

LEHRBUCH

Martin Meschede

Geologie Deutschlands

Ein prozessorientierter Ansatz

Springer Spektrum

Geologie Deutschlands

Martin Meschede

Geologie Deutschlands

Ein prozessorientierter Ansatz

Springer Spektrum

Martin Meschede
Greifswald, Deutschland

ISBN 978-3-662-45297-4 ISBN 978-3-662-45298-1 (eBook)
DOI 10.1007/978-3-662-45298-1

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

Springer Spektrum
© Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2015
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 Gebrauchsnamen, Handelsnamen, Warenbezeichnungen usw. in diesem Werk berechtigt auch ohne besondere Kennzeichnung nicht zu der Annahme, dass solche Namen imSinne der Warenzeichen- und Markenschutz-Gesetzgebung als frei zu betrachten wären und daher von jedermann benutzt werden dürften. 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.

Planung und Lektorat: Merlet Behncke-Braunbeck, Carola Lerch
Redaktion: Dr. Peter Wittmann
Fotos: Prof. Martin Meschede
Grafiken: Prof. Martin Meschede
Einbandentwurf: deblik, Berlin
Einbandabbildung: Prof. Martin Meschede

Gedruckt auf säurefreiem und chlorfrei gebleichtem Papier.

Springer Spektrum ist eine Marke von Springer DE. Springer DE ist Teil der Fachverlagsgruppe Springer Science+Business Media
www.springer-spektrum.de

Vorwort

In den letzten 200 Jahren hat sich unser naturwissenschaftliches Weltbild mehrfach grundlegend geändert. Einen nicht unerheblichen Anteil daran hat auch die Geologie und mit ihr die Erforschung der regionalen geologischen Zusammenhänge. Die ältesten geologischen Karten auf deutschem Gebiet stammen schon aus dem 18. Jahrhundert und das 19. Jahrhundert ist durch die systematische geologische Landesaufnahme geprägt. Viele geowissenschaftliche Erkenntnisse von weltweiter Bedeutung haben ihren Anfang auch in Deutschland genommen, denken wir z. B. an den sogenannten Basaltstreit zwischen Neptunisten und Plutonisten im 18. Jahrhundert. Viele Generationen von Geologen haben sich seit der Begründung der geologischen Wissenschaften in der Mitte des 19. Jahrhunderts mit der geologischen Landesaufnahme beschäftigt und damit die Grundlage für die oft kontrovers diskutierten Interpretationen der Entstehungsgeschichte geliefert. Die Paläontologen haben dabei ihren Beitrag nicht nur zur Entstehungsgeschichte des Lebens sondern auch zur Alterseinstufung der abgelagerten Sedimentgesteine geleistet. Das heutige, moderne Verständnis der Geologie ist ganz wesentlich von dem in den 1960er Jahren entwickelten Konzept der Plattentektonik geprägt, das auf den Erkenntnissen von Alfred Wegener mit seiner richtungsweisenden Publikation aus dem Jahre 1912 über die Verschiebung der Kontinente aufbaut. Es dauerte seine Zeit, bis die Theorie der Plattentektonik allgemein akzeptiert wurde und ein Anliegen dieses Buches ist, diese Theorie auch konsequent auf das geologische Geschehen in Deutschland und Mitteleuropa anzuwenden.

Angesichts der fundamentalen und heute allgemein akzeptierten Erkenntnisse der Geowissenschaften stimmt es einen Geologen allerdings immer wieder traurig, wenn er mit ansehen muss, wie ehemals hervorragende Aufschlüsse, seien es Steinbrüche, die zuwachsen und verfallen, Straßenanschnitte, die mit Mauern oder Beton versiegelt wurden, oder Bergwerke, die heute nicht mehr zugänglich sind, für weitergehende Studien nicht mehr zur Verfügung stehen. Bei meinen Recherchen zu diesem Buch habe ich mehrere Beispiele, darunter berühmte Aufschlüsse der geologischen Forschungsgeschichte (z. B. Hagen-Vorhalle), kennen gelernt, die zwar in der Literatur umfangreich beschrieben werden, die aber mittlerweile so verfallen bzw. zugewachsen und z. T. auch verschlossen sind, dass man in ihnen nichts mehr erkennen kann. Vielleicht kann dieses Buch über die Erweiterung des Verständnisses der allgemeinen geologischen Entwicklung in Deutschland ein wenig dazu anregen, dass wir noch mehr für die Erhaltung geologisch bedeutender Stätten tun müssen. Die entstehenden Geoparks und Initiativen zur Erhaltung von geologischen Denkmälern sind unbedingt nötig und lassen mich hoffen, dass hier noch mehr getan werden wird. Der Geotopschutz ist genauso wichtig wie der Biotopschutz und die geowissenschaftlichen Belange sollten auch eine Chance haben im Vordergrund zu stehen insbesondere wenn es darum geht, in Steinbrüchen den Zugang zum aufgeschlossenen Gestein zu erhalten. Was nützt uns ein Geotop, in dem wir nichts mehr verändern dürfen? Die Gesteine sollen offen zugänglich bleiben, dafür müssen sie aber freigelegt werden dürfen.

Das Buch wendet sich an Studierende der Geowissenschaften oder anderer naturwissenschaftlich orientierter Studiengänge, aber auch an einen breiten, naturwissenschaftlich interessierten Leserkreis. Es ist zwar aus einer Einführungsvorlesung zur regionalen Geologie von Deutschland und Mitteleuropa heraus entstanden, es wird aber dennoch kein geologisches Spezialwissen vorausgesetzt. Um allen interessierten Lesern das Verständnis der geologischen Zusammenhänge zu erleichtern, sind eine Vielzahl sogenannter Boxen in den Text eingefügt, in denen einzelne Themen und Begriffe in kurzer, zusammenfassender Form erläutert werden. Einige allgemeine und einführende Kapitel zu den Themen Zeiträume, Gesteine, Alter und Plattentektonik sind den regionalgeologisch ausgerichteten Kapiteln vorangestellt. Diese beginne ich mit einer Betrachtung der Erdbebentätigkeiten in Deutschland im Kontext der großräumigen Plattentektonik. Alle weiteren Kapitel sind stratigraphisch geordnet, beginnend mit den Überlieferungen der ältesten Gesteine und Minerale, die in Deutschland bisher gefunden wurden. Diese Art der Gliederung erschien mir am sinnvollsten, da sie die verschiedenen aufeinanderfolgenden geologischen Ereignisse am besten in ein strukturelles Gesamtbild einordnet. Nach einer ausführlichen Beschreibung der für die deutsche Geologie prägenden variszischen Gebirgsbildung am Ende des Paläozoikums wird die Entwicklung Deutschlands als Teil Mitteleuropas während des Mesozoikums erläutert. Die Entwicklung im Alpenraum verlief z. T. etwas anders, sie ist aber für das Verständnis der geologischen Entwicklung in Mitteleuropa von fundamentaler Bedeutung. Deshalb wird die Entwicklung des alpinen Raums unabhängig von den Ländergrenzen in einem eigenen Kapitel besprochen. Die känozoische Entwicklung in Deutschland und im Voralpengebiet mit ihren speziellen Beckenentwicklungen und vulkanischen Ereignissen schließt sich an.

Den Asteroideneinschlägen im Nördlinger Ries und Steinheimer Becken ist ein eigenes Kapitel gewidmet. Die meisten Landschaften in Deutschland sind in irgendeiner Form von den besonderen klimatischen Bedingungen während der quartären Vereisungsphasen geprägt. Sowohl die im Quartär entstandenen Ablagerungen als auch die Erosisonsformen im Umfeld der Vereisungen werden im abschließenden Kapitel in einer zusammenfassenden Übersicht behandelt.

Die in dieser ersten Auflage vorgestellten Modelle stellen den momentanen Stand der Forschung dar. Es ist möglich, ja sehr wahrscheinlich, dass die Vorstellungen nicht von allen geteilt werden, da es durchaus unterschiedliche Sichtweisen auf die plattentektonische Entwicklung der verschiedenen Einheiten gibt. Der größte Diskussionsbedarf besteht dabei sicherlich bei der Interpretation der paläozoischen Entwicklung. Je älter die tektonischen Struktureinheiten sind, desto schwieriger wird ihre Einordnung in ein plattentektonisches Gesamtbild. Und vielleicht hat sich auch der eine oder andere fachliche Fehler für mich unbemerkt eingeschlichen. Ich bin für kritische Anmerkungen jederzeit offen und freue mich über jeden Kommentar oder Anregung, die ich für eine spätere, vielleicht einmal notwendige Überarbeitung verwenden kann (E-Mail: meschede@uni-greifswald.de).

Martin Meschede
Greifswald, im August 2014

Danksagung

Ein solches Buch ist ohne die Durchsicht durch befreundete Fachkollegen nicht zu bewältigen. Ich möchte mich bei all den vielen Helfern für wertvolle Hinweise, Anmerkungen und Ergänzungen im Text, das Überlassen von Fotos, Hilfestellungen bei Zeichnungen und Gestaltungstipps bedanken.

Mein besonderer Dank geht an Horst Hann (Stuttgart), Helmut Weller, Jürgen Eidam und Heiko Hüneke (alle Greifswald) für Hilfen zum Themenkomplex Paläozoikum und Älteres. Werner Stackebrandt (Potsdam) korrigierte und ergänzte das Mesozoikum-Kapitel mit wertvollen Tipps. Wolfgang Frisch (Wien) und Hans-Jürgen Gawlick (Leoben) haben mit ihren Korrekturen und Ergänzungen ganz wesentlich zum Gelingen des Alpen-Kapitels beigetragen. Kurt Goth (Dresden) half mir mit Kommentaren und Korrekturen im Tertiär-Kapitel und Horst Kämpf (Potsdam) brachte seine Erfahrungen zu den Themen Erdbeben und Vulkanismus ein. Schließlich geht mein Dank an Henrik Rother (Greifswald) für seine Durchsicht und Korrektur des Kapitels zu den Eiszeiten, an meinen Neffen Matthias Meschede (Paris) für seine Anmerkungen zu den einführenden Kapiteln und an Manfred Menning (Potsdam), der mir ganz wesentlich bei der Zusammenstellung der stratigraphischen Tabellen und Bezeichnungen half. Meine inzwischen ehemaligen Mitarbeiterinnen im Grafiklabor Heike Sengpiehl und Dagmar Lau haben für viele Zeichnungen die Grundlage mit dem oft mühsamen Digitalisieren der Vorlagen geschaffen. Für das Überlassen von Fotos danke ich Stefan Meng (Greifswald) und Claus Meschede (Aachen). Jörg Hartleib und André Deutschmann (Greifswald) halfen mir bei Satellitenbildern und digitalen Höhenmodellen. Und nicht zuletzt geht mein Dank auch an meine Familie, bei denen ich auf meinen Reisen quer durch Deutschland Unterschlupf und Ansprache fand. Meiner Frau Anett danke ich für ihr Verständnis für die vielen Stunden, die ich mausklickend und tippend am Computer in meinem Arbeitszimmer verbrachte.

Inhaltsverzeichnis

1 **Einführung** 1

2 **Zeiten und Zeiträume in der Geologie** 3

3 **Gesteine – die Bücher der Geologie** 9

4 **Das Alter der Gesteine** 19

5 **Plattentektonik – die alles verbindende Theorie** 25

6 **Tektonische Großeinheiten Mitteleuropas** 33

7 **Überblick über die plattentektonische Geschichte Mitteleuropas** 37

8 **Die dynamische Erde – Erdbeben in Deutschland** 41

9 **Frühe Zeugen der geologischen Entwicklung in Deutschland** 51
9.1 **Das vorvariszische Grundgebirge** 52
9.2 **Vorkommen von proterozoischen und altpaläozoischen Einheiten** 53
9.2.1 Harz 53
9.2.2 Rheinisches Schiefergebirge 56
9.2.3 Lausitz 56
9.2.4 Elbezone 56
9.2.5 Erzgebirge 57
9.2.6 Schwarzburger Sattel 57
9.2.7 Böhmisches Massiv 58
9.2.8 Schwarzwald 59

10 **Deutschland im späten Paläozoikum** 61
10.1 **Die variszische Gebirgsbildung** 62
10.1.1 Rhenoherzynikum 64
10.1.2 Saxothuringikum 65
10.1.3 Moldanubikum 66
10.2 **Die zeitliche Entwicklung der Varisziden** 67
10.2.1 Devon 67
10.2.2 Karbon 72
10.3 **Die Varisziden in Deutschland** 77
10.3.1 Rhenoherzynikum 78
10.3.2 Nördliche Phyllitzone 89
10.3.3 Saxothuringikum 90
10.3.4 Moldanubikum 96

11 **Deutschland im Perm und Mesozoikum** 103
11.1 **Nach dem Ende der variszischen Gebirgsbildung** 104
11.2 **Perm** 104
11.2.1 Rotliegendes 104
11.2.2 Zechstein 118
11.3 **Perm-Trias-Grenze** 126
11.4 **Trias** 128
11.4.1 Buntsandstein 130
11.4.2 Muschelkalk 134
11.4.3 Keuper 137
11.5 **Trias-Jura-Grenze** 139

11.6 **Jura** ... 140
11.6.1 Unterer Jura ... 141
11.6.2 Mittlerer Jura ... 144
11.6.3 Oberer Jura ... 145
11.7 **Kreide** ... 147
11.7.1 Untere Kreide ... 148
11.7.2 Obere Kreide ... 152
11.8 **Kreide-Tertiär-Grenze** ... 158

12 **Die Entwicklung der Alpen** ... 161
12.1 **Übersicht über die tektonische Gliederung der Alpen** ... 162
12.1.1 Helvetikum ... 162
12.1.2 Penninikum ... 162
12.1.3 Ost- und Südalpin ... 162
12.2 **Entwicklung des alpinen Raumes während des Perms** ... 163
12.3 **Die Alpine Trias** ... 164
12.4 **Der Alpine Jura** ... 165
12.5 **Der Alpenraum in der Kreidezeit und im frühen Tertiär** ... 167
12.6 **Die tektonische Entwicklung der Alpen** ... 169

13 **Tertiäre Senken** ... 175
13.1 **Braunkohleablagerungen des Tertiärs** ... 177
13.2 **Der Oberrheingraben** ... 180
13.3 **Das nordalpine Vorlandbecken – die Molasse** ... 186

14 **Tertiärer und quartärer Vulkanismus** ... 193
14.1 **Vulkanismus in der Eifel** ... 194
14.2 **Westerwald, Siebengebirge, Vogelsberg, Rhön, Heldburger Gangschar** ... 200
14.3 **Kleinere Schlote im Odenwald, Grube Messel** ... 201
14.4 **Kaiserstuhl** ... 202
14.5 **Uracher Tuffschlote, Hegau** ... 203
14.6 **Egergrabengebiet, Fichtelgebirge, Vogtland, Lausitz** ... 204

15 **Asteroidenkrater** ... 207

16 **Deutschland im Eiszeitalter** ... 213
16.1 **Kaltzeiten und Warmzeiten** ... 217
16.2 **Ablagerungen und Erosionsformen der Kaltzeiten** ... 223
16.3 **Die Ostsee – ein Relikt der letzten Eiszeit** ... 230

Serviceteil ... 235
Literaturverzeichnis ... 236
Stichwortverzeichnis ... 244

1 Einführung

M. Meschede, *Geologie Deutschlands,*
DOI 10.1007/978-3-662-45298-1_1, © Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2015

1

» „Willst Du immer weiter schweifen? Sieh, das Gute liegt so nah."

Johann Wolfgang von Goethe schrieb diese Worte in seinem Gedicht *Erinnerung* (1789). Sie gelten auch für den geologischen Aufbau Deutschlands, das in der Mitte Europas wie kaum ein anderes Land eine Vielzahl unterschiedlicher geologischer Besonderheiten auf vergleichsweise engem Raum zu bieten hat. Wir müssen nicht in ferne Länder reisen, um besondere geologische Phänomene ansehen zu können – sie liegen bei uns quasi vor der Haustür. Der Grund für die geologische Vielfalt Deutschlands ist seine Lage mitten im tektonischen Geschehen der letzten 500–600 Mio. Jahre. Hier vollzog sich mehrfach hintereinander das Auseinanderbrechen und Zusammenschweißen von Kontinenten und kleineren Kontinentplatten. Hier breiteten sich Ozeane und Meere aus, die in der Folge wieder verschwanden und ihre Überreste hinterließen. Und hier formten sich Gebirge, die wieder eingeebnet wurden und deren Rumpf wir heute betrachten können. Allerdings ist das Erkennen der geologischen Zusammenhänge in Deutschland nur möglich, wenn die umliegenden Nachbarländer mit in die Betrachtung einbezogen werden. Das liegt im nördlichen Deutschland daran, dass dort heute insbesondere die ganz alten Strukturen unter mächtigen Sedimentbedeckungen verborgen liegen. Oberflächlich aufgeschlossen und zugänglich sind sie nur in den nördlich angrenzenden Regionen Skandinaviens und Großbritanniens oder punktuell in Bohrungen, von denen es aufgrund der intensiven Explorationstätigkeit zu Zeiten der DDR jedoch eine recht große Anzahl im Norden gibt. Im Süden Deutschlands gehört nur ein sehr kleiner Teil der Alpen zum Staatsgebiet von Deutschland. Zum Verständnis der Alpenentwicklung ist es aber nötig, einen Blick auf das ganze Gebirge zu werfen. Ähnlich ist es im Westen und Osten, denn dort gibt es die Gebirgszüge des Rheinischen Schiefergebirges, des Erz- und Riesengebirges und der Böhmischen Masse, die sich allesamt grenzübergreifend hinziehen. Deutschland ist demnach in das geologische Gesamtgeschehen Europas integriert, weshalb die politischen Grenzen für eine geologische Betrachtung bedeutungslos und oft auch hinderlich sind. Sie werden daher hier nur zum Zweck der geographischen Orientierung und zur Eingrenzung des Betrachtungsgegenstandes verwendet.

Um den Aufbau des Untergrundes und die geologische Entwicklung Deutschlands und seiner angrenzenden Gebiete nachvollziehen zu können, ist eine Gliederung in tektonische Großeinheiten nötig. Man umgrenzt so Gebiete, die während einer bestimmten Epoche im Verlauf der Erdzeitalter gemeinsam entstanden sind oder zur selben Zeit in tief greifende Veränderungen einbezogen wurden. Die Großeinheiten beschränken sich nicht auf Deutschland, sondern gehen weit über die Grenzen hinaus. Auch deshalb ist eine geologische Betrachtung Deutschlands nur im Zusammenhang mit den angrenzenden Regionen sinnvoll. Deutschland liegt in der Mitte Europas und ist daher mit seiner geologischen Geschichte durchaus als repräsentativ für die geologische Entwicklung in Mitteleuropa anzusehen.

Dieses Buch zeichnet die geologische Geschichte von Mitteleuropa in einer allgemein verständlichen Sprache nach. Es ist eine vielfältige Geschichte, die vom Werden und Vergehen von Ozeanen und Gebirgen im Laufe vieler Millionen Jahre handelt. Mitteleuropa und mittendrin Deutschland lagen fast immer im Zentrum des Geschehens. Hier schlossen sich die Ozeane der variszischen Gebirgsbildung, hier formte sich daraufhin ein Gebirge, das wieder abgetragen wurde, und im Zusammenhang mit der Alpenbildung kam es zu vielfältigen tektonischen Bewegungen, die wir heute neben den alten Strukturen auch in unseren Mittelgebirgen erkennen können.

Zeiten und Zeiträume in der Geologie

M. Meschede, *Geologie Deutschlands,*
DOI 10.1007/978-3-662-45298-1_2, © Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2015

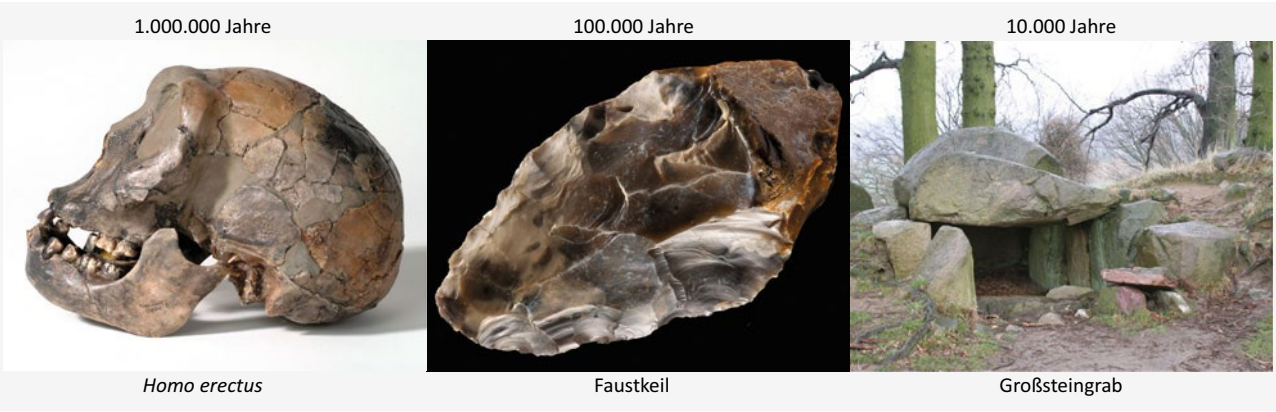


Abb. 2.1 Fortschritte in der Menschheitsentwicklung in unterschiedlichen Zeitdimensionen. *Von links*: *Homo-erectus*-Schädel (© INTERFOTO/Mary Evans/Natural History Museum); Faustkeil aus Sarstedt, Niedersachsen (mit freundlicher Genehmigung durch das Niedersächsische Landesamt für Denkmalpflege);

Geologische Veränderungen vollziehen sich in Zeiträumen, die für uns unvorstellbar lang sind, und sie liegen ebenso unvorstellbar lange Zeiten zurück. Für den Menschen, der in unserem Umfeld heute eine Lebenserwartung von ungefähr 80 Jahren hat, ist es schwer, Zeiträume von Millionen und Milliarden von Jahren wirklich zu verstehen und nachzuvollziehen. Wir müssen erst lernen, mit Zeiträumen umzugehen, die unserem menschlichen Erfahrungshorizont nicht entsprechen. Mithilfe der Erzählungen von Eltern und Großeltern gelingt es uns, einen Zeitraum von etwa 100 Jahren richtig zu erfassen. Wir können Zeitzeugen befragen, die uns antworten, und wir können Dinge aus der Gegenwart und der jüngeren Vergangenheit in unserem Umfeld im wahrsten Sinne des Wortes begreifen, in die Hand nehmen. Etwas schwerer tun wir uns schon mit Ereignissen vor dem Ersten Weltkrieg. Die Zeiten werden uns immer fremder, je weiter wir versuchen zurückzublicken. Es herrschten andere gesellschaftliche Umstände, und die Technik, die uns heute allenthalben umgibt, war weit weniger entwickelt. Manches, was wir aus Aufzeichnungen erfahren, wirkt wie eine Erzählung aus einer anderen Welt. Dabei reden wir von der Vergangenheit vor gerade einmal 200 oder 300 Jahren. Das Automobil ist nur etwas mehr als 125 Jahre alt, und der Computer, der aus unserem Leben ebenso wenig wegzudenken ist wie z. B. das Telefon, wurde gar erst in den 30er-Jahren des vergangenen Jahrhunderts erfunden. Das Internet, heute das wichtigste Kommunikationsmittel weltweit, begann seinen Siegeszug sogar erst vor etwas mehr als zehn Jahren (Abb. 2.1).

Geologische Zeiträume umfassen aber nicht nur hunderte von Jahren, sondern sind um viele Dimensionen länger. Es geht um zehntausende, hunderttausende und Millionen von Jahren, je nachdem, welchen Abschnitt der Erdgeschichte man betrachtet. Um aber zu verstehen, welche ungeheuren Zeiträume die Erdgeschichte umfasst, müssen wir uns zuvor erst einmal darüber klar werden, was es eigentlich bedeutet, wenn wir von einer Million sprechen. Eine Million Jahre, das ist etwas völlig anderes als der Zeitraum, den die Geschichtsschreibung und auch die **Archäologie** abdecken. In einem Zeitraum von einer Million Jahren könnten wir die Entwicklung von den ägyptischen Pyramiden, deren älteste etwa 4600 Jahre alt ist, bis zu unserer heutigen Zeit mehr als 200 Mal durchlaufen. Mehr als 200 Mal die gesamte Entwicklung unserer heutigen Zivilisation! Und noch ein Vergleich soll die Dimension des Zeitraums von einer Million Jahren begreiflich machen. Stellen wir uns vor, wir werden dazu aufgefordert, von eins bis 1.000.000 jede Zahl laut zu zählen, und nehmen wir an, dass wir für jede Zahl genau eine Sekunde benötigen. Dann dauert unser Zählexperiment genau 1.000.000 Sekunden – das sind umgerechnet 11 ½ Tage, an denen wir ununterbrochen zählen müssen. Wenn wir eine 40-Stunden-Woche mit entsprechenden Pausen zugrunde legen, hätten wir sogar volle sieben Wochen mit dem Zählen zu tun (ob man es hingegen schafft, eine Ziffernfolge wie z. B. 637.859 in einer Sekunde auszusprechen, sei dahingestellt).

Nun ist selbst eine Million Jahre für geologische Zeiträume noch ein kurzer Abschnitt der Erdgeschichte. Geologische Prozesse laufen oft über viele Millionen Jahre hinweg ab. Die gesamte Erdgeschichte umfasst einen Zeitraum von 4,51 Mrd. Jahren, das sind 4510 Mio. Jahre. Die Geschichte des Universums beginnt sogar schon vor knapp 14 Mrd. Jahren. Wenn man sich diese ungeheuren Zeiträume vorzustellen versucht, kommen wir mit unseren menschlichen Dimensionen schnell an die Grenzen des Erfassbaren. In diesen Zeiträumen laufen auch die Prozesse der Evolution im Sinne Darwins ab. Solche Prozesse sind schwer nachzuvollziehen, denn sie benötigen sehr viel Zeit, aber die steht mit der Erdgeschichte zur Verfügung.

Um die erdgeschichtliche Entwicklung und ihre zeitliche Dimension zu veranschaulichen, wollen wir die Entstehungsgeschichte der Erde von ihrem Ursprung vor 4,51 Mrd. Jahren bis heute mit der Dauer eines Jahres (365 Tage) gleichsetzen (Abb. 2.3). Ein Tag entspricht in diesem Vergleich bereits einem Zeitraum von knapp 12 ½ Mio. Jahren. Die Geburt des **Erde-Mond-Systems** ereignete sich am 1. Januar. Sie ist eine Folge der Kollision der **Proto-Erde** (ein etwas kleinerer Vorläufer der heutigen Erde) mit einem etwa marsgroßen Planeten, den man als **Theia** bezeichnet. Der größere Anteil der vereinigten Masse (mehr als 98 %) sammelte sich in der Erde in ihrer heutigen Form, und aus dem kleineren Rest bildete sich der Mond, der seitdem die Erde umkreist. Beide haben daher auch das gleiche Alter. Die ältesten bisher nachgewiesenen Minerale (Zirkon) auf der Erde entstanden im Jahresvergleich etwa Mitte Januar (vor 4,3 Mrd. Jahren), die ältesten Gesteine in der ersten Februar-



Großsteingrab bei Sassnitz auf Rügen; Aachener Dom; Benz Patent-Motorwagen von 1886 (mit freundlicher Genehmigung der Daimler AG, Mercedes-Benz Classic, Stuttgart); Vernetzungen im Internet (© Dreaming Andy – Fotolia.com)

hälfte (der Acasta-Gneis, gefunden in Nordwestkanada, hat ein Alter von 4,03 Mrd. Jahren; Bowring und Williams 1999). Nach fast drei Monaten (vor 3,5 Mrd. Jahren) entstehen die ersten einzelligen Lebewesen. Plattentektonische Bewegungen beginnen etwa vor 3 Mrd. Jahren. Aus dieser Zeit sind auch die ältesten Sedimentgesteine bekannt. Etwa Mitte bis Ende Mai beginnen die ersten Lebewesen mit der Photosynthese (vor 2,7 Mrd. Jahren). Wenige Wochen später, Mitte Juni, ist die Grenze zwischen Archaikum und Proterozoikum erreicht (vor 2,5 Mrd. Jahren). Zu dieser Zeit hatten sich etwa zwei Drittel bis drei Viertel der kontinentalen Kruste gebildet, und erste mehrzellige Lebewesen entstanden. Die Grenze zwischen Archaikum und Proterozoikum ist durch die erste nachgewiesene Vereisung markiert. Das Leben beschränkte sich im Proterozoikum noch ausschließlich auf die Ozeane, denn der Sauerstoffgehalt in der Erdatmosphäre lag mit maximal 3 % im späten Proterozoikum noch weit unter seinem heutigen Stand von 21 %. Gegen Ende Juli (vor 2 Mrd. Jahren) lässt sich erstmals überhaupt ein Sauerstoffgehalt in der Atmosphäre nachweisen, der allerdings immer noch unter 0,3 % lag. Erst im November (im ausgehenden Proterozoikum) stieg der Sauerstoffgehalt in der Erdatmosphäre plötzlich stark an und die mehrzelligen Lebewesen breiteten sich explosionsartig aus (vor ca. 620–600 Mio. Jahren). In der Folgezeit entwickelte sich die **Ediacara-Fauna**, die mit ihren skelettlosen Tieren sehr fremdartig wirkte. Das Ende des Proterozoikums ist am 19. November erreicht (vor 542 Mio. Jahren). Etwa ab dem 19. November (vor ca. 530 Mio. Jahren, im frühen Kambrium) gibt es die ersten Wirbeltiere, und die ersten noch sehr primitiven Pflanzen besiedeln das Land gegen Ende November (vor 420 Mio. Jahren, im Silur). Sie schaffen damit die Grundlage für die in der Folge sich entwickelnden höheren Lebewesen. Um den 13. Dezember beginnt das Zeitalter der Dinosaurier, das bis zum 27. Dezember andauert (vor 250–65 Mio. Jahren, Trias bis Kreide). Erst am 29. Dezember beginnen sich die Alpen, die vor 20 Mio. Jahren noch ein relativ flaches, teils vom Meer überflutetes Gebiet darstellten (Frisch et al. 2000), zu einem Gebirge zu formen.

Den letzten Tag und nachfolgend die letzte Stunde des Jahres wollen wir noch einmal gesondert betrachten, um die Fülle der Ereignisse in dieser kurzen Zeit etwas besser darstellen zu können (◘ Abb. 2.3). Bis 0:00 Uhr am 31. Dezember sind noch 12 ½ Mio. Jahre zurückzulegen. Zu dieser Zeit ist es in Mitteleuropa noch tropisch warm und es bilden sich die Braunkohleflöze im Gebiet des Niederrheins, bei Leipzig und Helmstedt. Um die Mittagszeit wird das Mittelmeer komplett vom Atlantischen und Indischen Ozean abgeriegelt, sodass es aufgrund des heißen Klimas über einen Zeitraum von fast 600.000 Jahren hinweg austrocknet und eine über 4000 m unter dem Meeresspiegel liegende Senke darstellt, in dessen Mitte die Salze des verdunsteten Meerwassers bis zu 100 m mächtige Schichten bilden (vor 9–5,3 Mio. Jahren). Die frühesten **Vorfahren der Menschen** (Gattung *Hominae*) treten zwischen zehn und elf Uhr in das Geschehen ein (vor ca. 7 Mio. Jahren). Die direkten Vorfahren der heutigen Menschen (*Homo erectus*) tauchen 3 ½ Stunden vor dem Jahresende (vor ca. 1,8 Mio. Jahren) und nur kurze Zeit nach dem Beginn des **Eiszeitalters** auf. Das Ende der bislang letzten Eiszeit ist nur etwa 1 ½ Minuten vor Jahresende (vor ca. 13.000 Jahren). Kurz danach, um 23:58:29:25 Uhr bricht in der Eifel der **Laacher-See-Vulkan** aus (10.965 Jahre v. Chr.). Unsere heutige, geschichtliche Zeitrechnung (Christi Geburt vor über 2000 Jahren) beginnt in diesem Vergleich etwas mehr als 14 Sekunden vor dem Zwölfuhrschlag. Und um die ungeheure zeitliche Dimension der erdgeschichtlichen Entwicklung noch einmal zu verdeutlichen: Der Fall der Berliner Mauer (9. November 1989 n. Chr.) fand nur einen Augenblick vor dem Jahresende statt: genau 17 hundertstel Sekunden davor!

Wenden wir uns den vorhandenen Zeugen für vergangene Zeiten zu. Es wird schnell klar, wie vergänglich Informationen sind und wie wenig wir eigentlich über die zurückliegenden Epochen wissen. Für die letzten 100 Jahre können wir lebende Zeitzeugen befragen, und wir haben viele filmische, fotografische oder schriftliche Dokumente dieser Zeit. Doch blickt man nur etwas weiter zurück, verringert sich die Zahl der überlieferten Dokumente. Die ältesten Fotografien sind nicht einmal 200 Jahre alt, und dokumentarische Filme gibt es erst seit wenig mehr als 100 Jahren. Bücher aus Papier sind zwar schon älter, aber auch sie reichen nicht viel länger als 500 Jahre zurück; außerdem ist Papier sehr vergänglich und wird nur unter günstigen Umständen überliefert. Papier gab es in Europa erst seit dem Mittelalter, und Bücher wurden zuvor auf Pergament nur in sehr wenigen Exemplaren hergestellt. Schon für das Mittelalter vor etwa 1000 Jahren



Abb. 2.2 Was bleibt übrig? Möglichkeiten der Überlieferung in verschiedenen Zeitdimensionen. *Von links*: Seeigel aus dem Eozän; die Lanze von Lehringen (mit freundlicher Genehmigung durch das Historische Museum Verden); Höhlenmalereien aus der Altamira-Höhle in Nordspanien (© picture-alliance/akg-

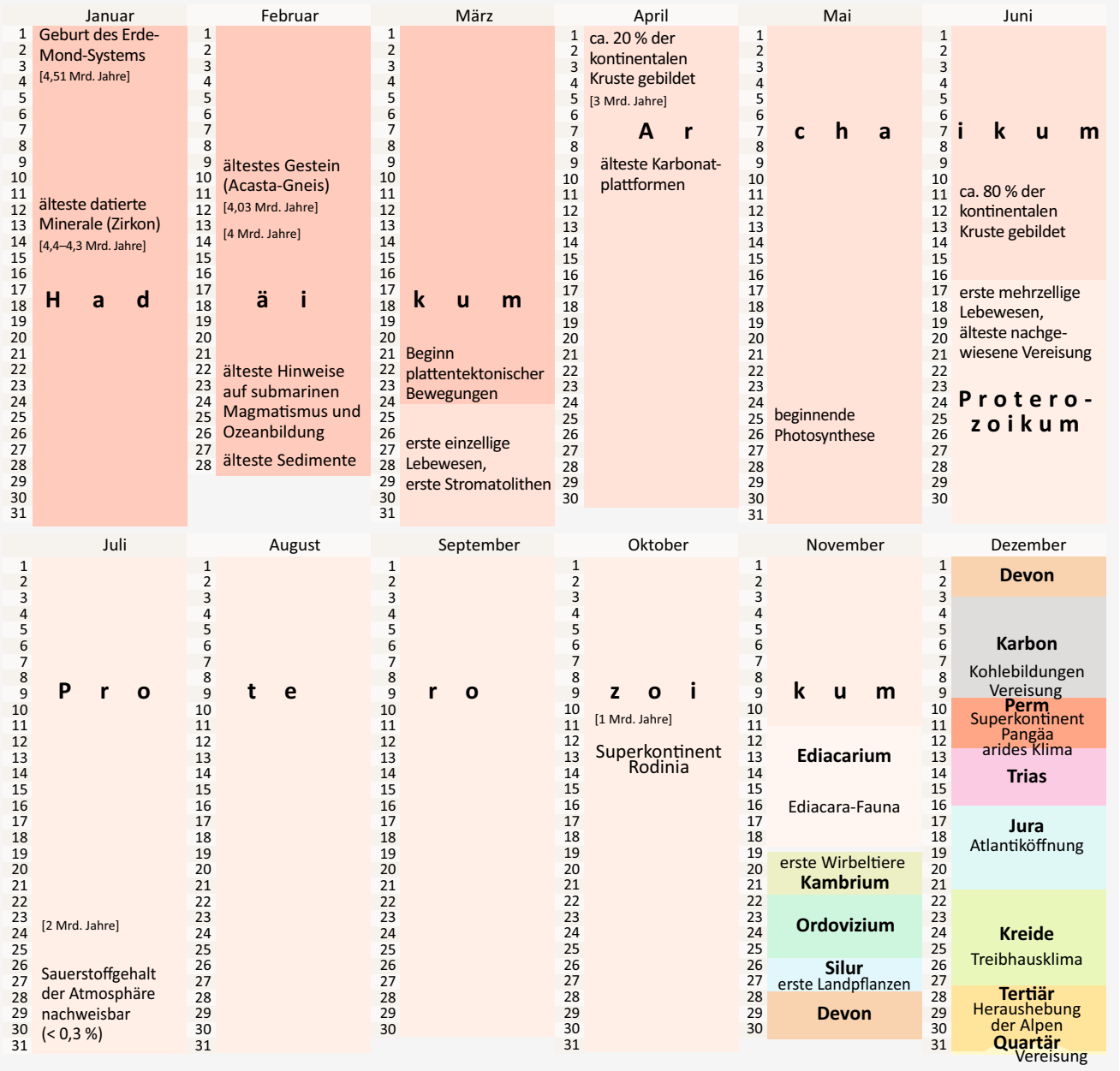


Abb. 2.3 Die Entwicklungsgeschichte der Erde auf ein Kalenderjahr projiziert. *Mrd.* Milliarden; *v. h.* vor heute; *v. Chr.* vor Christi Geburt



images); Mosaik aus dem 10. Jh. aus der Hagia Sophia, Istanbul (© thinkstock/Getty Images International); handkoloriertes (Zustand um 1900) und digitales Foto (Zustand 2008) des Rhonegletschers (© J. Alean/M. Hambrey)

müssen wir uns also mit vergleichsweise spärlichen Überlieferungen begnügen, um ein Bild der damaligen Lebensumstände entwerfen zu können. Noch viel schwieriger wird es, wenn wir uns in die Bronze- oder Steinzeit zurückversetzen wollen. Wir haben nur wenige Überlieferungen der damaligen Kulturschöpfungen, wobei es sich bei den erhaltenen Resten vorwiegend um massive oder schwer verwitterbare Materialien handelt. Äußerst selten kommt es auch einmal zu umfassenderen Überlieferungen wie z. B. beim Fund der über 5000 Jahre alten Gletschermumie des „Ötzi“ 2001 in den Hintertuxer Alpen, bei dem eine Vielzahl von Geräten und Materialien im Eis eingefroren erhalten blieb, die unter normalen Umständen nicht überliefert werden. Aber das sind wahre Glücksfälle der Archäologie, die nur ausnahmsweise etwas Licht in das Dunkel der Vergangenheit bringen.

31. Dezember, vormittags		31. Dezember, nachmittags	
1	Braunkohlebildung in der Kölner Bucht	13	Austrocknung des Mittelmeeres
2		14	
3		15	
4		16	
5		17	
6		18	
7		19	
8		20	Beginn Eiszeitalter
9		21	*Homo erectus*
10	erste Hominine	22	
11		23	
12		24	*Homo sapiens*

31. Dezember, 23:00–24:00 Uhr	
23:37	*Homo sapiens sapiens* und Neanderthaler (200.000 Jahre v. h.)
23:51:37	Ausbruch des Toba-Vulkans (74.000 Jahre v. h.)
23:56	Aussterben des Neanderthalers (28.000 Jahre v. h.)
23:58:29	Ende der letzten Eiszeit (13.000 Jahre v. h.)
23:58:29:19	Ausbruch des Laacher-See-Vulkans (10.965 v. Chr.)
23:59:29:41	Bau der Pyramiden in Ägypten (2500 v. Chr.)
23:59:45:91	Beginn der heutigen Zeitrechnung (Christi Geburt)
23:59:45:97	Schlacht im Teutoburger Wald (Varusschlacht, 9 n. Chr.)
23:59:52:59	Krönung Karls des Großen (800 n. Chr. [748 - 814 n. Chr.])
23:59:56:35	Entdeckung Amerikas durch Christoph Kolumbus (1492 n. Chr.)
23:59:59:69	Mondlandung (21. Juli 1969 n. Chr.)
23:59:59:82	Fall der Berliner Mauer (9. November 1989 n. Chr.)

Abb. 2.3 (*Fortsetzung*) Die Entwicklungsgeschichte der Erde auf ein Kalenderjahr projiziert. *Mrd.* Milliarden; *v. h.* vor heute; *v. Chr.* vor Christi Geburt

Leicht Zerstörbares (Papier, Holzbauten, Metallkonstruktionen usw.), wie wir es heute fast ausschließlich verwenden, hat nur eine sehr begrenzte Lebensdauer. Von diesen Materialien wird in 1000 Jahren nur noch unter extrem günstigen Bedingungen etwas übrig sein. Die starke Zerstörungskraft der Natur kann jeder in seinem Garten beobachten, wenn er den Jahresrhythmus der Pflanzen nachvollzieht oder einen Komposthaufen anlegt. Umso schwieriger ist es demnach, Überlieferungen aus geologischer Vergangenheit zu finden und sie richtig zu deuten. Organisches Material verrottet innerhalb weniger Jahre, und die festen Bestandteile werden oft gelöst und wegtransportiert. Nur sehr wenig bleibt unter günstigen Umständen erhalten, und je weiter wir uns in der Zeit nach hinten bewegen, desto spärlicher werden die Reste und damit auch die Informationen, die wir über die Zeiten bekommen können (Abb. 2.2).

Geologische Überlieferungen sind zudem, anders als in der Archäologie und Geschichtswissenschaft, durch spätere Prozesse oft stark überprägt und verändert worden. Während die Archäologen in der Regel noch die ursprünglichen, wenn auch meist stark reduzierten Substanzen von Objekten vorfinden, sind es in der Geologie oft nur noch Abdrücke oder umgewandelte Formen, insbesondere dann, wenn es sich um viele Millionen Jahre alte Reste handelt. Dennoch haben es die Wissenschaftler in vielen Jahrzehnten Arbeit geschafft, anhand dieser Reste die Entwicklungsgeschichte der Erde nachzuvollziehen und uns ein Bild von längst vergangenen Landschaften und klimatischen Verhältnissen zu geben. Es ist an vielen Stellen sicher noch sehr lückenhaft, aber wir haben mittlerweile eine recht klare Vorstellung davon, wie sich unser Lebensraum und die in ihm existierenden Lebewesen über die vielen Millionen Jahre hinweg verändert und entwickelt haben. Man könnte dies mit einem Film über die Erdgeschichte vergleichen, von dem wir nur einige Standbilder in einer lückenhaften Folge kennen. Zwar wird die Dichte der Bilder durch weitere Forschungen ständig verbessert, doch werden wir uns den größten Teil des Films immer dazu denken müssen.

Gesteine – die Bücher der Geologie

M. Meschede, *Geologie Deutschlands,*
DOI 10.1007/978-3-662-45298-1_3, © Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2015

Für die Geologen sind Gesteine ein Schlüssel in die Vergangenheit, sie bieten aber auch die Möglichkeit, etwas über das Innere der Erde zu erfahren, wie sie aufgebaut ist, welche Temperaturen dort herrschen und welchen Drücken die Gesteine dort ausgesetzt sind. Zwar wird nie ein Mensch in der Lage sein, in viel größere Tiefen als die derzeit tiefste Bohrung mit über 12 km auf der Kola-Halbinsel im russischen Norden Skandinaviens zu gelangen, doch wissen wir aus der sorgfältigen Beobachtung von Gesteinen und der Deutung von geophysikalischen Phänomenen inzwischen recht genau, wie unser Erdkörper aufgebaut ist. Mithilfe von **Erdbebenwellen**, den sogenannten seismischen Wellen (griech. *seismos*: Erschütterung, Erdbeben), ist es gelungen, regelrecht „in die Erde hineinzuhören". Eine Methode funktioniert ähnlich wie das Verfahren der Computertomographie, die es den Medizinern erlaubt, ohne auch nur ein einziges Mal das Skalpell anzusetzen, in unseren Körper hineinzusehen. Dabei nutzt man die unterschiedliche Durchlässigkeit bzw. Absorptionsfähigkeit von Röntgenstrahlen durch Knochen und Weichteile des Körpers. Ähnlich verhalten sich seismische Wellen. Da sie sich in unterschiedlich heißen und unterschiedlich zusammengesetzten Bereichen des Erdkörpers unterschiedlich schnell ausbreiten, kann man anhand einer Vielzahl solcher Wellen über die Messung von Laufzeitunterschieden inzwischen recht genaue Abbilder des Erdinneren anfertigen (Abb. 3.1) Dieses Verfahren wird als **seismische Tomographie** bezeichnet.

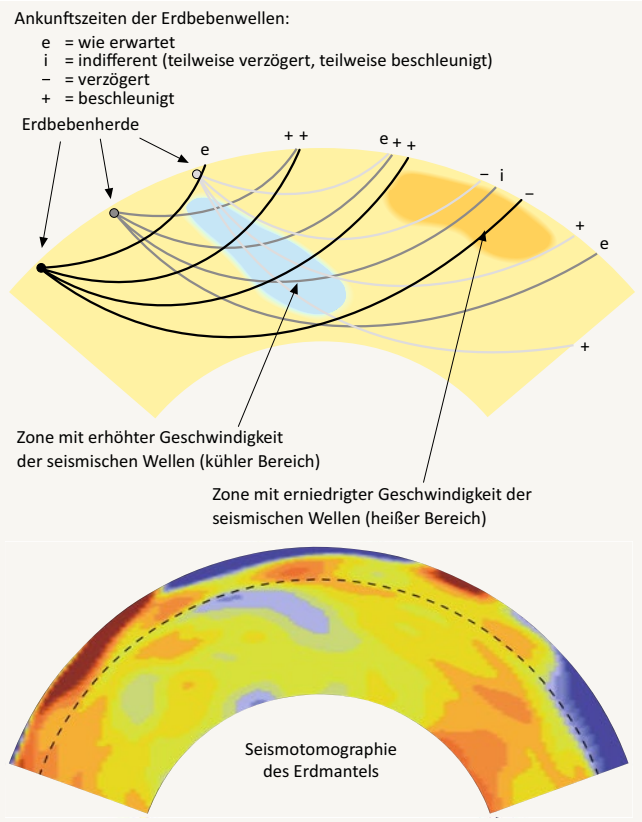


Abb. 3.1 Wie wir in die Erde „hineinsehen": Das Prinzip der Seismotomographie. (Verändert nach Frisch und Meschede, 2013)

Bei den Gesteinen unterscheidet man aufgrund ihrer Herkunft drei große Familien, **Magmatite**, **Sedimentite** und **Metamorphite**, die über den **Kreislauf der Gesteine** eng miteinander verbunden sind (Abb. 3.2).

