkei schwingt. Die andere ist die linkssinnige Ostanatolische Störung (■ Abb. 1.24).

Konjugierte Verwerfungen müssen nicht zwangsläufig den typischen 60° -Winkel einschließen. Ganz ähnlich wie ein Schiefer, der entlang seiner Schieferung zerbricht, folgen Verwerfungen oft bereits vorhandenen Schwächezonen wie Schichtfugen, Schieferungen oder Faltenachsen. Es können auch ältere Verwerfungen reaktiviert werden. Da diese in der Regel in der Vergangenheit unter einem anderen Spannungsfeld entstanden, erfolgt die Bewegung oft nicht mehr in der ursprünglichen Richtung. Auf- oder Abschiebungen werden dann gleichzeitig seitlich versetzt. Die Bewegung kann sogar in die entgegengesetzte Richtung erfolgen; eine unter Dehnung entstandene Abschiebung kann unter Einengung in eine steile Überschiebung umgekehrt werden.

Die Dehnung oder Kompression entlang von Verwerfungen geht mit plastischer Verformung in der unteren Kruste einher; das Gestein wird dort einfach wie ein Kaugummi auseinandergezogen oder zusammengedrückt. In der Regel biegen Verwerfungen in der entsprechenden Tiefe in eine horizontale Scherzone ein, sobald das Gestein plastisch verformt werden kann.

Die Glarner Hauptüberschiebung (► Abschn. 1.1) war zunächst ein flacher Scherhorizont, der durch die plastische Verformung innerhalb des Kalkstein-Mylonits bewegt wurde. Der abgescherte Sedimentstapel rutschte eine Rampe hinauf und schob sich flach über den unbewegten Teil des Kontinentalrands.

■ **Abb. 1.24** Ein großer Teil der Türkei wandert nach Westen. Die Bewegung findet vor allem an zwei großen Seitenverschiebungen statt, der Nordanatolischen und der Ostanatolischen Störung. Die für Erdbeben berüchtigte Nordanatolische Störung gefährdet auch die Metropole Istanbul. Sie fächert sich im Marmarameer in mehrere Zweige auf. Violette Linien sind der ungefähre Verlauf der in ► Abschn. 7.7.4 erklärten Suturen (Satellitenbild © NASA)



1.4 Klüfte

Kasten 1.2 Basaltsäulen

Ein besonders faszinierendes Phänomen, auch wegen ihrer Ästhetik, sind Basaltsäulen (■ Abb. 1.25 und 1.26). Durch regelmäßige Klüfte getrennt sind sie so perfekt geformt, dass man unweigerlich an antike Architektur denkt – oder an Riesen oder Teufel; zu vielen Vorkommen gibt es entsprechende Mythen.

Basaltsäulen entstehen, wenn bereits erstarrte Lava weiter abkühlt. Das Volumen des Gesteins nimmt dabei ab. Im kühlestem Bereich (meist die Oberfläche) entwickelt sich so ein Netz aus Rissen. Es entstehen immer drei Brüche gleichzeitig, die wie ein Mercedesstern angeordnet sind und sich weiter ausbreiten, bis sie auf einen anderen Riss treffen. Bereits vorhandene Risse beeinflussen die Spannung in der unmittelbaren Umgebung und damit die Ausbildung neuer Risse, sodass tendenziell ein Wabenmuster mit sechseckigen Säulen entsteht. Aber nicht alle Säulen sind sechseckig. Mit dem weiteren Abkühlen setzen sich diese Klüfte weiter ins Innere fort. Hohe und regelmäßige



■ **Abb. 1.25** Basaltsäulen am Herrenhausfelsen (Panská skála) bei Kamenický Šenov (Tschechien). Dass dieser ehemalige Vulkanschlot so fotogen ist, liegt nicht zuletzt daran, dass hier zeitweise Basalt abgebaut wurde, bevor der Rest im richtigen Moment unter Naturschutz gestellt wurde (© Florian Neukirchen 2017)



■ **Abb. 1.26** Einen ungewöhnlichen Blick von unten auf besonders hohe Basaltsäulen gibt es im Azad-Canyon bei Garni in Armenien (© Florian Neukirchen 2015)

Säulen kann es nur geben, wenn der Lavakörper langsam und nur von einer Seite gekühlt wird und die gesamte Geometrie sehr regelmäßig ist. Das ist insbesondere bei Vulkanschloten oder Sills (d. h. flächigen, waagrecht eingedrungenen Intrusionen) der Fall, auch bei Lavaseen und manchen Lavaströmen – aber nur, wenn es sich um eine dicke Abfolge vieler schnell hintereinander ausgeflossener Lavaströme handelt, die gemeinsam als dickere Einheit abkühlen, insbesondere bei Flutbasalten (► Abschn. 6.1.4). Bei einer unregelmäßigen Abkühlung können die Säulen aber auch gekrümmt sein.

Am berühmtesten ist sicherlich Giant's Causeway an der Küste von Nordirland. Es gibt aber auch in Schottland (z. B. auf Staffa), auf La Gomera, in Island und den USA bekannte Vorkommen. So weit muss man nicht einmal fahren, es gibt auch Beispiele in der Eifel, im Erzgebirge, in der Rhön oder in Böhmen.