Am Anfang stehen die **Magmatite**. Sie bilden sich durch Abkühlung und Kristallisation aus flüssigem Gestein, das als **Magma** bezeichnet wird (griech. *mágma*: geknetete Masse). Eine solche Gesteinsschmelze entsteht dort, wo die Temperaturen auf Werte von mindestens 700 °C steigen. Zu Beginn ihrer nun schon 4,5 Mrd. Jahre dauernden Geschichte war die Erde noch heißer als heute, sodass die Gesteine insgesamt weicher und formbarer waren. Die äußere Hülle war dadurch einem sehr schnellen Umwälzungsprozess unterworfen. Die ersten Gesteine, die zum Aufbau der festen Erdkruste beitrugen und von denen sogar heute noch einige wenige Reste vorhanden sind, bildeten sich dementsprechend über einen langen Zeitraum hinweg in der Tiefe. Gesteine, die in der Tiefe direkt aus einem Magma heraus entstehen, bezeichnet man als Tiefengesteine, **Plutonite** (nach *Pluto*, dem Gott der Unterwelt) oder Intrusivgesteine. Intrusivgesteine dringen aus dem flüssigen Magmakörper heraus in das kältere und feste Nebengestein ein, sie intrudieren in dieses hinein, und erstarren dort. In mehreren Kilometern Tiefe dauert die Abkühlung des Magmas oft sehr lange, sodass gut sichtbare große Kristalle wachsen können, die ineinander verzahnt sind. Typische in der Tiefe erstarrte magmatische Gesteine sind z. B. der Granit oder der Gabbro (Abb. 3.3 und 3.4; ▶ Box 1: Granite).

Mit der Zeit wurde die Erdkruste außen herum fest und kühlte ab. An der Oberfläche bildeten sich nun Gesteine, die als vulkanische Gesteine oder **Vulkanite** (nach *Vulkan*, dem Gott des Feuers) bezeichnet werden. Sie unterscheiden sich von den langsam abgekühlten Plutoniten vor allem durch ihre Korngröße und ihr Gefüge. Bei einer plötzlichen Abkühlung können entweder nur sehr kleine Kristalle entstehen, oder das flüssige Gestein erstarrt als Glas ohne jegliche Kristallbildung. Wenn das Magma an die Oberfläche dringt, wird es in Form von **Lava** an der Erdoberfläche ausfließen. Der Unterschied zwischen Magma und Lava besteht darin, dass Magma unterschiedlich hohe Anteile gasförmiger Substanzen gelöst hat, die beim Erreichen der Erdoberfläche aus der Flüssigkeit austreten und entgasen. Die übrig bleibende Schmelze wird als Lava bezeichnet. Im erkalteten Zustand werden daraus die **Effusivgesteine** (lat. *effusio*: Ausgießen, Erguss). Wenn das Magma einen sehr hohen Anteil gelöster Gase besitzt, kommt es bei einem Vulkanausbruch häufig zu sehr heftigen **Eruptionen** (lat. *eruptio*: Ausfall, Ausbruch). Dabei entstehen Glutwolken, die sogenannten **pyroklastischen Ströme** (griech. *pyros*: Feuer; griech. *klastein*: zerbrechen), und **Aschen** (auch als Tephra, griech. für „Asche", benannt) mit **vulkanischen Bomben** und Gasausblasungen, die aus den Vulkanen herausgeschleudert werden. Sie bilden die Gruppe der **Ejektivgesteine** (lat. *eiectare*: auswerfen). Ein Bindeglied zwischen den Vulkaniten und Plutoniten bilden die **Ganggesteine**, die, ausgehend von einem Magmakörper, in das Nebengestein eindringen (intrudieren) und in Spalten als **Dikes** oder horizontal und parallel zur Schichtung als **Lagergänge** (**Sills**) erkalten (Abb. 3.7).

Gesteine bestehen aus Mineralen, die abhängig von den zur Verfügung stehenden chemischen Elementen ganz unter-

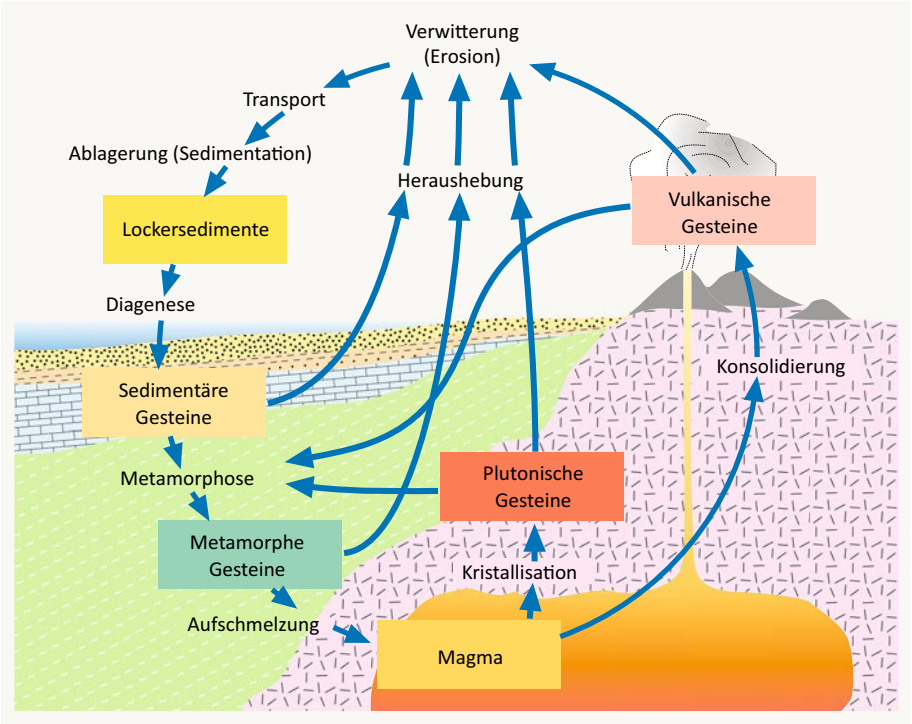


Abb. 3.2 Der Kreislauf der Gesteine



Abb. 3.3 Granit (Fundort: Ruine Weißenstein nördlich von Erbendorf in der Oberpfalz). *Schwarz* Biotit; *grau* Quarz; *weiß* Feldspat (Plagioklas, Alkalifeldspat). [N 49°54'50" / O 12°4'58"]



Abb. 3.4 Grobkörniger Gabbro (Fundort: Coverack, Großbritannien). *Schwarz* Pyroxen; *kleine braune Punkte* verwitterter Olivin; *weiß* Plagioklas. [N 50°0'14" / W 5°6'44"]

schiedlich aufgebaut sein können. Sie verleihen den Gesteinen ihre chemischen und physikalischen Charaktereigenschaften. Die meisten Minerale gehören zur Gruppe der **Silikate**, das sind Minerale, in denen die beiden häufigsten Elemente der Erdkruste, Silizium (Si) und Sauerstoff (O), meistens verbunden mit anderen Elementen wie Eisen (Fe), Magnesium (Mg) oder Aluminium (Al), in Form von SiO_4-Tetraedern vorkommen (Abb. 3.8). Häufig ist schon die Farbe eines Gesteins ein guter Indikator für seine Zusammensetzung. Dunkle Minerale enthalten viel Eisen, Magnesium und Calcium. Sie bilden die Gruppe der **Mafite** (*Mafit* – Zusammensetzung aus *Ma*gnesium und *F*errum [Eisen]), zu denen Pyroxen, Olivin, Biotit und Amphibol gehören. Ein typisches mafisches Gestein ist der **Basalt** (► Box 2: Basalte), der sich an vielen Stellen in Europa finden lässt, sei es in jungen Vulkanen wie z. B. dem Vesuv, dem Stromboli oder in der Eifel, oder integriert in alte, oft mehrere hundert Millionen Jahre alte Gesteinsabfolgen, wie z. B. im Rheinischen Schiefergebirge, dort als Diabas bezeichnet (► Box 8: Diabas und Schalstein). Helle Minerale zeichnen sich durch hohe Anteile von Natrium, Kalium und Aluminium und Silikat aus. Sie werden als felsische Minerale bezeichnet, zu denen vor allem Feldspat und Quarz gehören. Ein typisches **felsisches Gestein** ist der Granit, der einen hohen Anteil an Quarz und Feldspat besitzt. Er hat einen ganz wesentlichen Anteil am Aufbau kontinentaler Kruste und ist in vielen Gebirgen der Welt in den Kernbereichen vertreten. Beispiele für Granitbildungen finden sich sowohl in

Box 1: Granite

Granit ist ein magmatisches Gestein, das im Wesentlichen aus den gesteinsbildenden Mineralen Quarz, Alkalifeldspat, Plagioklas und Glimmer zusammengesetzt ist. Damit unterscheidet er sich ganz wesentlich vom Gabbro (dem Tiefenäquivalent des Basaltes), der keinen Quarz, Alkalifeldspat und Glimmer, dafür aber Pyroxen und oft auch Olivin enthält. Beide Gesteine sind jedoch aus einem Magma entstanden, das in der Erdkruste auskristallisierte. Wieso entsteht in einem Fall Granit, im anderen aber Basalt? Eine basaltische Schmelze, die z. B. an einem Mittelozeanischen Rücken entsteht, ist ein Aufschmelzprodukt der Asthenosphäre, also des oberen Erdmantels (Abb. 5.4). Sie steht am Anfang einer Entwicklung, bei der sich ein Magma über verschiedene Stufen hinweg zu einer granitischen Schmelze verändern kann. Eine basaltische Schmelze entspricht daher einem wesentlich ursprünglicheren Zustand des Magmas als eine granitische Schmelze. Aus einer Schmelze kristallisieren die verschiedenen gesteinsbildenden Minerale aus und sinken zu Boden. Nun haben die Minerale aber unterschiedliche Schmelz- bzw. Erstarrungstemperaturen. Während ein Mineral bereits auskristallisieren kann und als fester Bestandteil absinkt, benötigen andere Minerale geringere Temperaturen, um auszukristallisieren. Die Zusammensetzung der Schmelze ändert sich deswegen kontinuierlich. Allen gesteinsbildenden Mineralen gemeinsam ist, dass sie der Gruppe der **Silikatminerale** angehören, d. h. sie enthalten in unterschiedlichen Anteilen Siliziumdioxid (SiO_2), das auch als Kieselsäure bezeichnet wird. Basaltische Schmelzen werden deswegen auch als basisch (wenig SiO_2) und granitische als sauer (viel SiO_2) bezeichnet. Aus der anfänglichen basaltischen Schmelze werden zunächst Olivin und Pyroxen neben Plagioklas auskristallisieren. Olivin und Pyroxen enthalten in relativ hohen Mengen Eisen und Magnesium, während der SiO_2-Gehalt etwas geringer ist. Wenn diese Minerale aus der Schmelze auskristallisieren, entziehen sie der verbleibenden Schmelze in ungleicher Verteilung die einzelnen zur Mineralbildung nötigen Elemente. Es bleiben auf der anderen Seite größere Mengen an Silizium, Aluminium und der Alkalimetalle Natrium und Kalium in der Schmelze übrig, die durch diesen Prozess passiv angereichert werden. Dadurch verändert sich die Zusammensetzung der Schmelze, sie wird „saurer". Bei sinkenden Temperaturen können nun auch andere Minerale mit anderen Zusammensetzungen auskristallisieren. Es ergibt sich eine Reihe von Mineralen, die in einer genau festgelegten Abfolge stehen und die zu einem einfachen Einteilungsschema der magmatischen Gesteine verwendet werden können (Abb. 3.5). Am Ende der Entwicklung steht die Kristallisation von reinem Quarz (SiO_2), wenn keine weiteren Elemente mehr zur Verfügung stehen, um Silikate zu formen. Das ist beim Granit der Fall, der deswegen auch immer Quarz in seiner Mineralzusammensetzung enthält. Durch das Auskristallisieren von Mineralen verändert sich die Zusammensetzung des Magmas. Diesen Prozess der Magmenveränderung, bei dem die Minerale in einer bestimmten Abfolge aus der Schmelze entnommen werden, nennt man **Differentiation** (Abb. 3.6). Eine Art der Granitentstehung ist die Differentiation eines basaltischen hin zu einem granitischen Magma. Eine andere wäre die Aufschmelzung eines Gesteins, das in seiner Zusammensetzung dem Granit ähnelt, wie z. B. ein durch Metamorphose entstandener Gneis. Der ursprüngliche Vorgang ist jedoch die Granitentstehung durch Differentiation. An Mittelozeanischen Rücken bleibt oft nicht die Zeit für den kompletten Differentiationsvorgang. Bevor es hier zur Magmendifferentiation kommen kann, ist dieses bereits erstarrt. Nur in wenigen Fällen bilden sich auch hier Granite, die i. d. R. einen für Granite relativ niedrigen SiO_2-Gehalt aufweisen. Das sind die sog. **Plagiogranite**, deren Name aussagt, dass es sich beim Feldspat ausschließlich um Plagioklas handelt. Die weitaus überwiegende Menge von granitischen Gesteinen findet man hingegen auf den Kontinenten. Hier haben die Magmen in der wesentlich dickeren kontinentalen Kruste sehr viel mehr Zeit zum Auskristallisieren, sodass sich die typischen granitischen Magmen bilden können.

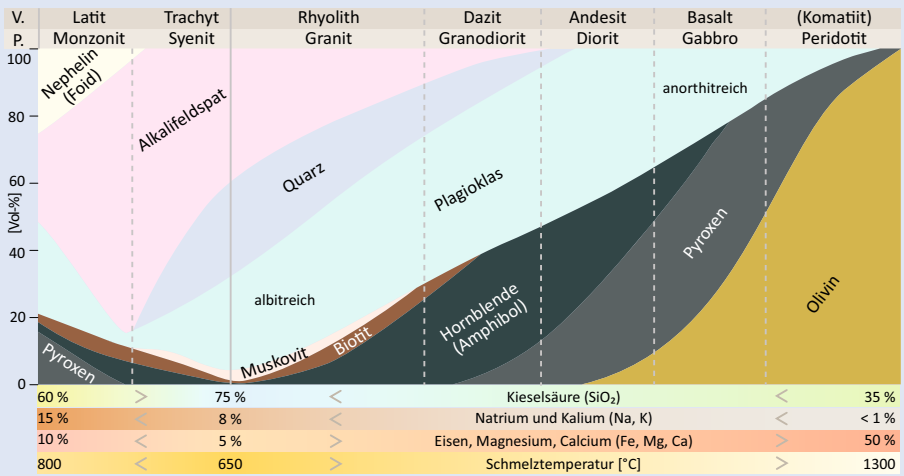


Abb. 3.5 Mineralzusammensetzung wichtiger magmatischer Gesteine von ultramafischen Gesteinen (rechter Bildrand) über granitische Gesteine hin zu quarzfreien Gesteinen mit Feldspatvertretern (linker Bildrand). V. Vulkanite, P. Plutonite. (Verändert nach Frisch und Meschede 2013)

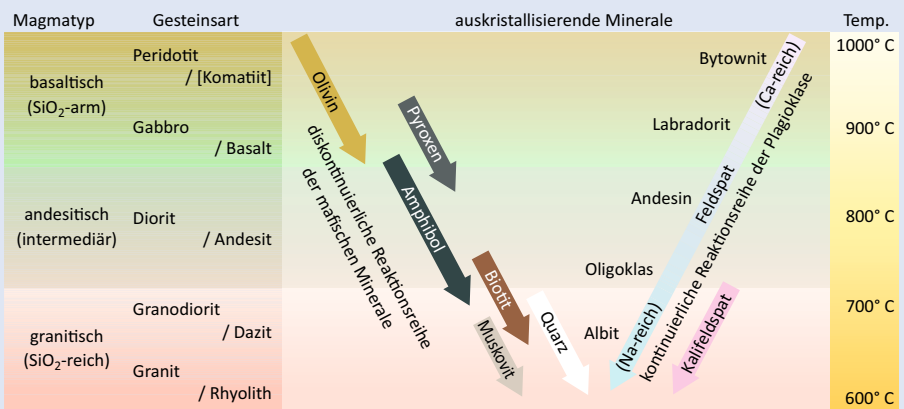
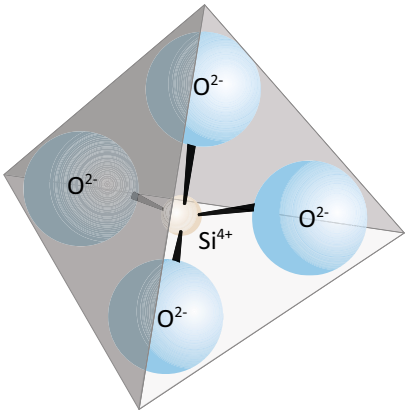


Abb. 3.6 Bowensche Reaktionsreihen: diskontinuierliche Reihe für die mafischen Minerale, kontinuierliche Reihe für die Plagioklase



Abb. 3.7 Basaltgang mit abgeschrecktem Rand, eingedrungen in einen Granit (Geschiebe der Weichseleiszeit; Fundort: Vierow, Ostseeküste, Mecklenburg-Vorpommern). Weiße Punkte im Basalt: mit Calcit verfüllte Blasenhohlräume. [N 54°7'55" / O 13°34'44"]

Abb. 3.8 SiO_4-Tetraeder mit vier Bindungsmöglichkeiten an den Ecken des Tetraeders



Box 2: Basalte

Basalte stellen mengenmäßig das häufigste in den oberen Bereichen der Erdkruste vorkommende Gestein dar. Es entsteht bei der oberflächlichen oder zumindest oberflächennahen Abkühlung einer Gesteinsschmelze mit basaltischer Zusammensetzung. Unter einer basaltischen Zusammensetzung versteht man ein Gestein, das überwiegend aus den Mineralen Pyroxen, Plagioklas und/oder Olivin besteht. Diese Zusammensetzung ist jedoch nicht überall einheitlich und variiert in Abhängigkeit von den tektonischen Rahmenbedingungen für die Bildung der basaltischen Schmelze. So unterscheiden sich Basalte, die an Mittelozeanischen Rücken gebildet wurden, mitunter deutlich von solchen, die innerhalb einer Platte mit normaler Lithosphärendicke entstanden. Die Unterschiede zeigen sich vor allem in der chemischen Zusammensetzung und hier insbesondere im Gehalt der Alkalimetalle Natrium und Kalium sowie einer ganzen Reihe von Spurenelementen. Während die Basalte an Mittelozeanischen Rücken nur geringe Mengen Alkalimetalle enthalten, sind sie innerhalb einer Platte häufig an Natrium und Kalium angereichert und werden dann als Alkalibasalte bezeichnet. Auch spielt der SiO_2-Gehalt dabei eine Rolle, denn Alkalibasalte sind SiO_2-untersättigt, während die sog. subalkalinen Basalte an SiO_2 gesättigt oder sogar übersättigt sind (Abb. 3.9).

Die verschiedenen Basalte können aber mineralogisch auch sehr ähnlich sein und lassen sich anhand des Mineralgehaltes nicht ohne Weiteres einem tektonischen Bildungsbereich zuordnen. So ist z. B. der als **Tholeiit** bezeichnete Basalt (engl. *tholeiite*), der den weitaus größten Anteil aller Basalte der Erde ausmacht und zumeist an Mittelozeanischen Rücken gebildet wurde, nach seiner Typlokalität Tholey, einer kleinen Ortschaft im Saarland, benannt. Der Tholeiit vom Schaumberg bei Tholey ist aber zweifellos ein intrakontinental gebildeter Basalt (► Abschn. 11.2.1; Saar-Nahe-Becken), der zur Zeit des Rotliegenden entstand. Betrachtet man hingegen die Spurenelementverteilung, d. h. die mengenmäßige Verteilung der Elemente, die nur in sehr geringen Konzentrationen im Gestein vorkommen, und hier insbesondere die Gehalte an Seltenen Erden in einem Tholeiit aus dem Saarland und in einem Tholeiit von einem Mittelozeanischen Rücken, so wird man deutliche Unterschiede feststellen können. An Mittelozeanischen Rücken gebildete Basalte werden heute häufig in der Akronymform als **MORB** (engl. *mid-ocean ridge basalt*) bezeichnet. Aufgrund der Unterschiede zum Tholeiit aus dem Saarland werden die subalkalischen MORB heute überwiegend als **tholeiitische Basalte** beschrieben.

Am Mittelozeanischen Rücken bildet sich Basalt, der aus einer Magmenkammer in der ozeanischen Kruste in nur wenigen Kilometern Tiefe gespeist wird, während die Mag-

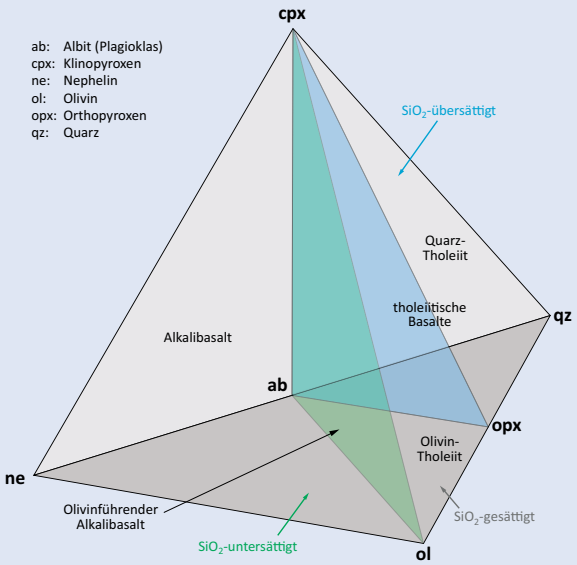


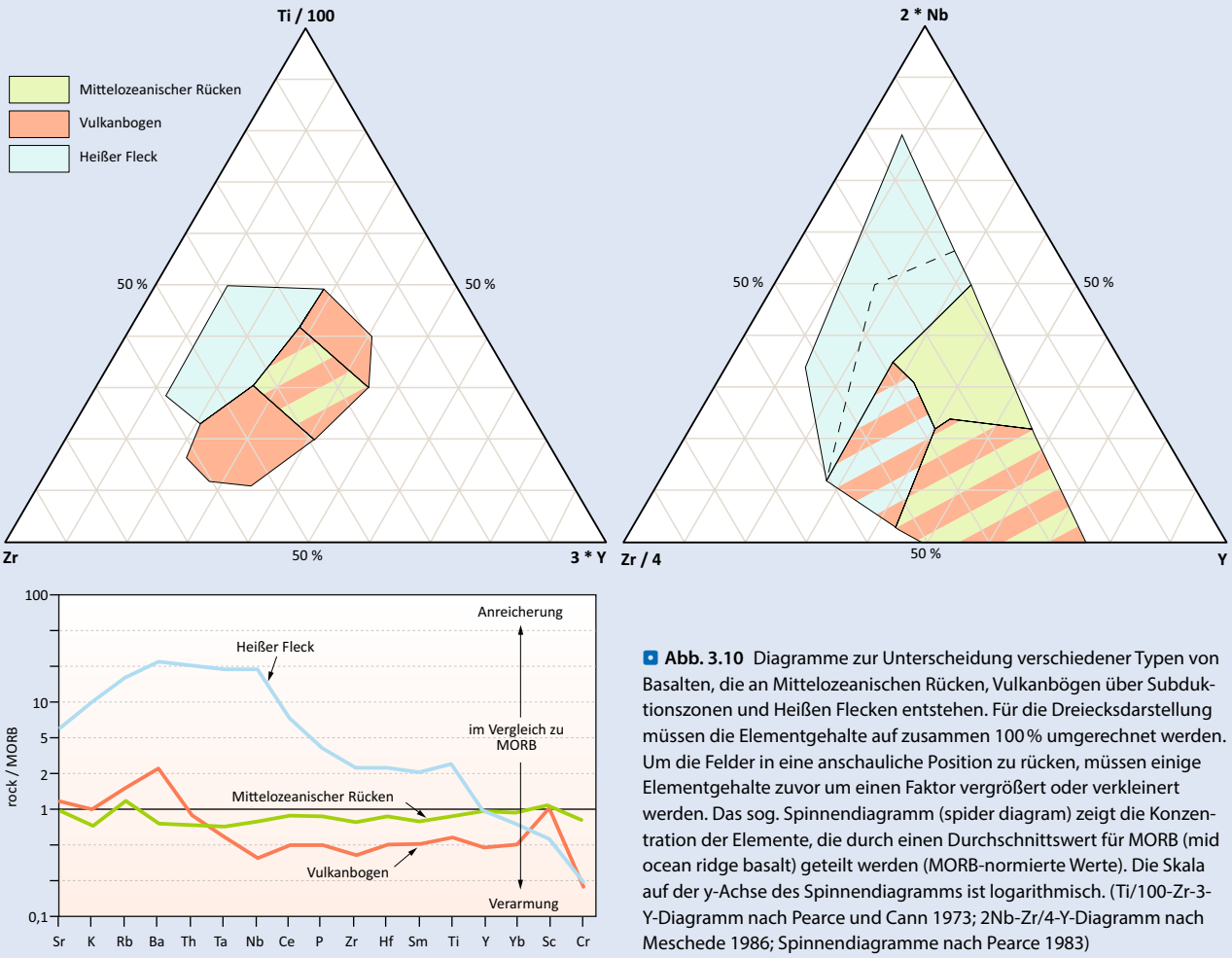
Abb. 3.9 Basalttetraeder zur Einteilung von basaltischen Gesteinen anhand des Mineralgehaltes

menkammer in kontinentaler Kruste meist sehr viel tiefer liegt. Die Magmenkammer enthält eine Schmelze, die sich aus der darunterliegenden, teilweise aufgeschmolzenen Asthenosphäre, also der obersten Schicht des Erdmantels, ableitet. In die Magmenkammer gelangen nur die aufgeschmolzenen Anteile der Asthenosphäre, die dann für die basaltische Zusammensetzung verantwortlich sind. Für Unterschiede in der Zusammensetzung der Schmelze ist der Grad der Aufschmelzung von entscheidender Bedeutung. Normalerweise beginnt die Asthenosphäre in einer Tiefe von 90 bis 120 km unterhalb der Lithosphäre. Unter den Mittelozeanischen Rücken dringt die Asthenosphäre jedoch bis in Bereiche wenige Kilometer unterhalb der Erdoberfläche vor. Das führt dazu, dass in der Asthenosphäre an den konstruktiven Plattengrenzen aufgrund des dort vorliegenden niedrigen Überlagerungsdrucks ein vergleichsweise hoher Aufschmelzungsgrad mit 20–30 % aufgeschmolzenem Mantelmaterial herrscht. Der „normale" Aufschmelzungsgrad der Asthenosphäre in größeren Tiefen liegt jedoch nur bei 2–5 %.

Die einzelnen Elemente werden von den gesteinsbildenden Mineralen, welche die Hauptmasse des Mantels und der Kruste ausmachen, unterschiedlich gut in das Kristallgitter eingebaut, denn es gibt solche, die mit ihren Ionenradien gut passen, während andere weniger gut mit der vorgegeben Struktur harmonieren. Die gut passenden Elemente (z. B. Si, Al, Mg, Ti, Zr, Ph) bezeichnet man als **kompatible**, die weniger gut passenden als **inkompatible Elemente** (z. B. Alkalien wie Na, K, Sr, Rb). Inkompatible Elemente verbleiben daher lange in der Schmelze und reichern sich dort passiv an, während die festen Anteile der Asthenosphäre weniger von ihnen enthalten. Das führt dazu, dass die Konzentration an inkompatiblen Elementen in der Schmelze bei einem geringen Aufschmelzungsgrad hoch ist und mit zunehmendem Aufschmelzungsgrad abnimmt, denn die Schmelze weist hier einen höheren Durchmischungsgrad auf. Basalte an Mittelozeanischen Rücken haben dementsprechend einen wesentlich geringeren Anteil an inkompatiblen Elementen als solche, die in Gebieten mit normaler Lithosphärendicke gebildet wurden.

Ein dritter Typ von Basalt, der petrographisch ebenfalls als ein Tholeiit zu bezeichnen ist, bildet sich über Subduktionszonen. Dort werden in einer Tiefe ab 110–120 km basaltische Schmelzen gebildet, die sich mit subduzierten Gesteinen meist sedimentärer Herkunft vermischen. Sie werden damit zu hybriden Magmen. Da die beigemischten Gesteine meist nur sehr geringe Anteile sowohl der kompatiblen als auch der inkompatiblen Spurenelemente enthalten, verdünnen sie sozusagen die basaltische Schmelze und führen zu charakteristischen Verarmungen an inkompatiblen Elementen. Anhand von Spurenelementverteilungsmustern oder sogenannten Diskriminierungsdiagrammen (lat. *discriminare*: unterscheiden) ist es möglich, die verschiedenen Basalttypen voneinander zu unterscheiden (◘ Abb. 3.10).

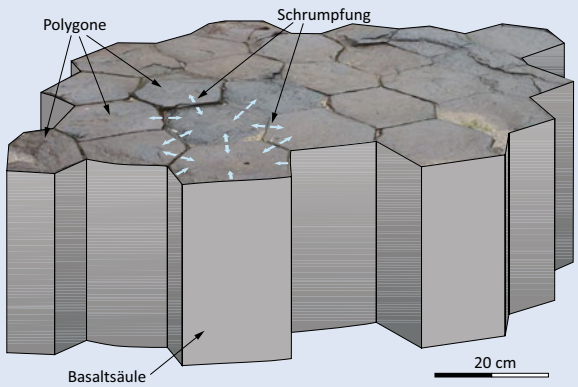
Eine an der Oberfläche ausgeflossene Schmelze kühlt sehr schnell ab, und es fehlt die Zeit, dass die Minerale auskristallisieren können. Das noch geschmolzene Gesteinsmaterial erstarrt dann amorph, d. h. ohne Form, als vulkanisches Glas. In jungen Basalten kann man vulkanisches Glas im Dünnschliff leicht erkennen. Im Laufe der Zeit wandelt sich das Glas jedoch um, indem es langsam auskristallisiert. Erstarrt die Schmelze bereits in der Erdkruste, können die Minerale auskristallisieren und es entwickelt sich ein **Gabbro**. Viele basaltische Schmelzen gelangen jedoch



◘ **Abb. 3.10** Diagramme zur Unterscheidung verschiedener Typen von Basalten, die an Mittelozeanischen Rücken, Vulkanbögen über Subduktionszonen und Heißen Flecken entstehen. Für die Dreiecksdarstellung müssen die Elementgehalte auf zusammen 100 % umgerechnet werden. Um die Felder in eine anschauliche Position zu rücken, müssen einige Elementgehalte zuvor um einen Faktor vergrößert oder verkleinert werden. Das sog. Spinnendiagramm (spider diagram) zeigt die Konzentration der Elemente, die durch einen Durchschnittswert für MORB (mid ocean ridge basalt) geteilt werden (MORB-normierte Werte). Die Skala auf der y-Achse des Spinnendiagramms ist logarithmisch. (Ti/100-Zr-3-Y-Diagramm nach Pearce und Cann 1973; 2Nb-Zr/4-Y-Diagramm nach Meschede 1986; Spinnendiagramme nach Pearce 1983)

aufgrund ihrer geringen Viskosität und damit hohen Fließfähigkeit bis an die Erdoberfläche. Die Schmelzen haben in der Regel einen relativ niedrigen Anteil an flüchtigen Gasen, sodass es nur selten zu explosiven Ausbrüchen kommt. Viel häufiger fließt der dünnflüssige Basalt an der Oberfläche als Lava aus und bedeckt weite Flächen. Bei einer etwas erhöhten Zähflüssigkeit entstehen dabei sehr raue Oberflächen, die als **Aa-Lava** bekannt sind. Bei sehr dünnflüssigen Laven bildet sich die **Pahoehoe-Lava** mit oftmals glatten oder zu „Stricken" geformten Oberflächen. Kommt allerdings die basaltische Schmelze im Untergrund mit Grundwasser in Kontakt, kann es zu phreatomagmatischen Eruptionen kommen, die zur Bildung von Maaren führen können (▶ Box 24: Maare).

Durch die Abkühlung verlieren magmatische Schmelzen 1–2 % ihres Volumens, d. h. sie schrumpfen etwas. Ähnlich wie man es bei tonigen Lagen in austrocknenden Pfützen beobachten kann, bildet sich in einem Lavastrom, der unter der isolierenden erstarrten Oberfläche etwas mehr Zeit für die Abkühlung als direkt an der Oberfläche hat, am Rand zunächst ein Netz von Schwundrissen, die sich bei fortgesetzter Abkühlung senkrecht zur Abkühlungsfläche in die erstarrende Basaltlava hinein fortsetzen. Daraus entstehen dann die charakteristischen **Basaltsäulen**, die früher häufig als Kristallstrukturen angesehen wurden, die aber nichts anderes als Schrumpfungsrisse in einem erstarrten Lavastrom darstellen (◘ Abb. 3.11). Die Säulenachse ist immer senkrecht zur Abkühlungsfront angeordnet. In Lavaströmen stehen die Säulen daher senkrecht, während sie in Schlotfüllungen auch häufig schräg, liegend oder gebogen vorkommen. Im Idealfall sind die Säulen sechseckig, da dies der besten Kompromissform für die kleinste Oberfläche bei gleichzeitig größtem Volumeninhalt entspricht. Sie können aber durchaus auch weniger oder mehr Ecken besitzen. Die säulige Absonderung ist nicht auf basaltische Laven beschränkt, sondern kommt auch in Laven anderer Zusammensetzung vor. In Basalten lässt sie sich jedoch besonders häufig beobachten, weil es aufgrund ihrer geringeren Viskosität wesentlich mehr basaltische als SiO_2-reichere Laven (z. B. Rhyolithe) schaffen, bis an die Oberfläche durchzudringen und dort auszufließen.



◘ **Abb. 3.11** Säulige Absonderung in einem Basalt. Die oft sechseckig angeordneten Klüfte entstehen durch Schrumpfungen beim Abkühlungsprozess eines Gesteins, das aus einer Schmelze entstandenen ist.

den jungen Gebirgen, wie z. B. in den Alpen, als auch in längst eingeebneten alten Gebirgen, die bereits vor hunderten Millionen und Milliarden Jahren entstanden und heute die stabilen **Kratone** aufbauen, wie z. B. im Gebiet des Baltischen Schildes oder in Grönland.

Zur Einteilung der Gesteine eignet sich das sogenannte TAS-Diagramm besonders gut. TAS steht für *total alkali vs. silica* und beschreibt ein Diagramm, in dem die Gewichtsanteile der Alkalien ($Na_2O + K_2O$) denen des Siliziums (SiO_2) gegenübergestellt sind (◘ Abb. 3.12). In diesem Diagramm lassen sich sehr einfach verschiedene magmatische Sippen unterscheiden, die aus unterschiedlich zusammengesetzten Ursprungsmagmen hervorgegangen sind. Der Hauptunterschied besteht dabei im Gehalt an Alkalien, die in Gesteinen zusammen mit SiO_2 vor allem in **Feldspäten** (Plagioklas, Alkalifeldspat) und **Feldspatvertretern** (z. B. Nephelin, Leucit u. a.) vorkommen. Feldspatvertreter, die vereinfacht als **Foide** (Kurzform für Feldspatoide) bezeichnet werden, entstehen dann, wenn im Magma nicht mehr genügend SiO_2 vorhanden ist, um mit den Alkalien zusammen Feldspäte aufzubauen. Foide können hingegen noch gebildet werden, da sie mit einem geringeren Gehalt an SiO_2 auskommen. Dementsprechend werden bei hohen Alkali-Gehalten vorwiegend Gesteine mit Foiden entstehen. In ◘ Abb. 3.12 enthalten lediglich die Gesteine der subalkalischen Serie (blau unterlegt) und z. T. der Übergangsserie (grün) freien Quarz. Foide und freier Quarz schließen sich gegenseitig aus, da Alkalien bei SiO_2-Überschuss immer in Feldspäte eingebaut werden. In Graniten, die immer auch einen Anteil Quarz enthalten, treten deswegen niemals die feldspatvertretenden Minerale auf.

Wasser war nicht von Anfang an auf der Erdoberfläche zu finden. Es bildete erst nach und nach eine immer dicker werdende äußere Wasserhüllschicht, die fortan jedoch zum Entstehen und Vergehen von Gesteinen beitrug. Regen, Wind und Wellen, die in der Frühzeit der Erdentwicklung vermutlich weitaus stärker gewirkt haben, als wir das heute kennen, verwittern die Gesteine und tragen sie oberflächlich ab, die Gesteine werden erodiert. Durch physikalische und chemische Prozesse werden sie zu Kies, Sand, Silt oder Ton zerkleinert. Wind, Wasser oder Eis transportieren die Erosionsprodukte, die dann an Land, in Seen, Flüssen oder im Meer abgelagert werden und dort bis zu mehrere Kilometer mächtige Schichtpakete bilden können. Je länger diese Prozesse andauern und je mächtiger die Sedimentschüttungen werden, desto stärker werden die zuunterst liegenden Sedimente kompaktiert und verfestigt; zirkulierende Wässer mit gelösten Mineralen können die Hohlräume zusätzlich zementieren. Aus den Sedimenten entstehen dadurch neue Gesteine, die **Sedimentite** oder Sedimentgesteine, die nun ihrerseits wieder dem Prozess der Verwitterung und Abtragung unterliegen (◘ Abb. 3.2). Sand, egal ob er sich in einer Düne, an den Ufern eines Flusses oder am Meeresstrand befindet, besteht somit, wie auch die anderen klastischen Sedimente, immer aus dem zerkleinerten Material älterer Gesteine.

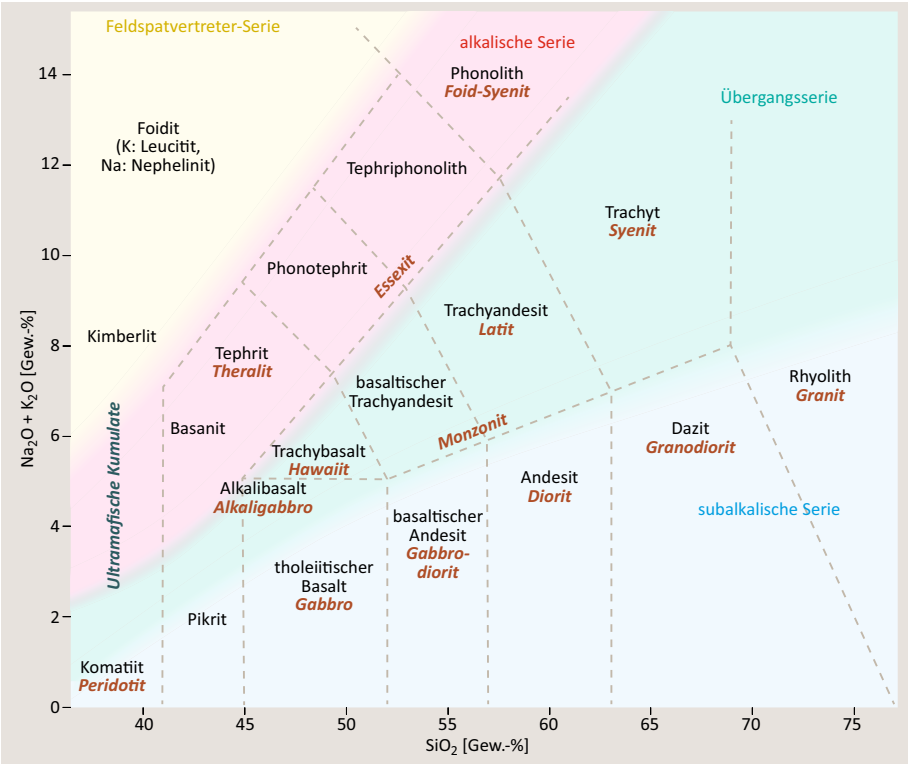


Abb. 3.12 TAS-Diagramm (engl. *total alkali vs. silica*) zur Unterscheidung magmatischer Gesteine und deren Entwicklungslinien anhand ihrer Gehalte an Alkalien und SiO2. *Normale Schrift* Vulkanite; *kursiv/rot* Tiefengesteinsäquivalente der Vulkanite. (Verändert und ergänzt nach Le Maitre 2005)

Sedimentite enthalten neben den klastischen Sedimentgesteinen, d. h. solchen, die aus den Abtragungsprodukten anderer Gesteine entstanden sind, die Gruppe der chemischen Sedimentgesteine, wie z. B. Salz oder Gips, und die Gruppe der biogenen Sedimentgesteine, an deren Aufbau Organismen unterschiedlichster Art wesentlich beteiligt waren. Chemische Sedimentite entstehen z. B. durch das Eindampfen von Meerwasser, das gelöste Substanzen enthält und aus dem bei anhaltender Verdunstung Salze ausgefällt werden. Unser normales Meerwasser enthält heute einen Anteil von 3,5 bis 3,8 % an gelösten Salzen, wobei das Kochsalz (NaCl) mit 85 % den Hauptanteil davon stellt. Alle diese Substanzen sind erst im Laufe der Erdgeschichte von der allmählich dicker werdenden Wasserschicht aufgenommen worden. Ursprünglich gelangten auch sie als Bestandteile von magmatischen Gesteinen durch Verwitterung in den Kreislauf der Gesteine. Biogene Sedimentite entstehen durch die Ablagerung von Organismenresten, wobei die kalkschaligen Organismen den weitaus größten Anteil davon einnehmen. Nahezu sämtliche Kalksteine enthalten die Reste von kalkschaligen Organismen (v. a. Coccolithen, Foraminiferen), wobei die große Masse davon so klein ist, dass wir sie nicht einmal mit einem guten optischen Mikroskop richtig auflösen können. Erst im Elektronenmikroskop können wir ihren Formenreichtum erkennen. Zu den nicht-kalkigen biogenen Sedimentiten gehören neben Radiolariten und Diatomiten, die aus den Resten von kieselschaligen Organismen (v. a. Radiolarien, Diatomeen) aufgebaut sind, auch Steinkohle und Erdöl.

Die dritte große Familie von Gesteinen umfasst die **Metamorphite** (griech. *metamórphosis*: Verwandlung). Geraten Gesteine unter hohen Druck oder hohe Temperaturen, werden sie umgewandelt. Ein anschauliches Modell für metamorphe Gesteine ist ein Baukasten aus verschiedenfarbigen Bausteinen. Der Inhalt des Baukastens, d. h. die Menge der Bausteine und ihr Mengenverhältnis zueinander, ändert sich nicht, jedoch können aus den einzelnen Bausteinen ganz unterschiedliche Dinge gebaut werden. Ähnlich verhält es sich mit den Gesteinen. Die vorhandenen chemischen Elemente können als Bausteine angesehen werden, die je nach den herrschenden Druck- und Temperaturbedingungen zu unterschiedlichen Mineralen „verbaut" werden können. Und wenn sich die Druck- und Temperaturbedingungen ändern, werden manche Minerale instabil und in andere, stabile Minerale umgebaut. Auf diese Weise bleibt zwar die chemische Zusammensetzung eines Gesteins weitgehend erhalten, jedoch verändern sich die mineralogische Zusammensetzung und das Gefüge, die immer für bestimmte Druck- und Temperaturbereiche charakteristisch sind. Aus der Zusammensetzung und dem Gefüge (Schieferung, Faltung, Mineralstreckungen) der verschiedenen metamorphen Gesteine können die Geologen Auskünfte über die Druck- und Temperaturbereiche, unter denen sie gebildet wurden, ableiten.

Abhängig vom Druck- und Temperaturbereich lassen sich Abfolgen von Gesteinen erstellen, die jeweils unterschiedliche **Metamorphosegrade** anzeigen. Nehmen wir als Ausgangsgestein, das sogenannte **Edukt** (lat. *educere*: herausführen), einen **Basalt** (Abb. 3.13). Bei einer schwachen Metamorphose mit erhöhten Temperaturen und Drücken (300–400 °C, Versenkungstiefe 10–30 km) wird er zu einem **Grünschiefer** umgewandelt. Die ursprünglich vorhandenen Minerale Pyroxen und Plagioklas und ein eventuell vorhandener Anteil an Olivin werden zu Epidot, Aktinolith (einem Mineral der Amphibol-Gruppe) und Chloriten umgebaut. Nehmen Druck und Temperatur weiter zu (550–700 °C, Versenkungstiefe 15–40 km), wird aus dem Grün-



Abb. 3.13 Metamorphosestufen des Basalts. (*Von links oben*) Unmetamorph: Basalt; schwachgradig metamorph: Grünschiefer (Grünschieferfazies); mittelgradig metamorph: Amphibolit (Amphibolitfazies); hochgradig metamorph: Pyroxengranulit (Granulitfazies)

schiefer ein **Amphibolit**. Die Mineralzusammensetzung ändert sich erneut, wobei im Wesentlichen Amphibol (Hornblenden) und Plagioklas und untergeordnet auch Granat, Biotit, Quarz oder Epidot vorkommen. Eine noch höhere Metamorphose kommt nur in Ausnahmefällen vor, da die Gesteine bei Vorhandensein von Wasser ab einer Temperatur von 700 °C bereits aufzuschmelzen beginnen. Kommt es zur Metamorphose (> 700 °C, Versenkungstiefe > 40 km) entsteht ein **Pyroxengranulit**, der im Wesentlichen aus Plagioklas, Pyroxen und Granat besteht. Unter anderen Metamorphosebedingungen entstehen aber ganz andere Gesteine aus demselben Edukt. Wenn der gleiche Basalt in einer Subduktionszone in den Erdmantel hinabgezogen wird, gerät er unter die Bedingungen der Hochdruck-Niedrigtemperatur-Metamorphose. Da die ozeanische Kruste in geologisch kurzer Zeit in die Tiefe gezogen wird, erhöht sich zwar der Druck entsprechend der Tiefe, die Temperaturerhöhung bleibt hingegen gegenüber dem normalen geothermischen Tiefengradienten zurück. Der Grund dafür ist, dass Gesteine schlechte Wärmeleiter sind, weshalb sich unter diesen Umständen eine negative Temperaturanomalie einstellt. Die Mineralumwandlungen reagieren auf diese Anomalien und bringen besondere Gesteine hervor, darunter etwa den **Blauschiefer**, der Glaukophan, einen blau gefärbten Amphibol, enthält, und bei höherer Metamorphose den **Eklogit**, der aus Omphacit, einem hochdrucktypischen Pyroxen, und Granat besteht. Findet man später in Gebirgen solche Gesteine, kann man davon ausgehen, dass sich an dieser Stelle einmal eine Subduktionszone befand, deren besondere Gesteine bei einem späteren Gebirgsbildungsprozess wieder an die Oberfläche transportiert wurden. Auch in Europa gibt es zahlreiche Beispiele für solche Gesteine, die z. B. für paläogeographische Rekonstruktionen von großer Bedeutung sind.

Die basaltischen Gesteine sind namensgebend für die Metamorphose-Zonen, die man anhand der vorgefundenen Gesteine und Minerale unterscheidet. Diese Zonen werden als **Metamorphose-Fazies** bezeichnet. Man unterscheidet drei Hauptbereiche der Metamorphose (Abb. 3.14). (1) Die **Regionalmetamorphose** repräsentiert sozusagen den Normalfall einer Versenkungsmetamorphose bei Gebirgsbildungsprozessen, wobei sich Temperatur und Druck gleichermaßen kontinuierlich erhöhen. Wir unterscheiden hier die **Grünschiefer**-, **Amphibolit**- und **Granulitfazies**. (2) Im Bereich von Subduktionszonen kommt es zur Hochdruck-Niedrigtemperatur-Metamorphose, bei der

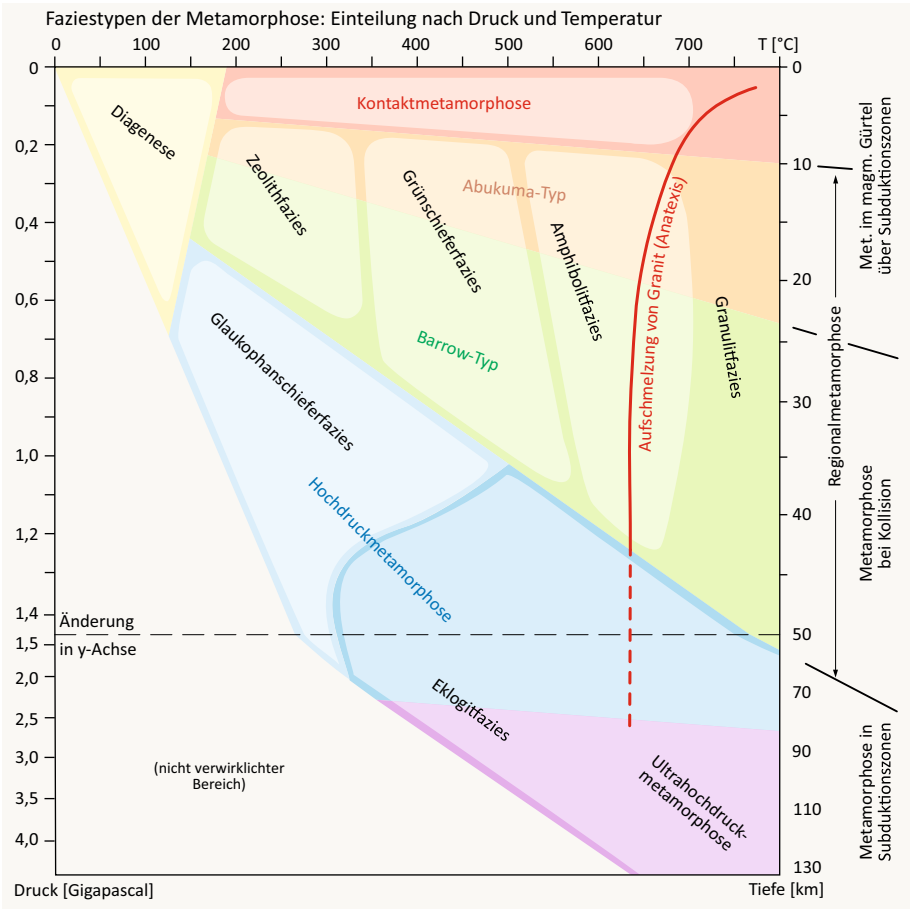


Abb. 3.14 Metamorphose-Diagramm. (Nach Frisch und Meschede 2013)

die **Blauschiefer-** und **Eklogitfazies** unterschieden werden. (3) Gesteine werden mitunter in relativ seichten Tiefen sehr stark aufgeheizt. Das kann in der Umgebung eines eindringenden Plutons der Fall sein, aber auch dort passieren, wo an Vulkanen geschmolzenes Gesteinsmaterial an die Oberfläche gelangt. Hier werden die Gesteine unter geringem Druck sehr hohen Temperaturen bis hin zur Aufschmelzung ausgesetzt, wobei wiederum spezielle Minerale und Mineralvergesellschaftungen entstehen. Diese Art der Metamorphose, die eine Hochtemperatur-Niedrigdruck-Metamorphose darstellt, wird als **Kontaktmetamorphose** bezeichnet.

Das Alter der Gesteine

M. Meschede, *Geologie Deutschlands,*
DOI 10.1007/978-3-662-45298-1_4, © Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2015

Für geowissenschaftliche Untersuchungen ist es von größter Bedeutung, das **Alter** eines Gesteins zu kennen. Den Geologen steht dafür eine ganze Reihe von Methoden zur Verfügung, die darüber Auskunft geben können. Dennoch ist es in vielen Fällen immer noch nicht möglich, das Gesteinsalter sicher anzugeben.

Am bekanntesten ist die **biostratigraphische Einordnung** von Sedimentschichten anhand von Leitfossilien. Diese Methode fußt auf der Einordnung gut bestimmbarer Fossilien, die immer nur während kurzer Zeitspannen im Laufe der Erdgeschichte vorkommen, in eine zeitliche Abfolge. Solche Fossilien bezeichnet man als **Leitfossilien**. Hat man ein entsprechendes Leitfossil gefunden und kann man voraussetzen, dass die Sedimente, in denen es vorkommt, nicht später noch einmal umgelagert wurden, ist die Altersbestimmung relativ einfach: Man sieht in den mittlerweile sehr detailliert vorliegenden stratigraphischen Tabellen nach, wann das Fossil gelebt hat. Als sehr nützlich haben sich neben den Makrofossilien wie z. B. den Ammoniten (▶ Box 3: Ammoniten) verschiedene Arten von Mikrofossilien als Leitfossilien erwiesen, da sie auch dann für die Altersbestimmung herangezogen werden können, wenn nur geringe Mengen Gesteinsmaterial vorliegen. Insbesondere bei Bohrungen ist dies von größter Bedeutung.

Die **Magnetostratigraphie** nutzt die Eigenschaft vieler Gesteine, die Ausrichtung des magnetischen Feldes der Erde zur Zeit der Entstehung zu konservieren. Da es im Laufe der Erdgeschichte immer wieder zu unregelmäßigen, aber kontinuierlichen **Umpolungen des Erdmagnetfeldes** gekommen ist, können die gespeicherten magnetischen Informationen zur Altersbestimmung genutzt werden. Das funktioniert ähnlich wie bei einem Strichcode, den man heutzutage auf fast allen Produkten, die wir kaufen können, findet. Dabei steckt die Information in unterschiedlich dicken Strichen, die in unregelmäßigen, aber genau definierten Abständen angeordnet sind. Mithilfe spezieller Lesegeräte können z. B. Produktpreise an einer Kasse sehr schnell erfasst werden. Ganz ähnlich verhält es sich mit der magnetischen Information, bei der unterschiedlich lange Zeitabschnitte durch normale oder inverse Magnetisierungen gekennzeichnet sind. Die Zeitabschnitte dauern meistens zwischen 10.000 und 100.000 Jahren, sie können aber durchaus auch viele Millionen Jahre lang sein wie z. B. die fast 40 Mio. Jahre andauernde magnetische Ruhezeit

Box 3: Ammoniten

Die Ammoniten gehören zu einer ausgestorbenen Gruppe der Kopffüßer (Cephalopoden; griech. *kephalé*: Kopf; griech. *podós*: Fuß). Dabei handelt es sich um Weichtiere, deren heutige Vertreter allgemein als **Tintenfische** bezeichnet werden, obwohl es sich nicht um echte Fische handelt. Einige Gattungen der Kopffüßer bilden ein Gehäuse aus (Ammoniten, Nautiloideen), das in den meisten Fällen 1–30 cm groß wird (Beispiel in ◘ Abb. 4.1), allerdings sind auch größere Formen möglich. Der größte bekannte Ammonit (*Parapuzosia seppenradensis*), der in der Nähe von Münster in Westfalen gefunden wurde, hat einen Durchmesser von 1,8 m. Bekannt sind auch die großen Ammoniten der Gattung *Arietites* aus dem unteren Jura, die oft über einen halben Meter groß werden.

Die Bezeichnung Ammonit stammt schon aus der Antike. Plinius der Ältere beschreibt Fossilien als sog. Ammonshörner (nach dem Gott *Ammon*, der oft mit Widderhörnern dargestellt wurde). In der Paläontologie verwendete Karl Alfred von Zittel (1839–1904) ihn 1884 erstmals als Sammelbegriff für die ganze Gruppe der Ammoniten, obwohl Friedrich August Quenstedt (1846–1849) bereits umfangreiche Studien zur Systematik der Kopffüßer veröffentlicht hatte. Aufgrund der außerordentlichen Vielfalt der Gehäuseformen und ihrer weltweiten Verbreitung eignen sich die Ammoniten hervorragend zur stratigraphischen Einstufung von Sedimenten, in denen sie eingebettet wurden. Insbesondere im Jura und in der Kreide sind viele stratigraphische Zonen nach Ammonitenfunden abgegrenzt worden. Für das Mesozoikum wurden Ammoniten zu den wichtigsten **Leitfossilien**, anhand derer man das relative Alter der Gesteine bestimmen konnte. Als Leitfossilien gelten Fossilien von Arten, die nur eine sehr kurze Zeit (bis zu 1 Mio. Jahren) existierten, sich aber über große Entfernungen hinweg verbreitet haben. Findet man in Sedimenten unbekannten Alters die entsprechenden Leitfossilien, lässt sich anhand von Vergleichen deren Alter ermitteln.



◘ **Abb. 4.1** Ammonit (*Schloenbachia varians*) aus dem Cenomanium, Oberkreide (Fundort: Rüthen/Möhne, Mildental) [N 51°29'59" / O 8°25'13"]

Box 4: Radiometrische Altersdatierung

Minerale sind aus sehr unterschiedlichen Elementen aufgebaut. Als ein Element bezeichnet man eine Gruppe von Atomen, die alle die gleichen chemischen Eigenschaften aufweisen. Zu welchem chemischen Element ein Atom gehört, ergibt sich aus der Anzahl der vorhandenen Protonen, also der positiv geladenen Masseteilchen, denen eine entsprechende Anzahl von negativ geladenen Elektronen gegenübersteht. Die Anzahl der Protonen ergibt die Ordnungszahl, welche die Stellung des Elementes im Periodensystem bestimmt. Darüber hinaus enthält jedes Atom eine Anzahl von Neutronen (ebenfalls Masseteilchen), die zusammen mit den Protonen die Massenzahl eines Atoms ergeben. Atome mit unterschiedlichen Massenzahlen, aber gleicher Protonenzahl gehören zum gleichen chemischen Element, stellen aber unterschiedliche Isotope desselben Elementes dar; sie bilden die Isotopenreihe eines Elementes (z. B. für die natürlich vorkommenden Isotope des Elementes Uran [$_{92}$U, Ordnungszahl 92], das ausschließlich aus radioaktiven Isotopen besteht: ^{238}U [99,27 %], ^{235}U [0,72 %], ^{234}U [0,0055 %], ^{236}U [Spuren]). Die einzelnen Isotope einer Reihe unterscheiden sich hinsichtlich ihrer Massenzahl und damit hinsichtlich ihres Atomgewichts.

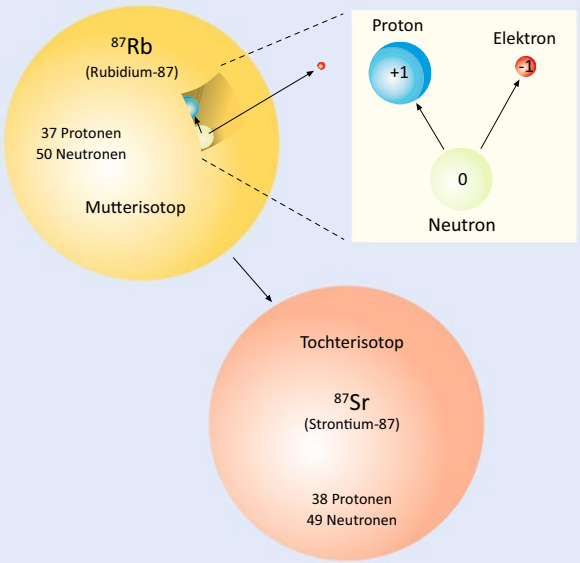
Einige dieser Isotope sind jedoch nicht stabil, d. h. nach einer bestimmten Zeit zerfallen sie spontan, um zu einem energetisch günstigeren und stabilen Zustand zu gelangen. Da bei diesem Zerfall der Isotope Energie in Form von α-, β- und/oder γ-Strahlung frei wird, spricht man vom **radioaktiven Zerfall** und von radioaktiven Isotopen. Der Zerfall kann direkt vom **Mutterisotop** zu einem stabilen **Tochterisotop** stattfinden, wesentlich häufiger aber werden Zerfallsreihen durchlaufen, bevor ein stabiler Zustand mit einem stabilen Tochterisotop erreicht ist. Das bedeutet, dass auch die Tochterisotope instabil sein können und weitere Tochterisotope bilden. Manche dieser Tochterisotope sind extrem kurzlebig (z. T. weniger als eine Sekunde) und lassen sich nur experimentell nachweisen. Da es beim Zerfall immer zu einer Änderung von Neutronen- und Protonenzahl kommt, gehören das Mutterisotop und das Tochterisotop in einem Zerfallssystem immer zu unterschiedlichen Elementen (◘ Abb. 4.2).

Jedes radioaktive Isotop besitzt eine eigene, charakteristische **Halbwertszeit**. Damit ist die Zeitspanne gemeint, nach der genau die Hälfte der ursprünglich vorhandenen Menge des instabilen Isotops zerfallen ist und sich entsprechend Tochterisotope gebildet haben (◘ Abb. 4.3). Diese für instabile Isotope spezifische Eigenschaft macht sich die **radiometrische Altersdatierung** zunutze, indem in einem Gestein oder Mineral die zur Zeit der Messung verbliebenen Mutterisotope sowie der Gehalt an Tochterisotopen gemessen werden. Man kann daher das Alter einer Probe aus den Messwerten für die Mutter- und Tochterisotope ableiten, wenn die Zerfallskonstante eines Isotops bekannt ist und wenn man voraussetzen kann, dass der Gehalt an Tochterisotopen zu Beginn des Zerfalls (Entstehungszeit der Probe) gleich Null war oder man ihn ermitteln kann. Außerdem darf die „geologische Uhr" nicht durch Aufheizung über einen bestimmten Punkt wieder auf Null gestellt werden. Man nennt diese Temperatur die Schließungstemperatur, denn an diesem Punkt wird das System „geschlossen". Aber auch spätere chemische Austauschprozesse können das Ergebnis signifikant verfälschen. In ◘ Tab. 4.1 sind einige der wichtigsten radioaktiven Isotope mit ihren Halbwertszeiten aufgelistet.

Nun ist es leider so, dass nahezu alle Gesteine sowohl das Mutter- als auch das Tochterisotop schon primär bei der Entstehung enthalten. Ein Massenspektrometer kann aber nicht zwischen bereits vorhandenen und neu hinzugekommenen Isotopen unterscheiden, es kann immer nur die Gesamtmenge des Tochterisotops bestimmt werden. Aus diesem Grund muss man den ursprünglichen Gehalt des Tochterisotops anderweitig ermitteln.

Bei der **Isochronen-Methode** werden – z. B. im Fall der Rubidium-Strontium-Datierung (Zerfall von ^{87}Rb [Protonenzahl 37]) zu ^{87}Sr [Protonenzahl 38]; ◘ Abb. 4.2) – die Rb- und Sr-Isotopengehalte in unterschiedlichen Proben mit einer möglichst weiten Streubreite in einer Gesteinseinheit gemessen. Der initiale Anteil des durch Rb-Zerfall entstandenen Tochterisotops (^{87}Sr) muss in den Fraktionen unterschiedlich sein, sodass sich die Messungen in einem Diagramm in einer Linie anordnen sollten (◘ Abb. 4.4) – vorausgesetzt, es hat keine Aufheizung durch eine spätere Metamorphose stattgefunden, womit das System als geschlossen gelten kann. Wenn das initiale Verhältnis der beiden Isotope ^{87}Sr und ^{86}Sr der Probe bekannt ist (z. B. aus Apatit, der kein Rb in seine Kristallstruktur einbaut und daher auch kein Tochterisotop enthält), kann das Alter der Probe (d. h. das Intrusionsalter eines magmatischen Gesteins oder das Metamorphosealter eines metamorphen Gesteins) anhand der Isotopenverhältnisse rechnerisch ermittelt werden. Man bezeichnet dieses Alter als Modellalter, das nur unter der Bedingung, dass das System während der gesamten Zeit geschlossen blieb, als geologisch relevant gilt.

Die **Kalium-Argon-Methode** basiert auf dem Zerfall von ^{40}K zu ^{40}Ar. Argon ist ein Edelgas, das in keinem Kristallgitter eines Minerals ein-



◘ **Abb. 4.2** Zerfall eines radioaktiven Rubidium-Isotops (^{87}Rb) zum stabilen Strontium-Isotop (^{87}Sr) durch Freisetzung eines Elektrons und Umwandlung eines Neutrons in ein Proton

gebaut wird und das oberhalb einer bestimmten Temperatur aus einem Gestein entgast. Ein Gestein, das gerade aus einem kristallisierten Magma heraus entstanden ist oder das einer höheren Metamorphose unterlag, enthält normalerweise kein Ar, da die „radiometrische Uhr" durch die hohe Temperatur auf null gestellt worden ist. Unterhalb einer bestimmten Temperatur, die als Schließungstemperatur bezeichnet wird, bleibt das Ar komplett im System erhalten. Man erhält demnach ein Abkühlalter entweder der magmatischen Schmelze oder des letzten Metamorphoseereignisses. Besonders gut geeignet für die K-Ar-Datierung sind kaliumreiche Minerale wie Muskovit (Schließungstemperatur 350 °C), Biotit (300 °C) oder Hornblende (500 °C). Diese Methode ist jedoch sehr empfindlich für Störungen, insbesondere für den Verlust von Ar, die nicht immer erkannt werden können. Deshalb verwendet man heute meistens die weiterentwickelte **Argon-Argon-Methode**. Bei diesem Verfahren wird die Menge des Mutterisotops ^{40}K indirekt durch Neutronenbestrahlung einer Probe ermittelt, indem man dabei entstandenes ^{39}Ar misst. Der Vorteil ist, dass Mutter- und Tochterisotop (^{40}K und ^{40}Ar) in derselben Probe und mit derselben Methode gemessen werden können. Außerdem lassen sich über einen sog. Stufenaufschluss die Ar-Freisetzungen bei verschiedenen Entgasungstemperaturen ermitteln. Bei niedrigen Temperaturen entgast vor allem Ar aus den Außenbereichen der Mineralkörner, bei hohen Temperaturen hingegen aus den Kernbereichen und man kann damit eine zonierte Ar-Verteilung in den Mineralen erkennen. Wenn die Mineralkörner nur randlich etwas gestört sind, erhält man bei höheren Aufheizstufen immer den gleichen Alterswert, die Altersdaten gehen dann in ein sog. Plateau über, aus dem sich ein Alter errechnen lässt, das als geologisch relevant angesehen wird. Je gleichförmiger die einzelnen Altersdaten sind, desto besser ist das daraus resultierende Plateaualter.

Etwas anders funktioniert die **Uran-Blei-Datierung** mithilfe des sog. Konkordia-Diagramms. In einem uranhaltigen Mineral laufen zwei voneinander unabhängige radioaktive **Zerfallsreihen** ab, wobei Mutterisotope und Tochterisotope beider Reihen zum jeweils selben Element gehören und damit einen identischen Schließungszeitpunkt haben und sich chemisch identisch verhalten. So zerfällt ^{235}U bei einer Halbwertszeit von 704 Mio. Jahren über eine komplizierte Zerfallsreihe zu ^{207}Pb und ^{238}U bei einer Halbwertszeit von 4,468 Mrd. Jahren zu ^{206}Pb. Das heute vorliegende Mengenverhältnis der beiden Uran-Isotope ^{238}U und ^{235}U ist bis auf ganz wenige Ausnahmen auf der ganzen Welt identisch (^{238}U / ^{235}U = 137,88). Daraus folgt, dass dieses Verhältnis den Zerfall des zu Beginn der Erdentstehung vorhandenen Urans dokumentiert, wenn man davon ausgeht, dass es seit diesem Zeitpunkt keine signifikante Uranzufuhr von außen gegeben hat. Man kann die ursprünglich vorhandenen Anteile der beiden Isotope über deren bekannte Halbwertszeit berechnen, wobei vom ursprünglich vorhandenen ^{238}U heute noch etwa die Hälfte, vom schneller zerfallenden ^{235}U hingegen nur noch etwa 1 % vorhanden ist. Die Isotopenverhältnisse von Mutter- und Tochterisotopen der beiden Zerfallsreihen werden in einem Konkordia-Diagramm gegeneinander aufgetragen, $^{207}Pb/^{235}U$ auf der x-Achse und $^{206}Pb/^{238}U$ auf der y-Achse (Abb. 4.5). Es ergibt sich eine Kurve, die **Konkordia**, deren Krümmung durch die unterschiedlichen Halbwertszeiten von ^{238}U und ^{235}U bedingt ist.

In dieses Diagramm hinein werden die Daten der Probe eingetragen. Handelt es sich um ein konkordantes Alter, liegt das Isotopenverhältnis der Probe genau auf der Konkordia-Kurve, d. h. für beide Zerfallssysteme ergibt sich das gleiche Alter. In diesem Fall war das System die ganze Zeit geschlossen und es kam nicht zu einem Verlust des Tochterisotops Blei. Daraus ergeben sich das Kristallisationsalter des Gesteins und damit der Zeitpunkt der Intrusion. Um einen möglichen Bleiverlust durch eine spätere Öffnung des Systems z. B. bei einer Metamorphose zu erkennen, werden, wie bei der Isochronen-Methode, verschiedene Fraktionen, z. B. unterschiedlich große Körner, des uranhaltigen Minerals Zirkon gemessen und im Diagramm dargestellt. Bei einem Bleiverlust ergibt sich die **Diskordia** (Abb. 4.5), bei der die Datenpunkte meist auf einer Geraden liegen, die mit der Konkordia-Kurve einen oberen und einen unteren Schnittpunkt besitzt. Der obere Schnittpunkt wird als das Bildungsalter des Minerals interpretiert, während der untere Schnittpunkt ein späteres Metamorphoseereignis markiert, bei dem das U-Pb-System gestört wurde.

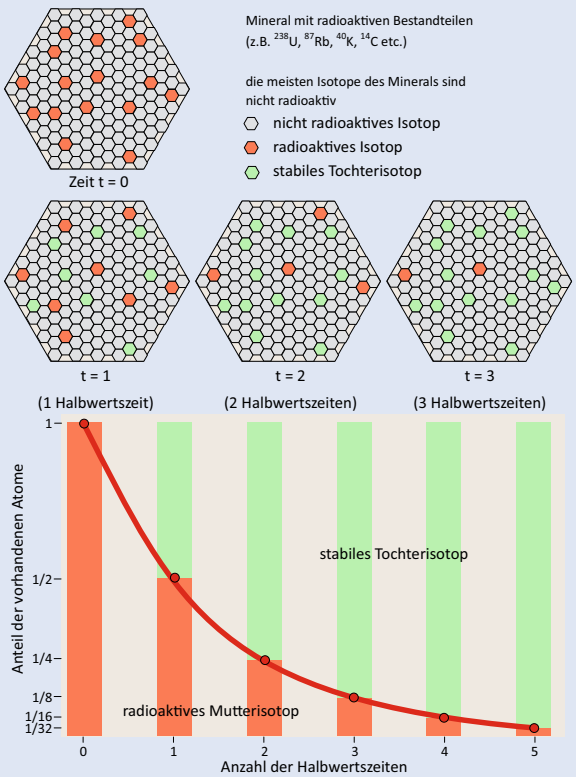


Abb. 4.3 Änderung des Verhältnisses von radioaktiven Mutterisotopen zu stabilen Tochterisotopen nach verschiedenen Halbwertszeiten

Abb. 4.4 Isochronen-Entwicklungsdiagramm der Rubidium-Strontium-Datierungsmethode

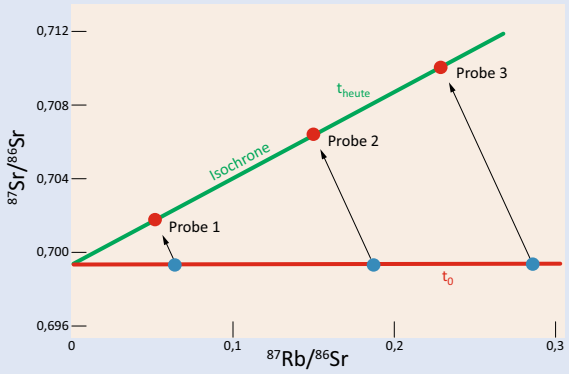
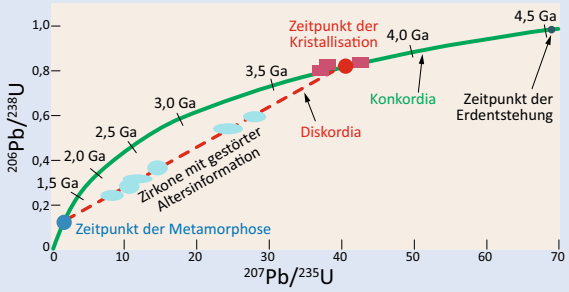


Abb. 4.5 Konkordia-Diskordia-Diagramm der Uran-Blei-Datierungsmethode von Zirkonen eines Gneises als Beispieldatensatz. *Ga* Mrd. Jahre (*Giga anni*)



während der Kreide. Eine Einordnung gemessener Daten in die Globale Magnetopolaritätszeitskala (*Global Magnetic Polarity Time Scale*, GMPTS) aufgrund der relativen Längen der Zeitabschnitte ermöglicht die Altersbestimmung des untersuchten Abschnitts.

Jahreszeitliche Änderungen von Sedimentationsbedingungen, aber auch die Wachstumsperioden einiger Organismen können zur Altersbestimmung herangezogen werden. Dazu zählen neben den **Warventonen**, die in Seen im Randbereichen von Gletschern entstehen, auch Korallen und Baumringe. Schwankende Klimabedingungen wirken sich dabei auf die Dicke der Sedimentlagen bzw. der Wachstumsringe aus, die mithilfe aufwendiger Korrelationen oft über mehrere tausend Jahre zurückverfolgt werden können. Diese Methoden finden insbesondere bei der Datierung der jüngsten Ereignisse ihre Anwendung, so z. B. bei der Altersbestimmung des letzten großen Vulkanausbruchs in der Eifel, dem Laacher See.

Alle diese Methoden versagen jedoch bei Gesteinen, die in der Tiefe erstarrten (Plutonite), oder solchen, die einer starken Metamorphose unterworfen wurden. Die Magnetostratigraphie ist nur für jüngere Zeitabschnitte geeignet, in denen wir Kenntnis über die Umpolungsereignisse besitzen. Magnetische Informationen sind darüber hinaus nur bis zu bestimmten Temperaturen stabil, und in sehr alten Gesteinen finden sich noch keine Fossilien. Für diese Gesteine nutzt man daher eine spezielle Eigenschaft bestimmter chemischer Elemente: Sie enthalten **instabile Isotope**, die spontan zu anderen, **stabilen Isotopen** zerfallen und ihre **Zerfallsprodukte** als Spuren im Gestein hinterlassen. Diese Menge der dabei entstehenden Zerfallsprodukte können uns Auskunft über ihr Alter geben. Diese Methoden bezeichnet man als **radiometrische Altersdatierungen** (► Box 4: Radiometrische Altersdatierungen).

Tab. 4.1 Halbwertszeiten der wichtigsten radioaktiven Isotope

^{87}Rb	48,8 Mrd. Jahre
^{232}Th	14,05 Mrd. Jahre
^{238}U	4,468 Mrd. Jahre
^{40}K	1,28 Mrd. Jahre
^{235}U	704 Mio. Jahre
^{14}C	5730 Jahre

Die ältesten bisher bekannten auf der Erde gebildeten Gesteine, die mithilfe radiometrischer Methoden datiert wurden, zeigen Alter von 4,28 Mrd. Jahren (Nuwuagittuq-Grünsteingürtel in Kanada; O'Neil et al. 2009). In den Kernen einzelner detritischer Zirkonminerale ließen sich in Westaustralien sogar noch höhere Alter bis zu 4,4 Mrd. Jahren nachweisen (Wilde et al. 2001). Älteres Gesteinsmaterial findet sich nur noch in Meteoriten, deren Alter meistens zwischen 4,5 und 4,6 Mrd. Jahre beträgt und uns das Entstehungsalter unseres Planetensystems zeigt.

Altersangaben in stratigraphischen Tabellen sind heute in der Regel radiometrisch „geeicht", d. h., dass alle Zeitmarken mit radiometrischen Altersdaten belegt werden können. Eine bekannte Serie von Eichprofilen gibt es z. B. in Italien im Gebiet von Gubbio, wo eine fast lückenlose Abfolge von Sedimenten aus der Kreide- und Tertiärzeit aufgeschlossen ist. Diese Sedimentabfolgen hat man mithilfe der Bio- und Magnetostratigraphie bis in den Zentimeterbereich genau untersucht, sodass heute auch kurzzeitige Umpolungen des Erdmagnetfeldes mit einer Dauer von wenigen 10.000 Jahren unterschieden werden können.

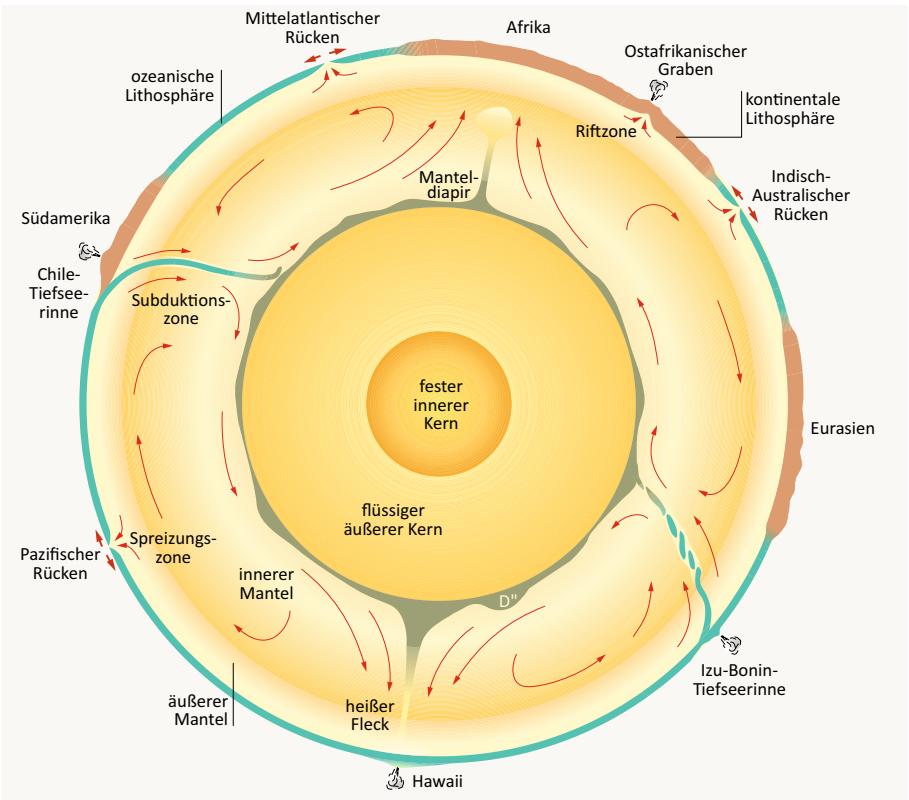
Plattentektonik – die alles verbindende Theorie

M. Meschede, *Geologie Deutschlands,*
DOI 10.1007/978-3-662-45298-1_5, © Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2015

Wie kommt es nun dazu, dass die Gesteine unter hohe Drücke und Temperaturen geraten, und welche Prozesse führen dazu, dass die Gesteine einem immerwährenden Kreislauf unterworfen sind? Verantwortlich dafür sind stetige Umwälzungsprozesse im Erdkörper. Die Erde ist ein dynamischer Planet, der sich seit seiner Entstehung vor 4,5 Mrd. Jahren ständig verändert. Nichts ist von Dauer, auch wenn es sich uns in Form von uralten Gesteinen manchmal so darstellt. Der gesamte Erdkörper ist einem ständigen Umbau unterworfen, der darauf beruht, dass Wärme, die im Inneren der Erde aus der Frühzeit der Erdentwicklung gespeichert ist und durch den Zerfall von radioaktiven Elementen ständig neu entsteht, nach außen dringen will. Da aber Gesteine sehr **schlechte Wärmeleitfähigkeiten** besitzen, muss die Abgabe der Wärme über sogenannte **Konvektionsströmungen** erfolgen (◘ Abb. 5.1). Diese Strömungen sorgen dafür, dass heißes Gesteinsmaterial aus tieferen Regionen des Erdmantels nach oben steigt, weil es geringfügig leichter ist, während kühles Material von der Außenseite des Erdkörpers nach unten sinkt. Dadurch entsteht eine Art Förderbandsystem zum Wärmeabtransport. Wärme aus dem Erdkern gelangt nach oben und wird an Schwächezonen nach außen abgegeben, während gleichzeitig das nach unten geführte, kältere Material die tieferen Bereiche kühlt und damit die Strömungen in Gang hält. Dadurch wird vermieden, dass die Erdkruste sich mehr und mehr aufheizt und irgendwann anfangen würde zu glühen. Das alles vollzieht sich allerdings in unvorstellbar langen geologischen Zeiträumen, ist also für unser Zeitempfinden nur schwer nachvollziehbar. Die Strömungen verlaufen im plastischen Erdmantel und im teilweise flüssigen Erdkern kontinuierlich. Die äußere Hülle der Erde, die von den Geologen als **Lithosphäre** (griech. *lithos*: fest) bezeichnet wird, ist jedoch fest und reagiert daher auf die Bewegungen mit dem Aufbau von Spannungen. Die festen **Lithosphärenplatten** „schwimmen" gewissermaßen auf der obersten Mantelschicht, der **Asthenosphäre** (griech. *asthenos*: weich), mit den Konvektionsströmungen mit. Auf diesen Erkenntnissen über die Dynamik der Erde beruht die Theorie der **Plattentektonik**, die erstmals als (noch unvollständige) **Kontinentverschiebungstheorie** von **Alfred Wegener (1880–1930)**, einem deutschen Meteorologen und Pionier der plattentektonischen Theorie (Wegener 1912, 1915), formuliert wurde. Wegener konnte die Ursache für die Bewegungen noch nicht erklären, seine Theorie stieß deshalb auf starken Widerstand in der damaligen Fachwelt. Trotz seiner schlüssigen Erklärung für die auf beiden Seiten des Atlantischen Ozeans zu findenden identischen Fossilien oder für die Vereisungsspuren in der Saharawüste dauerte es noch weitere 50 Jahre, bis sich die Theorie der Plattentektonik durchsetzte. Heute ist diese Theorie allgemein anerkannt und in zahlreichen Lehrbüchern dokumentiert (z. B. Frisch und Meschede 2013).

Die aus den Konvektionsströmungen resultierenden Bewegungen hinterlassen ihre Spuren auf der Erdoberfläche. Hier bemerken wir die Dynamik der Erde immer dann, wenn es wieder einmal zu schweren **Erdbeben** oder spektakulären **Vulkanausbrüchen** gekommen ist. Das passiert, wenn sich in der festen und rigide (starr, nicht plastisch) reagierenden Lithosphäre Spannungen aufgebaut haben, die sich ruckartig lösen, oder wenn eine Magmenkammer so stark durch Aufheizung und weitere Magmaproduktion unter Druck gesetzt wurde, dass sie ihren Inhalt durch einen Bruch in der Kruste nach außen abgeben kann.

Die weitgehend starren Lithosphärenplatten besitzen sehr unterschiedliche Größen und sind in der Regel zwischen 70



◘ Abb. 5.1 Konvektionsströmungen im Erdinneren. Zur Verdeutlichung der Unterschiede zwischen ozeanischer und kontinentaler Lithosphäre ist deren Dicke stark überhöht dargestellt. Bei realistischer Darstellung wäre die Lithosphäre weniger als 1 mm dick (vgl. ◘ Abb. 5.2). (Verändert und ergänzt u. a. nach Condie 1997; Schubert et al. 2001; Tackley 2008)

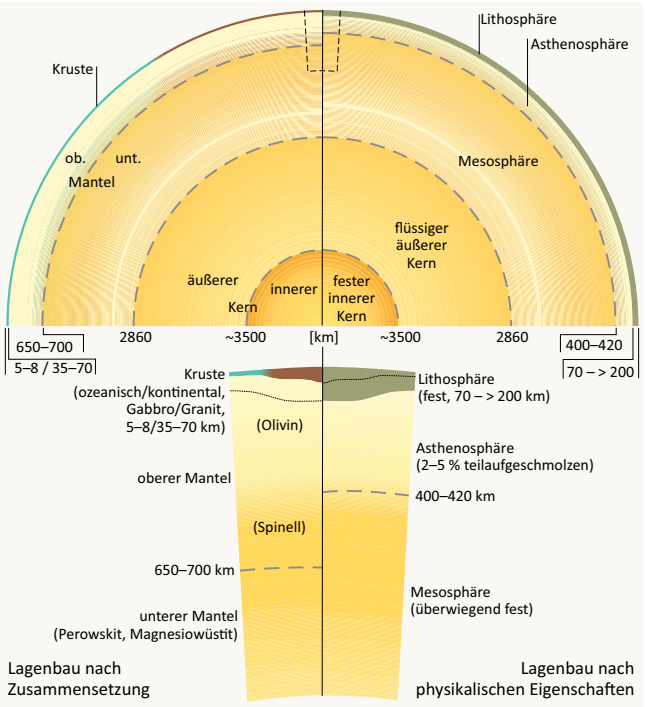


Abb. 5.2 Lagenbau des Erdkörpers in einer Gegenüberstellung der Unterteilungen nach der Zusammensetzung (Mineralogie, Petrologie) und nach den physikalischen Eigenschaften (Geophysik). (Verändert nach Stüwe 2000)

und über 150 km dick. Sie sind unter den Kontinenten dicker als unter den Ozeanen und unter Gebirgen können sie auf über 200 km Dicke anwachsen. Sie bestehen aus der Erdkruste mit Dicken zwischen fünf und über 70 km je nach Erdkrustentyp und dem darunter liegenden lithosphärischen Anteil des Erdmantels (Abb. 5.2). Von der Zusammensetzung her unterscheiden sich der **lithosphärische Mantel** und die **Asthenosphäre** nicht, im Gegensatz zum lithosphärischen Mantel ist aber die in der Tiefe folgende Asthenosphäre zu einem geringen Teil aufgeschmolzen, was ihr die Fähigkeit zum **plastischen Fließen** verleiht. Allerdings handelt es sich dabei nur um wenige Prozent des Gesamtgesteins, das als Schmelze vorliegt. Dieser kleine Anteil reicht jedoch aus, damit sich die Lithosphärenplatten auf der fließfähigen, aber nicht flüssigen Unterlage bewegen können. Die Geschwindigkeit der Plattenbewegungen liegt dabei im Bereich von Zentimetern pro Jahr. Vergleichbar ist dies mit der Wachstumsgeschwindigkeit unserer Fingernägel, auch ihr Wachstum bemerken wir nicht als Bewegung, sondern sehen erst nach einiger Zeit den Effekt. In dem für die Menschen unvorstellbar großen, für geologische Prozesse aber noch recht kurzen Zeitraum von einer Million Jahren bewegt sich eine mit 1 cm pro Jahr vergleichsweise langsam driftende Platte schon um 10 km fort, in 100 Mio. Jahren sind das bereits 1000 km. Im Laufe der Erdgeschichte lassen sich aber auch Plattenbewegungen mit Geschwindigkeiten von bis zu 20 cm/Jahr nachweisen. Daraus lässt sich ersehen, dass sich die Oberfläche der Erde im Laufe ihrer Geschichte mehrfach vollständig verändert hat. Die heutige Verteilung von Kontinenten und Ozeanen (Abb. 5.3) ist nur eine Momentaufnahme im Wechselspiel der tektonischen Kräfte. Das nächste Kapitel erläutert in einer Übersicht, wie sich auch Mitteleuropa, das wir heute als einen zusammenhängenden Kontinentbereich kennen, in den letzten 750 Mio. Jahren erst aus verschiedenen plattentektonischen Einheiten zu dem entwickelt hat, was wir heute kennen (▶ Kap. 6).

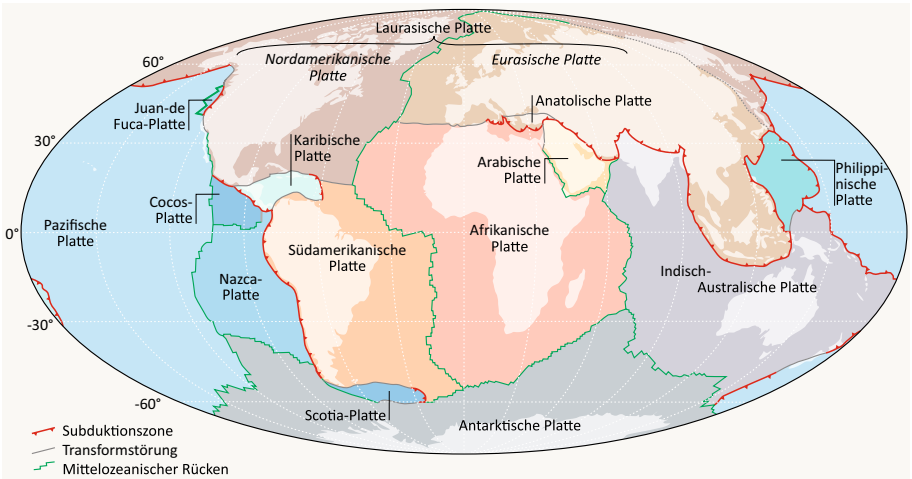


Abb. 5.3 Das Plattenmuster der Erde

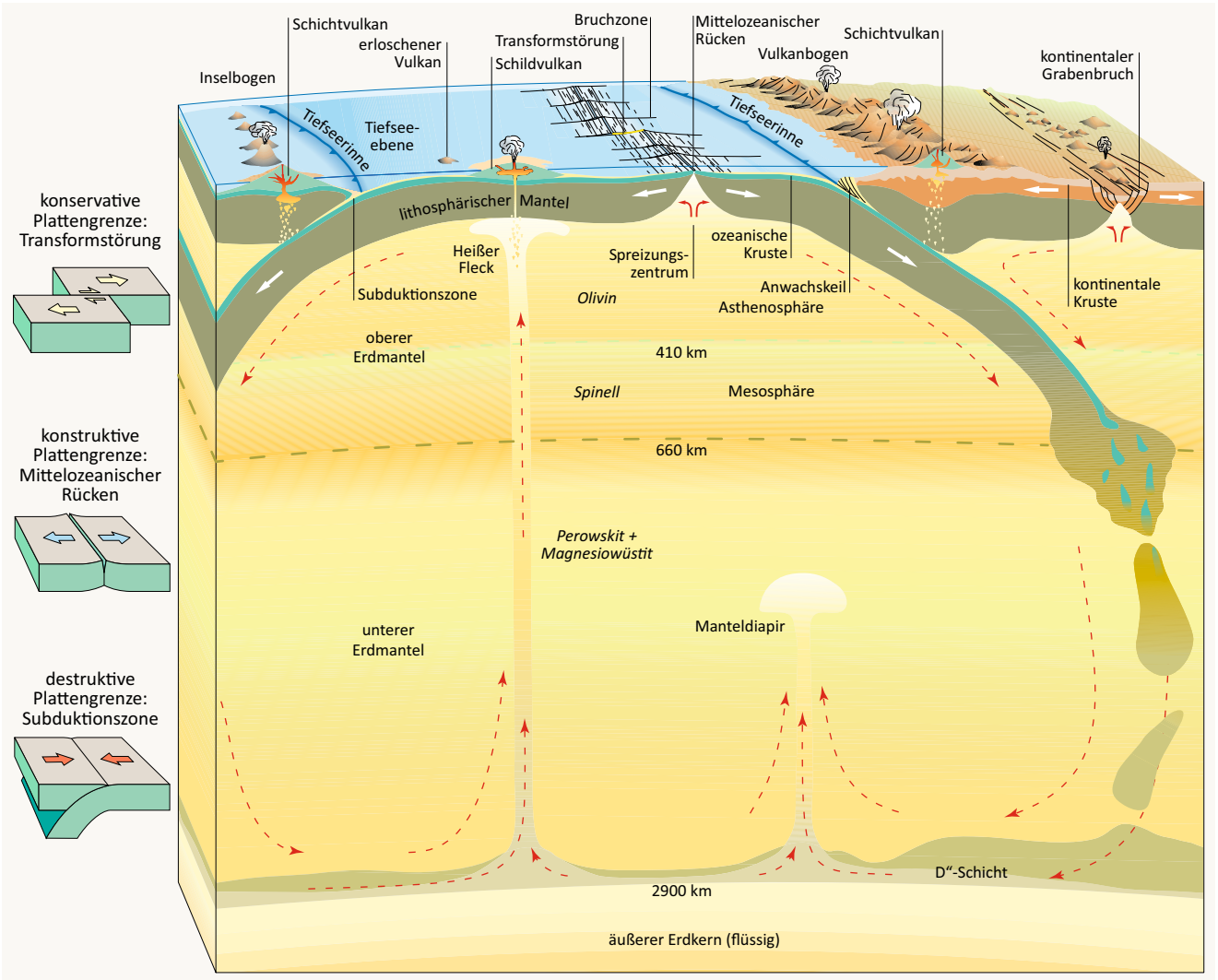


Abb. 5.4 Schematische Darstellung der plattentektonischen Vorgänge an der Erdoberfläche und im Erdmantel. (Stark verändert und ergänzt nach verschiedenen Quellen)

Die Lithosphärenplatten bewegen sich mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten und in unterschiedliche Richtungen. Da die Erde aber ein geschlossenes Plattenmuster aufweist, kommt es auf der Erdkugel zwangsläufig zu Wechselbeziehungen zwischen den einzelnen Platten. Wenn sich an einer Stelle der Kugel zwei Platten voneinander wegbewegen, muss dazwischen neues Erdkrustenmaterial entstehen, um die Lücke aufzufüllen. Solche Plattenränder werden aufgrund der Neubildung von Erdkrustenmaterial als **konstruktive Plattengrenzen** bezeichnet (Abb. 5.4). Der Zugewinn zwischen den beiden Platten muss jedoch aufgrund der Kugelgestalt der Erde an einer anderen Stelle wieder weggenommen werden. Andernfalls würde die Erde sich immer weiter ausdehnen. Die Wegnahme geschieht dort, wo zwei Platten miteinander kollidieren und sich eine **Subduktionszone** (manchmal auch als „Verschluckungszone" bezeichnet) herausbildet. Dort taucht die eine Lithosphärenplatte unter die andere ab und wird in den Erdmantel zurückgeführt. Häufig kommt es an der Plattengrenze oberflächlich zur Ausbildung eines Anwachskeils oder (synonym) Akkretionskeils, in dem sich Sedimentmaterial, das von der abtauchenden Platte abgeschabt wurde, stapelt. Solche Plattenränder bezeichnet man als **destruktive Plattengrenzen**. Vermittelnd zwischen diesen beiden Typen stehen Plattenränder, an denen Erdkruste weder neu gebildet noch in den Mantel zurückgeführt wird. Dabei handelt es sich um die **Transformstörungen**, entlang derer zwei Lithosphärenplatten seitlich aneinander vorbeigleiten. Dieser Typ von Plattengrenze wird als **konservative Plattengrenze** bezeichnet.

Schon Wegener (1912, 1915) erkannte, dass es unterschiedliche Arten von Erdkruste gibt (Abb. 5.4): (1) die **ozeanische Kruste** mit einer Dicke von durchschnittlich 5–8 km und (2) die **kontinentale Kruste** mit einer Dicke von durchschnittlich 30–35 km. Unter Gebirgen kann die Mächtigkeit der kontinentalen Kruste sogar 70 km überschreiten. Ozeanische Kruste besteht fast ausschließlich aus Basalt und Gabbro (dem Tiefenäquivalent zum Basalt; Abb. 3.12) und ist mit einer durchschnittlichen Dichte von 3,0 g/cm³ erheblich schwerer als die kontinentale Kruste mit vielen verschiedenen, spezifisch jedoch leichteren Gesteinen und einer durchschnittlichen Dichte von 2,6–2,8 g/cm³.

Ozeanische Kruste wird an den **Mittelozeanischen Rücken** der konstruktiven Plattengrenzen ständig neu gebildet. Mittel-

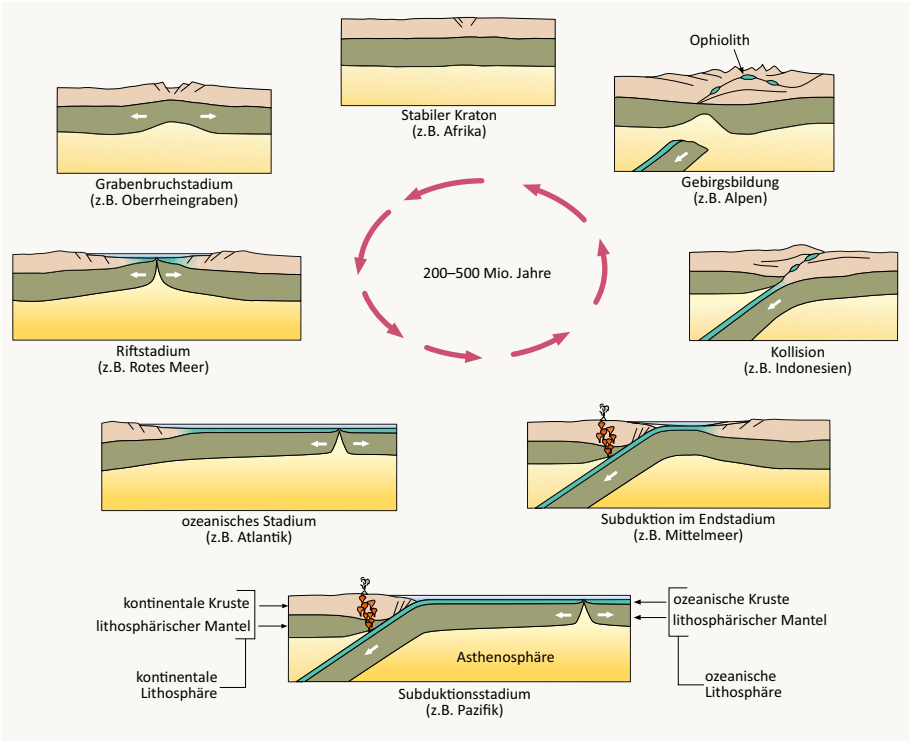


Abb. 5.5 Zyklische Abfolge von plattentektonischen Prozessen: der Wilson-Zyklus

ozeanische Rücken sind langgestreckte untermeerische Rückensysteme in der Mitte eines Ozeans, die sich z. T. mehr als 3000 m über die **Tiefseeebenen** erheben. Während beispielsweise der Mittelatlantische Rücken an seinen flachsten Stellen Wassertiefen um 2500 m aufweist, liegen die benachbarten Tiefseeebenen in über 5000 m Tiefe. In der Mitte des Rückens befindet sich die **Nahtstelle** zwischen den beiden Platten, die sich voneinander wegbewegen. Sie wird als **Spreizungszentrum** bezeichnet. Hier wird ständig neue ozeanische Kruste gebildet, und es hat sich gezeigt, dass der weitaus größte Anteil an vulkanischen Förderprodukten, die auf der ganzen Erde jährlich an die Oberfläche gelangen, an solchen Mittelozeanischen Rücken gebildet wird (etwa 3/4 der globalen Gesamtproduktion; Schmincke 2013). Da sich diese Vulkane jedoch in den allermeisten Fällen tief unter der Wasseroberfläche befinden, nehmen wir ihre Tätigkeit nicht wahr. Im Gegensatz dazu befinden sich über den Subduktionszonen häufig lange Ketten von oberflächlich sichtbaren und aktiven Vulkanen. Von derzeit etwa 550 aktiven Vulkanen auf der Erde befinden sich knapp 500 über Subduktionszonen. Da ist es kein Wunder, dass vulkanische Aktivität vor allem mit der Subduktionstätigkeit in Verbindung gebracht wird.

Kontinentale Kruste ist wesentlich komplizierter aufgebaut als ozeanische. Während ozeanische Kruste entlang von Subduktionszonen wieder in den Erdmantel zurückgeführt und aufgeschmolzen wird, weil sie schwer genug ist, um in den Erdmantel einzutauchen, ist kontinentales Krustenmaterial zu leicht, um subduziert zu werden. Im Laufe der vielen hundert Jahrmillionen hat sich deswegen eine durch Umlagerungen, Deformationen und teilweise auch Aufschmelzungen veränderte leichte „Haut“ aus Gesteinen gebildet, die unsere heutige kontinentale Kruste ausmacht. In diesen Gesteinen ist die gesamte Erdgeschichte, wenn auch oft bis fast zur Unkenntlichkeit verändert, abgebildet und konserviert worden. Die älteste noch im ursprünglichen Verband erhaltene ozeanische Kruste weist zwar auch schon ein Alter von knapp 200 Mio. Jahren auf (im westlichen Pazifik), doch sind die Gesteine der kontinentalen Kruste erheblich älter. In einigen von ihnen sind mehr als zwanzigmal so alte Gesteine wie in der ozeanischen Kruste, nämlich 4,1 Mrd. Jahre alte Überreste, nachgewiesen worden.

Die Subduktionszonen zeichnen sich durch eine starke Erdbeben- und Vulkantätigkeit aus. Hier kollidieren die Lithosphärenplatten miteinander und führen zum Aufbau erheblicher Spannungen, die sich in oftmals verheerenden Erdbeben zeigen. Sie sind die Zonen, an denen sich die Dynamik der Erde am deutlichsten zeigt. Jedoch ereignen sich gelegentlich auch inmitten der Lithosphärenplatten starke Erdbeben, wie z. B. im Jahr 1999 in Gujarabat in Indien, oder heftige Vulkanausbrüche, wie z. B. der Ausbruch des Mauna Loa auf Hawaii. Zwar finden sich Subduktionszonen häufig an den Rändern der Ozeane, doch gibt es nicht an allen Ozeanrändern Subduktionszonen. Man unterscheidet zwischen **aktiven Kontinenträndern**, wo in Subduktionszonen ozeanische Lithosphäre wieder in den Erdmantel zurückgeführt wird, und **passiven Kontinenträndern**, an denen kontinentale und ozeanische Kruste fest miteinander verbunden sind.

In Subduktionszonen wird ozeanische Lithosphäre in die Tiefe gezogen, wo sie aufgeschmolzen und umgewandelt wird. Sie kann bis an den äußeren Rand des Erdkerns hinabsinken, von wo sie, bedingt durch die Wärmeabgabe aus dem Erdkern und durch fortwährende Umwandlung, aufsteigen und in sogenannten **Heißen Flecken** nach vielen Millionen Jahren wieder an die Erdoberfläche gelangen kann. Während der Drift der ozeanischen Platte an der Erdoberfläche werden auf ihr Sedimente abgelagert. Diese können im Gegensatz zur ozeanischen Kruste

Box 5: Ophiolithe

Als **Ophiolithe** werden Gesteinsabfolgen bezeichnet, die einen Querschnitt durch die ozeanische Lithosphäre darstellen. Im Idealfall bestehen sie aus Anteilen des lithosphärischen Mantels an der Basis, Gesteinen der ozeanischen Kruste und marinen Sedimentgesteinen. Die unterste Lage besteht aus **Peridotiten**, das sind olivinreiche ultramafische Gesteine, die im oberen Erdmantel gebildet wurden (z. B. Harzburgit, Lherzolith). Meistens liegen sie an der Oberfläche in mehr oder weniger serpentinisierter Form vor, da vor allem die Olivine im Kontakt mit Wasser nicht stabil sind und zu Serpentinmineralen umgewandelt werden. Daraus leitet sich auch der Name ab, der auf das manchmal schlangenähnliche Aussehen serpentinitischer Gesteine in diesen Komplexen zurückgeht: griech. *ophis*: Schlange; griech. *lithos*: Stein. Der Begriff wurde erstmalig von dem französischen Naturforscher Alexandre Brogniart (1770–1847) für eine Gesteinsabfolge in den Alpen verwendet. Gustav Steinmann (1856–1929) erweiterte den Begriff, indem er die Serpentinite, Pillowbasalte und Radiolarite unter den Begriff der Ophiolithe einordnete. Daraus ergab sich die nach ihm benannte „Steinmann-Trinität".
Die magmatischen Gesteine der ozeanischen Kruste sind in einem Ophiolith durch **Gabbros**, **Dolerite** und **Basalte** gekennzeichnet. An der Grenze zum Peridotit finden sich häufig **Kumulatgesteine**, die sich durch die Absaigerung von schweren Mineralen am Boden der Magmenkammer gebildet haben. Die Grenze zwischen Gabbros und Peridotiten entspricht der Kruste-Mantel-Grenze, die nach dem kroatischen Geophysiker Andrija Mohorovičić (1857–1936) Mohorovičić-Diskontinuität oder kurz Moho benannt ist. Allerdings unterscheidet sich die petrologische von der seismischen Moho (Abb. 5.6). Die petrologische Moho ist durch den Gesteinswechsel charakterisiert. Die seismische Moho hingegen orientiert sich an Laufzeitunterschieden der seismischen Geschwindigkeiten, die sich erst beim Übergang in den Peridotit des Erdmantels ergeben. Die Kumulate weisen ähnliche seismische Geschwindigkeiten wie die Gabbros auf.
Über der Gabbrolage befinden sich die **Gang-in-Gang-Strukturen**. Damit sind Intrusionen gemeint, die an der Spreizungszone eines Mittelozeanischen Rückens in die bestehende ozeanische Kruste eindringen und dort parallele, vertikal ausgerichtete Dikes bilden. Durch ihre parallele Ausrichtung erscheinen sie wie „geschichtet", weswegen sie auch als geschichteter Dike-Komplex (engl. *sheeted dike complex*) bezeichnet werden. Über der Gang-in-Gang-Struktur folgen die Basalte, die in den oberen Lagen als **Pillowbasalte** (oder Kissenlaven) ausgebildet sind. Pillowbasalte entstehen, wenn Lava am Meeresboden austritt und dort mit Wasser in Kontakt kommt. Die plötzliche Abkühlung führt zur Ausbildung von rundlichen und schlauchartigen Strukturen, die bis zu 1 m Durchmesser erreichen können. In den Zwischenräumen der Pillows lagern sich **Hyaloklastite** ab, die aus zerbrochenem vulkanischem Glas bestehen. Über den Pillowbasalten lagern sich in der Folgezeit **tiefmarine Sedimente** ab, welche die oberste Lage in einem Ophiolith bilden.

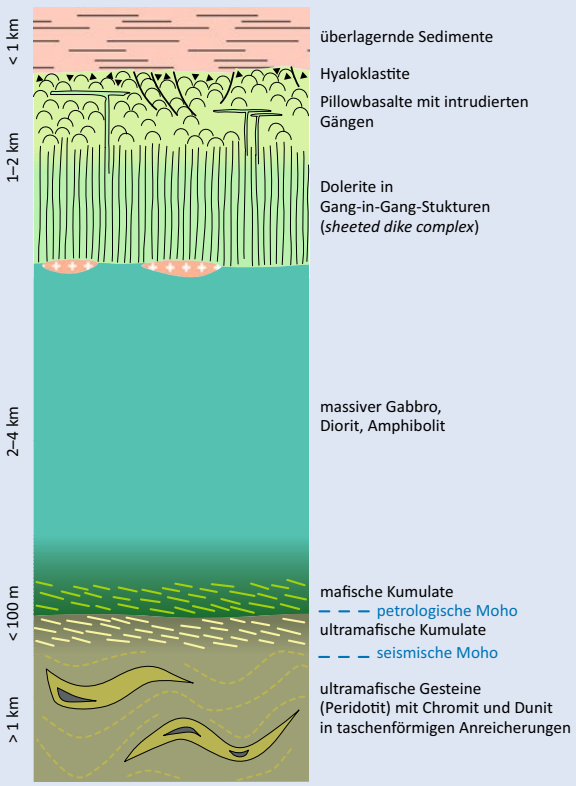


Abb. 5.6 Schematischer Aufbau eines idealen Ophioliths

unter normalen Umständen nicht in den Erdmantel zurückgeführt werden, da sie aufgrund ihrer geringen Dichte zu leicht für den Transport nach unten sind. Sie werden entweder entlang der Subduktionszone von der Oberfläche abgeschabt und in einem **Akkretionskeil** angelagert oder in einer relativ geringen Tiefe ab 110–120 km aufgeschmolzen und als Magma wieder nach oben transportiert. Dort gelangen sie in Vulkanen als magmatische Förderprodukte wieder an die Erdoberfläche oder kristallisieren in wenigen Kilometern Tiefe in Form von leichteren Tiefengesteinen wie z. B. Granit aus.

Vulkanausbrüche inmitten einer Lithosphärenplatte haben andere Ursachen. An diesen Stellen befindet sich meist ein **Heißer Fleck**, der wie ein Schlot aus sehr tiefen Bereichen des Erdmantels nach oben ragt und heiße Asthenosphäre nach oben be-

fördert (Abb. 5.4). Auch diese als **Manteldiapire** bezeichneten Aufstiegskanäle tragen wesentlich zum Wärmehaushalt der Erde bei. Magmenkammern unter der festen Lithosphäre werden von den aufsteigenden heißen Strömungen gespeist und führen zu **Aufwölbungen der Lithosphäre**. Über diesen Aufwölbungen ereignen sich an der Erdoberfläche mitunter gigantische Vulkanausbrüche mit katastrophalen globalen Folgen, deren Stärke wir nur erahnen können. Sie werden in der Vulkanologie als **Supervulkane** bezeichnet, die im Gegensatz zu den uns bekannten kegelförmigen Vulkanen keine Vulkanberge aufbauen, sondern mitunter riesige **Einbruchskrater**, sog. **Calderen**, hinterlassen. Vor ungefähr 74.000 Jahren brach der Toba-Supervulkan in Indonesien aus, der etwa 2800 km³ vulkanisches Gesteinsmaterial förderte und z. T. bis in die höhere Atmosphäre schleuderte. Zum Vergleich: Diese Menge ausgeworfenen Materials würde die Fläche der Bundesrepublik Deutschland mit einer 8 m dicken Aschenlage bedecken. Der Ausbruch hatte zur Folge, dass es zu einer mehrjährigen globalen Abkühlung um mehrere °C kam, die nach neueren Erkenntnissen zeitlich mit den kältesten Jahren der Weichsel- bzw. Würmeiszeit übereinstimmt. Eine allerdings stark umstrittene Theorie nimmt an, dass es durch die Eruption des Toba-Vulkans zu einer drastischen Reduktion der Vorfahren der heutigen Menschheit kam, wobei nur eine kleine, wenige tausend Individuen umfassende Population überlebte, von der alle heute lebenden Menschen abstammen sollen. Solche Supereruptionen passieren in unregelmäßiger Folge etwa alle 500.000 bis 1 Mio. Jahre; und sie werden wieder passieren, doch niemand weiß, wie lange es bis zum nächsten Ausbruch, sei es in Indonesien, im Yellowstone-Gebiet oder in Chile, noch dauern wird.

Plattentektonische Vorgänge wiederholen sich im Laufe der Erdgeschichte. Sie laufen in sehr lang andauernden Zyklen ab, die nach J. Tuzo Wilson (1908–1993), einem der Gründerväter der Theorie der Plattentektonik, benannt sind. Der sogenannte **Wilson-Zyklus** beginnt mit dem Zerbrechen der Kontinentalplatten in einem Grabenbruchsystem (Abb. 5.5). Aufdringende, teilweise aufgeschmolzene Asthenosphere drückt die beiden Grabenschultern auseinander und führt zu einer Verbreiterung des Grabens und schließlich zur Öffnung eines Ozeans, in dessen Mitte neue ozeanische Kruste an einem Spreizungszentrum gebildet wird. Im Laufe von 100 Mio. Jahren kann so aus einem Riss in der Kontinentalplatte ein Meer von mehreren 1000 km Breite entstehen. Während ozeanische Lithosphäre ständig neu produziert und in Subduktionszonen wieder in den Erdmantel zurückgeführt, bleibt die kontinentale Lithosphäre an der Oberfläche, sie ist aufgrund ihrer wesentlich geringeren Dichte nicht subduzierbar. Die älteste heute nachweisbare ozeanische Kruste, die sich, abgesehen von einigen eingefangenen Krustenresten im Mittelmeer, noch am Ort ihrer Entstehung befindet, ist gerade einmal knapp 200 Mio. Jahre alt. Das bedeutet, dass nach einem Zeitraum von 200 Mio. Jahren einmal die gesamte ozeanische Kruste der Erde umgewälzt wird. Nur in Ausnahmefällen gelangt dabei ozeanische Kruste in den Gebirgsbildungsprozess. Das passiert, wenn ein Stück ozeanischer Kruste an einem aktiven Kontinentrand in den Akkretionskeil eingefügt und nicht subduziert wird. Sie bildet dann einen **Ophiolith** (▶ Box 5: Ophiolithe). In der kontinentalen Kruste bleiben hingegen auch die alten Gesteine erhalten, wenn sie auch immer wieder in Gebirgsbildungsprozesse einbezogen und durch Metamorphoseereignisse modifiziert werden.

Tektonische Großeinheiten Mitteleuropas

M. Meschede, *Geologie Deutschlands,*
DOI 10.1007/978-3-662-45298-1_6, © Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2015

Europa besteht aus einem Mosaik verschiedener kontinentaler Krustenblöcke, die über einen langen geologischen Zeitraum hinweg aneinander angegliedert wurden. Grob lässt sich Europa in zwei große Regionen unterteilen, ein stabiler präkambischer Kraton im Nordosten, die **Osteuropäische Plattform**, und eine Gruppe von nacheinander an den alten kratonischen Kern angeschweißten Krustenblöcken. Die Grenze zwischen diesen beiden Einheiten bildet die **Transeuropäische Suturzone** (TESZ), die sich über 2000 km vom Schwarzen Meer bis in die Nordsee hinzieht. Sie wird auch als die **Tornquist-Teisseyre-Zone** bezeichnet (Abb. 6.1). Anhand der für den europäischen Raum relevanten Bildungsphasen lässt sich Europa in vier unterschiedlich alte tektonische Großeinheiten untergliedern:

Ur-Europa

Die älteste Einheit mit überwiegend präkambrischen Gesteinen ist die Osteuropäische Plattform mit dem **Baltischen Schild**, der **Russischen Tafel** und dem **Ukrainischen Schild** (Abb. 6.1). Paläogeographisch gehören sie zu **Baltika**, das über lange Zeiträume hinweg eine eigene tektonische Platte darstellte. Als ein Schild wird ein Bereich der Erdkruste bezeichnet, der zusammenhängend aus sehr alter, d. h. oft mehrere Milliarden Jahre alter, kontinentaler Kruste aufgebaut ist.

An die Osteuropäische Plattform, die zu einem großen Teil aus hochmetamorphen oder magmatischen Gesteinen aus dem Präkambrium und Paläozoikum besteht, grenzen drei jüngere Bereiche, die infolge von Gebirgsbildungsprozessen seit dem Ende des Präkambriums vor 542 Mio. Jahren an diese Plattform angegliedert wurden. Deutschland liegt inmitten dieser im Verlauf mehrerer Gebirgsbildungsprozesse entstandenen Einheiten und ist für die Betrachtung der geologischen Geschichte vor allem der beiden letzten Abschnitte der europäischen Kontinententwicklung außerordentlich gut geeignet. Die drei an die Osteuropäische Plattform angegliederten tektonischen Großeinheiten werden von Norden nach Süden hin jünger:

Paläo-Europa

Im Nordwesten, direkt angrenzend an die Osteuropäische Plattform, befindet sich der Gebirgszug der **Kaledoniden**, der sich von Norwegen bis nach Schottland und Irland erstreckt und im äußersten Nordwesten von Schottland an die **Nordamerikanisch-Grönländische Plattform**, die auch als **Laurentia** (abgeleitet vom Sankt-Lorenz-Strom in Nordamerika) bezeichnet wird, angrenzt. Ein kleiner Rest von Laurentia befindet sich heute noch in der Nordwestecke von Schottland (Abb. 6.1). Der weitaus größte Teil ist infolge der Öffnung des Atlantischen Ozeans während des Meso- und Känozoikums heute auf der anderen Seite des Atlantiks zu finden.

Durch die Kollision von Baltika und Laurentia entstand im Ordovizium und Silur durch die Schließung des **Iapetus-Ozeans** (benannt nach dem griechischen Titanen *Iapetos*) das **Kaledonische Gebirge** (lat. *Caledonia*: Schottland). Im Süden wurde ein kleinerer kontinentaler Block, der als **Avalonia** (benannt nach der Halbinsel Avalon auf der kanadischen Insel Neufundland) bezeichnet wird, als Terran an Baltika angegliedert. Zwischen Baltika und Avalonia wurde dabei ein kleinerer Seitenarm des Iapetus-Ozeans, der **Tornquist-Ozean** geschlossen. Ursprünglich gehörte Avalonia zu **Gondwana** (von Eduard Suess, 1831–1914, nach *gondavana*, dem „Land der Gonds" [Sanskrit] in Indien benannt), wurde aber im frühen Paläozoikum von diesem Kontinent abgespalten und wanderte dann nach Norden. Ein **Terran** ist ein eigenständiger tektonischer Block, der passiv auf einer größeren Lithosphärenplatte mitwandert und bei einer Kollision mit einem Kontinent an diesen angegliedert wird. Zu Avalonia gehörten neben Neufundland, das sich heute auf der amerikanischen Seite des Atlantiks befindet, die südlichen Teile Großbritanniens und Irlands, das von jüngeren Sedimenten verdeckte Grundgebirge in Norddeutschland sowie die variszisch geprägten Einheiten des Rhenoherzynikums (Rhein-Harz-Zone) (Abb. 6.1). Avalonia ist an der **Tornquist-Teisseyre-Zone** (benannt nach den deutschen und polnischen Geologen Alexander Tornquist, 1868–1944, und Wawrzyniec Teisseyre, 1860–1939) mit der Osteuropäischen Plattform verbunden. Diese Transeuropäische Suturzone, entlang derer der Tornquist-Ozean geschlossen wurde, ist eine der wichtigsten **Suturlinien** in Europa. Als Sutur (lat. *sutura*: Knochennaht) bezeichnet man die Schweißnaht zwischen zwei plattentektonischen Einheiten, die durch eine Kollision miteinander verbunden wurden.

Meso-Europa

Das **variszische Gebirge** wurde von Eduard Suess (1831–1914) nach *Curia Variscorum*, der lateinischen Bezeichnung für die Stadt Hof im Fichtelgebirge, benannt (Suess 1888). Der Name verweist auf den zur Römerzeit in diesem Gebiet ansässigen Keltenstamm der *Varisker*. Es umfasst den Süden **Avalonias** und große Teile **Armorikas** (benannt nach dem Armorikanischen Massiv in Nordwestfrankreich), einem langgestreckten Terran, das sich aus mehreren z. T. recht unterschiedlichen tektonischen Einheiten zusammensetzt und deswegen auch als **Armorikanischer Terrankomplex** zusammengefasst wird. Dazu gehören neben Iberia, dem Armorikanischen Massiv und dem französischen Zentralmassiv der größte Teil der Vogesen, des Schwarzwaldes und des Böhmischen Massivs sowie das Saxothuringikum (Sächsisch-Thüringische Zone) im Sinne Kossmats (1927; s. unten) (Abb. 6.1).

Die **Varisziden** sind ein vielfach untergliederter Gebirgsgürtel, der sich quer durch ganz Europa zieht und seine wesentliche Ausprägung im Devon und Karbon erfuhr. Auch von diesem Gebirgsgürtel ist nur ein Teil in Europa zu finden, während sich der größere Teil in den **Appalache**n auf der anderen Seite des Atlantiks fortsetzt. Armorika gehörte ähnlich wie Avalonia auch einmal zu Gondwana, spaltete sich aber später ab und driftete dann eigenständig nach Norden. Während der variszischen Gebirgsbildung wurde Armorika an Avalonia angeschweißt, wobei sich dazwischen der **Rheische Ozean** (benannt nach der griechischen Göttin *Rhea*) schloss. Die Sedimente des Rhenoherzynikums wurden am Nordrand dieses Ozeans abgelagert, wo sich am passiven Kontinentrand **Laurussias**, zu dem seit der kaledonischen Gebirgsbildung auch Avalonia gehörte, ein Bereich mit ausgedünnter kontinentaler Kruste bildete. Südlich davon entwickelte sich das faziell ähnliche Saxothuringikum, das allerdings wie auch das **Moldanubikum** (Moldau-Donau-Zone) zum Armorikanischen Terrankomplex gehört. Es wird von den südlich angrenzenden Einheiten durch die **Moldanubische Su-**



Abb. 6.1 Die tektonische Gliederung Europas zwischen den drei Großeinheiten Baltika, Laurentia und Gondwana und die Zuordnung zu den Mikroplatten Avalonia, Armorika und Norika. MKZ = mitteldeutsche Kristallinzone. (Verändert und ergänzt u. a. nach Kossmat 1927; Franke 1989; Martínez et al. 2007)

tur abgegrenzt. Die Gliederung des variszischen Gebirges in das Rhenoherzynikum, Saxothuringikum und Moldanubikum geht auf Franz Kossmat (1871–1938) zurück, der die Begriffe 1927 in die geologische Literatur einführte (Kossmat 1927). Im Süden und Südwesten befinden sich Einheiten, die sich vor der variszischen Gebirgsbildung vermutlich nicht vollständig von Gondwana gelöst hatten. Dazu zählen z. B. das heute in den Alpen befindliche, variszisch gebildete Terran **Norika** (benannt nach dem römischen Begriff *Alpes Noricae* für einen Teil der Ostalpen) (Abb. 6.1) sowie weitere paläozoische Grundgebirgskomplexe in den Alpen. Die Bildung des variszischen Gebirges markiert den Zusammenschluss aller Kontinentalplatten zum Großkontinent **Pangäa**.

Neo-Europa

Die jüngste Angliederung an den eurasischen Kontinent ist der alpidisch gebildete Gebirgsgürtel und mit ihm die südlich davon gelegenen Mikroplatten, wobei es unterschiedliche Ansichten gibt, wie groß diese Platten sind und wie viele es davon gibt. Hier werden zusammenfassend die **Adriatisch-Apulische Platte** und die **Anatolische Platte** unterschieden. Der **alpidische Gebirgsgürtel** umfasst neben den Alpen auch die Karpaten, die Dinariden, die Helleniden, den Apennin, das Atlasgebirge, die Betische Kordilliere und die Pyrenäen. Einem frühen Kollisionsstadium im Jura folgte die eigentliche **alpidische Gebirgsbildung** am Ende der Kreide. Sie ist bis heute noch nicht vollständig abgeschlossen. Das Ende der Orogenese wird erreicht sein, wenn Afrika und Eurasien miteinander kollidiert sind und das Mittelmeer, das in seinem östlichen Teil noch einen Rest ozeanischer Kruste aus dem Neotethys-Ozean aufweist, vollständig verschwunden ist. Stattdessen wird sich hier in einigen Zehnermillionen Jahren vermutlich ein riesiges Hochgebirge erstrecken.

Überblick über die plattentektonische Geschichte Mitteleuropas

M. Meschede, *Geologie Deutschlands,*
DOI 10.1007/978-3-662-45298-1_7, © Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2015

In Abb. 7.1 ist dargestellt, wie die Kontinente seit dem Zerfall des Superkontinentes **Rodinia** (russ. *rodit*: zeugen, gebären) vor ca. 750 Mio. Jahren über den Globus drifteten und wie sich daraus durch ständige plattentektonische Verschiebungen die heutige Land-Meer-Verteilung entwickelt hat. In Abb. 7.1a ist die ungefähre Lage der Kontinente bzw. alten kratonischen Kerne der Kontinente im Superkontinent Rodinia dargestellt. Die **Grenville-Orogenese** fand vor ca. 1,2 bis 1,0 Mrd. Jahren statt. Sie markiert den Zusammenschluss der bis dahin gebildeten Kontinente zum Superkontinent Rodinia. Einige wenige Krustenblöcke, deren Reste sich heute in Deutschland nachweisen lassen, lagen zu dieser Zeit am südlichen Rand des Superkontinentes in der Nähe zu Westafrika und Amazonien.

Rodinia zerfiel vor ca. 750 Mio. Jahren in mehrere kleinere Kontinente, darunter Baltika, Laurentia, Siberia und Nordchina (Abb. 7.1b). Der große Südkontinent **Gondwana**, der während des gesamten Paläozoikums bestand, bildete sich etwas später während der **panafrikanischen Orogenese** vor ca. 650–500 Mio. Jahren aus einigen Fragmenten Rodinias (darunter Amazonia, Rio de la Plata, Australien, Antarktika, Indien, Kongo, Kalahari). Baltika war eine eigenständige Platte, die im späten Proterozoikum einer deutlichen Rotation im Gegenuhrzeigersinn unterworfen ist. Avalonia war noch fest verbunden mit Gondwana.

Während des Paläozoikums öffneten sich mehrere Ozeane, die wenig später auch gleich wieder geschlossen wurden. Für die europäische Entwicklung ist die Öffnung des Iapetus- und Tornquist-Ozeans zwischen Baltika und Laurentia bzw. Gondwana im Kambrium und Ordovizium von Bedeutung (Abb. 7.1c). Spuren dieser Ozeane, die als **Ophiolithe** bezeichnet werden (▶ Box 5: Ophiolithe), können wir heute noch an manchen Stellen in Europa finden. Im Ordovizium und Silur wurde der **Iapetus-Ozean** mit seinem kleineren Seitenarm, dem **Tornquist-Ozean**, geschlossen. Das Gebiet, das heute Deutschland umfasst, lag damals noch auf zwei unterschiedlichen kleineren Platten (Avalonia und Armorika), die zu Beginn der Iapetus-Öffnung noch an Gondwana angeheftet waren. Der südliche, alpine Teil Deutschlands existierte noch nicht.

Im Kambrium und Ordovizium lagen die mitteleuropäischen Mikroplatten Avalonia und Armorika noch in der Nähe des Südpols. Spuren von Glazialsedimenten deuten hier auf die Vereisung des Südpols hin. Im Laufe des Kambriums und Ordoviziums (Abb. 7.1d) drifteten zunächst Avalonia und später im Silur und Devon auch Armorika als separate Mikroplatten oder Terrane nach Norden, wo sie dann im Ordovizium bzw. im Devon und Unterkarbon mit Laurentia und Baltika kollidierten (Abb. 7.1e). Im Devon wurden im **Rheischen Ozean** zwischen Avalonia und Armorika sowie im **Moldanubischen Ozean** zwischen Armorika und **Norika** (später in den Alpen zu finden) bzw. Gondwana Sedimente abgelagert, die sich heute in den variszischen Grundgebirgskomplexen Mitteleuropas finden lassen. Durch die Kollision von Laurentia mit Baltika im Silur erhob sich das kaledonische Gebirge, das heute v. a. in Norwegen und Schottland zu finden ist.

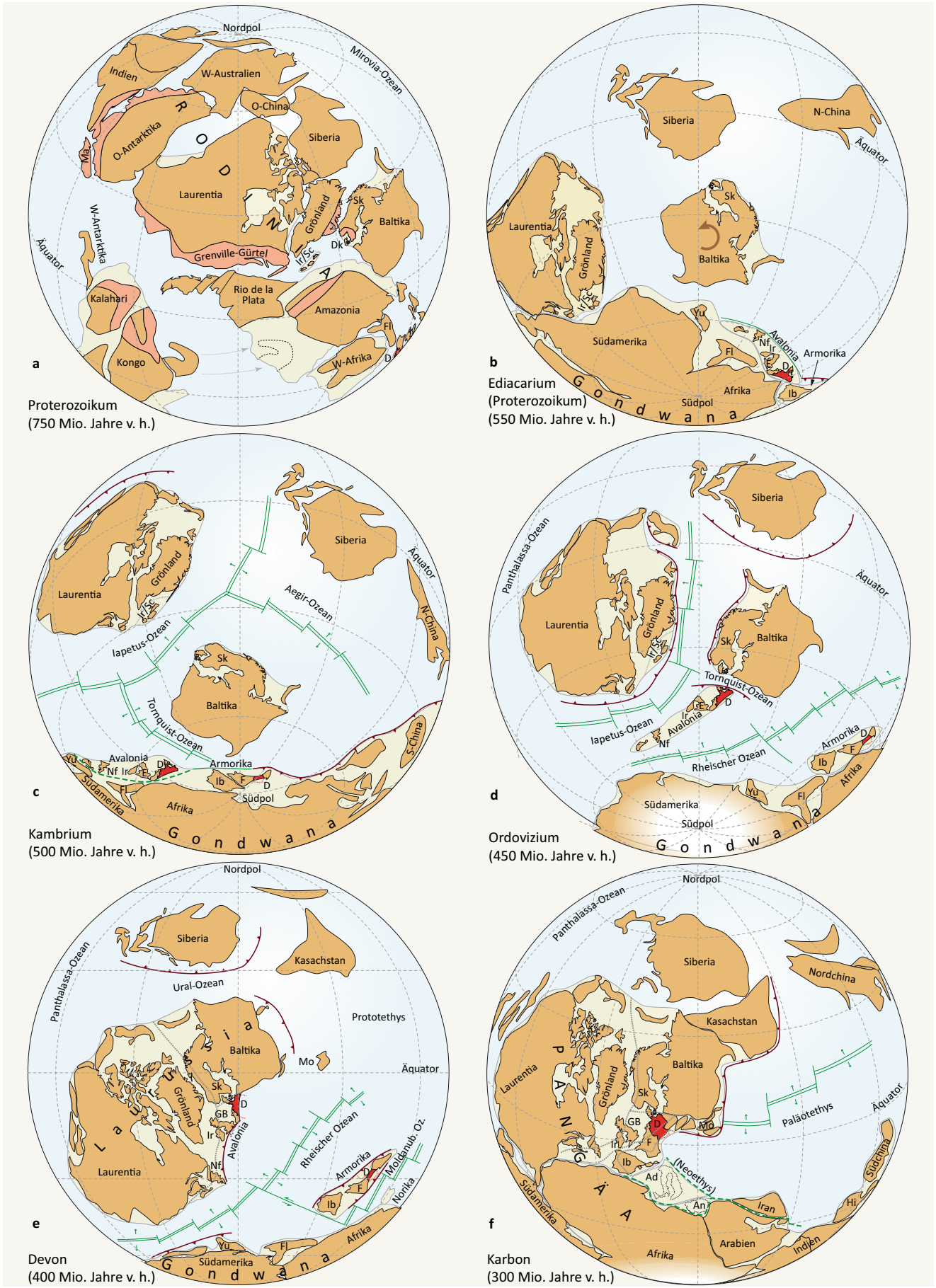
Im Karbon (Abb. 7.1f) und Perm schlossen sich nahezu alle kontinentalen Platten wieder zu einem Superkontinent zusammen, der von Alfred Wegener (1912, 1915) als **Pangäa** (griech. *pan*: allumfassend; griech. *gaia*: Erde, Land) benannt wurde. Damit verbunden war die Schließung des Rheischen und Moldanubischen Ozeans, die mit der variszischen Orogenese einhergingen. In Mitteleuropa bildete sich das variszische Gebirge, das heute den kristallinen Sockel Mitteleuropas darstellt und im östlichen Nordamerika in den Appalachen seine Fortsetzung findet. Mitteleuropa lag inmitten des Geschehens in Äquatornähe, womit die klimatischen Voraussetzungen für die Kohleablagerungen der Karbonzeit gegeben waren. An den Polen kam es im Karbon und Perm zur Vereisung. Im Perm führten aride Klimabedingungen in großen Teilen Pangäas zur Entwicklung von Rotsedimenten und in Becken zu mächtigen Salzablagerungen. Der Atlantik, der Europa und Nordamerika heute mehrere Tausend Kilometer voneinander trennt, existierte zu dieser Zeit noch nicht.

In der Trias (Abb. 7.1 g) begann der erneute Zerfall des Superkontinentes, der bis heute andauert. Mitteleuropa driftete im Mesozoikum langsam nach Norden, lag aber weiterhin in sehr warmen Regionen. Die Eiskappen an den Polen waren verschwunden. Das aride Klima brachte in der Trias erneut typische Rotsedimente und Salzablagerungen hervor, die sich in Senken ablagerten und bereits eine Auswirkung des beginnenden Zerfalls Pangäas waren. Im Jura befand sich Mitteleuropa am passiven Kontinentrand der neu gebildeten Ozeane, die Pangäa von Ost nach West zerschnitten (Abb. 7.1 h). Das Klima wurde feuchter. Von Osten nach Westen hatte sich ein durchgehendes Band von Ozeanen gebildet, das von der **Neotethys** im Osten über den **Penninischen Ozean**, den **Zentralatlantik** und die Karibik bis in den Pazifik im Westen reichte und z. T. über Transformstörungen miteinander verbunden war. In der Folgezeit verlagerte sich die Spreizungsrichtung. Die Öffnung der Ozeane erfolgte zunehmend in Ost-West-Richtung, was eine Nord-Süd-Ausrichtung der Spreizungsachsen zur Folge hatte.

In der Kreidezeit brach der Atlantik auf seiner ganzen Länge von Nord nach Süd durch und trennte Afrika von Südamerika und im Norden Laurentia von Eurasia (Abb. 7.1i). Im Neotethysraum begann die stärkste Phase der Einengung. Der Südatlantik öffnete sich in der Mittleren Kreide, gefolgt vom Nordatlantik im Paläozän/Eozän (Abb. 7.1k). Klimatisch ist die Kreidezeit durch ein extrem warmes Treibhausklima charakterisiert.

Im frühen Tertiär schloss sich der Penninische Ozean und die Adriatisch-Apulische Platte wurde an Eurasia angeschweißt (Abb. 7.1k). Ab dem Eozän verstärkte sich die Einengung zwischen Afrika und Eurasien, was bis auf wenige heute noch vorhandene Bereiche zur fast vollständigen Subduktion der Neotethys führte. Von dem einstigen, die halbe Welt umspannen-

Abb. 7.1 Rekonstruktion der globalen plattentektonischen Entwicklung mit Blick auf Mitteleuropa seit dem Zerfall des Superkontinentes Rodinia. *Ad* Adriatisch-Apulische Platte, *Al* Alpen, *An* Anatolische Platte, *D* Deutschland, *Dk* Dänemark, *E* England, *F* Frankreich, *Fl* Florida, *GB* Großbritannien, *Ib* Iberia, *Ir* Irland, *Ka* Karpaten, *Pe* Penninischer Ozean, *Ma* Madagaskar, *Mo* Moesia (heutiges Rumänien), *Nf* Neufundland, *Py* Pyrenäen-Ozean, *Sc* Schottland, *Sk* Skandinavien, *Yu* Yucatán. (Verändert und ergänzt u. a. nach Tait et al. 1997; Hunter und Easterbrook 2004; Lawver et al. 2009; Frisch und Meschede 2013)


Nordpol
Indien
W-Australien
Mirovia-Ozean
O-China
O-Antarktika
RODINIA
Siberia
Laurentia
Grönland
Sk
Baltika
W-Antarktika
Äquator
Grenville-Gürtel
Ik
Sc
Dk
Kalahari
Rio de la Plata
Amazonia
Fl
W-Afrika
D
Kongo
a
Proterozoikum
(750 Mio. Jahre v. h.)
Siberia
N-China
Äquator
Laurentia
Grönland
Sk
Baltika
Ik
Sc
Yu
Südamerika
Fl
Nf
Ir
Avalonia
Armorika
D
Afrika
Ib
Südpol
Gondwana
b
Ediacarium
(Proterozoikum)
(550 Mio. Jahre v. h.)
Siberia
Äquator
N-China
Laurentia
Grönland
Ik
Sc
Aegir-Ozean
Iapetus-Ozean
Sk
Baltika
Tornquist-Ozean
S-China
Avalonia
Yu
Nf
Ir
Dk
Armorika
Ib
F
D
Südpol
Südamerika
Afrika
Gondwana
c
Kambrium
(500 Mio. Jahre v. h.)
Siberia
Panthalassa-Ozean
Äquator
Laurentia
Grönland
Ik
Sc
Baltika
Sk
Tornquist-Ozean
Ik
Sc
D
Iapetus-Ozean
Avalonia
Nf
Armorika
D
F
Ib
Rheischer Ozean
Afrika
Yu
Fl
Südamerika
Südpol
Gondwana
d
Ordovizium
(450 Mio. Jahre v. h.)
Nordpol
Panthalassa-Ozean
Siberia
Kasachstan
Ural-Ozean
Prototethys
Baltika
Mo
Äquator
Sk
Grönland
GB
D
Ir
Avalonia
Laurentia
Nf
Rheischer Ozean
Armorika
D
F
Ib
Moldanub. Oz.
Norika
Afrika
Yu
Fl
Südamerika
Gondwana
e
Devon
(400 Mio. Jahre v. h.)
Nordpol
Panthalassa-Ozean
Siberia
Nordchina
Kasachstan
Laurentia
Baltika
Grönland
Sk
GB
D
Mo
Ir
F
Paläotethys
Äquator
Ib
Ad
(Neotethys)
Südchina
Südamerika
An
Iran
Hi
Afrika
Arabien
Indien
f
Karbon
(300 Mio. Jahre v. h.)

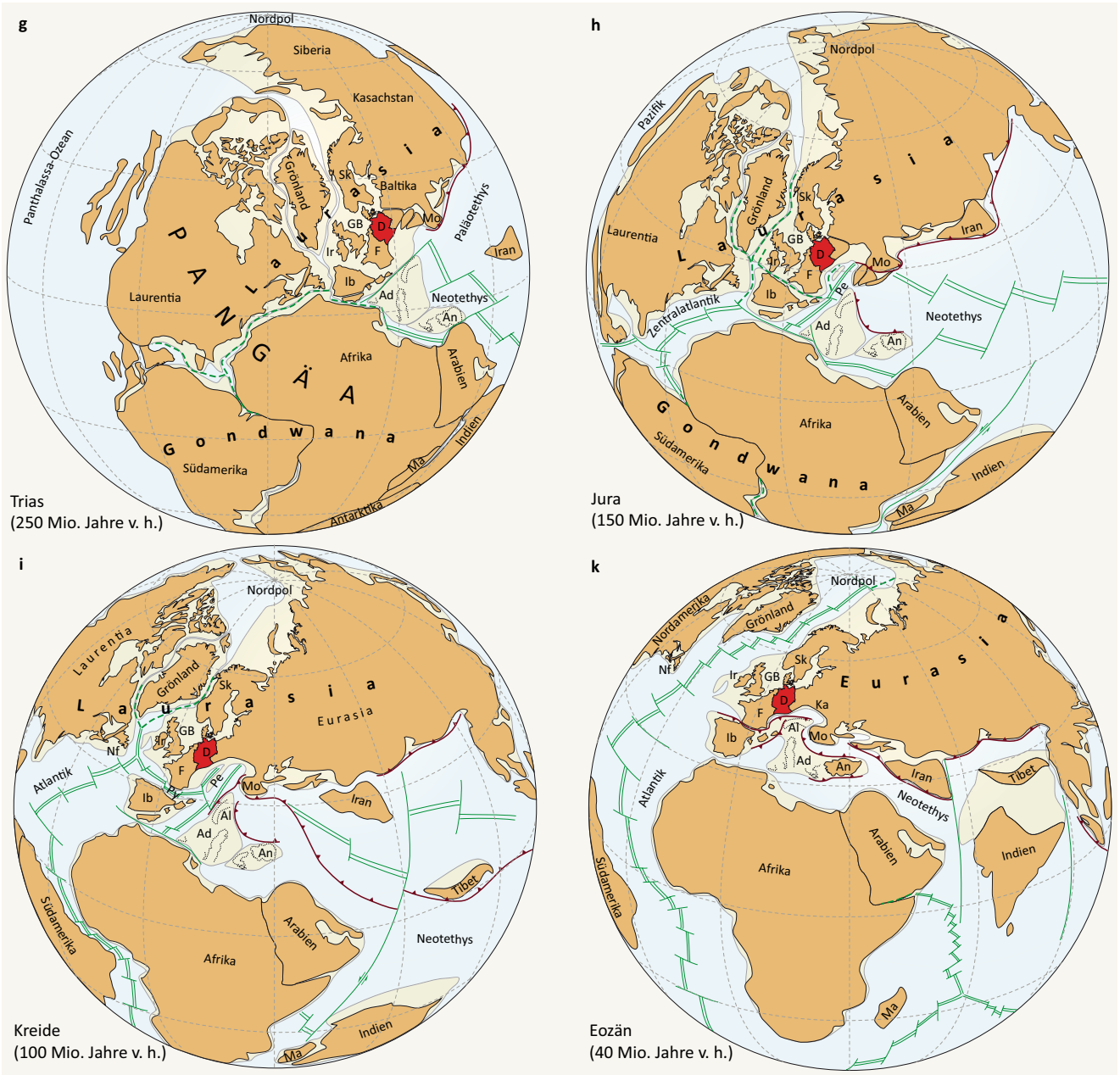


Abb. 7.1 (*Fortsetzung*) Rekonstruktion der globalen plattentektonischen Entwicklung mit Blick auf Mitteleuropa seit dem Zerfall des Superkontinentes Rodinia. *Ad* Adriatisch-Apulische Platte, *Al* Alpen, *An* Anatolische Platte, *D* Deutschland, *Dk* Dänemark, *E* England, *F* Frankreich, *Fl* Florida, *GB* Großbritannien, *Ib* Iberia, *Ir* Irland, *Ka* Karpaten, *Pe* Penninischer Ozean, *Ma* Madagaskar, *Mo* Moesia (heutiges Rumänien), *Nf* Neufundland, *Py* Pyrenäen-Ozean, *Sc* Schottland, *Sk* Skandinavien, *Yu* Yucatán. (Verändert und ergänzt u. a. nach Tait et al. 1997; Hunter und Easterbrook 2004; Lawver et al. 2009; Frisch und Meschede 2013)

den Ozean sind heute nur noch wenige Reste im Mittelmeer, im Schwarzen Meer und in der Kaspischen See erhalten. Die Nord-Süd-Einengung führte in der jüngsten Zeit in Mitteleuropa zur Auffaltung des alpidischen Gebirgszuges, zu dem die Alpen, die Pyrenäen, der Apennin, die Dinariden und auch die Karpaten gehören. Weiter im Osten kam es während dieser Zeit zur Auffaltung und Heraushebung des Himalajas und der zwischen Indien und Europa liegenden großen Falten- und Deckengebirge.

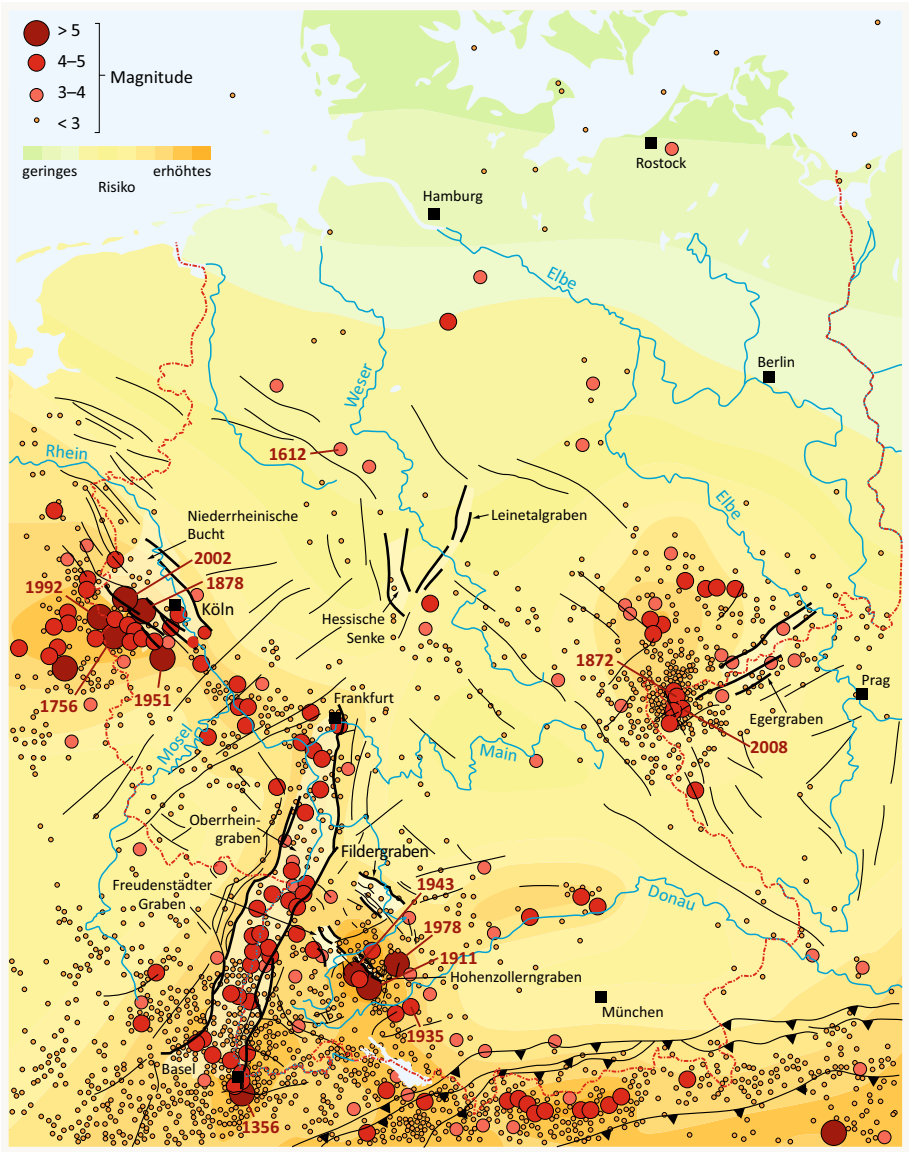
Die dynamische Erde – Erdbeben in Deutschland

M. Meschede, *Geologie Deutschlands,*
DOI 10.1007/978-3-662-45298-1_8, © Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2015

Am frühen Morgen des 13. April 1992 schreckten die Bewohner des deutsch-niederländischen Grenzgebietes zwischen Roermond und Düren bis hin nach Köln und Bonn aus dem Schlaf, aufgeweckt von Erschütterungen, bei denen Bücherregale umfielen, Tassen im Schrank klirrten und Dachziegel von den Dächern fielen. Es hatte sich ein **Erdbeben** ereignet, das mit einer Magnitude von 5,9 zu den schweren Erdbeben in Deutschland gezählt wird. In Nordrhein-Westfalen war ein Todesopfer zu beklagen, und es wurden mehr als 30 Personen verletzt, die meisten durch herabfallende Steine oder Dachziegel. Der Sachschaden betrug damals auf beiden Seiten der Grenze zusammen ca. 125 Mio. Euro. Einige Häuser waren so schwer beschädigt worden, dass sie abgerissen werden mussten, und im 80 km vom Erdbebenzentrum entfernten Köln stürzte durch die Erschütterungen eine Kreuzblume vom Dach des Kölner Doms. Im Rheinland war dies das schwerste Erdbeben seit dem Dürener Erdbeben von 1756. Das **Epizentrum** des Bebens lag ungefähr 4 km südwestlich der niederländischen Kleinstadt Roermond, und der Erdbebenherd lag in einer Tiefe von etwa 18 km (◘ Abb. 8.1). Das jüngste, deutlich spürbare Erdbeben in dieser Region ereignete sich am 22. Juli 2002 nordöstlich von Aachen, wo die Erschütterungen eine Magnitude von 5,0 erreichten.

Auch aus dem Süden Deutschlands sind ähnliche Vorkommnisse bekannt. Am 3. September 1978 ereignete sich um sechs Uhr morgens im Gebiet von Onstmettingen im Kreis Sigmaringen auf der Schwäbischen Alb ein Erdbeben der Magnitude 5,7 (◘ Abb. 8.1; ▶ Box 6: Erdbebenskalen). Auf der nahe gelegenen Burg Hohenzollern bei Balingen kam es sogar zum teilweisen Einsturz eines Seitenturmes (◘ Abb. 8.2). Insgesamt gab es 25 Verletzte, über 6000 Häuser wurden beschädigt, und der Schaden wurde auf umgerechnet 100 Mio. Euro beziffert. Dieses Gebiet gehört zum Einflussbereich des **Hohenzollerngrabensystems**, an dem es regelmäßig zu Erdbeben kommt. In den letzten hundert Jahren ereignete sich dort im Schnitt alle 30 bis 40 Jahre ein Erdbeben der Magnitude 5–6.

Ein weiteres Gebiet, das in Deutschland immer wieder einmal Erdbeben zu spüren bekommt, ist das Einzugsgebiet des



◘ Abb. 8.1 Vorkommen von Erdbeben in Deutschland und angrenzenden Gebieten mit einer Auswahl von Erdbebenlokationen der letzten 100 Jahre sowie einigen älteren historischen Erdbeben. Die Karte zeigt die Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Erdbeben. Das höchste Risiko besteht entlang der jungen Grabenstrukturen, die in der Karte dargestellt sind: Egergraben, Fildergraben, Freudenstädter Graben, Hohenzollerngraben, Leinetalgraben, Niederrheinische Bucht, Oberrheingraben. (Verändert nach Grünthal und Wahlström 2003; Leydecker 2011)

Box 6: Erdbebenskalen

Jeder kennt den Nachrichtentext: „Das Beben hatte eine Stärke von (…) auf der nach oben offenen Richterskala." Aber was ist das eigentlich, die Richterskala? Die **Richterskala**, benannt nach dem amerikanischen Geophysiker Charles F. Richter (1900–1985), ist nur eine von mehreren **Magnitudenskalen**, die zur Beschreibung der Stärke eines Erdbebens herangezogen werden (Richter 1935). Anfangs als M_L-Skala (*magnitude local*) bezeichnet, war sie in den 30er-Jahren des vorigen Jahrhunderts ein großer Fortschritt, da über diese Skala Erdbeben erstmalig weltweit vergleichbar wurden. Sie ist aber für schwerere Erdbeben mit Magnituden über 6,5 ungeeignet, da sie auf lokalen Amplitudenmessungen aus Seismogrammen beruht und in einem Umfeld von maximal 100 km um das Epizentrum des Erdbebens herum verlässliche Werte gibt. Heutzutage wird daher fast ausschließlich die **Momenten-Magnitude** (M_W) herangezogen, die sich auf die Größe des Erdbebenherdes bezieht und ein Maß für die freigesetzte Deformationsenergie darstellt, auch wenn in den Medien immer noch die Bezeichnung Richterskala verwendet wird. Im Bereich bis zu einer Erdbebenstärke von 6,5 stimmen die logarithmischen Skalen der Richterskala und der Momenten-Magnituden-Skala gut überein, bei Werten darüber ist aber nur die Momenten-Magnituden-Skala gültig. Auch ist in den Medien immer wieder von der „nach oben offenen Richterskala" die Rede. Das ist zwar theoretisch richtig, da nach oben keine Begrenzung besteht, doch für die Momenten-Magnitude hat man einen Maximalwert von 10,5 (M_W) errechnet. Ab einer Stärke von 10,6 würde die Erde auseinanderbrechen. Das stärkste bisher gemessene Erdbeben ereignete sich 1960 bei Valdivia in Chile mit einer Magnitude von 9,5 (M_W). Seit Beginn der Erdbebenaufzeichnungen gab es bisher weltweit nur fünf Erdbeben mit einer Magnitude von 9 und höher. Dazu gehören auch die beiden Erdbeben, die 2004 und 2011 die verheerenden Tsunamis am Rand des Indischen Ozeans und in Japan zur Folge hatten. Es ist zu beachten, dass es sich bei den Skalen zur Beschreibung der Erdbebenstärke um logarithmische Skalen handelt. Das bedeutet, dass z. B. ein Beben der Stärke 7 etwa 3-mal so stark ist wie ein Beben der Stärke 6 und 10-mal so stark wie ein Beben der Stärke 5. Es ist natürlich nicht möglich, die Magnitude historischer Erdbeben zu berechnen, denn Seismographen gibt es erst seit gut 100 Jahren. Für diese Erdbeben gibt es die beschreibende **Mercalli-Skala** (benannt nach dem italienischen Vulkanologen Giuseppe Mercalli, 1850–1914), bei der versucht wird, die Erdbebenstärke aufgrund von Beobachtungen und eingetretenen Schäden zu klassifizieren (Tab. 8.1). Über diese Art der Einschätzung ist man in der Lage, auch historische Erdbeben, wie z. B. das Erdbeben von Basel 1356 oder dasjenige von Lissabon 1755 in eine Relation zu den Erdbeben von heute zu stellen.

Tab. 8.1 Momenten-Magnitude und Intensitätsskala im Vergleich

Wirkung	Kurzbeschreibung	Momenten-Magnitude	Intensität (Mercalli)
nur instrumentell nachweisbar	unmerklich	2,0	I
vereinzelt spürbar	sehr leicht	2,5	II
leichte Vibrationen	leicht	3,0	III
Gegenstände schwanken	mäßig	3,5–4,0	IV
Türen schlagen	ziemlich stark	4,0–4,5	V
leichte Gebäudeschäden	stark	4,5–5,0	VI
mäßige Gebäudeschäden	sehr stark	5,5	VII
starke Gebäudeschäden, Giebel stürzen ein	zerstörend	6,0–6,5	VIII
schwere Gebäudeschäden, Risse im Erdboden	verwüstend	6,5–7,0	IX
schwere Zerstörungen	vernichtend	7,5	X
schwere Verwüstungen	Katastrophe	7,5–8,0	XI
totale Zerstörung	große Katastrophe	8,5–9,5	XII

Egergrabens im Vogtland und im Fichtelgebirge (Abb. 8.1). Das letzte größere Erdbeben ereignete sich hier im Oktober 2008, als ein Erdbebenschwarm mit einer maximalen Stärke von 4,1 die Bewohner der Region um ihren ruhigen Schlaf brachte.

Warum aber kommt es in bestimmten Regionen auch in Deutschland regelmäßig zu Erdbebenerschütterungen, während andere Gebiete davon weitgehend verschont bleiben? Die Ursache liegt in der Struktur des tieferen Untergrundes unter Europa.

Erdbeben sind in Europa nicht so häufig wie in anderen Regionen der Erde, aber sie kommen auch hier immer wieder in unregelmäßigen Abständen vor und können erhebliche Schäden anrichten. Historische Berichte erzählen von den großen Zerstörungen in Lissabon im November 1755 mit bis zu 50.000 Todesopfern (Abb. 8.3) oder in Basel im Oktober 1356 mit über 300 Todesopfern. In Lissabon wurde die Wirkung des Erdbebens vor allem durch einen nachfolgenden Tsunami verstärkt, ein Ereignis, das wir uns nach den Tsunamis im Indischen Ozean am 26. Dezember 2004 und in Japan am 11. März 2011 gut vorstellen können.

Normalerweise können wir Bewegungen der Erdkruste nicht wahrnehmen, weil sie für unser menschliches Zeitempfinden zu langsam vonstattengehen. In Erdbeben drücken sich diese Bewegungen allerdings auch für den Menschen spürbar aus. Bewegungen in der Erdkruste betragen im Durchschnitt nur wenige Millimeter pro Jahr, sie haben aber über viele Millionen und Milliarden Jahre hinweg das Aussehen der Erde fortwährend verändert und die heutigen Gebirge, Ebenen und Ozeane geprägt. Die Kontinente Europa und Amerika bewegen sich z. B. derzeit voneinander weg, und der Abstand zwischen Europa und Amerika wird dadurch jedes Jahr etwa 2–3 cm größer, etwa so



Abb. 8.2 Beim Erdbeben am 3. September 1978 auf der Schwäbischen Alb wurde ein Seitenturm der Burg Hohenzollern, die sich unmittelbar im Hohenzollerngraben befindet, stark beschädigt. (© picture-alliance/dpa). [N 48°19'23" / O 8°58'2"]

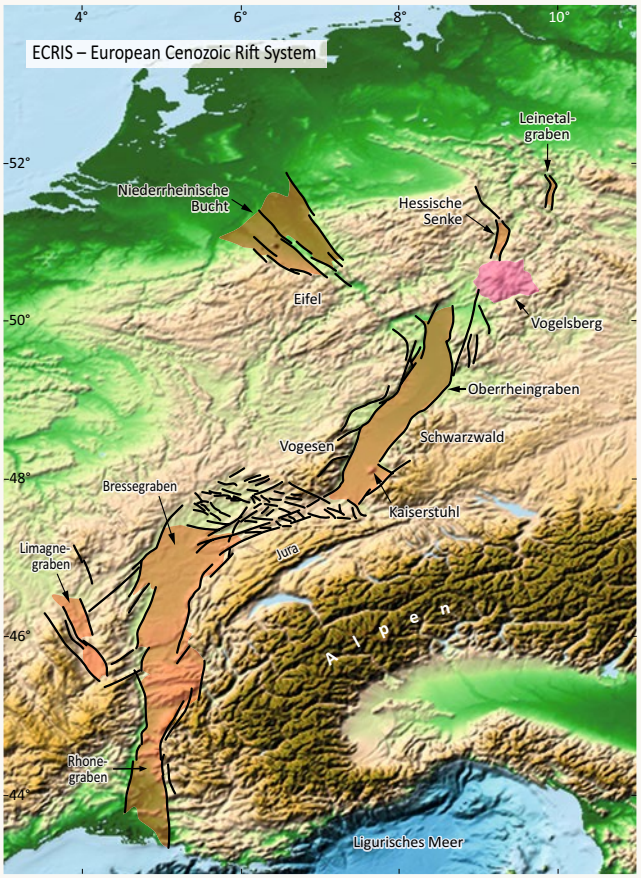


Abb. 8.3 Zeitgenössische Darstellung des Erdbebens von Lissabon im November 1755. (© picture-alliance/akg-images)

viel, wie unsere Fingernägel in einem Jahr wachsen. Um diese Phänomene zu erklären, haben die Geowissenschaftler die Theorie der Plattentektonik entwickelt, mit der sie heute in der Lage sind, das Entstehen und Vergehen von Krustenplatten, die Bewegungen der Erdkruste mit der Bildung von Gebirgen, Erdbeben und Vulkanismus in ein einheitliches und in sich geschlossenes Bild einzufügen (▶ Kap. 5).

Erdbeben, die sich in Deutschland ereignen, sind meistens ein Ausdruck von Dehnungen der Erdkruste. Zurzeit sind es die Grabenstrukturen des Hohenzollerngrabens, des Rurgrabens in der Niederrheinischen Bucht und des Egergrabens, die für die Erdbewegungen verantwortlich sind. Hier dehnt sich die kontinentale Kruste, sodass Gräben einsinken. Die dafür nötigen tektonischen Bewegungen nehmen wir als Erdbeben wahr. Der Oberrheingraben als die größte und geomorphologisch markanteste Struktur im Südwesten Deutschlands ist allerdings schon seit 6–7 Mio. Jahren nicht mehr als Graben aktiv. Es ereignen sich zwar mitunter noch kleinere Erdbeben entlang der Randstörungen des Oberrheingrabens, doch finden hier keine Dehnungen, sondern Seitenverschiebungen statt, die ein Ausdruck der veränderten tektonischen Hauptrichtungen sind. Bis vor ca. 6–7 Mio. Jahren war die Hauptdehnungsrichtung in WNW-OSO-Richtung und damit genau senkrecht zur NNO-SSW verlaufenden Grabenachse des Oberrheingrabens, die zugleich die Haupteinengungsrichtung darstellte. Der Oberrheingraben ist das zentrale Teilstück der tektonisch bedeutendsten, ganz Europa von Norden nach Süden durchziehenden känozoischen Bruchstruktur (◘ Abb. 8.4). Früher wurde sie als Mittelmeer-Mjösen-Zone zusammengefasst (Stille 1925), heute bezeichnet man sie allgemein als **Europäisches Grabenbruchsystem** *(European Cenozoic Rift System*, ECRIS; Ziegler 1992). Sie beginnt im Süden im Golf von Lyon und setzt sich über den Rhonegraben, Bressegraben, Limagnegraben und kleineren Parallelstrukturen nach Norden fort. Mit dem Oberrheingraben ist sie über die Rhein-Bresse-Transformstörungszone verbunden (Laubscher 1970; Frisch und Meschede 2013). Nach Norden verzweigt sich das ECRI-System in die nordöstlich folgende Hessische Tertiärsenke und verschiedene kleinere Senkungsgebiete, die in das Südniedersächsische Becken übergehen, und die Niederrheinische Bucht, die über einige mittelrheinische kleinere Becken (Neuwieder Becken) nach Nordwesten abzweigt. Unter dem Mainzer Becken befindet sich der schon von Cloos (1938) entsprechend interpretierte Rheinische Tripelpunkt für diese Verzweigung. Seine Fortsetzung findet der nordwestliche Ast in den Grabenstrukturen der Nordsee (Nordsee- bzw. Vikinggraben). Der Leinetalgraben gehört entgegen früherer Annahmen nicht zu diesem känozoischen System, da er, wie auch der Oslograben, zu Beginn des Tertiärs bereits nicht mehr aktiv war.

Der Durchriss der europäischen Kontinentalplatte war mit der Verlagerung des europäischen Spannungssystems gestoppt. Die Einengungsrichtung änderte sich im Miozän in NW-SO, sodass der Oberrheingraben nicht weiter einsinken konnte. Heute sind der wesentlich kürzere und schmalere Hohenzollerngraben mit einigen parallelen Strukturen (z. B. Freudenstädter Graben, Fildergraben) sowie der Rurgraben und seine Parallelstrukturen (z. B. der Erftsprung) in der Niederrheinischen Bucht die



◘ **Abb. 8.4** Das känozoisch gebildete europäische Grabenbruchsystem ECRIS (*European Cenozoic Rift System*) vom Rhonegraben über den Bresse- und Oberrheingraben bis in die Niederrheinische Bucht. (Verändert nach Frisch und Meschede 2013)

aktiven Graben- und Störungssysteme, deren Hauptdehnungsrichtung mit den heutigen Spannungsverhältnissen übereinstimmt (◘ Abb. 8.5). Auch das Aufdringen von magmatischen Schmelzen entlang NW-SO verlaufender Störungszonen in der Eifel folgt dieser Ausrichtung (◘ Abb. 14.9 und 14.10).

Im Grabensystem der Niederrheinischen Bucht ereigneten sich historisch gesehen die Erdbeben mit den stärksten Magnituden in Deutschland und seiner unmittelbar angrenzenden Umgebung, so zählt das Roermond-Beben von 1992 mit einer Magnitude von 5,9 zu den stärksten jemals hier gemessenen Erdbeben (◘ Abb. 8.1 und 8.6). Die **Niederrheinische Bucht** ist eine junge tektonische Struktur. Sie ist jünger als der Oberrheingraben und ist im Gegensatz zu diesem auch heute noch als tektonischer Graben aktiv. Es ist eine Ironie der Geschichte, dass das Roermond-Beben sich just zu einem Zeitpunkt ereignete, als eine Überarbeitung der Baugenehmigung für das Kernkraftwerk Mülheim-Kärlich anstand. Der anfänglich direkt auf einer Störung des Grabensystems geplante Reaktor wurde wegen dieser Gefährdung ohne erneute Baugenehmigung einige Zehnermeter daneben errichtet. Die erteilte Baugenehmigung blieb aber umstritten und wurde am Ende u. a. aufgrund der Erfahrung des Roermond-Erdbebens verworfen, was zur endgültigen Abschaltung des Kernkraftwerkes führte. Im Gebiet der Niederrheini-

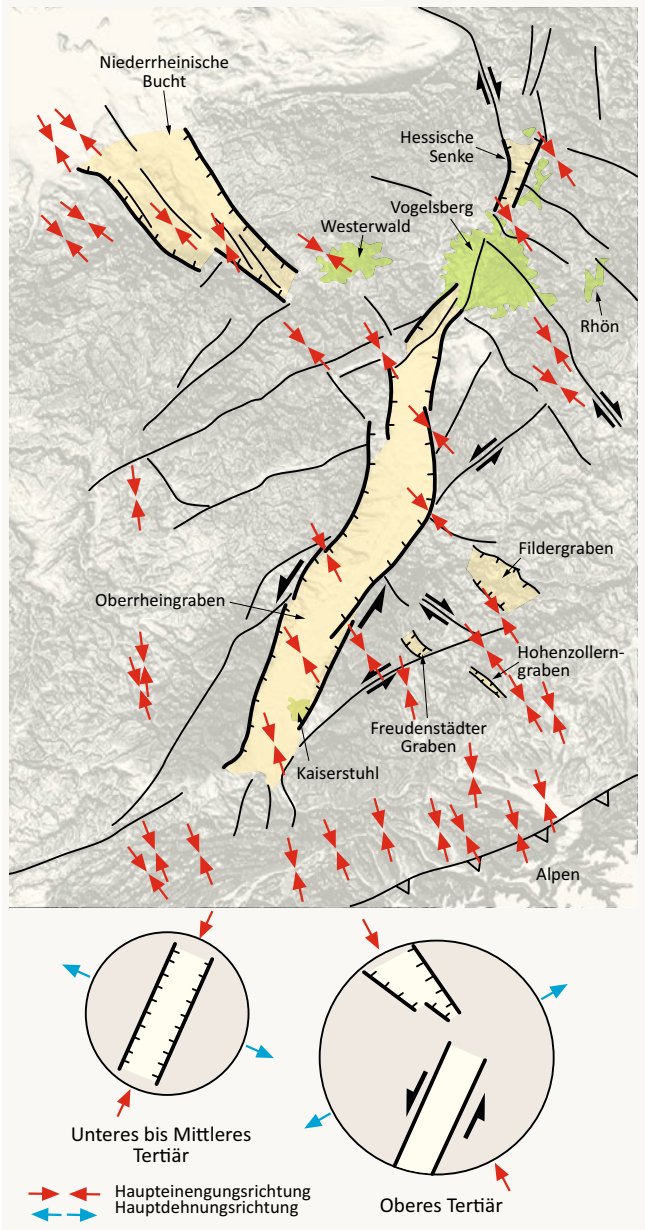


Abb. 8.5 Tertiäre und quartäre Grabensysteme im südwestlichen Deutschland. Die *roten Pfeile* zeigen die Richtung der heute vorherrschenden horizontalen Hauptdruckspannungen an (Blundell et al. 1992; Heidbach et al. 2008). Die Änderung des Spannungsfeldes vom Unteren/Mittleren zum Oberen Tertiär ist in den beiden schematischen Diagrammen (*unten*) dargestellt. Das ältere Spannungsfeld führte zur Bildung des Oberrheingrabens, das jüngere zur Bildung des Grabens der Niederrheinischen Bucht und einiger kleinerer Grabensysteme sowie zu linksseitig verschiebenden Bewegungen im Oberrheingraben. Die mit der tertiären Grabenbildung in Zusammenhang stehenden Vulkane sind grün dargestellt. (Verändert nach Frisch und Meschede 2013)

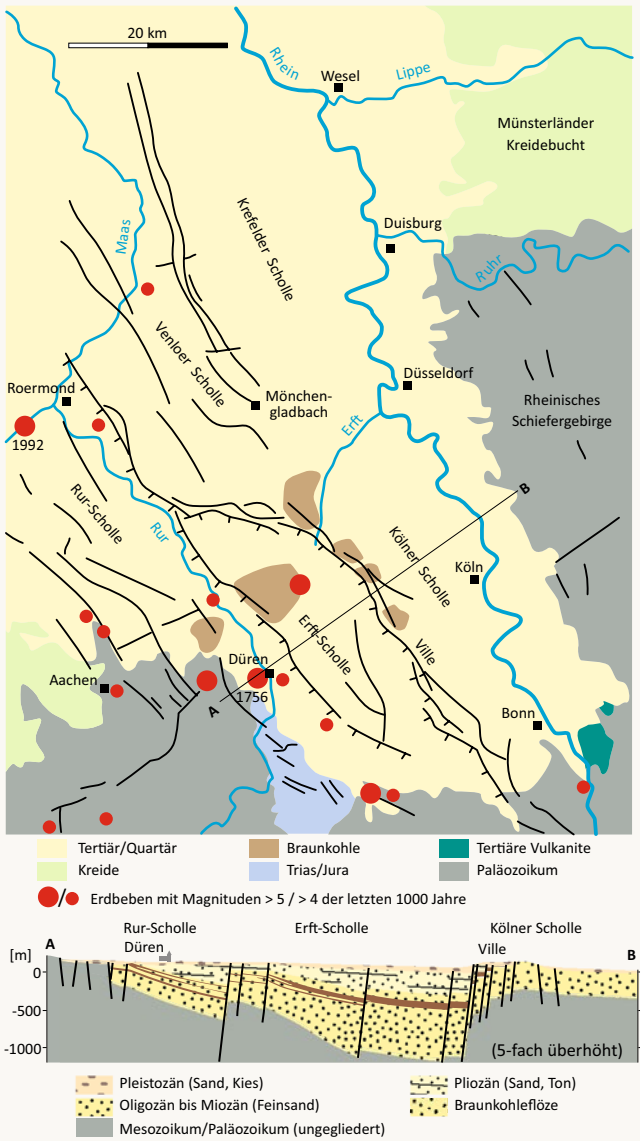


Abb. 8.6 Tektonische Übersichtskarte und geologisches Querprofil (*A – B*) durch die Niederrheinische Bucht (Verändert nach Walter 2007; Alberts et al. 1988)

schen Bucht muss indes auch in Zukunft mit Erdbeben gerechnet werden, die vielleicht auch einmal die Magnitude 6 überschreiten können.

Der **Hohenzollerngraben** auf der Schwäbischen Alb ist eine oberflächlich nicht auf den ersten Blick erkennbare Dehnungsstruktur. Sie gehört zu einem verzweigten Grabensystem, das tektonische Spannungen im Untergrund widerspiegelt. Zu diesem System gehören auch der Freudenstädter Graben und einige kleinere Grabenstrukturen, deren Grabenachsen parallel zum Hohenzollerngraben liegen. In Abb. 8.7 sind die wichtigsten tektonischen Strukturen im Südwesten Deutschlands im Umfeld des Hohenzollerngrabens dargestellt. Die Verteilung der Erdbebenherde, einschließlich solcher mit sehr kleinen Magnituden, die nur mit Messinstrumenten ermittelt werden können, liegt jedoch nicht parallel zur Grabenachse des Hohenzollerngrabens, sondern verläuft etwa in Nord-Süd-Richtung. Darin äußert sich eine **Entkoppelung** des oberen Krustenstockwerks, das mit tektonischen Dehnungsbrüchen ähnlich wie Fiederspalten in einer Scherzone auf einwirkende Spannungen reagiert. Der tiefere Untergrund unterhalb eines eher plastisch reagierenden Salinarhorizontes (Mittlerer Muschelkalk) orientiert sich dagegen an alten ererbten Strukturen, die ähnlich wie der Oberrheingraben

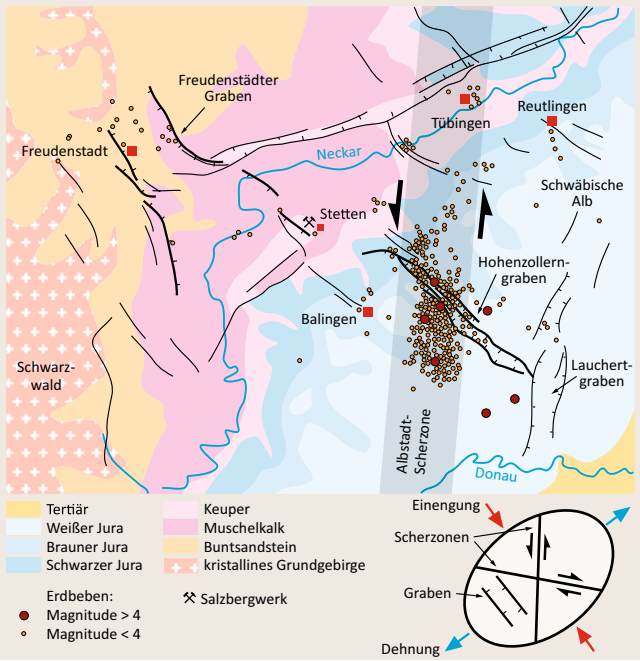


Abb. 8.7 Tektonische Übersichtskarte der Grabensysteme im Umfeld der Albstadt-Scherzone. (Verändert und ergänzt nach Reinecker und Schneider 2002)

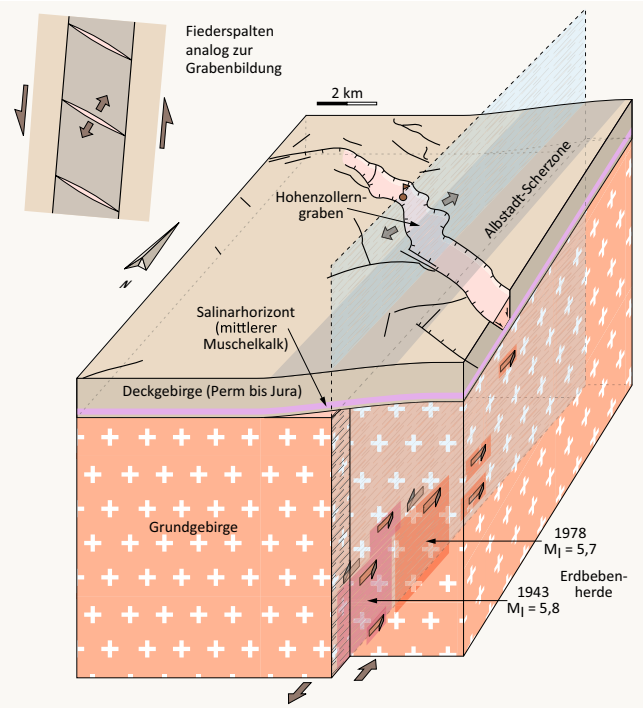


Abb. 8.8 Blockbilddarstellung der Albstadt-Scherzone. Im Grundgebirge reagiert sie als Seitenverschiebung, an der Oberfläche wirkt sich die Bewegung in Form von Grabenbrüchen aus. (Verändert und ergänzt nach Reinecker und Schneider 2002)

ausgerichtet sind (Abb. 8.8). Die Erdbeben entlang dieser als **Albstadt-Scherzone** bezeichneten Struktur sind aber dementsprechend auch keine Dehnungsbeben, sondern zeigen die charakteristischen Eigenschaften von Seitenverschiebungen. So kann es dazu kommen, dass Strukturen, die oberflächlich eindeutig als Gräben erkennbar sind, eigentlich eine Seitenverschiebung im Untergrund als Ursache haben (Reinecker und Schneider 2002).

Die tektonischen Verwerfungen des Hohenzollerngrabens lassen sich bei einer Wanderung am Raichberg mit Blick auf die Burg Hohenzollern nachvollziehen, obwohl sie sich nicht in einer grabenförmigen Senke äußern. Die Burg Hohenzollern liegt direkt im Graben und gilt als eines der klassischen Beispiele für eine **Reliefumkehr** (Abb. 8.9). Da der Burgberg von der Hochfläche der Schwäbischen Alb geomorphologisch abgetrennt ist, fällt er auch unter die Kategorie **Zeugenberg**, das ist ein Berg, der davon zeugt, dass sich der **Albtrauf** in der Vergangenheit auch einmal hier befand. Da aber die erosionsbeständigeren Kalke an dieser Stelle durch den Grabenbruch tiefer liegen, ist die Erosion noch nicht so weit fortgeschritten, und die Kappe des Berges schützt die darunter liegenden weichen Schichten noch eine Weile vor der Erosion. Der Burgberg ist aus Kalksteinen des Unteren Weißen Juras aufgebaut, die Hänge bestehen bereits aus Mergeln des Braunen Juras (zur Nomenklatur der stratigraphischen Einheiten s. Abb. 11.56 und ▶ Abschn. 11.6). Der etwas höhere danebenliegende Raichberg befindet sich außerhalb des Hohenzollerngrabens und steht in Verbindung zur Hauptfläche der Schwäbischen Alb. Am Raichberg finden sich im Gipfelbereich auch noch die Gesteine des Oberen Weißen Juras. Läuft man auf einem Rundweg zu den sog. Hangenden Steinen, quert man die Grabenrandstörung, die unterhalb der Hangenden Steine verläuft. Die Hangenden Steine sind große Felsbrocken,

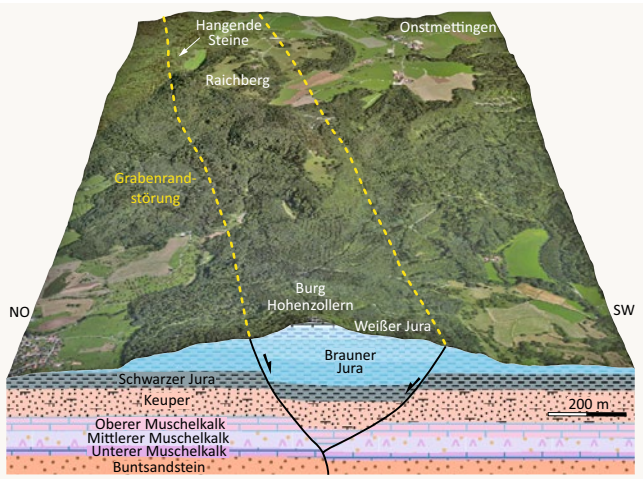


Abb. 8.9 Reliefumkehr am Hohenzollerngraben im Gebiet der Burg Hohenzollern. (Profildarstellung verändert nach Geyer et al. 2011; Satellitendaten: Esri Digital Globe GeoEye, i-cubed, USDA, AEX, Getmapping, Aerogrid, IGN, IGP, swisstopo, and the GIS user)

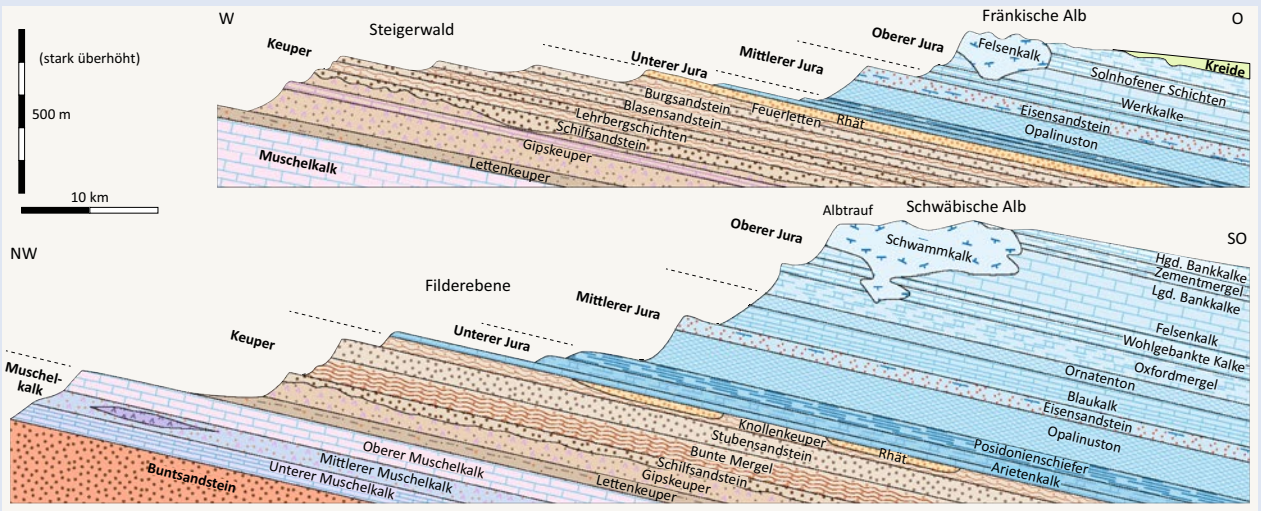
die im Begriff stehen, vom Albtrauf abzubrechen und die Hänge hinunterzurutschen. Stellenweise haben sich an der Kante bereits metergroße Spalten zwischen den Hangenden Steinen und der intakten Kalkschicht gebildet. Diese rückschreitende Erosion ist am Albtrauf überall zu beobachten und äußert sich durch die markante Steilstufe, die von den hellen Kalken des Weißen Juras gebildet wird (▶ Box 7: Schichtstufenlandschaft). Von einer Aussichtsplattform auf den Hangenden Steinen, die ebenfalls zum Oberen Weißen Jura gehören, lässt sich der Versatz an der Gra-

Box 7: Schichtstufenlandschaften

Die Landschaften im mittleren und südwestlichen Deutschland sind in weiten Bereichen durch geomorphologisch gut erkennbare Schichtstufen charakterisiert. Solche Landschaften entstehen in sedimentären Schichten, die durch Erosion angeschnitten wurden und in denen Schichtpakete mit unterschiedlich abtragungsresistenten Gesteinsschichten vorkommen. Die Sedimentgesteine wurden nach ihrer Ablagerung und Verfestigung herausgehoben und leicht schräggestellt (ca. 2–7°). Wenn eine verwitterungsresistentere über einer leichter zu verwitternden Schicht liegt, z. B. ein fester Kalkstein über einem weichen Mergel oder Tonstein, kann sich eine **Schichtstufe** bilden. Die härtere Schicht wird als **Stufenbildner** bezeichnet. Da die stufenbildende Schicht häufig gut geklüftet und wasserleitend ist, der darunterliegende Sockelbildner aber meist wasserstauend, entwickelt sich unterhalb der Steilstufe vielfach ein **Quellhorizont**, der beim Stufenbildungsprozess eine wichtige Rolle spielt. Der Stufenbildner wird langsamer abgetragen als die darunterliegende weiche Schicht, wodurch die härtere unterhöhlt wird und abbricht. Die entstehende Kante wird durch diesen sich ständig wiederholenden Prozess allmählich zurückverlegt. Man spricht dabei von **rückschreitender Erosion**. Die Erosion schneidet in die Steilstufe zahlreiche steile Täler ein, wodurch sie stark zergliedert wird. Dabei bleiben nicht selten einzelne Blöcke mit dem Stufenbildner als schützende harte Schicht noch eine Weile erhalten und bilden die sogenannten **Zeugenberge**. Anhand der Zeugenberge lässt sich der ehemalige Verlauf der Abbruchkante rekonstruieren.

Die markanteste Schichtstufe in Deutschland bildet der Weiße Jura der Schwäbischen und Fränkischen Alb (◘ Abb. 8.10). Diese Schichtstufe, die auf der Schwäbischen Alb als **Albtrauf** bezeichnet wird, erstreckt sich als weithin sichtbare, etwa von Südwesten nach Nordosten verlaufende Steilstufe vom Schwarzwald bis fast nach Nürnberg. Die Schichtstufe der Fränkischen Alb setzt sich nahezu senkrecht dazu von Südsüdosten nach Nordnordwesten verlaufend fort. Doch neben der Schichtstufe des Weißen Juras gibt es noch drei weitere Gesteinsformationen, die als markante Schichtstufen in Erscheinung treten: der Buntsandstein über dem variszischen Grundgebirge, der Muschelkalk über dem Buntsandstein und der Keupersandstein, der teilweise noch von den harten Kalkbänken des Unteren Juras (Arietenkalk; ◘ Abb. 8.10) überlagert ist und über den weicheren Keupermergeln und -tonsteinen liegt.

Die Südwestdeutsche Schichtstufenlandschaft ist eine Folge der Bildung des Oberrheingrabens (▶ Abschn. 13.2; ◘ Abb. 13.4). Zu Beginn hoben sich die heute an den Rändern des Grabens liegenden Gebirge (Schwarzwald, Vogesen, Odenwald, Pfälzer Wald) heraus und der Graben brach ab dem Oligozän ein. Die tektonische Hebung verkippte die Sedimentschichten der angrenzenden Gebiete und schuf die Voraussetzung dafür, dass sich durch die dann einsetzende Erosion Schichtstufen herausbilden konnten. Anhand von Zeugenbergen und anderen Relikten der ehemals überlagernden Sedimentschichten lässt sich feststellen, dass der Trauf der Schwäbischen Alb seit dem Oligozän um bis zu 60 km zurückverlegt wurde.



◘ **Abb. 8.10** Schichtstufenbildner in den flach lagernden Sedimenten der Trias und des Juras Süddeutschlands (Schwäbische und Fränkische Alb). (Verändert und ergänzt nach Wagner 1960)

benrandstörung nachvollziehen. Man blickt von hier auf einen Steilabbruch an der gegenüberliegenden Talseite, die schon nicht mehr zum Graben gehört. Dort stehen in gleicher topographischer Höhe Gesteine des älteren Weißen Juras an, woraus sich an den Randstörungen eine Sprunghöhe bis zu etwa 100 m ergibt.

Die Ursachen für die Grabenbildungen in Deutschland sind nicht überall die gleichen. Während es sich beim Hohenzollerngraben um ein Zusammenspiel von Seitenverschiebung und oberflächlicher Dehnung und in der Niederrheinischen Bucht um Zerrungen der Erdkruste in Richtung des derzeit existierenden Spannungsfeldes der Erdkruste handelt, könnte es sich im Vogtland auch um eine Magmakammer in der Tiefe handeln. Allerdings sind auch hier Nord-Süd ausgerichtete tektonische Strukturen, die während der variszischen Gebirgsbildung angelegt wurden, im Untergrund vorhanden. Diese Strukturen können bei tektonischen Bewegungen als Seitenverschiebungen aktiviert werden (Bankwitz et al. 2003). Möglicherweise sind beide Ursachen gleichermaßen für die Erdbeben in dieser Gegend verantwortlich.

Die Erdbeben im Vogtland und in Nordwestböhmen auf der tschechischen Seite (◘ Abb. 8.1) markieren Bewegungen im Umfeld des Egergrabens. Sie sind vor allem durch sogenannte **Schwarmbeben** charakterisiert. Dabei erfolgt gleich eine ganze Serie von Erdstößen, manchmal bis zu mehreren tausend innerhalb weniger Wochen und alle etwa am selben Ort. Sie sind aber nicht besonders stark, die meisten Erdstöße bleiben unter einer

Magnitude von 3, und man kann sie deswegen in der Regel nicht einmal spüren. Mitunter werden aber auch Magnituden von 4 gemessen, und in Ausnahmefällen können sogar Werte bis zu 5 erreicht werden. Das letzte Mal war dies im Oktober und November 2008 der Fall. Immerhin gehört diese Region, in der sich solche Erdbeben alle 8–10 Jahre ereignen, zu den seismisch aktivsten Regionen Deutschlands. Die Ursache für diese Schwarmbeben ist noch nicht eindeutig geklärt, aber es gibt Vermutungen, dass sich im tieferen Untergrund des Egergrabens eine Magmakammer entwickelt. Gasaustritte an der Erdoberfläche lassen durch ihre ungewöhnliche Zusammensetzung auf einen Ursprung in großer Tiefe schließen und legen die Vermutung nahe, dass es sich hier um **Entgasungen einer Magmakammer** handelt (▶ Kap. 14; Bräuer et al. 2009). Die Gase sammeln sich unter einer abdichtenden Schicht, wo sich der Druck immer weiter erhöht. Irgendwann hält das Gestein dem Druck nicht mehr stand und bricht, sodass es in der Folge zu den bekannten Schwarmbeben kommt, die manchmal monatelang andauern können.

Ein weiteres, bislang wenig beachtetes Gebiet in Deutschland, in dem sich Erdbeben ereignen können, befindet sich am Rand des Teutoburger Waldes im Einzugsbereich der **Osning-Überschiebung** (◘ Abb. 8.1). Dort kam es im Jahr 1612 zu einem Erdbeben, das im Raum Bielefeld für Gebäudeschäden wie eingestürzte Schornsteine oder heruntergefallene Dachpfannen sorgte (Keiter 2012). Nach der Intensitätsskala nach Mercalli (▶ Box 6: Erdbebenstärke) kann man dem Beben eine Stärke um VI zuordnen, was einer Stärke zwischen 4,5 und 5 auf der Momenten-Magnituden-Skala entsprechen würde. Der Grund für dieses Erdbeben liegt in tektonischen Strukturen, die während der Oberen Kreide entstanden. Dabei kam es zu kompressiven Bewegungen, in deren Folge neben der Osning-Überschiebung z. B. auch die Harznordrandverwerfung, die Lausitzer Überschiebung und zahlreiche andere herzynisch ausgerichtete Strukturen entstanden (▶ Abschn. 11.7.2).

Erdbeben mit einer gänzlich anderen Ursache ereignen sich auch heute noch regelmäßig in ehemaligen und aktiven Bergbaugebieten. Im Ruhrgebiet wurden dabei Bewegungen mit Magnituden bis zu 3,3 gemessen. Zwar ereignen sich pro Jahr allein im Ruhrgebiet über 1000 solcher **bergbauinduzierter Erdbeben**, doch ist die überwiegende Mehrheit der Ereignisse nur sehr schwach mit Magnituden unter 2,0. Selbst die kräftigen Beben dieser Art sind, wenn sie überhaupt wahrgenommen werden, nur in einem Umkreis von wenigen hundert Metern bis zu Kilometern um das Bebenzentrum spürbar. Der Grund für die Erdbeben sind **Bergsenkungen** über einstürzenden Hohlräumen, bei denen es zu Scherbewegungen kommt, durch die Erdbebenwellen ausgelöst werden. Die Bergsenkungen sind eine Folge des Bergbaus, bei dem große Mengen an Rohstoffen (Kohle, Salz, Erze, auch Erdgas) aus dem Untergrund entnommen wurden. Die dabei entstandenen Hohlräume wurden durch das darüberliegende nachsinkende Gebirge wieder verschlossen. Es entstehen zwar in der Regel keine plötzlichen und unkontrollierbaren Schäden an der Oberfläche, und die Senkungen klingen nach einigen Jahren auch wieder ab, doch sind z. B. im Ruhrgebiet infolge des Bergbaus große Gebiete um bis zu 20 Meter abgesackt. Damit das Gebiet durch die Flüsse der Umgebung nicht überschwemmt wird, muss das Senkungsgebiet seit nunmehr 100 Jahren ständig abgepumpt werden. Dadurch entstehen im Ruhrgebiet die sogenannten **Ewigkeitskosten**. Ohne die Pumpen wäre das Ruhrgebiet innerhalb weniger Wochen vollgelaufen und ein großer See entstünde anstelle des dicht besiedelten Gebietes zwischen Duisburg und Hamm.

Vor wenigen Jahren ereignete sich ein Erdbeben der Magnitude 4,4 in der bis dahin seismisch eher ruhigen Gegend um Rotenburg/Wümme zwischen Bremen und Hamburg (◘ Abb. 8.1). Hier besteht möglicherweise ein Zusammenhang mit der Erdgasförderung in dieser Region (Dahm et al. 2007), doch werden auch tektonische Ursachen nicht gänzlich ausgeschlossen. Zu den weltweit stärksten, durch menschliche Tätigkeit hervorgerufenen Erdbeben zählt der **Gebirgsschlag** von Völkershausen in der Rhön. Im März 1989 kam es hier zu einem Erdbeben der Magnitude 5,6–5,8, das durch den Einsturz einer Abbaukammer kombiniert mit einer Gasexplosion im nahe gelegenen Kalibergbau verursacht wurde und die Ortschaft Völkershausen großflächig zerstörte.

Frühe Zeugen der geologischen Entwicklung in Deutschland

9.1 Das vorvariszische Grundgebirge – 52

9.2 Vorkommen von proterozoischen und altpaläozoischen Einheiten – 53

9.2.1 Harz – 53
9.2.2 Rheinisches Schiefergebirge – 56
9.2.3 Lausitz – 56
9.2.4 Elbezone – 56
9.2.5 Erzgebirge – 57
9.2.6 Schwarzburger Sattel – 57
9.2.7 Böhmisches Massiv – 58
9.2.8 Schwarzwald – 59

M. Meschede, *Geologie Deutschlands,*
DOI 10.1007/978-3-662-45298-1_9, © Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2015

In Deutschland gibt es nur wenige Vorkommen von Gesteinen mit präkambrischen Altern, obwohl das **Präkambrium** mit dem **Proterozoikum** (griech. *proteros*: früh; griech. *zoon*: Lebewesen), **Archaikum** (griech. *archaios*: alt) und **Hadäikum** (benannt nach dem Hades, der Unterwelt der griechischen Mythologie) fast 90 % der gesamten Erdgeschichte umfasst. Das liegt daran, dass Deutschland nur randlich mit den alten kratonischen Einheiten wie z. B. dem Baltischen Schild in Verbindung steht und im Wesentlichen aus Gesteinskomplexen besteht, die während der kaledonischen, variszischen oder alpidischen Gebirgsbildungsphase entstanden oder stark überprägt wurden. Die ältesten hier nachweisbaren Gesteinsalter lassen sich der **cadomischen Orogenese** zuordnen (benannt nach *Cadomus*, lateinischer Name der Stadt Caen in Nordfrankreich; Typuslokalität der cadomischen Diskordanz). Darunter versteht man eine Gebirgsbildungsphase im obersten Proterozoikum vor etwa 650–535 Mio. Jahren, die am Nordrand von Gondwana und am Ostrand von Baltika ihre Spuren hinterließ. Sie verlief zeitgleich zur panafrikanischen Orogenese, die den gesamten afrikanischen Kontinent erfasste, und zur assyntischen Faltung im Norden Schottlands, die durch eine Winkeldiskordanz an der Basis des Unterkambriums markiert ist. Das oberste Proterozoikum wird nach der neuesten Definition durch die Internationale Stratigraphische Kommission als **Ediacarium** (635–545 Mio. Jahre v. h.) bezeichnet und ersetzt ältere Begriffe wie Neoproterozoikum III oder Vendium. Das Ediacarium ist nach den Ediacarahügeln in Südaustralien benannt, einem der bekanntesten Fundorte der Ediacarafauna, die als die erste höher entwickelte Fauna mit größeren, vielzelligen Lebewesen gilt.

Es gibt in Deutschland keine Gebiete, in denen vorcadomische Gesteine oberflächlich aufgeschlossen sind und die das während der cadomischen Orogenese bereits vorhandene Grundgebirge repräsentieren würden. Die Entwicklung vor der cadomischen Orogenese kann daher nur aus indirekten Informationen anhand von überlieferten Fragmenten wie z. B. detritischen oder in Magmatiten erhaltenen älteren **Zirkonen** abgeleitet werden. In einigen metamorphen Paragesteinen (d. h. Metamorphiten mit sedimentärem Ausgangsgestein) des Böhmischen Massivs (► Abschn. 10.3.4) sind Zirkone enthalten, die aus älteren Gesteinen stammen und umgelagert wurden. Mit 3,84 Mrd. Jahren wurden in der Nähe von Regensburg in Ostbayern die ältesten detritischen Zirkone in Mitteleuropa datiert (Gebauer et al. 1989). Insgesamt zeigt das Altersspektrum der Zirkone im Böhmischen Massiv Häufungen bei 2,5–2,0 und 1,9–1,6 Mrd. Jahren sowie zwischen 950 und 535 Mio. Jahren v. h. Aufgrund ähnlicher Altersspektren wird eine enge Verbindung zum Nordrand des Gondwana-Kontinentes während des Proterozoikums angenommen. Vereinzelt gibt es im Böhmischen Massiv Stellen, an denen Gesteine mit proterozoischen Altern datiert wurden: der Svetlik-Orthogneis (Südböhmen) mit 2,1 Mrd. Jahren (Wendt et al. 1993) oder der Dobra-Orthogneis, der mit 1,36 Mrd. Jahren als das älteste Gestein Österreichs gilt (Friedl et al. 2004). Beide Gesteine sind vermutlich aus einem Granit hervorgegangen, der über einer Subduktionszone entstand (Patočka et al. 2003). In einigen jungproterozoischen Grauwacken und Konglomeraten des **Barrandiums** sind Gerölle erhalten geblieben, die Auskunft über eine vorcadomische kristalline Kruste geben. Die fragmentarischen Reste lassen darauf schließen, dass größere Teile Mitteleuropas von sehr alter, möglicherweise sogar archaischer kontinentaler Kruste unterlagert sind.

Auch Gesteine des älteren Paläozoikums kommen in Deutschland nicht flächendeckend, sondern nur vereinzelt vor. Meistens treten sie in Abfolgen auf, die im Jungproterozoikum beginnen und sich bis ins Kambrium, stellenweise mit Unterbrechungen auch bis ins Ordovizium und Silur hinein fortsetzen. Allen gemeinsam ist, dass sie von der variszischen Orogenese (► Kap. 10) erfasst und in unterschiedlicher Intensität überprägt wurden. Sie sind heute in den verschiedenen Einheiten des variszischen Gebirges zu finden.

9.1 Das vorvariszische Grundgebirge

Vor ca. 750 Mio. Jahren zerfiel der Superkontinent **Rodinia** und es entstanden eine Reihe von eigenständigen Kontinentalplatten, mit denen die Rahmenbedingungen für das tektonische Geschehen während des Paläozoikums geschaffen wurden (◘ Abb. 7.1a, b). Im mitteleuropäischen Raum wurde die Entwicklung im ausgehenden Proterozoikum und während des Paläozoikums von **Baltika** im Nordosten, **Laurentia** im Nordwesten und **Gondwana** im Süden bestimmt. Schon bald nach dem Zerfall Rodinias kam es wieder zur Ausbildung von aktiven Kontinenträndern und Gebirgsbildungsprozessen, wie wir sie heute in den Anden kennen. Diese in Mitteleuropa als cadomische Orogenese bezeichnete Phase machte sich fast weltweit an den damaligen Plattenrändern bemerkbar, Kontinent-Kontinent-Kollisionen sind jedoch aus dieser Zeit nicht bekannt. Am Nordrand Gondwanas gebildete Reste von cadomischen Akkretionskeilen finden sich heute z. B. in proterozoischen Gesteinen des Saxothuringikums und Moldanubikums.

Gondwana, das sich während der panafrikanischen Orogenese vor ca. 650 bis 600 Mio. Jahren durch den Zusammenschluss verschiedener kontinentaler Platten bildete, lag gegen Ende des Proterozoikums auf der Südhalbkugel und überdeckte den Südpol. Baltika und Laurentia, die sich ebenfalls noch auf der Südhalbkugel befanden, begannen am Ende des Proterozoikums mit der Öffnung des **Iapetus-Ozeans** nach Norden zu driften. Zeitgleich öffnete sich ein Seitenarm des Iapetus-Ozeans, der **Tornquist-Ozean** (oder Tornquist-See), zwischen Baltika und Gondwana (◘ Abb. 7.1c). Gondwana vereinte zu dieser Zeit die heutigen Kontinente Südamerika, Afrika, Antarktika, Indien und Australien sowie Madagaskar und Neuguinea als kleinere Schollen. Es blieb während des gesamten Paläozoikums ein zusammenhängender Großkontinent, der erst im Jura in die heutigen Teile zerfiel. Lediglich einige kleinere Bereiche, wie z. B. die späteren Terrane Avalonia und der Armorikanische Terrankomplex spalteten sich von den Rändern Gondwanas im Paläozoikum ab.

Das Grundgebirge Deutschlands ist von drei aufeinanderfolgenden orogenen Phasen geprägt, der cadomischen, der kaledonischen und der variszischen Orogenese. Einige Kerne der Krustenblöcke, die während der Orogenesen zusammenge-

schweißt wurden, stammen aus älteren proterozoischen Komplexen, die während der cadomischen Orogenese im ausgehenden Proterozoikum ihre Prägung erfuhren. In Deutschland sind die cadomisch geformten Gesteinsserien nur an wenigen Stellen aufgeschlossen, sie bilden aber in der Tiefe das Grundgebirge der kontinentalen Kruste. Das etwas jüngere kaledonische Gebirge ist hingegen nicht direkt, sondern nur über Bohrungen im tieferen Untergrund Norddeutschlands erschlossen. Es zieht sich von England kommend, wo es aufgeschlossen ist, unter der Nordsee hindurch bis nach Norddeutschland und Polen. Heute ist es von mächtigen jüngeren Deckschichten aus dem Mesozoikum und Känozoikum bedeckt. Die Grenze zwischen kaledonisch und variszisch gebildetem Grundgebirge verläuft entlang einer etwa von Münster (Westfalen) nach Stettin (Polen) in WSW-ONO-Richtung streichenden Linie. Sie ist mehrfach von Seitenverschiebungen unterbrochen (◘ Abb. 9.1). Nach Norden hin wird das kaledonisch gebildete Grundgebirge von der **Tornquist-Teisseyre-Zone** begrenzt. Hier befand sich der Tornquist-Ozean, ein Seitenarm des sehr viel größeren Iapetus-Ozeans, der während der Kollision Avalonias mit Baltika geschlossen wurde (◘ Abb. 7.1d).

Die ältesten zusammenhängenden Gesteinskomplexe, die in Deutschland oberflächlich zugänglich sind, werden in das Jungproterozoikum (Ediacarium) datiert. Sie finden sich in der Lausitz, im Erzgebirge, im Thüringisch-Vogtländischen Schiefergebirge und in einigen weiteren kleinen Vorkommen im Saxothuringikum (Torgau-Doberlug, Clanzschwitz, Dohna; Linnemann et al. 2008) sowie im westlichsten Teil des Böhmischen Massivs, das zum Moldanubikum gehört. Es handelt sich vor allem um später metamorph überprägte, cadomisch gebildete Sedimente mit Grauwacken, Konglomeraten und karbonatischen Gesteinen sowie Granite, Granitoide und Gabbros, die während der cadomischen Orogenese intrudierten.

Die jungproterozoischen metamorphen Serien des Schwarzburger Sattels im Thüringisch-Vogtländischen Schiefergebirge haben ihren Ursprung in Sedimenten eines cadomisch gebildeten Akkretionskeils. Im bayerischen Anteil (Bavarikum) des Böhmischen Massivs gehört die Drosendorf-Einheit zumindest z. T. noch ins Jungproterozoikum. Weitere kleinere und z. T. auch fragliche Vorkommen von proterozoischen metamorphen Gesteinen gibt es im Schwarzwald (Moldanubikum) und im Hunsrück (Rhenoherzynikum). Fragmentarische Reste in Form von detritischen Zirkonen sind auch im Harz erhalten.

Gesteine des frühen Paläozoikums treten oft zusammen mit den jungproterozoischen Gesteinen auf. So liegen z. B. im Torgau-Doberluger Antiklinorium geringmetamorphe kambrische Serien diskordant auf den jungproterozoischen Gesteinen der Rothstein-Formation. Insgesamt sind kambrische Gesteine jedoch, wie auch im Torgau-Doberluger Antiklinorium, schlecht zugänglich und meist nur unter einer mächtigen jüngeren Bedeckung durch Bohrungen erreichbar. Ordovizische und silurische Gesteine sind etwas weiter verbreitet. Sie kommen in allen variszisch gebildeten Einheiten vor und bilden häufig die Kerne von Antiklinalstrukturen. Stellenweise unterlagen sie, wie z. B. in der Mitteldeutschen Kristallinzone (► Abschn. 10.3.4) einer hohen Metamorphose, sodass ihre stratigraphische Einordnung nur über radiometrische Altersdatierungen möglich ist. Die sedimentären Ausgangsgesteine wurden im Umfeld des sich bildenden Armorikanischen Terrankomplexes in Schelfgebieten am passiven Kontinentrand Gondwanas und in tieferen Becken abgelagert. Die Hauptmasse der Kontinente und kontinentalen Blöcke befand sich zu dieser Zeit in hohen Breiten auf der südlichen Halbkugel um den Südpol herum.

An der Grenze Proterozikum/Kambrium begann der Mikrokontinent Avalonia von seinem Ursprung am Rand Gondwanas nach Norden wegzudriften, und der Rheische Ozean öffnete sich. Etwas später driftete auch der Armorikanische Terrankomplex von Gondwana weg nach Norden, wodurch sich weitere Ozeane zwischen Gondwana und den Terranen öffneten. Am Ende des Ordoviziums kollidierte Avalonia mit Baltika, indem der Tornquist-Ozean geschlossen wurde, und nachfolgend im Silur mit Laurentia infolge der Schließung des Iapetus-Ozeans (◘ Abb. 9.2). Der neu gebildete größere Kontinent Laurussia (zusammengesetzt aus Laurentia, Baltika und Avalonia) bildete fortan die für die mitteleuropäische Entwicklung der Variszide wichtige nördliche Begrenzung. Vor allem in älteren Publikationen wird dieser Nordkontinent auch als „Old-Red-Kontinent" bezeichnet.

9.2 Vorkommen von proterozoischen und altpaläozoischen Einheiten

9.2.1 Harz

Im Harz wurden im **Eckergneis-Komplex** detritische Zirkone mit Altern von 900 Mio. bis 1,8 Mrd. Jahren datiert (Geisler et al. 2005). Der Eckergneis, der z. B. an der Eckertalsperre zwischen dem Harzburger Gabbro-Norit und dem Brockenpluton aufgeschlossen ist (◘ Abb. 9.3), besteht hauptsächlich aus Cordierit führenden Gneisen und Glimmerschiefern. Die darin enthaltenen detritischen Zirkone werden zumindest teilweise als Abtragungsprodukte des Grundgebirges von Baltika interpretiert. Die früher geäußerte Ansicht, dass es sich beim Eckergneis um einen während der cadomischen Orogenese metamorphisierten Gneis handelt (Baumann et al. 1991), konnte inzwischen durch neuere Daten widerlegt werden. Detritische Zirkone ergaben neben den o. g. proterozoischen Altern silurische und unterdevonische Alter für die Intrusion von Magmatiten. Daraus lässt sich ableiten, dass sowohl die Sedimentation des Ausgangsgesteins für den Eckergneis als auch dessen Metamorphose nach dem Unterdevon stattgefunden haben müssen (Martin-Gombojav 2003; Geisler et al. 2005). Die Gneise wurden später vom Brockenpluton an der Wende Karbon/Perm noch einmal kontaktmetamorph überprägt. Der Eckergneis wird als Teil einer Decke interpretiert, die im Zuge der variszischen Orogenese mit den Harzer Decken (► Abschn. 10.3.1) in ihre heutige Position gebracht wurde.

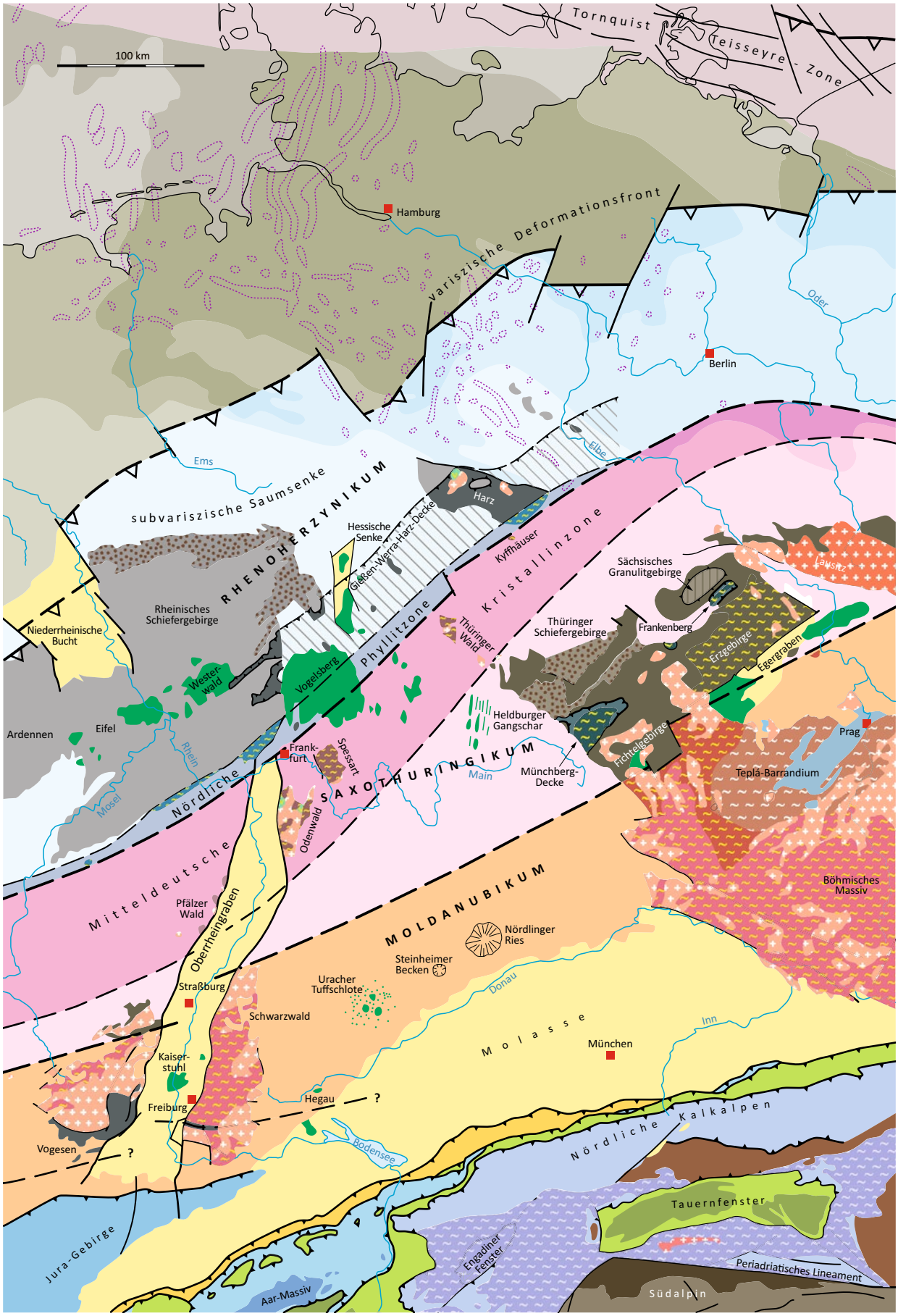

100 km
Tornquist
Teisseyre - Zone
Hamburg
variszische Deformationsfront
Oder
Berlin
Ems
Elbe
subvariszische Saumsenke
RHENOHERZYNIKUM
Harz
Hessische Senke
Gifhorn-Werra-Harz-Decke
Kyffhäuser
Kristallinzone
Sächsisches Granulitgebirge
Lausitz
Rheinisches Schiefergebirge
Niederrheinische Bucht
Phyllitzone
Thüringer Wald
Thüringer Schiefergebirge
Frankenberg
Erzgebirge
Egergraben
Westerwald
Vogelsberg
Ardennen
Eifel
Rhein
Heldburger Gangschar
Frankfurt
Spessart
Main
Münchberg-Decke
Fichtelgebirge
Prag
Teplá-Barrandium
Nördliche
SAXOTHURINGIKUM
Odenwald
Mitteldeutsche
Mosel
Pfälzer Wald
Oberrheingraben
MOLDANUBIKUM
Nördlinger Ries
Steinheimer Becken
Böhmisches Massiv
Straßburg
Uracher Tuffschlote
Donau
Schwarzwald
Molasse
Inn
München
Kaiser-stuhl
Freiburg
Hegau
Vogesen
Bodensee
Nördliche Kalkalpen
Tauernfenster
Jura-Gebirge
Engadiner Fenster
Periadriatisches Lineament
Aar-Massiv
Südalpin

Abb. 9.1 Abgedeckte tektonische Karte von Deutschland und angrenzenden Regionen (ohne permo-mesozoisches Deckgebirge). Neben den Kossmat'schen Zonen des variszischen Gebirges sind auch die jungen Grabenbruchzonen, ausgewählte Salzstrukturen und die alpine Molasse dargestellt. (Verändert und geringfügig ergänzt nach einer Kartendarstellung der Europäischen Geotraverse; Blundell et al. 1992)

kaledonisch und cadomisch deformiertes Grundgebirge unter Bedeckung

Bedeckung über kaledonisch deformiertem Grundgebirge
Festland Meer
Bedeckung < 2000 m
Bedeckung 2000–4000 m
Bedeckung > 4000 m

Bedeckung über Rhenoherzynikum
Bedeckung < 2000 m
Bedeckung 2000-4000 m
Bedeckung > 4000 m

Bedeckung über Mitteldeutscher Kristallinzone
Bedeckung < 2000 m
Bedeckung > 2000 m

Bedeckung über Saxothuringikum
Bedeckung < 2000 m
Bedeckung > 2000 m

Bedeckung über Moldanubikum

tertiäre und quartäre Becken- und Grabenfüllungen

tertiäre Vulkanite

Rhenoherzynikum
Sedimente und Vulkanite, Kambrium bis Unterkarbon
Flysch und Molasse, Karbon
Gießen-Werra-Harz-Decke, Sedimente und Vulkanite, mit ozeanischen Basalten (MORB), Oberdevon bis Unterkarbon

Nördliche Phyllitzone
niedriggradig metamorphe Sedimente und Vulkanite, Ordovizium bis Devon

Saxothuringikum
mittelgradig metamorphe Gesteine, Alter weitgehend unbekannt, Metamorphose vom Oberdevon bis Unterkarbon
klastische Sedimente und Vulkanite in intramontanen Becken der Mitteldeutschen Kristallinzone
Sedimente und Vulkanite, Silur bis Unterkarbon
hochdruckmetamorpher Granulit, metamorpher Kernkomplex
Sedimente und Vulkanite, unterschiedlich metamorph, Kambrium bis Unterkarbon, z.T. cadomisch deformiertes Grundgebirge
Flysch, Unterkarbon

Moldanubikum
allochthone Decken, Sedimente und Vulkanite, Kambrium bis Unterkarbon
allochthone Decken, metamorphe Gesteine, Ausgangsgesteine Proterozoikum bis Altpaläozoikum, Metamorphose Silur bis Unterdevon
cadomisch deformiertes Grundgebirge
flachmarine Sedimente und Vulkanite, Kambrium bis Mitteldevon
metamorphe Gesteine, Ausgangsgesteine Proterozoikum bis Altpaläozoikum, Metamorphose Silur bis Unterdevon
(Moldanubikum i.e.S.) metamorphe Gesteine, Ausgangsgesteine Proterozoikum bis Altpaläozoikum, Metamorphose im Unterkarbon
Sedimente und Vulkanite, Oberdevon bis Unterkarbon

Granite, Granitoide, variszische Intrusionen
gabbroide Gesteine, variszische Intrusionen
gabbroide Gesteine, cadomische Intrusionen

Alpenraum
Molasse
Faltenmolasse
Penninikum, Sedimente und Ophiolithe, mesozoisch-känozoische Deckschichten
Penninikum, Grundgebirge
Helvetikum, Sedimente und Vulkanite, mesozoisch-känozoische Deckschichten
Helvetikum, Grundgebirge
Faltenjura
Ostalpin, Decken mit Sedimenten aus dem Permo-Mesozoikum
Ostalpin, Decken mit Sedimenten aus dem Ordovizium bis Karbon
Ostalpin, metamorphe Deckeneinheiten
Granite, Granitoide, alpidische Intrusionen
Südalpin, metamorphes Grundgebirge, spätvariszische Granite
Südalpin, Sedimente und Vulkanite, Perm bis Känozoikum

Salzstrukturen
Grenzen der Kossmat´schen Zonen des Variszikums
Deckengrenzen
Störungen

Abb. 9.1 (*Fortsetzung*) Legende zu Abb. 9.1

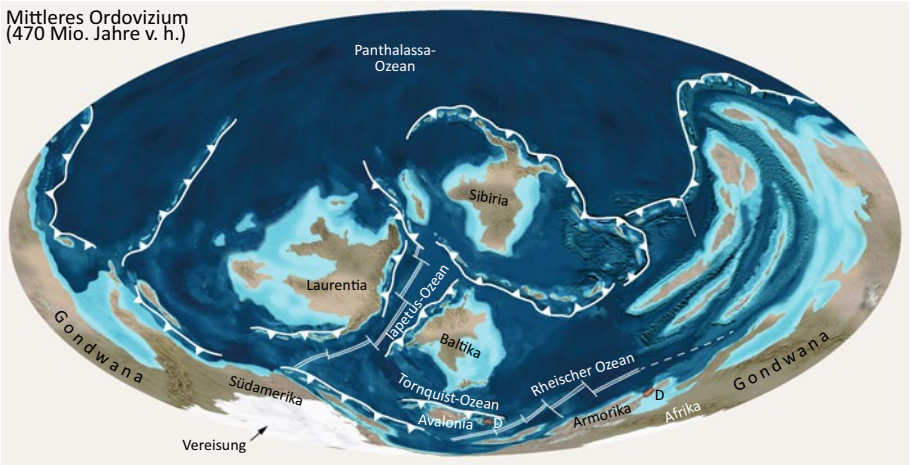


Abb. 9.2 Verteilung der Kontinente und Meere zur Zeit des Mittleren Ordoviziums (470 Mio. Jahre v. h.). (Die topographische Grundlage der paläogeographischen Karte wurde von Ron Blakey, Flagstaff, Arizona, entwickelt und zur Verfügung gestellt; Blakey 2003)

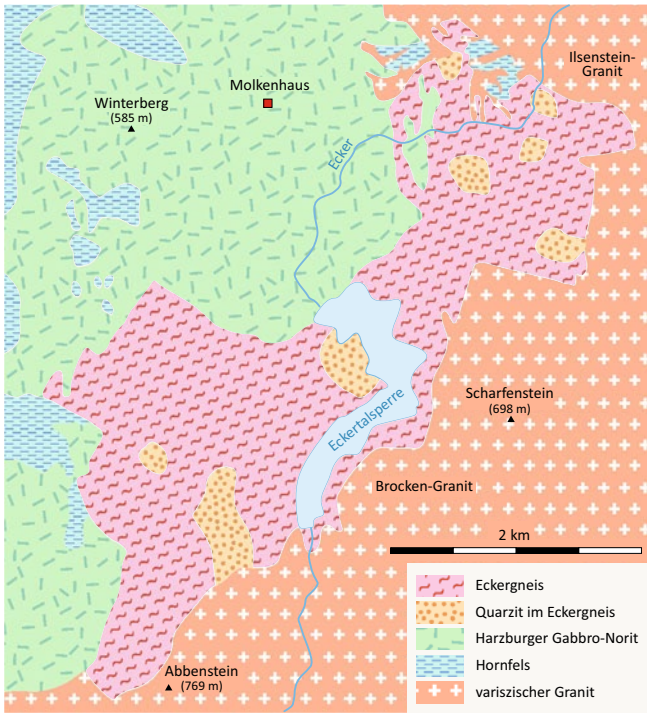


Abb. 9.3 Geologische Karte im Gebiet der Eckertalsperre mit dem Eckergneis zwischen dem Harzburger Gabbro-Norit und dem Brockengranit. (Verändert nach Franzke 2009)

9.2.2 Rheinisches Schiefergebirge

Im Rheinischen Schiefergebirge gibt es einige wenige Vorkommen von jungproterozoischen und altpaläozoischen Gesteinen. Im Nordwesten befindet sich der **Stavelot-Venn-Sattel**, in dem Gesteine aus dem Kambrium und dem Unteren Ordovizium aufgeschlossen sind. Auf eine cadomische Vorgeschichte weisen lediglich detritische Zirkone hin, die aus kambrischen Sandsteinen stammen und eine Zuordnung des Rheinischen Schiefergebirges zum Avalonia-Terran nachweisen.

Die ältesten Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges gibt es in kleinen Vorkommen von Gneisen bei Wartenstein und Schweppenhausen im südlichen Hunsrück. Diese Gesteine, die an der Störungszone zwischen Rhenoherzynikum und Nördlicher Phyllitzone als tektonische Linsen auftreten, wurden im ausgehenden Proterozoikum metamorphisiert (574 Mio. Jahre v. h.; Molzahn et al. 1998). Man interpretiert sie als Überreste des alten Grundgebirges von Avalonia, das während der cadomischen Orogenese überprägt und im Laufe der kaledonischen Orogenese an Laurussia angegliedert wurde (Franke 2000).

9.2.3 Lausitz

In der Lausitz befindet sich das größte Vorkommen von jungproterozoischen Gesteinen in Deutschland, die während der cadomischen Orogenese gebildet wurden und als **Lausitzer Block** zusammengefasst werden (Abb. 9.4). Dabei handelt es sich um schwach metamorphe Grauwacken und untergeordnet Tuffe, die ihr Sedimentmaterial einerseits von einem erst kurz zuvor gebildeten Vulkanbogen erhielten (detritische Zirkone mit Altern um 560–580 Mio. Jahren), andererseits aber auch alte detritische Zirkone (um 1,7 bis 3,0 Mrd. Jahre) enthalten, die auf eine Abtragung am passiven Kontinentrand Gondwanas hinweisen. Die bis zu 3 km mächtigen Grauwackenabfolgen werden als subduktionsbezogene Sedimente interpretiert (Kemnitz 2007), die in einem rückwärtigen Becken eines Inselbogensystems (Linnemann et al. 2000) abgelagert wurden. Die Deformation der Grauwacken erfolgte in großen offenen Antiklinalstrukturen einhergehend mit einer nur sehr geringen Metamorphose an der Wende Jungproterozoikum/Kambrium. Die Gesteine werden auch heute noch an vielen Stellen in der Lausitz in teils recht großen Steinbrüchen als Schottermaterial abgebaut.

In der Endphase der cadomischen Orogenese im frühesten Kambrium intrudierten **Granodiorite**, in deren Verlauf es zu kontaktmetamorphen Überprägungen der Grauwacken kam. Vier Gesteinsgruppen lassen sich innerhalb der Granodiorite unterscheiden, die auf einen mehrstufigen Schmelzprozess hindeuten (Krauss et al. 1992). Durch eine immer weiter gehende Aufschmelzung von Grauwacken und später auch mafischen Gesteinen entstanden zunächst Zweiglimmer-Granodiorite (auch als Anatexite gedeutet), dann Muskovit und Biotit führende Granodiorite, gefolgt von Biotitgranodioriten und zum Schluss Monzogranite. Im Zusammenhang mit großräumigen Dehnungsbewegungen infolge der nordgerichteten Drift von Avalonia an der Grenze vom Kambrium zum Ordovizium (um 490 Mio. Jahre v. h.) kam es in der Lausitz zur Intrusion des Rumburker Granits (Abb. 9.4; Hammer et al. 1999). Die variszische Orogenese äußert sich im Lausitzer Block nur sehr schwach mit Scherzonen und Schieferungen sowie einigen spätvariszischen Granitintrusionen an der Wende Oberkarbon/Perm (Eidam et al. 1995). Nach Osten hin nimmt die Intensität der Deformation signifikant zu und führt in den Westsudeten zu einer Vergneisung des Rumburker Granits (Isergneis).

9.2.4 Elbezone

Randlich kam es am Lausitzer Block während der variszischen Orogenese zu intensiven Scherbewegungen, die insbesondere in der **Elbezone** zu starken Überprägungen der proterozoischen Grauwacken und Granitoide führten und durch Metamorphose den **Großenhainer Gneiskomplex** hervorbrachten (Abb. 9.4). Die südwestlich von Dresden im Elbtalschiefergebirge bei Weesenstein aufgeschlossenen jungproterozoischen Grauwacken und Granodiorite weisen demgegenüber einen deutlich geringeren Metamorphosegrad auf. Die Grauwacken lassen sich bis nach Leipzig verfolgen, wo sie noch im letzten Jahrhundert in einem Steinbruch gewonnen wurden. Die Elbezone wurde während der variszischen Orogenese als eine NW-SO-streichende, rechtsseitige Scherzone angelegt (Rauche 1991). Hier wurden die in der Lausitz aufgeschlossenen jungproterozoischen und paläozoischen Gesteine duktil deformiert und metamorphisiert, während es gleichzeitig zur Intrusion von basischen und granitischen Magmatiten sowie zur Bildung von Vulkaniten kam (Meißener Pluton und Vulkanit im obersten Unterkarbon; Abb. 9.4). Die Elbezone trennt die schwach metamorphen autochthonen Ein-

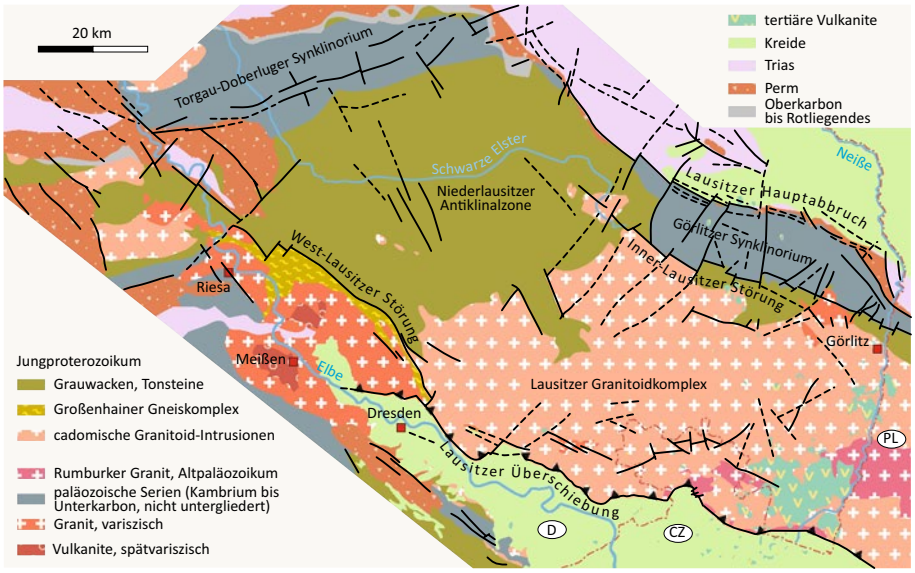


Abb. 9.4 Geologische Übersichtskarte der Lausitz und der Elbezone mit den Vorkommen von jungproterozoischen und altpaläozoischen Gesteinen (ohne quartäre Bedeckung). (Verändert und vereinfacht nach Brause et al. 1972; Kemnitz 2007; Berger et al. 2008a)

heiten der Lausitz von den z. T. hochmetamorphen Gesteinen des Erzgebirges. Sie sind an Scherzonen gegeneinander versetzt, in denen sich sowohl hochduktile Mylonite als auch bruchhaft verformte Kataklasite finden. Vorkommen von Granodioriten, Grauwacken und Glimmerschiefern sind auch im Nordwestsächsischen Antiklinorium, dem nordwestlichen Anteil der Elbezone, bekannt. Im Gebiet von Torgau-Doberlug (Granodiorit von Schilda) sind sie aber meist unter jüngeren Sedimenten verborgen und in seichter Tiefe durch Bohrungen oder geophysikalische Messungen nachgewiesen.

9.2.5 Erzgebirge

Das **Erzgebirge** ist untergliedert in einen westlichen Teil mit überwiegend schwach- und mittelgradig metamorphen ordovizischen Sedimentgesteinen und Magmatiten und einen östlichen Teil, der von mittelgradig metamorphen cadomischen Grauwacken und Granitoiden dominiert wird (Abb. 10.47). Zwischen den beiden Einheiten liegt die **Flöhazone**, die eine variszische Scherzone darstellt. Nach der variszischen Orogenese wurde der Erzgebirgsblock verkippt, sodass heute die östlichen Anteile stärker herausgehoben und tiefer erodiert sind. In den cadomischen Sedimentgesteinen sind an einigen wenigen Stellen auch kalkige Serien aus dem Grenzbreich Jungproterozoikum/Kambrium eingeschaltet, die heute als Marmor vorliegen. Bei Lengefeld im Erzgebirge werden diagenetisch dolomitisierte und während der varizischen Orogenese metasomatisch überprägte Dolomitmarmore unter Tage als Füllstoffe und für die Bindemittelindustrie gewonnen. Die meisten cadomischen Gesteine des östlichen Erzgebirges sind mittelgradig metamorph und liegen heute als Gneise vor (Graue und Rote Gneise der Osterzgebirgsgruppe). Sie bilden kuppelförmige Großstrukturen wie z. B. die Freiberger Kuppel, deren Kern aus Granodioriten hervorging, die im untersten Kambrium am aktiven Kontinentrand Gondwanas in eine Umhüllung aus jungproterozoischen Grauwacken intrudierten (Sebastian 2013). Diese Abfolge zeigt Ähnlichkeiten zu der gering metamorph überprägten Abfolge in der Lausitz (▶ Abschn. 9.2.3). Weitere ähnlich strukturierte Kuppeln finden sich bei Lauenstein, Reitzenhain und Annaberg. Die Umrahmung der Kuppeln besteht aus älteren Gneisen, deren Alter nicht genauer bekannt ist, und aus ordovizischen Orthogneisen. Durch Überschiebungszonen getrennt folgen hochdruckmetamorphe Einheiten mit Ortho- und Paragneisen, in denen Eklogite und Serpentinite sowie Diamant führende Quarzite vorkommen. Weit über das Erzgebirge hinaus bekannt sind die Granat führenden Serpentinite von Zöblitz aus der Flöhazone bei Zschopau. Sie wurden lange Zeit für Dekorzwecke abgebaut, finden heute allerdings nur noch als Schottersteine Verwendung.

In den Deckenstapeln des östlichen Erzgebirges gibt es variszisch gebildete Gneise, deren Ausgangsgesteine nach neueren Untersuchungen erst im Ordovizium entstanden sind (Alter der Protolithe um 480–490 Mio. Jahre; Kroner und Willner 1998). Im mittleren und westlichen Erzgebirge nimmt der Grad der Metamorphose in den tektonisch höher liegenden Einheiten nach Westen und Nordwesten hin ab. Die oberste tektonische Einheit bilden niedriggradig metamorphe Phyllite im Elsterbergland und Westerzgebirge. Zwar reicht das Alter der Ausgangsgesteine der Metamorphite im Erzgebirge vom Jungproterozoikum bis ins Devon hinein, doch wurden sie allesamt während der variszischen Gebirgsbildung metamorphisiert (▶ Abschn. 10.3.3). Der Höhepunkt der Metamorphose wird heute ins Unterkarbon gestellt.

9.2.6 Schwarzburger Sattel

Im Kern des **Schwarzburger Sattels** am Nordwestrand des Thüringischen Schiefergebirges (Abb. 9.5) ist eine Abfolge von jungproterozoischen und altpaläozoischen Gesteinen aufgeschlossen. Dabei handelt es sich um Wechsellagerungen von Grauwacken, Tonschiefern mit kieseligen Anteilen und Metavulkaniten, die während der cadomischen Orogenese nur schwach deformiert und metamorphisiert wurden. Man interpretiert sie als Ablagerungsprodukte an einem konvergenten Plattenrand, der sich während der cadomischen Orogenese bildete (Heuse et al. 2001). Ihre hauptsächliche Deformation mit intensiver

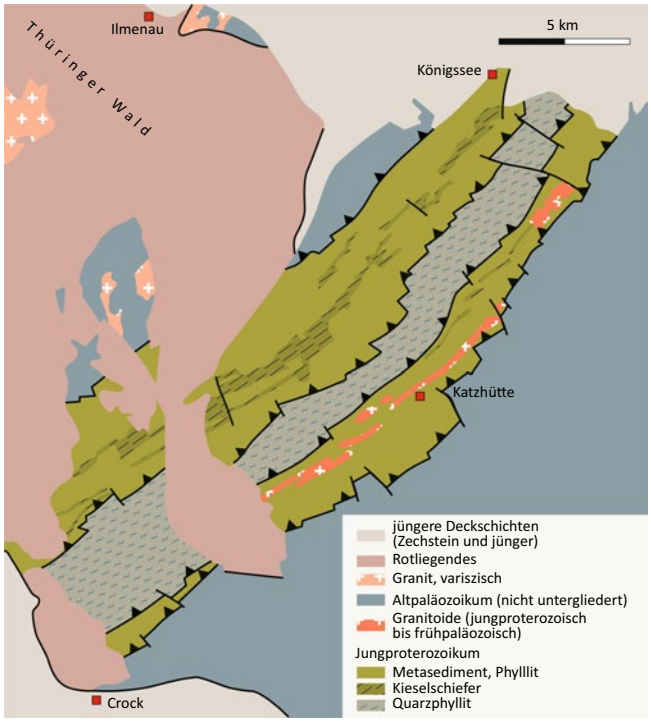


Abb. 9.5 Geologische Übersichtskarte des zentralen Schwarzburger Sattels mit Gesteinen des Jungproterozoikums. (Verändert nach Sommer und Katzung 2004)



Abb. 9.6 Dropstone in ordovizischen Lederschiefern am nördlichen Ortsausgang von Steinach/Thüringen (Aufschluss am Georgsfelsen oberhalb der Bahngleise) [N 50°26'19" / O 11°9'19"]

Scherung und nach Südosten gerichteter Überschiebungstektonik (Sommer und Katzung 2004) erfuhren sie während der variszischen Orogenese. Am Übergang vom Proterozoikum zum Kambrium intrudierten Granitoide, mit denen die cadomische Entwicklung endete.

Die jungproterozoischen Gesteine werden im **Katzhütte-Komplex** zusammengefasst, der diskordant von der kambro-ordovizischen Rotseifen-Formation überlagert wird. Mit dieser Formation und den darüber folgenden Sedimenten der Frauenbach- und Phycoden-Gruppe aus dem Ordovizium und untersten Silur begann die Ablagerung der Sedimente in **Thüringischer Fazies**, die kontinuierlich bis ins Unterkarbon unter marinen Ablagerungsbedingungen stattfand. Als Thüringische Fazies fasst man eine mehrere Tausend Meter mächtige Abfolge von zunächst flachmarinen und später tiefermarinen Ablagerungen zusammen, die im Saxothuringikum weit verbreitet ist. Im Schwarzburger Sattel wurden zu Beginn mächtige, flachmarine Schelfsedimente gebildet, die während des Silurs in tiefermarine, pelagische Sedimente übergehen. Daraus lässt sich auf einen passiven Kontinentrand mit entsprechender Dehnungstektonik schließen, der sich im Kambrium und Unteren Ordovizium am Rand des Armorikanischen Terrankomplexes entwickelte. Die Dehnungen wurden durch aufsteigende Vulkanite und granitoide Intrusionen während des Ordoviziums begleitet.

Eine Besonderheit in der Abfolge der Thüringischen Fazies stellen die ordovizischen **Lederschiefer** dar, die sowohl im Schwarzburger Sattel als auch im weiter südöstlich liegenden Bergaer Sattel auftreten (Abb. 10.43; Katzung 1961; Hofmann und Linnemann 2013). Die feinkörnigen Sedimente der Lederschiefer-Formation enthalten zahlreiche grobe, bis zu 20 cm große Klasten, die oftmals nur schlecht gerundet sind und nicht zum Korngrößenspektrum des übrigen Sedimentes passen. Ein gut erreichbarer Aufschluss befindet sich in Steinach in Thüringen am Georgsfelsen (Abb. 9.6). Die exotischen Klasten bestehen aus unterschiedlichen Gesteinen (meist aus Quarzit) und weisen z. T. sogar Kritzungen auf. Sie werden als glazial gebildete **Dropstones** gedeutet. Damit sind Komponenten gemeint, die von Gletschern als Sedimentfracht aufgenommen und mit einem Eisberg in den marinen Bereich verdriftet wurden. Beim Abschmelzen des Eisberges fielen die mitgebrachten Gesteinsbruchstücke als Dropstones nach unten. So gelangten die exotischen Komponenten in die oft sehr feinkörnigen Sedimente. Sie wurden am Kontinenthang des Armorikanischen Terrankomplexes, der zu jener Zeit noch mit Gondwana zusammenhing, in mittleren Wassertiefen um 500 m abgelagert. Mit diesen Sedimenten, die als **glazimarine Diamiktite** bezeichnet werden, lässt sich nachweisen, dass es während des Oberen Ordoviziums zu einer Vereisung zumindest auf der Südhalbkugel kam. Diese Vereisung lässt sich auch an anderen Stellen der Erde nachweisen. So sind z. B. in der Sahara, die damals inmitten von Gondwana lag, Tillite (vom Gletscher abgelagerte Sedimente) aus dieser Zeit weit verbreitet, weshalb die Vereisung auch als „Sahara-Vereisung" bezeichnet wird.

9.2.7 Böhmisches Massiv

Das **Teplá-Barrandium**, von dem sich nur ein kleiner Zipfel auf der deutschen Seite, der Hauptteil hingegen in Tschechien befindet (Abb. 10.49), umfasst den Nordteil des **Böhmischen Massivs** und ist im Wesentlichen durch die cadomische Orogenese geprägt. Im Zentrum der Einheit befindet sich das Barrandium mit nicht oder nur wenig metamorphen paläozoischen Gesteinsabfolgen (▶ Abschn. 10.1.3). Es ist umgeben von niedrigmetamorph überprägten, sedimentären und vulkanischen Einheiten aus dem Jungproterozoikum mit Tonschiefern, Grauwacken, Kieselschiefern und überwiegend intermediären bis sauren Vulkaniten (Keratophyr) sowie einigen cadomisch intrudierten Granitoi-

den. Diese Gesteinsabfolgen sind auch im Oberpfälzer Wald an der Nordwestgrenze des Moldanubikums vertreten, gehen hier aber nach Süden hin in höher metamorphe Einheiten über. Insgesamt lassen sich diese Einheiten mit den jungproterozoischen Abfolgen in der Lausitz und im Erzgebirge (► Abschn. 9.2.3 und 9.2.5) korrelieren und zeugen von der ähnlichen paläogeographischen Position im Jungproterozoikum am Nordrand Gondwanas. Der bayerische Anteil des Moldanubikums (auch als Bavarikum bezeichnet) ist durch hochmetamorphe und z. T. anatektische Gesteine (Gneise, Glimmerschiefer) charakterisiert. Die Ausgangsgesteine wurden im Proterozoikum gebildet (Teipel et al. 2004), die metamorphe Überprägung erfolgte jedoch, wie auch in den anderen Gebieten des Moldanubikums, erst während der variszischen Orogenese (► Abschn. 10.3.4).

9.2.8 Schwarzwald

Im **Schwarzwald** gibt es eine Reihe von Metamorphiten, deren Ausgangsgesteine aus dem Proterozoikum und dem frühen Paläozoikum stammen. Alle diese Einheiten erhielten ihre hochmetamorphe Prägung während der variszischen Gebirgsbildung (ausführliche Darstellung in ► Abschn. 10.3.4 unter „Schwarzwald"). Im Nordschwarzwälder Granitgebiet sind es nur einige wenige Gneisschollen, während im Zentralschwarzwald proterozoische und altpaläozoische Grauwacken und Tonschiefer als Ausgangsgesteine für die weit verbreiteten Gneise angenommen werden. Reste von Ophiolithen und Eklogiten werden heute anhand radiometrischer Altersdatierungen ins Kambrium bis Ordovizium gestellt. Dazu gehört auch ein Eklogit in der Nähe von Hinterzarten im Südschwarzwald, der eine Zeit lang als das älteste Gestein Deutschlands eingestuft wurde. Inzwischen hat sich jedoch herausgestellt, dass es sich um ein ophiolithisches Gestein aus dem Ordovizium handelt, das seine prägende Metamorphose im Devon erfuhr und von metamorphen Sedimentgesteinen des Altpaläozoikums (Kambrium bis Devon) umgeben ist (Kalt 1991; Chen et al. 2003). Lediglich einige reliktische Zirkone zeigen radiometrische Alter um 2,1 Mrd. Jahre an.

Die frühpaläozoischen Ausgangsgesteine des Schwarzwaldes entstanden in Meeresbecken, die sich durch Krustendehnungen zu Beginn des Paläozoikums einsenkten. Die Dehnungen mündeten später in der Ablösung des Armorikanischen Terrankomplexes, zu dem das Saxothuringikum und das Moldanubikum gehören, von Gondwana und der damit verbundenen Öffnung des Rheischen Ozeans sowie einiger kleinerer Ozeane (► Kap. 10). Die Eklogite haben wahrscheinlich ordovizische basaltische Ausgangsgesteine. Ihre hochdruckmetamorphe Überprägung erhielten sie allerdings erst während der variszischen Orogenese (► Abschn. 10.3.4).

Deutschland im späten Paläozoikum

10.1 Die variszische Gebirgsbildung – 62
10.1.1 Rhenoherzynikum – 64
10.1.2 Saxothuringikum – 65
10.1.3 Moldanubikum – 66

10.2 Die zeitliche Entwicklung der Varisziden – 67
10.2.1 Devon – 67
10.2.2 Karbon – 72

10.3 Die Varisziden in Deutschland – 77
10.3.1 Rhenoherzynikum – 78
10.3.2 Nördliche Phyllitzone – 89
10.3.3 Saxothuringikum – 90
10.3.4 Moldanubikum – 96

M. Meschede, *Geologie Deutschlands,*
DOI 10.1007/978-3-662-45298-1_10, © Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2015

10.1 Die variszische Gebirgsbildung

In Europa wird die lang anhaltende Gebirgsbildungsphase im Devon und Karbon als die **variszische Orogenese** und das dabei entstandene Gebirge als die **Varisziden** bezeichnet (in einigen, meist älteren Publikationen werden auch die Schreibweisen varistisch oder variskisch verwendet). Die Orogenese umfasst in Mitteleuropa das wichtigste gebirgsbildende Ereignis des ausgehenden Paläozoikums, in dem sich die finale Kollision zwischen dem großem Südkontinent **Gondwana** und seinem nördlichen Pendant **Laurussia** sowie den dazwischen liegenden Terranen und Terrankomplexen dokumentiert. Große Teile des präpermischen Grundgebirges in Mitteleuropa sind heute aus kontinentaler Kruste aufgebaut, die während dieser Orogenese gebildet wurde. Mit der variszischen Orogenese endete auch das Zeitalter des Paläozoikums.

Der größere Teil des variszischen Gebirges befindet sich allerdings heute auf der anderen Seite des Atlantiks in den **Appalachen**, die sich auf einer Länge von mehreren tausend Kilometern durch den gesamten nordamerikanischen Kontinent ziehen. Die Hauptgebirgsbildungsphase der Appalachen wird als die akadische Orogenese bezeichnet (nach einem ehemaligen französischen Kolonialgebiet auf der heutigen Insel Nova Scotia, Ostkanada). Da zum Ende des Paläozoikums die europäischen und amerikanischen Anteile des Gebirges im Großkontinent Pangäa noch zusammenhingen (◘ Abb. 7.1f), werden die verschiedenen Gebirgsbildungsphasen manchmal auch als die variszisch-akadische Orogenese zusammengefasst, wobei die akadische Orogenese etwas früher begann als die variszische. Die finale Schließung des **Rheischen Ozeans**, der als der größte und wichtigste Ozean der variszischen Gebirgsbildungsphase gilt, machte sich in den südlichen Appalachen und in den Mauretaniden im Nordwesten Afrikas noch bis ins Obere Perm hinein bemerkbar. Diese Phase wird als die alleghenische Orogenese bezeichnet (nach den Allegheny Mountains im südlichen Nordamerika). Zu dieser Zeit kam es in Mitteleuropa bereits zu Dehnungsbewegungen, in denen sich der beginnende Zerfall Pangäas ankündigte. Im englischsprachigen Raum wird für die variszische Gebirgsbildungsphase auch häufig der Begriff *hercynian* verwendet. Dieser Begriff ist in Deutschland aber eng mit dem Harz (lat. *montes hercyniae*: Harzgebirge) verbunden und wird deshalb nur für Strukturen, die der herzynischen Streichrichtung entsprechen, oder für fazielle Bezüge (herzynische Fazies; ► Abschn. 10.2.1) verwendet. Die herzynische Streichrichtung orientiert sich an der WNW-OSO verlaufenden Harznordrandverwerfung, an der in der Oberkreide der Harz auf das Harzvorland aufgeschoben wurde (► Abschn. 11.7.2). Sie ist aber eine schon während der variszischen Orogenese angelegte Struktur, die während des Mesozoikums reaktiviert wurde.

Die variszische Gebirgsbildung resultiert aus der Kollision verschiedener kleinerer Mikrokontinente oder Terrane mit dem damaligen Nordkontinent **Laurussia** (◘ Abb. 7.1e) und dem nachfolgenden Zusammenschluss nahezu aller Kontinentalplatten zum Großkontinent **Pangäa**. Dabei wurden verschiedene Ozeane, die sich zwischen den kontinentalen Einheiten befanden, geschlossen. Von ihnen sind in Europa heute nur noch in Ausnahmefällen Überreste vorhanden, so z. B. im **Lizard-Ophiolith** auf der Lizard-Halbinsel in Cornwall, Südengland, in dem Gesteine der ozeanischen Lithosphäre des **Rheischen Ozeans** erhalten geblieben sind. Große Ophiolithkomplexe, wie wir sie aus anderen, meist jüngeren Gebirgen kennen, fehlen aber in den europäischen Varisziden weitgehend.

Die wichtigste Suturlinie des variszischen Gebirges ist die **Rheische Sutur**, an welcher der Rheische Ozean zwischen Silur und Perm geschlossen wurde (◘ Abb. 6.1). Die für Mitteleuropa relevante Schließung fand im Wesentlichen im Verlauf des Oberdevons und Unterkarbons statt. Nördlich der Suturlinie, die sich zwischen dem Rhenoherzynikum und dem Saxothuringikum (◘ Abb. 9.1) entlangzieht, befinden sich kontinentale Einheiten, die schon während der kaledonischen Orogenese an Baltika bzw. Laurussia angeschweißt wurden. Als wichtigstes Element ist hier das Terran **Avalonia** zu nennen, das sich im frühen Paläozoikum von Gondwana löste. Südlich davon schließen sich krustale Einheiten an, die ehemals mit Gondwana zusammenhingen und sich im Verlauf des Paläozoikums eigenständig nach Norden bewegten, um dort an den Nordkontinent anzudocken. Zu nennen sind hier der **Armorikanische Terrankomplex** und die heute in den Alpen eingeschlossenen variszischen Terrane (z. B. Norika). Während jedoch in den Terranen südlich der Rheischen Suturlinie eiszeitlich geprägte marine Sedimente (glazimarine Diamiktite), die während der Vereisungsphase im Oberen Ordovizium (Sahara-Vereisung) entstanden, weit verbreitet sind, gibt es in Avalonia keinerlei Hinweise auf solche glazigenen Sedimente. Daraus lässt sich ableiten, dass Avalonia schon längere Zeit vor den ordovizischen Vereisungen von Gondwana weggedriftet war. Einen weiteren Hinweis auf die unterschiedliche Entwicklung Avalonias und Armorikas erhält man aus Altersdaten, die mithilfe von eingeschwemmten Glimmern gewonnen werden können. Nur in Avalonia und damit im Rhenoherzynikum, nicht aber in Armorika bzw. im Saxothuringikum lassen sich Glimmer mit kaledonischen Bildungsaltern nachweisen. Diese Alter sind typisch für Gesteine der kaledonischen Orogenese, die bei der Bildung von Laurussia entstanden. In Armorika, das noch längere Zeit mit Gondwana verbunden war als Avalonia, sind solche Alter hingegen nicht bekannt, woraus man schließen kann, dass sich zwischen Avalonia und Armorika während der variszischen Orogenese ein breiter Ozean befand.

Die Varisziden ziehen sich in einem bis zu 2000 km breiten Gürtel quer durch Europa. An den beiden Enden ist dieser Gürtel stark verbogen. Im Osten befindet sich der **Moravisch-Saxothuringische Bogen**, an dem die generelle Streichrichtung des Orogens um ca. 90° umbiegt. Noch stärker ist dies am westlichen Ende der Fall. Im Kantabrischen Gebirge, das Teil des **Ibero-Armorikanischen Bogens** ist, biegt die Streichrichtung um 180° um. Diese Struktur wurde angelegt, als der Golf von Biskaya noch nicht geöffnet war. Zur Rekonstruktion muss Iberia daher im Uhrzeigersinn um ca. 40° zurückrotiert werden.

In Europa gliedern sich die Varisziden im Wesentlichen in eine innere, von kristallinen Gesteinen dominierte Zone, die auch als „**Interniden**“ bezeichnet wird und die mittlere Achse des variszischen Gebirges darstellt, und die weniger metamorphen anschließenden **Faltungs- und Überschiebungsgürtel**. Im Nor-

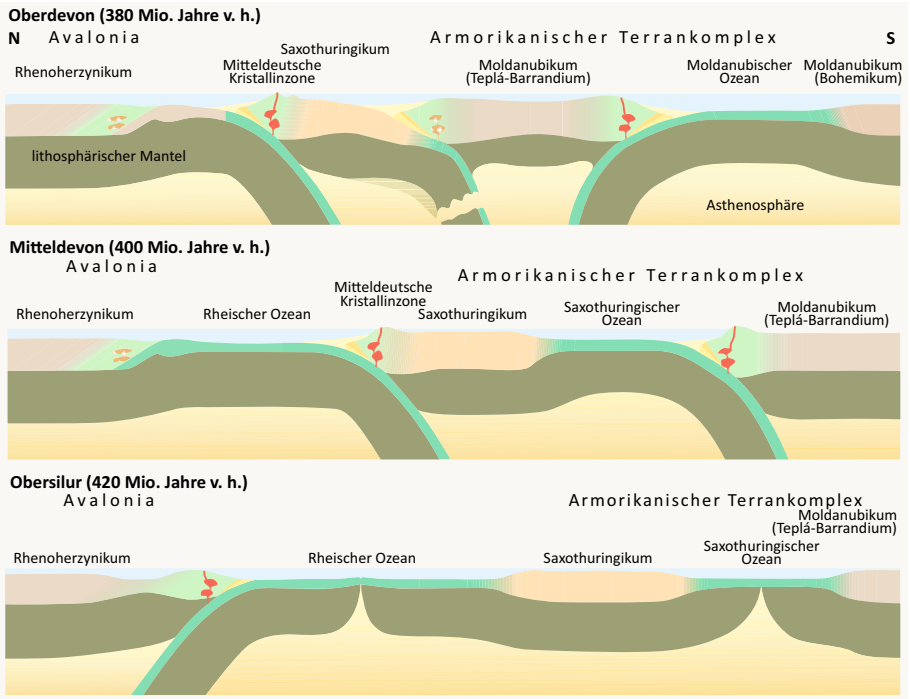


Abb. 10.1 Profilschnitte zur Entwicklung der Variszziden im Obersilur und Devon als Folge der Kollision verschiedener Terrane des Armorikanischen Terrankomplexes mit Avalonia. (Verändert und ergänzt nach Franke 2006)

den und Westen schließen sich zwei konzentrisch verlaufende Gürtel an, die hauptsächlich aus nichtmetamorphen oder nur leicht bis mäßig metamorph überprägten Gesteinen bestehen. Der südlich der Interniden gelegene Gürtel wurde durch die alpidische Orogenese größtenteils zerstört oder sehr stark überprägt, sodass heute nur noch hochmetamorphe und stark deformierte Krustenteile davon vorhanden sind. Die Strukturen lassen sich von Mitteleuropa bis in die westliche Iberische Halbinsel hinein verfolgen, wo in der Montagne Noire in Frankreich und in der südlichen Kantabrischen Zone in Spanien paläozoische Serien, die am passiven Kontinentrand Gondwanas gebildet wurden, erhalten sind. Die Zone mit den hochmetamorphen Gesteinen der Interniden ist das eigentliche Zentralgebiet des variszischen Gebirges. Hier gibt es auch hochdruckmetamorphe Gesteine mit Eklogiten und Granuliten sowie Reste von ophiolithischen Gesteinen. In der Spätphase der orogenen Entwicklung entstanden durch Aufschmelzen der durch die Orogenese verdickten kontinentalen Kruste große Mengen granitischer Schmelzen, die heute vor allem in den Gebieten der zentralen Zone des variszischen Gebirges aufgeschlossen sind.

Subduktionsprozesse im Umfeld der variszischen Orogenese begannen im Oberen Silur und dauerten bis ins Unterkarbon an (Abb. 10.1). Einer kurzzeitig andauernden Subduktion des Rheischen Ozeans unter das nördlich gelegene Avalonia, das zu dieser Zeit bereits Teil des Nordkontinentes Laurussia war, folgte die Subduktion des Rheischen Ozeans nach Süden unter den Armorikanischen Terrankomplex. Der ehemalige Vulkanbogen ist heute in der **Mitteldeutschen Kristallinzone** repräsentiert. Hier wurde der Rheische Ozean im Unterkarbon geschlossen, und am passiven Kontinentrand Laurussias begann die Kollision mit der Bildung eines Faltungs- und Überschiebungsgürtels, die bis zum Oberkarbon andauerte (Franke 2006). Südlich der Mitteldeutschen Kristallinzone schloss das Saxothuringische Becken an, das in den **Saxothuringischen Ozean** überging, der im Südosten ebenfalls von einem aktiven Plattenrand begrenzt war (Abb. 9.1). Das Moldanubikum, wie das Saxothuringikum ein Teil des Armorikanischen Terrankomplexes, wurde im Devon mit dem Saxothuringikum verbunden. Der südlich gelegene **Moldanubische Ozean** wurde im Unterkarbon geschlossen.

Die **Kossmat'sche Gliederung** der mitteleuropäischen Variszziden (Kossmat 1927) in das Rhenoherzynikum, Saxothuringikum und Moldanubikum ist in ihrer groben Struktur auch heute noch gültig und nur um die Mitteldeutsche Kristallinzone (MKZ) als ein eigenständiges tektonisches Element erweitert worden (Abb. 9.1). Interessanterweise nahm Kossmat die Einteilung zu einer Zeit vor, in der das Konzept der Plattentektonik noch nicht bekannt war. Die von ihm unterschiedenen Einheiten wurden aber später als eigenständige lithosphärische Platten oder Terrane interpretiert, die von Suturzonen umgeben sind (Abb. 6.1). Allerdings gibt es bis heute noch keine allgemein akzeptierte Modellvorstellung für die Entwicklung des variszischen Gebirges, und es ist auch nicht endgültig geklärt, wie viele Suturzonen zwischen den einzelnen Einheiten angenommen werden müssen. Es gibt unterschiedliche Bezeichnungen für die Ozeane, die zwischen den Einheiten gelegen haben, ihre Anzahl variiert, und auch die Breite der Ozeane ist nach wie vor ungeklärt. Einige Modelle gehen von einer einfachen Einengung in NW-SO-Richtung aus (z. B. Matte 1986; Franke 1992), bei der die Grenzen zwischen den Zonen gleichzeitig die jeweiligen Subduktionszonen darstellen. Es gibt aber durchaus auch Hinweise auf große Lateralverschiebungen entlang dieser Zonen, die sich insbesondere in den internen, z. T. hochmetamorphen Zonen nachweisen lassen (z. B. Martinez et al. 2007). Die hier präsentierte Modellvorstellung ist daher auch nur eine von vielen, teils recht widersprüchlichen Möglichkeiten, die Entstehung des variszischen Gebirges nachzuzeichnen. Zukünftige Forschungen werden hier sicher weitere Erkenntnisse bringen.

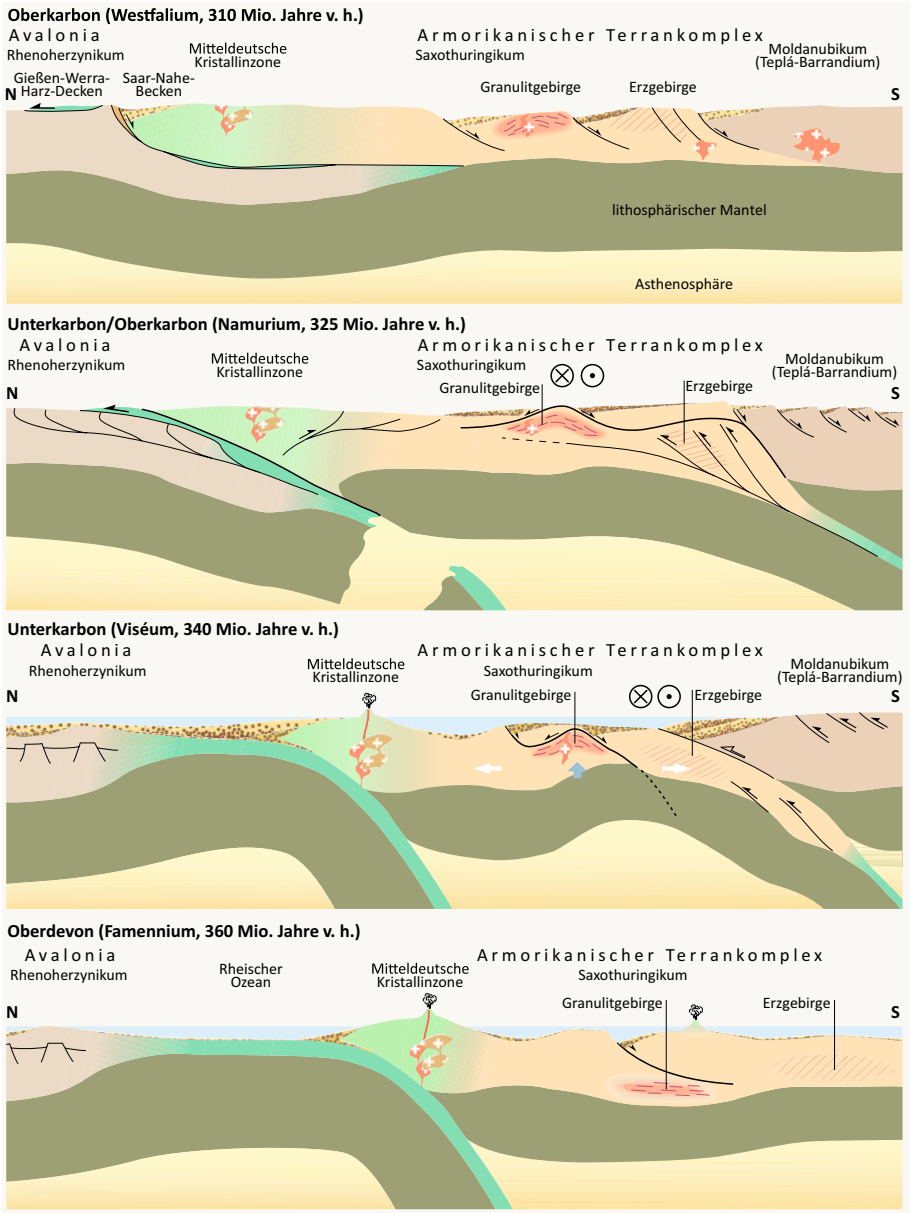


Abb. 10.2 Die variszische Orogenese im Umfeld des Saxothuringikums. Dehnungsbewegungen entlang einer krustalen Scherzone führten zum Aufstieg des metamorphen Kernkomplexes im Granulitgebirge. Die hochdruckmetamorphen Gesteine des Erzgebirges entstanden bei der Kollision des Saxothuringikums mit dem Moldanubikum. *Kreissignatur mit Mittelpunkt* Blattverschiebung auf den Beobachter zu. (Verändert und ergänzt nach Enderle 1998)

10.1.1 Rhenoherzynikum

Das **Rhenoherzynikum** ist die nördlichste Einheit der Kossmat'schen Zonen, die nach heutiger Interpretation zum Mikrokontinent Avalonia gehört. Avalonia wurde bereits während der kaledonischen Gebirgsbildung an Laurussia angeschweißt. Diese Zone reicht vom **Moravo-Silesischen Gürtel** (Mähren, Schlesien) im Osten der Böhmischen Masse über den **Harz** und das **Rheinische Schiefergebirge** bis nach **Cornwall** im Südwesten Englands und hat seine Fortsetzung möglicherweise in der Südportugiesischen Zone (◘ Abb. 6.1). Sie ist im Wesentlichen aus klastischen Gesteinsserien des Devons aufgebaut, die in einem Schelfmeer am Südrand Laurussias (mit dem angeschweißten Avalonia) abgelagert wurden. Ihr Sedimentmaterial bezogen sie von dieser in vielen älteren Publikationen auch als **Old-Red-Kontinent** bezeichneten Landmasse. Am Südrand des Schelfes entwickelte sich ein tieferes Becken, in dem es zur Ablagerung feinkörniger Sedimente kam. Hier dokumentiert sich ein gedehnter Bereich mit ausgedünnter kontinentaler Kruste, der sich am passiven Kontinentrand des Rheischen Ozeans auf der Seite Laurussias entwickelte. Es kam in diesem als **Epikontinentalmeer** zu bezeichnenden Becken allerdings nicht zur Neubildung ozeanischer Kruste. In der Literatur wird der Bereich mitunter dennoch als „Rhenoherzynischer Ozean" bezeichnet, allerdings ist das etwas missverständlich, da es sich nicht um einen Ozean im plattentektonischen Sinne handelt. Zudem wird die Bezeichnung von einigen Autoren synonym für den Rheischen Ozean verwendet.

In der Spätphase der Schließung des Rheischen Ozeans im Oberkarbon entwickelte sich die **Subvariszische Saumsenke**, die als **Vorlandmolasse** des variszischen Gebirges entstand und in der Senke mächtige klastische Abfolgen mit zahlreichen Kohleflözen hinterließ. Die Gießen-Werra-Harz-Decken wurden während der variszischen Orogenese von Südosten auf das Rhenoherzynikum überschoben (▶ Abschn. 10.3.1; ◘ Abb. 10.2). Hier sind devonische Basalte eines Mittelozeanischen Rückens (▶ Box 2: Basalte) und pelagische Sedimente (feinkörnige kieselige Se-

dimente aus dem Mitteldevon und Flysche aus dem Oberdevon; ▶ Box 20: Turbidite) erhalten, die ihren Ursprung vermutlich im Rheischen Ozean haben (Franke 2000).

Der Rheische Ozean, mitunter auch als Rhenoherzynischer (s. oben), Rhenanischer oder Rhea-Ozean bezeichnet, wird inzwischen von den meisten Autoren als der größte und wichtigste Ozean im Umfeld der variszischen Gebirgsbildung angesehen. Er öffnete sich ab dem Unterordovizium zwischen Gondwana und Avalonia, als Avalonia begann, nach Norden zu driften. Seine Breite ist nicht bekannt, und es wird kontrovers darüber diskutiert, wo die Subduktionszonen verliefen, an denen der Ozean geschlossen wurde. Sicher ist, dass die Mitteldeutsche Kristallinzone das tiefe Stockwerk eines ehemaligen Vulkanbogens über einer Subduktionszone darstellt, deren Polarität allerdings ungeklärt ist. Einige Modelle sehen Laurussia als die Oberplatte an, dementsprechend würde die Subduktionszone nach Norden einfallen (z. B. Kroner et al. 2008). Andere Modelle hingegen gehen von einer nach Süden einfallenden Subduktionszone am Nordrand Armorikas aus (z. B. Franke 2000; Oncken 1997). Es gibt Hinweise darauf, dass es während einer frühen Phase der variszischen Orogenese zu einer nordwestgerichteten Subduktionstätigkeit am Südrand Laurussias kam, die dann von einer südostgerichteten Subduktion unter die Mitteldeutsche Kristallinzone abgelöst wurde (Franke 2000).

Die südliche Begrenzung des Rhenoherzynikums wird durch die **Nördliche Phyllitzone** markiert (◘ Abb. 9.1). In dieser schmalen Zone, die sich vom südlichen Rand des Hunsrücks über den Taunus bis in die Wippraer Zone im Südostharz zieht, gibt es niedriggradig metamorphe Gesteine, die ihren Ursprung sowohl im Rhenoherzynikum als auch im Saxothuringikum haben können. Die Zone wird deshalb als die Suturzone zwischen Armorika und Laurussia angesehen, an welcher der Rheische Ozean geschlossen wurde. Dafür spricht auch die angrenzende Mitteldeutsche Kristallinzone, in der ein tiefes Stockwerk eines devonisch-karbonischen Vulkanbogens erhalten ist. Die Strukturen und metamorphen Prägungen innerhalb dieser Zone, die zum Saxothuringikum im weiteren Sinne gezählt wird, wechseln sehr stark.

10.1.2 Saxothuringikum

Das **Saxothuringikum** ist zweigeteilt in die **Mitteldeutsche Kristallinzone** und in einen von cadomisch gebildeter kontinentaler Kruste unterlagerten südöstlichen Teil, der zum größten Teil aus niedriggradig metamorphen Sedimenten und Vulkaniten aufgebaut ist. Die Mitteldeutsche Kristallinzone stellt das tiefe, heute herausgehobene Stockwerk eines Komplexes dar, der sich aus verschiedenen Einheiten eines ehemaligen Vulkanbogens am Nordrand Armorikas zusammensetzt. Möglicherweise sind hier auch ganz verschiedene tektonische Systeme mit unterschiedlich orientierten Subduktionszonen enthalten (Oncken 1997). Relikte der bis in das Karbon hinein entstandenen Magmatite finden sich vor allem im Kyffhäuser und im westlichen Odenwald, während im Spessart, im östlichen Odenwald und im Ruhlaer Kristallin auch Grundgebirgskomplexe mit älteren Gesteinseinheiten aufgeschlossen sind. Im Untergrund unter den mesozoischen und känozoischen Sedimenten sind die kristallinen Zeugen dieser variszischen Konvergenzzone jedoch wesentlich weiter zu verfolgen (◘ Abb. 9.1). Das Saxothuringikum im engeren Sinne ist hauptsächlich im Thüringisch-Vogtländischen Schiefergebirge, im Fichtelgebirge und im Erzgebirge vertreten, tritt aber auch in einem schmalen Streifen am Nordrand der Vogesen und des Schwarzwaldes auf. Es ist sehr heterogen zusammengesetzt und besteht aus Gesteinen des späten Proterozoikums bis zum Unterkarbon, die in der Regel stark verfaltet und verschiefert und z. T. in unterschiedlichen Graden metamorph überprägt sind. Die Ossa-Morena-Zone im Westen der Iberischen Halbinsel (◘ Abb. 6.1) gilt als Äquivalent der Mitteldeutschen Kristallinzone, während die nördliche und zentrale Armorikanische Zone mit dem übrigen Saxothuringikum korreliert werden.

Plattentektonisch wird das Saxothuringikum als Teil des Armorika-Terrans angesehen. Armorika ist aber nicht als eine zusammenhängende Mikroplatte zu verstehen, sondern als ein Terrankomplex, der aus mehreren unterschiedlichen Krustenfragmenten mit Anteilen von sedimentären, magmatischen und metamorphen Gesteinen aus dem Proterozoikum bis ins Unterkarbon zusammengesetzt ist und dementsprechend auch als Armorikanische Terrancollage (Linnemann et al. 1999) oder Armorikanischer Terrankomplex bezeichnet wird. Die einzelnen Einheiten, deren Grenzen oft nur ungenau bekannt sind, haben ihre eigenen Geschichten, und zwischen ihnen fanden, wie man aus paläomagnetischen Daten ableiten kann (Tait et al. 1997), Verschiebungen, Rotationen und Kollisionen statt. Sie unterlagen aber schließlich einer gemeinsamen Drift und wurden während der variszischen Gebirgsbildung als eine Einheit an den Kontinent Laurussia angeschweißt. Bei dieser Kollision, die im Wesentlichen im späten Devon stattfand, wurde der zwischen Armorika und Laurussia liegende Rheische Ozean geschlossen. In der Mitteldeutschen Kristallinzone ist heute ein tiefes Stockwerk des ehemaligen Vulkanbogens am Nordrand Armorikas angeschnitten. In Südwestpolen gibt es in den westlichen Sudeten Gabbros, die als Reste der ozeanischen Kruste des Rheischen Ozeans angesehen werden. Zwischen dem Saxothuringikum und dem Moldanubikum befand sich vermutlich ein weiterer schmaler und nur kurze Zeit existierender Ozean, der während der variszischen Gebirgsbildung subduziert wurde (◘ Abb. 10.1).

Das Saxothuringikum unterscheidet sich in der Ausprägung der variszischen Orogenese vom südwestlich anschließenden Moldanubikum. Im Saxothuringikum wurde die kontinentale Kruste im Devon und Karbon gedehnt und ausgedünnt, wodurch es zum Aufstieg des Sächsischen Granulitgebirges kam (▶ Abschn. 10.3.3; ◘ Abb. 10.2). In der Folgezeit wurde die Kruste durch aufsteigende Mantelschmelzen wieder verdickt (◘ Abb. 11.2). Das Moldanubikum hingegen ist durch eine Krustenverdickung infolge der Kollision während der variszischen Orogenese gekennzeichnet. Anschließend wurde die verdickte Kruste hier wieder in einen Gleichgewichtszustand zurückgeführt, was mit einer Hebung bei gleichzeitiger Krustenausdünnung verbunden ist. Diesem Umstand ist es zu verdanken, dass im moldanubischen Anteil des Böhmischen Massivs weitaus tiefere Krustenbereiche als im Saxothuringikum mit weit verbreiteten hochmetamorphen Gesteinen an der Oberfläche liegen. Zwischen Saxothuringikum und Moldanubikum befindet sich eine bis zu 5 km breite, stark zerscherte Zone, die als Überschiebungs- und Blattverschie-

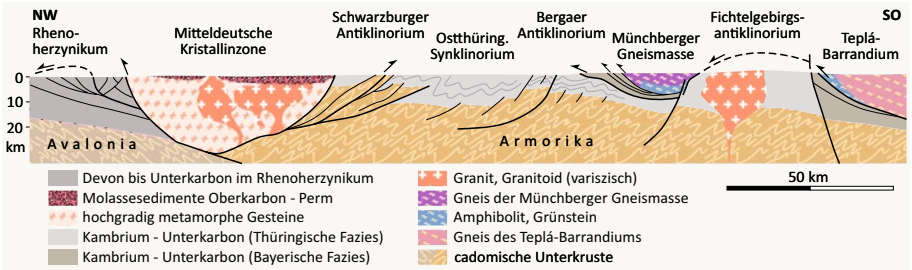


Abb. 10.3 Schematischer Profilschnitt durch das Saxothuringikum entlang einer Linie durch das Fichtelgebirge und den Thüringer Wald. (Verändert und ergänzt nach Walter 2007)

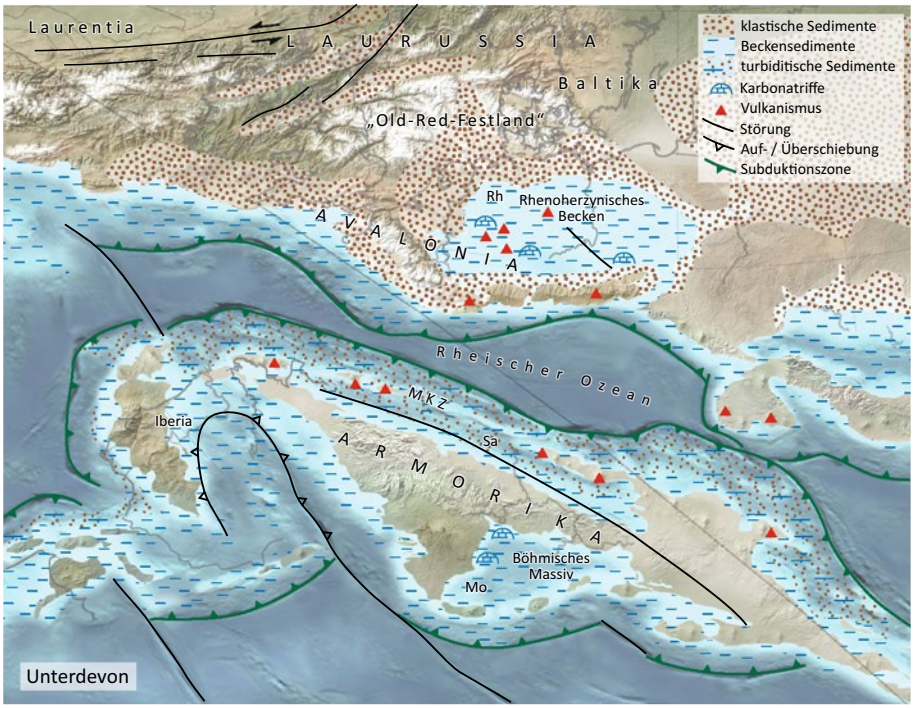


Abb. 10.4 Paläogeographische Rekonstruktion Mitteleuropas zur Zeit des Unterdevons. *MKZ* Mitteldeutsche Kristallinzone, *Mo* Moldanubikum, *Rh* Rhenoherzynikum, *Sa* Saxothuringikum. (Topographische Grundlage aus Blakey 2011; verändert und ergänzt nach Ziegler 1990)

bungszone gedeutet wird (Abb. 10.2). Bei der variszischen Kollision kam es zu Deckenüberschiebungen von Einheiten aus dem Moldanubikum auf das Saxothuringikum. Eine solche Decke ist die Münchberger Gneismasse, die eigentlich zum Moldanubikum gehört, heute jedoch allochthon (griech. *allos*: anders; griech. *chthōn*: Erde) auf dem Saxothuringikum liegt. Die Münchberger Gneismasse ist allseitig von Störungen umgeben und liegt mit ihren z. T. hochmetamorphen kristallinen Serien auf wenig bis nicht metamorphen Gesteinseinheiten (Abb. 10.3).

10.1.3 Moldanubikum

Das **Moldanubikum** befindet sich in der Axialzone des variszischen Gebirges, im Norden von der Suturzone zwischen Saxothuringikum und Moldanubikum geprägt, im Süden von der Moldanubischen Sutur, an die sich die südlichen, heute in die Alpen integrierten variszischen Terrane anschließen (Abb. 6.1). Zum Moldanubikum gehört der größte Anteil des **Böhmischen Massivs** und in der westlichen Fortsetzung der **Schwarzwald** und die **Vogesen**, in denen überwiegend hochgradig metamorphe Gesteine und variszische Intrusionen weit verbreitet sind. Im nordöstlichen Böhmischen Massiv befindet sich das **Bohemikum** oder **Teplá-Barrandium**, das nach der Ortschaft Teplá in Tschechien und nach dem französischen Geologen Joachim Barrande (1799–1883), einem der maßgeblichen Erforscher des böhmischen Paläozoikums, benannt ist. Es ist durch Sedimentgesteine und Vulkanite, die vom Kambrium bis zum Devon reichen, und cadomisch verfaltete und schwach metamorph überprägte Sedimentgesteine und Vulkanite aus dem späten Proterozoikum charakterisiert (Abb. 9.1). Das **Barrandium** i.e.S. bezieht sich ausschließlich auf die fast lückenlose paläozoische Gesteinsabfolge, die durch ihren außerordentlichen Fossilreichtum bekannt ist und schon im 19. Jahrhundert intensiv erforscht wurde. Mehrere zeitliche Stufen des Silurs und Devons (Přidoli, Lochkovium, Pragium) haben daher in dieser Region ihre Typuslokalität. In den Metamorphiten des Böhmischen Massivs, die von Paragneisen, Amphiboliten und Graphitschiefern bis hin zu anatektischen Gneisen und Granuliten reichen, wurden zahlreiche präkambrische Alter bis zu 3,84 Mrd. Jahren festgestellt (Gebauer et al. 1989). Die metamorphen Gesteine selbst sind jüngeren Alters, sie stammen aus dem jüngeren Proterozoikum und frühen Paläozoikum. Sie enthalten allerdings umgelagerte detritische Zirkone, in denen die hohen Alter konserviert sind. Diese Alter sind typisch für Gesteine, wie sie in Gondwana vorkommen, und belegen, dass Armorika lange Zeit mit dem großen Südkontinent zusammenhing. Das Moldanubikum setzt sich über das Zentralmassiv in Südfrankreich und der südlichen Armorikanischen Zone bis in die Galizisch-Kastilische Zone auf der Iberischen

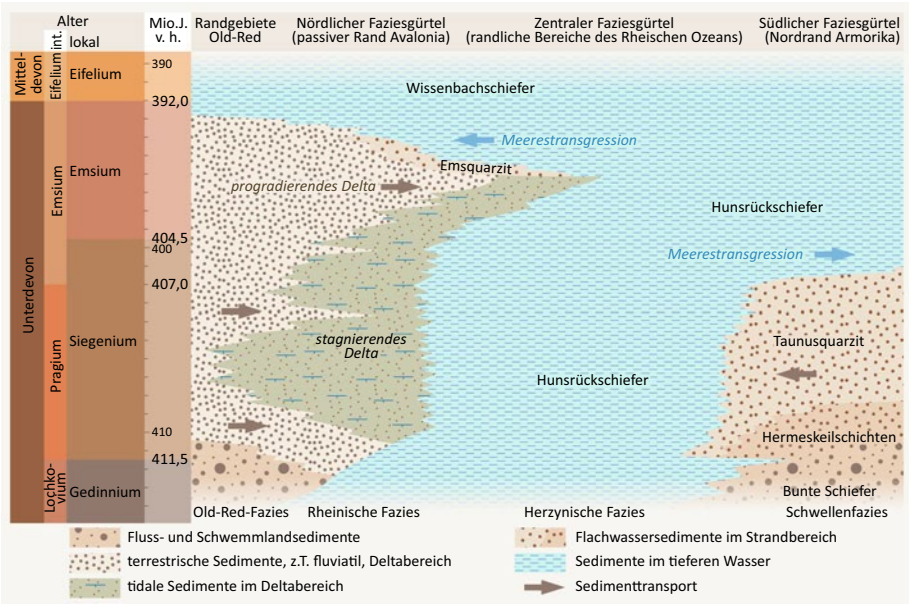


Abb. 10.5 Faziesverteilung im Rhenoherzynikum von Nord nach Süd entlang einer Linie parallel zum Rhein zur Zeit des Unterdevons. (Verändert nach Stets und Schäfer 2002)

Halbinsel fort (Abb. 6.1). Auch dort gibt es ähnliche hochmetamorphe Gesteine und Altersdaten, die auf eine Verbindung zu Gondwana schließen lassen.

Das Moldanubikum gehört ebenfalls zum Armorikanischen Terrankomplex. Auch wenn es zwischen Saxothuringikum und Moldanubikum deutliche Unterschiede etwa in den Altersbeziehungen und in der metamorphen Überprägung gibt, so sind sie doch in einem Verbund mit Laurussia kollidiert und im Großkontinent Pangäa verschweißt worden. Von der Kollision zwischen den beiden Terranen zeugt die Münchberger Gneismasse, die als Decke auf den weniger metamorphen Gesteinen des Saxothuringikums liegt (► Abschn. 10.3.4; Abb. 9.1 und 10.3). Auch hier wird ein schmaler Ozean angenommen (Saxothuringischer Ozean), der während der variszischen Orogenese geschlossen wurde (Abb. 10.1). Das Böhmische Massiv betrachten einige Autoren auch als eigenständiges Terran „Perunica", das zumindest zeitweise eine unabhängige Entwicklung aufweist (Cocks und Torsvik 2006). Es löste sich bereits im Ordovizium von Gondwana und kollidierte erst im Devon mit dem Armorikanischen Terrankomplex.

Im Gebiet der Alpen ist die Fortsetzung der Varisziden schwierig nachzuvollziehen, da sie hier durch die alpidische Gebirgsbildung (► Kap. 12) stark überprägt wurden. Zu den variszischen Massiven in den Alpen gehören große Teile der zentralen Ostalpen, die als Norika-Terran zusammengefasst werden, aber auch einzelne Massive wie Belledonne-, Pelvoux- und Mont-Blanc-Massiv in den französischen Westalpen, das Argentera-Mercantour-Massiv in den Seealpen oder das Aar-Massiv in den Zentralalpen der Schweiz (Abb. 12.1). Es ist allerdings nicht geklärt, ob sich diese Komplexe weit von Gondwana entfernt haben und dann eine eigenständige Entwicklung durchliefen.

10.2 Die zeitliche Entwicklung der Varisziden

Zeitlich lässt sich die variszische Orogenese auf das Devon und Karbon eingrenzen (Abb. 10.2). Zwar begann sich der Rheische Ozean schon im Unterordovizium zu öffnen, und ab dem Silur wurde er am Südrand Laurussias subduziert (Franke 2006, Abb. 10.1), doch fingen die gebirgsbildenden Prozesse erst im Devon an. Die regionale Ausdehnung des Rheischen Ozeans ist nicht eindeutig geklärt. Manche gehen von einem weiten, über 1000 km breiten Ozean aus, andere Modelle sehen in ihm nur einen schmalen Ozean, vergleichbar etwa der Größe des heutigen Golfes von Kalifornien. Auch ist nicht klar, in welchem Ausmaß es im Verlauf der variszischen Orogenese zu Seitenverschiebungen kam. Die heutige Bogenstruktur des variszischen Orogens (Abb. 6.1) wird von einigen Autoren als das Ergebnis einer großen linksseitigen Seitenverschiebung verbunden mit einer Rotation der Iberischen Platte um mehr als 90° im Gegenuhrzeigersinn interpretiert (z. B. Martinez et al. 2007).

10.2.1 Devon

Zu Beginn des Devons (benannt nach der englischen Landschaft Devonshire) entwickelte sich am Südrand Laurussias ein passiver Kontinentrand, an dem es zu Dehnungsbewegungen mit nachfolgender Ausdünnung der kontinentalen Kruste kam. Auf dieser ausgedünnten Kruste entwickelte sich ein Schelfmeer mit unterschiedlichen Sedimentationsbereichen, das als **Rhenoherzynisches Becken** bezeichnet wird (Abb. 10.4). Im Norden dominierten flachmarine, brackische, fluviatile und terrestrische Ablagerungen aus Deltaschüttungen mit Sandsteinen und z. T. auch gröberklastischen Komponenten, die bzgl. ihrer Herkunft vom Old-Red-Festland zur „Old-Red-Fazies" (Abb. 10.5) gehören. Südlich davon schloss sich ein etwas tieferer Bereich mit deutlich feinkörnigeren Sedimenten an. Der küstennahe, klastisch dominierte Faziestyp, der vor allem im nordwestlichen Rheinischen Schiefergebirge und im Südwesten Englands zu finden ist, wird als **Rheinische Fazies** bezeichnet. Im Beckeninneren folgte eine küstenferne Fazies mit feinkörnigen und kalkigen Sedimente, die vor allem im Harz und im östlichen Rheinischen Schiefergebirge vorkommen. Sie werden als **Herzynische Fazies** zusammengefasst.

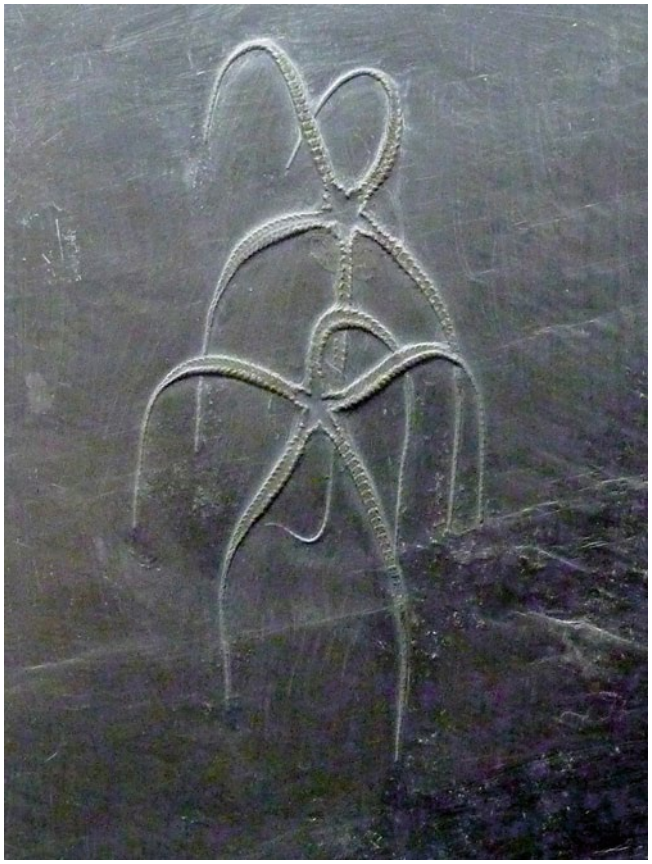


Abb. 10.6 Schlangensterne (*Furcaster palaeozoicus*) aus dem Bundenbacher Schiefer. (Abbildung mit freundlicher Genehmigung durch das Fossilienmuseum Bundenbach) [N 49°50'54" / O 7°23'19"]

Die Rheinische Fazies ist durch Grauwacken, Sandsteine und sandige Schiefer charakterisiert, während sich in der Herzynischen Fazies Tonschiefer und pelagische Kalke mit allen Übergängen zwischen diesen Gesteinstypen (Knotenkalk, Knotenschiefer usw.) finden. Am deutlichsten zeigen sich die faziellen Unterschiede im Unterdevon des Rhenoherzynikums mit ihrer Abfolge von groben Klastika im Norden bis hin zu feinen Beckensedimenten im Süden. Stellenweise kam es in ruhigen, abgeschlossenen Senken sogar zur Entwicklung sauerstofffreier Zonen am Meeresboden (▶ Box 17: Euxinisches Milieu) und zur Sedimentation von Faulschlämmen, in denen eine reiche Lebewelt überliefert ist. Die Bundenbacher Schiefer im Hunsrück gelten als eine klassische Fundstelle der Paläontologie, in denen perfekt erhaltene See- und Schlangensterne, Seelilien und Trilobiten gefunden wurden (◘ Abb. 10.6). Ein Besuch des kleinen Fossilienmuseums Bundenbach, in dem eine ganze Reihe der oft wunderschönen Fossilien ausgestellt sind, ist sehr empfehlenswert. Im Harz kommt es zur Ablagerung der bis zu 900 m mächtigen Wissenbacher Schiefer. Ganz im Süden des Rhenoherzynischen Beckens schalten sich sandige Abfolgen (Hermeskeilschichten, Taunusquarzit; ◘ Abb. 10.5) ein. Sie wurden von einer Schwelle geschüttet, die das Rhenoherzynische Becken im Süden vom Rheischen Ozean abtrennte (◘ Abb. 10.4). Der Rheische Ozean war zu dieser Zeit bereits auf ein schmales Meeresbecken eingeengt und wurde im Verlauf des Mittleren und Oberen Devons geschlossen.

Im Gebiet des Saxothuringikums und Moldanubikums gab es im Unterdevon eine ähnliche Sedimentationsentwicklung wie in den tieferen Bereichen des Rhenoherzynischen Beckens. Im Thüringisch-Vogtländischen Schiefergebirge, das zum Saxothuringikum gehört, und im Barrandium des Moldanubikums werden devonische Tonschiefer und Kalkknotenschiefer, die sich in flachen Meeresbecken bildeten, ebenfalls unter der Bezeichnung „Herzynische oder Böhmische Fazies" zusammengefasst. Sie ist von den beiden Begriffen „Thüringische Fazies" und „Bayerische Fazies" zu unterscheiden, die sich im Bereich des Saxothuringikums auf die gesamte paläozoische Abfolge vom Kambrium bis zum Unterkarbon beziehen (▶ Abschn. 9.2.6). Die Bayerische Fazies ist mit etwas gröberen klastischen Sedimenten insgesamt etwas küstennäher anzusiedeln als die Thüringische Fazies. Sie beschränkt sich räumlich auf die Umrahmung der Münchberger Gneismasse.

Ab dem Mitteldevon kam es in den allmählich immer schmaler werdenden Meeresgebieten zu einem Nebeneinander von Schwellengebieten, auf denen sich **Karbonatplattformen** mit Riffen bilden konnten, und Beckenbereichen, in denen feinkörnige Sedimente mit teilweise hohem organischem Anteil abgelagert wurden (◘ Abb. 10.7). Große **Saum- oder Barriereriffe** bildeten sich am südlichen Rand des Rhenoherzynischen Beckens und in den flachen Meeresbecken Armorikas. Im Bereich des heutigen Taunus und Hunsrück entwickelte sich eine Schwelle, an der es nur stellenweise zur Sedimentation kam (Stets und Schäfer 2008). Hier kollidierte die Mitteldeutsche Kristallinzone am Nordrand des Armorikanischen Terrankomplexes mit Laurussia, womit die Subduktion des Rheischen Ozeans endete.

Während des mittleren und frühen Oberen Devons kam es durch die Dehnungsbewegungen am passiven Kontinentrand Laurussias zu intensiven vulkanischen Aktivitäten im Bereich des Rhenoherzynischen Beckens. Insbesondere in der **Lahn-Dill-Mulde** aber auch im Gebiet des Harzes wurden zahlreiche saure und basische Schmelzen gefördert. Es bildeten sich Keratophyre, Basalte („Diabase"), Tuffe und Tuffite („Schalsteine") (▶ Box 8: Diabas und Schalstein), die während der variszischen Gebirgsbildung leicht metamorph überprägt wurden. Vor allem die Basalte, die oft mit untermeerisch entstandenen Pillowstrukturen erhalten sind, treten in sehr mächtigen Abfolgen auf und werden im Lahn-Dill-Gebiet an vielen Stellen in großen Steinbrüchen abgebaut. Teilweise überragten die Vulkanbauten die Meeresoberfläche, und es kam zu explosiven Eruptionen, die sich in pyroklastischen Sedimenten dokumentieren (◘ Abb. 10.8). Mit der Spätphase des Vulkanismus sind Eisenerzbildungen in Form von Hämatiten, Magnetiten, Chloriten und z. T. auch sulfidischen Erzen verbunden. Am Meeresgrund des Rhenoherzynischen Beckens entstanden schichtparallel gelagerte Roteisensteinerze, die ihren Metallgehalt aus erzhaltigen hydrothermalen Lösungen erhielten. Solche **sedimentär-exhalativ** entstandenen Lagerstätten (▶ Box 11: Erzlagerstätten) werden heute generell als Eisenerzbildungen vom **Lahn-Dill-Typus** beschrieben. Im Harz sind neben den Hämatiterzen auch Pyritlagerstätten des **VHMS-Typs** bekannt, an die als besonders attraktive Komponente der Harzer Blutstein gebunden ist (◘ Abb. 10.9). Die Vererzungen entstanden aus Lösungen, die bei der Alteration pyroklastischer

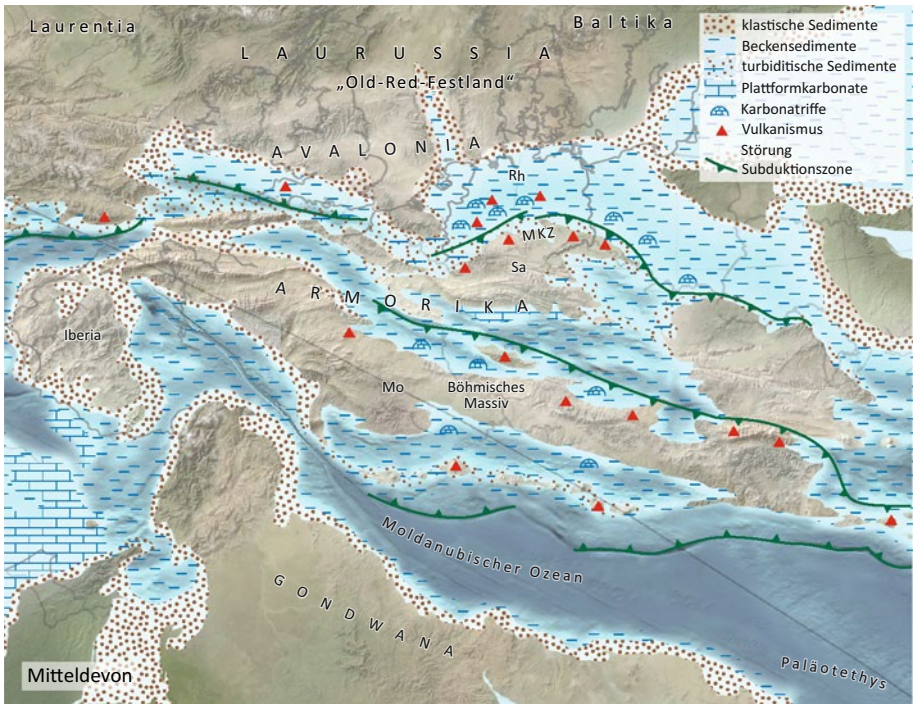


Abb. 10.7 Paläogeographische Rekonstruktion Mitteleuropas zur Zeit des Mitteldevons. *MKZ* Mitteldeutsche Kristallinzone, *Mo* Moldanubikum, *Rh* Rhenoherzynikum, *Sa* Saxothuringikum. (Topographische Grundlage aus Blakey 2011; verändert und ergänzt nach Ziegler 1990)

Box 8: Diabas und Schalstein

Basaltische Gesteine aus den paläozoischen Gebieten des variszischen Gebirges werden häufig als **Diabas**, vulkanoklastische und Lavagesteine als **Schalstein** bezeichnet. Beide Bezeichnungen sind heute nicht mehr aktuell, da sie durch exaktere und in internationalen Kommissionen abgestimmte Begriffe ersetzt wurden. Dennoch werden die Bezeichnungen insbesondere in populärwissenschaftlichen Arbeiten immer noch verwendet.

Der Begriff Diabas (griech. *diabainō*: quer, schief) wurde für Basalte verwendet, die im Paläozoikum entstanden und während der variszischen Orogenese einer meist geringfügigen Metamorphose unterlagen. Sie enthalten heute vorwiegend Minerale der Chlorit- und Hornblende-Gruppe, die aus der Umwandlung von Pyroxenen (z. B. Augit) entstanden, sowie Epidot, das aus Anteilen der Feldspäte entstand. Diese Minerale verleihen den umgewandelten Basalten ihre grüne Farbe. Man spricht hier auch von **Vergrünung**. Heute ist der Begriff Diabas nicht mehr in Gebrauch und man sollte stattdessen die Bezeichnung **Metabasalt** verwenden.

Ähnlich verhält es sich mit dem Schalstein. Damit ist ein vulkanoklastisches Gestein vermischt mit blasigen Laven gemeint, das ebenfalls im Paläozoikum entstand und eine Gruppe von unterschiedlich zusammengesetzten vulkanischen Aschen und Laven benennt. Schalstein ist ein alter Bergmannsausdruck für ein Gestein, das aufgrund seiner Schieferung häufig schalenartig abspaltet. Es handelt sich um geringfügig metamorph überprägte vulkanoklastische Gesteine und Laven, die untermeerisch im Umfeld der Vulkane im Rhenoherzynischen Becken entstanden. Heute wird der Begriff nur noch lokal als stratigraphische Sammelbezeichnung verwendet.

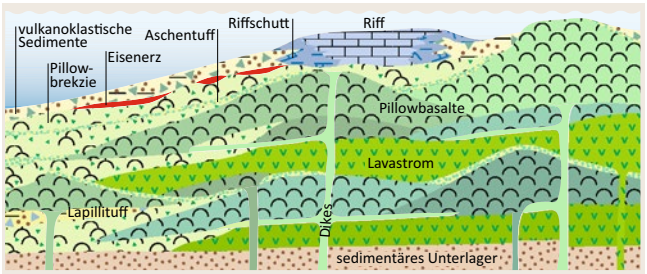


Abb. 10.8 Profilschnitt durch den mitteldevonischen Philippstein-Vulkan im Lahn-Dill-Gebiet. Auf dem Vulkan, der bis an die Meeresoberfläche heranreichte, bildete sich ein von Korallen und Stromatoporen aufgebautes Riff. (Verändert nach Königshof et al. 2010)

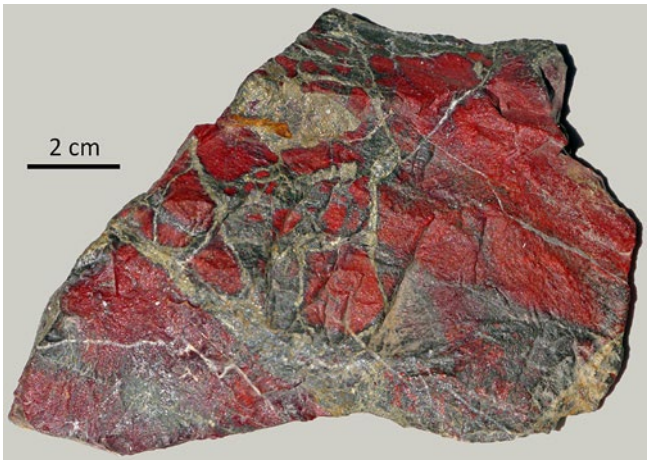


Abb. 10.9 Harzer Blutstein aus der Schalstein-Formation (Oberes Mitteldevon, Givetium; Weller 2008) des mitteldevonischen Elbingeröder Vulkan- und Riffkomplexes. Glasiger Keratophyr wird in dieser einzigartigen Erzform durch feinverteilten Hämatit leuchtend rot gefärbt und von feinen Pyritadern durchzogen. Die Pyritadern werden auch als Pyrittrümer („Trum" ist ein alter Bergmannsausdruck für einen schmalen Gang) bezeichnet.

Sedimente während der Diagenese freigesetzt wurden (Flick et al. 1990). Auf Klüften eindringendes Meerwasser wurde durch den Vulkanismus aufgeheizt und konnte dadurch die Metalle aus den Vulkaniten herauslösen. Vorzugsweise im Grenzbereich zwischen Vulkaniten und Riffkalksteinen und in den hochporösen Tuffen und Tuffiten finden sich schichtparallele (stratiforme) Erzkörper. Die in Nestern vorkommenden Roteisensteinlager

Box 9: Karstgebiete in Deutschland

Verkarstung ist in Deutschland ein weitverbreitetes Phänomen (Abb. 10.10; ► Box 23: Verkarstung), das sich überall dort beobachten lässt, wo massives Kalk- und Dolomitgestein oder Anhydrit bzw. Gips an der Oberfläche von Regenwasser durchflossen wird. Große Kalkstein- und Dolomitgebiete gibt es im Rheinischen Schiefergebirge mit den Devonkalkriffen in der Eifel bei Blankenheim, im Sauerland oder bei Limburg (Abb. 10.24) sowie im Harz bei Elbingerode (Abb. 10.37) und am Iberg bei Bad Grund. In fast allen Gebieten zeugen mitunter große Höhlensysteme von der intensiven Verkarstung (Beispiele: Atta-Höhle, Kluterthöhle und Dechenhöhle im Sauerland, Kubacher Kristallhöhle im Taunus, Rübeländer Höhlen [Baumannshöhle, Hermannshöhle] und Iberger Tropfsteinhöhle im Harz). Verkarstungen in Gesteinen des Zechsteins sind vor allem am Südrand des Harzes verbreitet, wo sich gleich mehrere Höhlen im Anhydrit bzw. Gips und in Dolomiten aus dem Zechstein finden, aber auch am Thüringer Wald und in Einzelvorkommen z. B. bei Bad Segeberg (Beispiele: Einhornhöhle bei Herzberg am Harz [Dolomit], Barbarossahöhle am Kyffhäuser [Anhydrit], Kalkberghöhle Bad Segeberg [Gips/Anhydrit]). In der nördlichen Umrahmung des Harzes sind in der Aufrichtungszone entlang der Harznordrandstörung (Abb. 11.75) zahlreiche Dolinen zu beobachten, die auf Auslaugungen von Anhydrit und Gips aus dem Zechstein zurückzuführen sind. In Gesteinen aus der Trias gibt es Verkarstungen mit Höhlenbildungen im Muschelkalk (Beispiel: Eberstadter Tropfsteinhöhle bei Heilbronn). Eines der höhlenreichsten Gebiete Europas ist der Weiße Jura der Schwäbischen und Frankischen Alb (Beispiele: Nebelhöhle und Bärenhöhle [Abb. 12.13; ► Box 23: Verkarstung] in der Nähe von Reutlingen, Laichinger Tiefenhöhle und Blautopfhöhle mit dem Mörikedom bei Ulm, Binghöhle bei Bamberg, Sophienhöhle und Teufelshöhle-Pottenstein zwischen Nürnberg und Bayreuth u. v. a.). Man schätzt, dass es allein im Weißen Jura Süddeutschlands bis zu 3000 Höhlen gibt. Viele dieser Höhlen sind touristisch erschlossen und

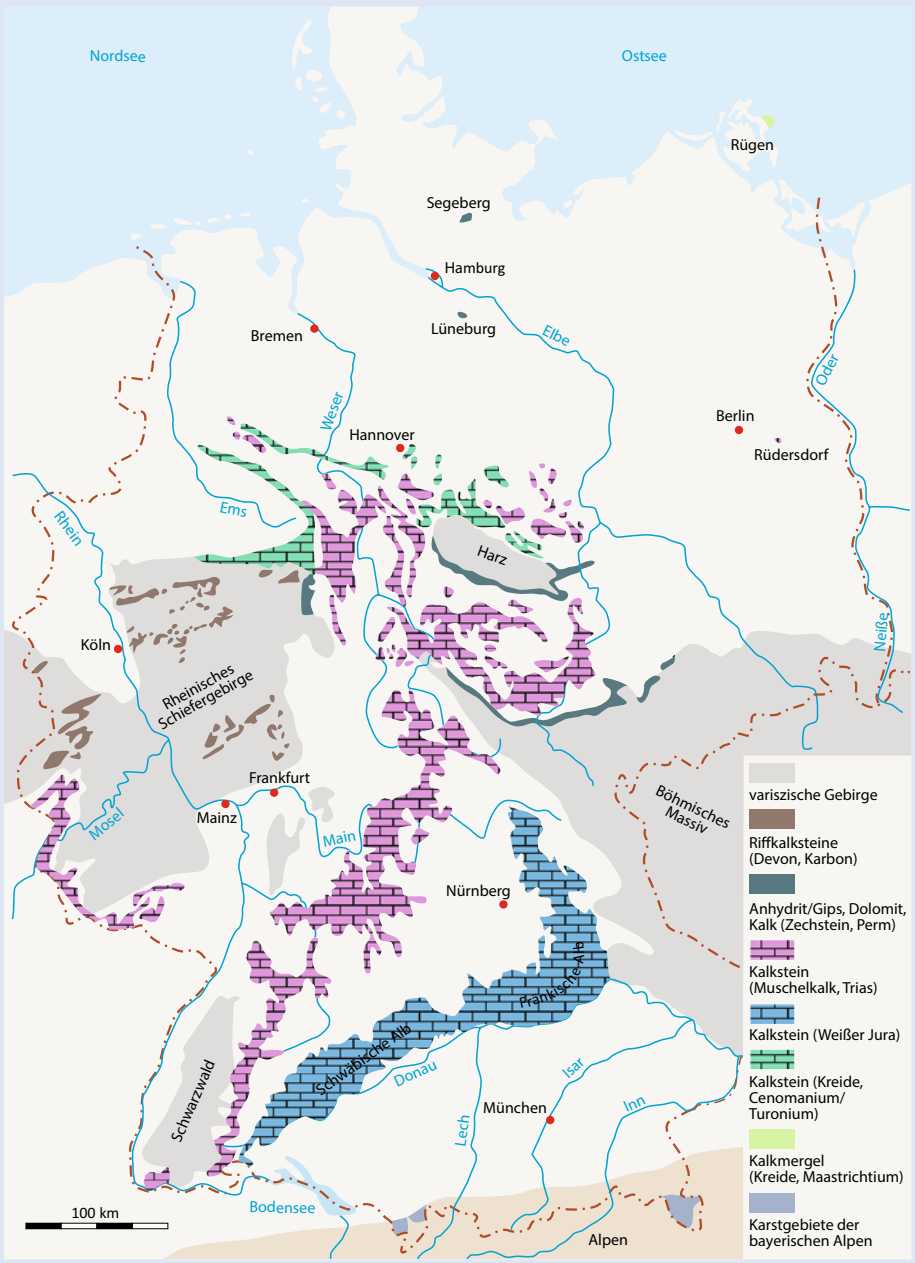


Abb. 10.10 Übersicht über die Gebiete in Deutschland, in denen zur Verkarstung neigende Gesteine vorkommen

gut begehbar, aber es gibt noch weit mehr Höhlen, die bislang überhaupt noch nicht erforscht wurden. In Kalksteinen und Kalkmergeln der Kreide gibt es Karsterscheinungen am Rand der Münsterschen Kreidebucht und auf der Paderborner Hochfläche sowie im Niedersächsischen Bergland mit dem Teutoburger Wald und dem Wiehengebirge, begehbare Höhlen sind hier allerdings nur selten und sehr klein entwickelt. Auf der Insel Rügen lassen sich rezente Karsterscheinungen mit Dolinen und Travertinbildungen in einem kleinen Kreidemergelvorkommen auf der Halbinsel Jasmund beobachten (Abb. 16.14).

Die meisten Karsterscheinungen sind erst innerhalb der letzten 5–10 Mio. Jahre entstanden, doch gibt es auch ältere Karstsysteme, die bereits kurz nach der Heraushebung der Kalkgebiete gebildet wurden. In der Unteren Kreide verkarsteten die Kalke und Dolomite des Weißen Juras bis hin zur Bildung der typischen Formen des tropischen Kegelkarstes, der danach von kreidezeitlichen Sedimenten wieder zugedeckt wurde und so erhalten blieb. Ein bekanntes Beispiel dafür ist der Große Lochstein im sogenannten Frankendolomit der Fränkischen Alb bei Pegnitz. Doch nicht nur die jurassischen Kalke und Dolomite unterlagen einer frühzeitigen Verkarstung. In devonischen Massenkalken in der Nähe von Limburg bei Runkel-Hofen lassen sich Verkarstungen aus dem Eozän beobachten (Abb. 10.11). Auch hier kam es zur Ausbildung von tropischem Kegelkarst, der im Oligozän mit Sedimenten wieder zugeschüttet wurde.



Abb. 10.11 Eozäner Paläokegelkarst in devonischem Massenkalk (Steinbruch Schneelsberg in der Nähe von Runkel-Hofen bei Limburg). Die Zwischenräume zwischen den Karstkegeln aus devonischem Massenkalk sind mit oligozänen Sedimenten verfüllt. [N 50°25'51" / O 8°8'52"]

wurden im Lahn-Dill-Gebiet und im Harz über viele Jahrhunderte hinweg abgebaut. Im Harz endete der Roteisenerzabbau wegen gesunkener Rohstoffpreise bereits 1970, allerdings ging die bergbauliche Tätigkeit bei Elbingerode bis 1990 mit dem Abbau von Schwefelkies zur Schwefelgewinnung für die Herstellung von Schwefelsäure weiter. Das letzte Bergwerk im Lahn-Dill-Gebiet wurde 1983 in Oberbiel im Lahntal geschlossen.

Zeitgleich mit dem Vulkanismus konnten sich auf manchen Vulkanbauten Riffe in Form von atollähnlichen Strukturen bilden (z. B. der Elbingeröder Komplex im Harz oder bei Gräveneck und Philippstein in der Lahnmulde; Abb. 10.8). Andere große Riffstrukturen entstanden als Saum- oder kleinere Barriereriffe (z. B. im Rheinischen Schiefergebirge im Gebiet von Warstein im Sauerland oder in der Eifel). Sie sind für die Zeit des Mitteldevons und frühen Oberdevons charakteristisch und bildeten sich zu einer Zeit, als die riffbildenden Organismen ihre erste große Blütezeit erlebten und einige der größten Riffkomplexe der Erde aufbauten. Im Oberdevon verschwanden sie plötzlich wieder im Zuge des sog. **Kellwasser-Ereignisses**, bei dem es zu einer sehr schnellen Transgression und einem Massensterben kam (s. unten). Während in den Becken vorwiegend pelagische Tonschiefer wie **Tentakulitenschiefer** (Tentakuliten sind ausgestorbene kalkschalenbildende Weichtiere) und **Cephalopodenkalke** (Cephalopoden = Kopffüßer; griech. *kephalē*: Kopf; griech. *podós*: Fuß) abgelagert wurden, bildeten sich auf Hochgebieten große **Stromatoporen- und Korallenriffe**. Sowohl die Stromatoporen, die heute meist den Schwämmen zugeordnet werden, als auch die devonischen Korallen der Ordnungen Rugosa und Tabulata, die für die Riffbildung verantwortlich waren, sind heute ausgestorben. Die oft mehrere hundert Meter mächtigen Riffstrukturen mit ihren Massenkalken sind heute an vielen Stellen im Rheinischen Schiefergebirge und im Harz sichtbar, u. a. weil sie oft in großen Steinbrüchen abgebaut werden. Nach ihrer Heraushebung unterlagen sie der Verkarstung, wovon zahlreiche Tropfsteinhöhlen in den Massenkalken sowie teilweise noch erhaltene oberflächliche Paläokegelkarsterscheinungen aus dem Eozän (▶ Box 9: Karstgebiete in Deutschland) zeugen. Für die Riffbildung war es wichtig, dass der Untergrund, auf dem sich die Riffe bildeten, kontinuierlich absank, was einerseits durch die fortgesetzten Dehnungen im Rhenoherzynischen Becken für die Barriereriffe zutraf, andererseits aber auch für die Vulkanbauten galt, die durch ihr Eigengewicht allmählich immer tiefer sanken.

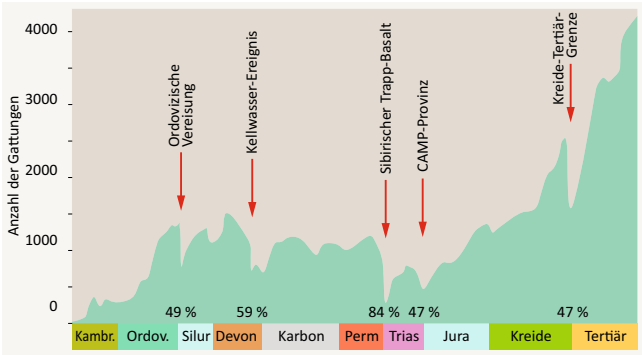


Abb. 10.12 Massenaussterbeereignisse während des Phanerozoikums. Die fünf größten (*big five phanerozoic extinction events*) ereigneten sich an der Grenze Ordovizium/Silur, im Oberen Devon, und an den Grenzen Perm/Trias, Trias/Jura und Kreide/Tertiär. Die Prozentzahlen zeigen den Umfang der Aussterberate bezogen auf die Anzahl der zu den jeweiligen Zeiten lebenden bekannten Gattungen. *CAMP* Central Atlantic Magmatic Province. (Verändert nach Reitner 2011)

Das Ende dieser ausgeprägten Karbonatsedimentationsphase wurde im Oberen Devon von einem **Massenaussterbeereignis** eingeläutet, das zu den größten (den *big five phanerozoic extinction events*) im Verlauf des Phanerozoikums zählt (Abb. 10.12). Dabei handelt es sich in diesem Fall um eine Serie von Ereignissen, wovon zwei in ihrer Intensität herausragen: das Kellwasser-Ereignis an der Frasnium-Famennium-Grenze (374 Mio. Jahre v. h.) und das Hangenberg-Ereignis an der Devon-Karbon-Grenze (358 Mio. Jahre v. h.). Während dieser Ereignisse verschwanden die riffbildenden Organismen fast vollständig von der Erde, und von den übrigen Lebewesen starben fast 60 % der heute bekannten Gattungen aus. Die Ursache für die beiden Krisen ist noch nicht eindeutig geklärt. Mittlerweile geht man davon aus, dass die kurz zuvor einsetzende rasche Entwicklung der Landpflanzen und die sich daraus ergebenden Veränderungen im **Kohlendioxidgehalt** der Atmosphäre sowohl für die vorangegangene starke Karbonatsedimentation als auch für die Aussterbeereignisse verantwortlich sind. Es werden auch andere Ursachen wie ein Asteroidenimpakt oder ein vulkanisches Ereignis von globalen Ausmaßen diskutiert, doch konnten bisher keine Hinweise gefunden werden, dass ein singuläres Ereignis die Ursache für das Massensterben war. Im Devon breiteten sich die Pflanzen über die gesamte Erdoberfläche aus und bewirkten durch die stark angestiegene Photosynthesetätigkeit am Ende des Devons eine Reduktion des Kohlendioxidgehaltes in der Atmosphäre. Daneben entwickelten die Landpflanzen im Laufe des Devons mit der Entstehung von Bäumen tiefgreifende Wurzelsysteme, die eine starke Zunahme der physikalischen und chemischen Verwitterung sowie weit verbreitete Bodenbildungen zur Folge hatten. Als Folge davon führt die verstärkte **Silikatverwitterung** ebenfalls zu einer Reduktion des Kohlendioxidgehaltes in der Atmosphäre. Bei der Silikatverwitterung werden Calciumionen (Ca^{2+}) aus silikatischen Mineralen (z. B. Feldspat) herausgelöst, die zusammen mit dem im Wasser gelösten Kohlendioxid (HCO_3^-) von schalen- und skelettbildenden Organismen zum Aufbau der benötigten Kalksubstanz ($CaCO_3$) verwendet werden können (▶ Box 10: Silikatverwitterung). Kohlendioxid wird auf diese Weise dauerhaft der Atmosphäre entzogen. Im Oberdevon und Karbon hatte dies eine globale Abkühlung zur Folge, die schließlich sogar zu Vereisungen führte. Durch die Bodenbildungen kam es im Oberdevon zu einer erhöhten Zufuhr von Nährstoffen in die Meere, wodurch eine Überdüngung der Meere herbeigeführt wurde, die zum Absterben der riffbildenden Organismen beitrug. Die Zersetzung der absterbenden Riffe und der zunehmende Eintrag von Nährstoffen in die Meere führten dazu, dass sich mehrfach sauerstofffreies, lebensfeindliches Bodenwasser bildete (▶ Box 17: Euxinisches Milieu) und Sedimente mit hohen organischen Gehalten abgelagert wurden, in denen sich die Massenaussterbeereignisse widerspiegeln (Abb. 10.12). Die Sedimentation großer Mengen von organischem Material verstärkte erneut den **Abkühlungseffekt** durch den Entzug von Kohlendioxid. Ähnlich verhielt es sich mit dem etwas jüngeren Hangenberg-Ereignis. Der zweigeteilte Kellwasser-Horizont ist durch eine markante Lage von schwarzen Schiefern oder Tonschiefern und dunklen Kalken in der devonischen Abfolge gekennzeichnet, die weltweit zur stratigraphischen Korrelation genutzt werden kann. Direkt über dem oberen Kellwasserhorizont liegt die Grenze zwischen Frasnium und Famennium. Die Typuslokalität befindet sich im Kellwassertal im Harz (Abb. 10.13).

10.2.2 Karbon

Das Zeitalter des Karbons war in Mitteleuropa wie auch in Nordamerika von der Heraushebung des variszischen Gebirges als Folge der Kollision zwischen Gondwana und Laurussia geprägt. Die Konvergenzbewegung zwischen den beiden Großkontinenten setzte sich im Karbon zunächst fort und gipfelte am Ende der **variszischen Orogenese** in der Bildung des weltumspannenden Großkontinentes Pangäa (Abb. 7.1f). Die variszische Orogenese erfasste das gesamte Gebiet zwischen dem Nordrand Gondwanas und dem Südrand Laurussias inklusive aller dazwischen liegenden Terrane und Mikrokontinente. Ab dem Unterkarbon kam es zu weitreichenden Verfaltungen und Überschiebungen in diesem Gebiet. Teilweise unterlagen die Gesteine durch die Übereinanderstapelung von mächtigen Gesteinspaketen metamorphen Veränderungen unterschiedlicher Grade. Der einst breite Rheische Ozean war im Unterkarbon bereits auf ein schmales Meeresbecken geschrumpft, in dem es vorwiegend zur Ablagerung von turbiditischen Flyschsedimenten (▶ Box 20: Turbidite) kam. Die Orogenese endete mit dem Molassestadium, in dem es zu Ablagerungen mächtiger klastischer Serien in der Vortiefe des variszischen Gebirges, der Subvariszischen Saumsenke, kam.

Der Begriff „Karbon" wurde schon Anfang des 19. Jahrhunderts in England als geologischer Zeitbegriff eingeführt, wobei sich der Name auf die weltweit vorkommenden **Kohleflöze** (lat. *carbo*: Kohle) in den vorwiegend klastischen Sedimenten bezieht. Tatsächlich aber bestehen nur etwa 2–3 % der gesamten Abfolge des Oberkarbons aus Kohlesedimenten, der restliche Teil setzt sich aus Sandsteinen, Konglomeraten und Tonsteinen bzw. Tonschiefern und z. T. auch kalkigen Ablagerungen zusammen.

Die stratigraphische Gliederung des Karbons ist in Europa und Amerika nicht einheitlich. Das Unterkarbon, das in Europa auch als Dinantium (benannt nach der Ortschaft Dinant

Box 10: Silikatverwitterung

Fast alle Gesteine unterliegen an der Erdoberfläche der Verwitterung und damit in wasserreichen Gegenden der Zersetzung durch die chemische Reaktion einzelner Mineralbestandteile mit Wasser. Dieser Vorgang wird als **Hydrolyse** bezeichnet, bei der silikatische Minerale zersetzt und metallische Ionen wie Natrium, Kalium, Calcium, Eisen oder Magnesium frei werden. Die hydrolytische Zersetzung von silikatischen Mineralen, wie z. B. Feldspat oder Glimmer, endet in der Regel mit der Bildung von Tonmineralen wie z. B. Illit oder Kaolinit und kann zur vollständigen Auflösung eines Silikatgesteins führen. Am Ende bleiben nur noch Aluminiumhydroxide ($Al[OH]_3$), Eisenoxide und gelöste Kieselsäure ($3H_4SiO_4$) übrig, die im günstigen Fall sogar zu Aluminiumlagerstätten (Bauxit) angereichert werden können.

Eine wichtige Rolle bei der Silikatverwitterung spielt Kohlendioxid (CO_2). In Wasser gelöst ergibt CO_2 Kohlensäure, die den Lösungseffekt verstärkt. Dabei werden z. B. bei der Feldspatverwitterung des Calciumfeldspats (Anorthit) Calcium- (Ca^{2+}) und Hydrogenkarbonat-Ionen ($2HCO_3^-$) freigesetzt. Kaolinit ($Al_2[OH]_4Si_2O_5$) bildet sich dabei als Verwitterungsprodukt.

$$2H_2CO_3 + CaAlSi_2O_8 + H_2O \rightarrow Al_2(OH)_4Si_2O_5 + Ca^{2+} + 2HCO_3^-$$

Verschiedene im Wasser lebende Organismen verwenden die bei der Hydrolyse freigesetzten Ionen zum Aufbau von Schalen und Skeletten, wobei Calciumkarbonat entweder als Aragonit (nur bei niedrigen Drucken und Temperaturen stabil) oder als Calcit in die Schalen eingebaut wird.

Die Silikatverwitterung ist für den globalen **Kohlenstoffkreislauf** ein außerordentlich wichtiger Prozess. Die Verwitterung von silikathaltigen Gesteinen entzieht der Atmosphäre langfristig große Mengen an CO_2, und bindet sie in Karbonatgesteinen. Bei zunehmender Erwärmung und verstärktem Regenfall nimmt auch die Verwitterung zu, wodurch immer größere Mengen des Treibhausgases CO_2 gebunden werden. Das führt zu einer Abkühlung. Unter kälteren Klimabedingungen wird die Freisetzung von CO_2 jedoch wieder zunehmen und die Bindung durch Verwitterung übertreffen. Damit bildet die Silikatverwitterung eine Art „Thermostat" für das globale Klima, wobei sich die CO_2-Konzentration immer in Richtung eines Gleichgewichtes zwischen CO_2-Freisetzung und CO_2-Bindung durch Verwitterung bewegt. Der Thermostat arbeitet allerdings sehr langsam und reagiert in geologischen Zeiträumen auf globale Klimaveränderungen. Schnelle Veränderungen, wie wir sie im Moment durch die Verbrennung fossiler Brennstoffe durch den Menschen erleben, können dadurch nicht abgepuffert werden.



Abb. 10.13 Der Kellwasserhorizont im Kellwassertal an der Südseite der Vorsperre des Okerstausees im Harz. Das Aussterbeereignis, bei dem fast 60 % der heute bekannten Gattungen ausgelöscht wurden, erfolgte im höheren Abschnitt des oberen Kellwasserhorizontes. (Profildarstellung verändert nach einer Schautafel des Regionalverbandes Harz e. V. 2012) [N 51°49'12" / O 10°26'58"]

in Belgien) bezeichnet wird, stimmt mit dem etwas länger andauernden amerikanischen Mississippium zeitlich nicht überein (Abb. 10.14). Das Oberkarbon wird in Europa auch als Silesium (benannt nach der lateinischen Bezeichnung *Silesia* für Schlesien) bezeichnet, in Amerika entspricht dies teilweise dem Pennsylvanium. Die einzelnen Stufen des Karbons erhielten in der international gültigen Gliederung bis auf das Tournaisium und Viséum im Unterkarbon, die nach Vorkommen in der Umgebung der belgischen Städte Visé und Tournai benannt sind, ihre Namen nach russischen Städten am Ural. Die Stufen des europäischen Oberkarbons sind nach verschiedenen Orten und Gebieten in Belgien, Frankreich und Deutschland benannt (Namurium – Namur, Belgien; Westfalium – Westfalen, Deutschland; Stefanium – lat. *Stephanus* für St. Étienne, Frankreich).

Unterkarbon Im Unterkarbon wurden zunächst weiterhin überwiegend marine Sedimente abgelagert. Zwei Faziesbereiche, die tiefmarine **Kulmfazies** und die flachmarine **Kohlenkalkfazies**, lassen sich im Rhenoherzynischen Becken unterscheiden. Der Kohlenkalk ist ein sehr fossilreicher Kalkstein mit einer reichen Fauna und Flora (Brachiopoden, Crinoiden, Korallen, Foraminiferen und Kalkalgen), der sich auf Hochschollen im tektonisch stark differenzierten Schelfbereich des nördlich angrenzenden Kontinentes Laurussia („Old-Red-Kontinent") bildete. Er lässt sich nördlich des London-Brabanter Massivs von Irland bis nach Polen nachweisen (Abb. 10.15) und reicht bis an den Rand des Rheinischen Schiefergebirges, wo er an dessen Nordwestflanke im Velberter Sattel an der Oberfläche aufgeschlossen ist. Kohle enthält das Gestein, wie man aufgrund des Namens zunächst

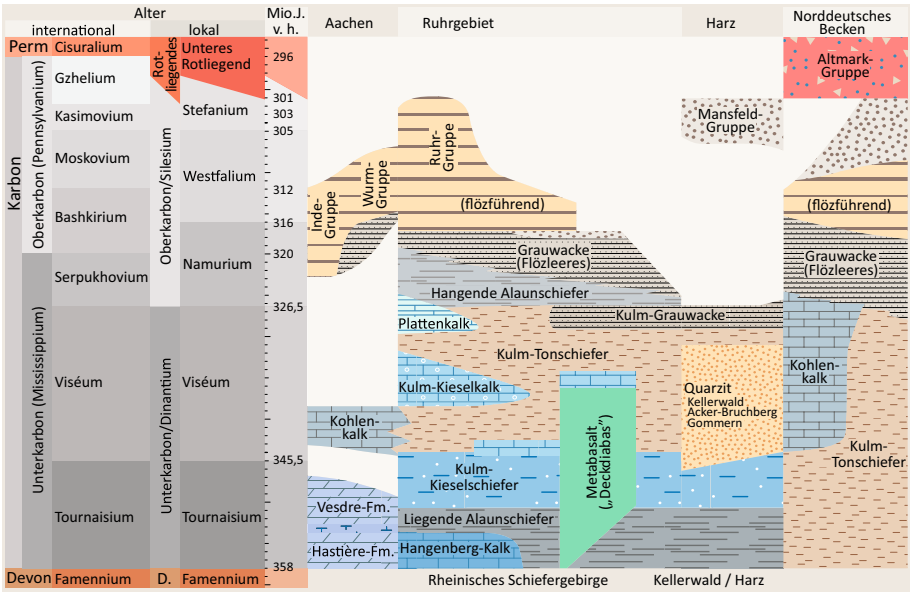


Abb. 10.14 Übersicht über die stratigraphische Abfolge des Karbons im Rhenoherzynikum Deutschlands. (Vereinfacht und ergänzt nach Kombrink et al. 2010; Menning et al. 2002)

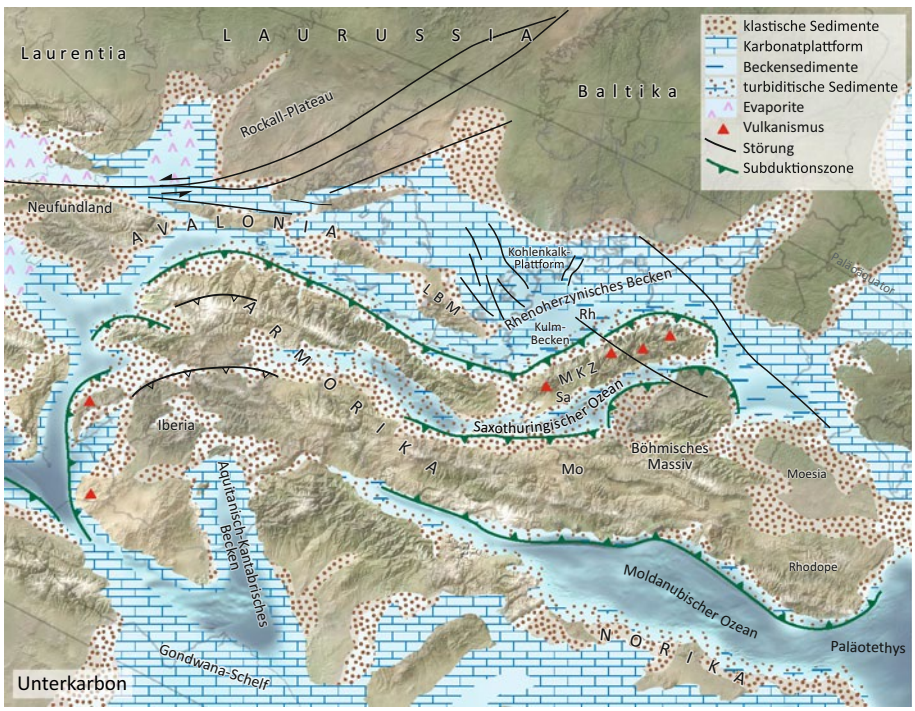


Abb. 10.15 Paläogeographische Rekonstruktion Mitteleuropas zur Zeit des Unterkarbons. *LBM* London-Brabanter Massiv, *MKZ* Mitteldeutsche Kristallinzone, *Mo* Moldanubikum, *Rh* Rhenoherzynikum, *Sa* Saxothuringikum. (Topographische Grundlage aus Blakey 2011; verändert und ergänzt nach Ziegler 1990; Kombrink et al. 2010)

10

annehmen könnte, allerdings nicht. Durch einen hohen Gehalt an organischen Substanzen, der auf sauerstofffreie Ablagerungsbedingungen am Meeresboden hinweist (▶ Box 17: Euxinisches Milieu), wird das Gestein aber oft sehr dunkel gefärbt und erinnert an kohlige Sedimente. An Fossilien finden sich in den Kohlenkalken vor allem Flachwasserformen mit Crinoiden (v. a. Seelilienstielglieder), die als weiße Einsprenglinge im dunklen Kalk gut erkennbar sind, sowie Bryozoen, Korallen, Brachiopoden und Goniatiten, eine paläozoische Form der Ammoniten (▶ Box 3: Ammoniten). Natursteine aus diesem Material werden für Fassadenverkleidungen, Fliesen oder Skulpturen genutzt und sind auch heute noch sehr begehrt. Die in Belgien gewonnenen Natursteine sind unter dem traditionellen Handelsnamen „Belgisch Granit" bekannt, die Bezeichnung ist jedoch irreführend, da es sich petrographisch nicht um ein magmatisches Gestein, sondern um ein Sedimentgestein handelt.

Nach Süden hin ist die Kohlenkalkfazies mit der Kulmfazies verzahnt, indem kalkhaltige **Turbidite** und **Olisthostrome** vom Außenrand der Kohlenkalkplattform in die tiefer gelegenen Kulmbecken abglitten (Abb. 10.13). Als Olisthostrome (altgriech. *olisthema*: das Gleiten; griech. *stroma*: das Ausgebreitete) bezeichnet man submarin abgeglittene, chaotische Rutschmassen, in denen oft auch riesige Blöcke Abhänge hinunterrutschten und umgelagert wurden. Während die Kohlenkalke Mächtigkeiten zwischen 200 und 700 m aufweisen, können die Sedimente der Kulmfazies, und hier insbesondere die turbiditisch gebildeten Serien, stellenweise bis zu 3000 m mächtig werden. Die Kulmfazies ist zweigeteilt: Im nördlichen und nordöstlichen

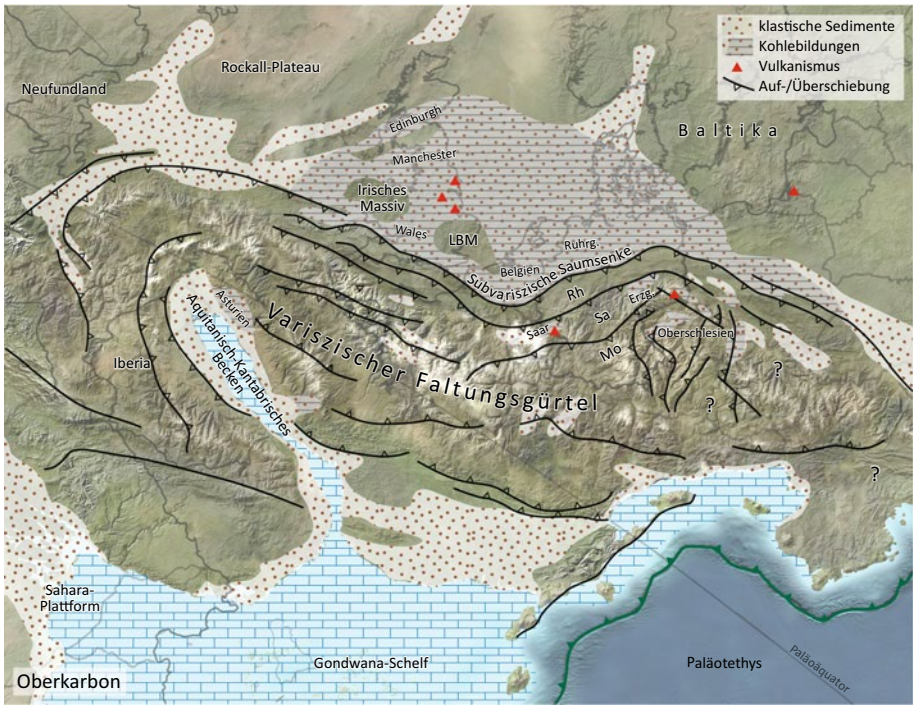


Abb. 10.16 Paläogeographische Rekonstruktion Mitteleuropas zur Zeit des Oberkarbons. *LBM* London-Brabanter Massiv, Mo Moldanubikum, *Rh* Rhenoherzynikum, *Sa* Saxothuringikum. (Topographische Grundlage aus Blakey 2011; verändert und ergänzt nach Ziegler 1990; Kombrink et al. 2010)

Beckenbereich finden sich vor allem die feinkörnige Ausprägung der Kulmfazies mit Tonschiefern und Radiolarien führenden Kieselschiefern, während die Sedimente im südlichen und westlichen Bereich von Flyschen (gebankte und massige Grauwacken) dominiert werden, die vor allem von der heranrückenden Schwelle der Mitteldeutschen Kristallinzone geschüttet wurden. Das Auftreten von Kieselschiefern, die in reiner Form als **Radiolarite** oder in einer deutlich schwarz gefärbten Variante als **Lydite** bezeichnet werden, deutet auf sehr tiefe Ablagerungsbereiche unterhalb der CCD (engl. *calcite compensation depth*: Calcit-Kompensationstiefe) hin. In diesen Beckenbereichen finden sich auch die unterkarbonischen **Posidonomyenschiefer**, in denen die Muschel *Posidonomya becheri* (früher *Posidonia becheri*) als namensgebendes Fossil oft massenhaft zu finden ist. Diese Tonschiefer sind nicht zu verwechseln mit den Posidonienschiefern des Unteren Juras, die sehr ähnlich ausgebildet sind und ebenfalls massenhaft ähnlich aussehende Muscheln enthalten (► Abschn. 11.6.1). Früher wurden beide Formationen als Posidonienschiefer bezeichnet, heute ist diese Bezeichnung als stratigraphische Einheit nur noch für den Unteren Jura gültig.

Im Gebiet des Saxothuringikums und Moldanubikums setzte sich die Entwicklung der Thüringischen und Bayerischen Fazies fort. Auch hier kündigt sich ein Wechsel von ruhiger Beckensedimentation mit feinkörnigen, dunklen Tonschiefern hin zu klastisch dominierten Flyschsedimenten an. Die Abfolgen des Oberen Unterkarbons und Oberkarbons bestehen nahezu ausschließlich aus Grauwacken-Tonschiefer-Wechselfolgen. Im Unterkarbon ist der Gegensatz zwischen Thüringischer und Bayerischer Fazies am stärksten ausgeprägt, wobei die Flyschsedimente der Bayerischen Fazies deutlich gröber ausgebildet sind und die Nähe zum Liefergebiet dokumentieren. In den Flyschen gibt es brekziöse Lagen von Olisthostromen mit Olistholithen von Kohlenkalk, die auf die Entwicklung von flachen Schelfgebieten in der Umgebung hinweisen. Flyschsedimente mit oft mehrere Meter mächtigen Bänken von Olisthostromen, die meist ein chaotisches Gefüge aufweisen, werden auch als Wildflysch bezeichnet.

Oberkarbon Die Ablagerung mariner Sedimente in der Ausprägung der Kulmfazies endete zu Beginn des Oberkarbons. Im nordwestlichen Rheinischen Schiefergebirge wurden zu dieser Zeit bereits mächtige Schichtpakete von Flyschsedimenten angehäuft, während im östlichen Rheinischen Schiefergebirge feinkörnige Tonschiefer in Kulmfazies noch eine Zeit lang weiterhin dominierten. Das aufsteigende variszische Gebirge beeinflusste jedoch zunehmend die Sedimentation im Rhenoherzynikum, indem sich mehr und mehr terrestrische Bedingungen mit fluviatilen und limnischen Ablagerungen durchsetzten (◘ Abb. 10.14). Es entstand die Subvariszische Saumsenke als **Molassebecken** des variszischen Gebirges. Schon am Ende des Namuriums bildeten sich in den nordwestlichen Bereichen die ersten ausgedehnten Sumpfgebiete. In ihnen sammelten sich die Torfe an, aus denen in der Folgezeit die für das Karbon typischen Kohleflöze entstanden. Große Sumpfgebiete breiteten sich unter den vorherrschenden tropischen Klimabedingungen nicht nur am Rand des variszischen Molassemeeres aus, sondern auch weiter südlich in kleineren, intramontanen Becken. In diesen vom übrigen Meer abgeschlossenen, sog. limnischen Becken (griech. *limnē*: See) entwickelten sich die Kohlelagerstätten des Saarlandes im östlichen Saar-Nahe-Becken, die Steinkohlenreviere bei Zwickau, Lugau-Oelsnitz und Flöha im westlichen Erzgebirgischen Becken und das Oberschlesische Steinkohlenrevier im Gebiet um Katowice/Polen (◘ Abb. 10.16).

Auf dem sich allmählich absenkenden flachen Untergrund der Subvariszischen Saumsenke entstanden riesige Sumpfgebiete, in denen mächtige Torflagen angehäuft wurden. Die Sümpfe standen in direktem Kontakt zum Molassemeer des variszischen Gebirges, und es kam regelmäßig zu marinen Transgressionen und zur Überlagerung der Torfe mit marinen Sedimenten. Man spricht bei dieser Art der Kohleentstehung

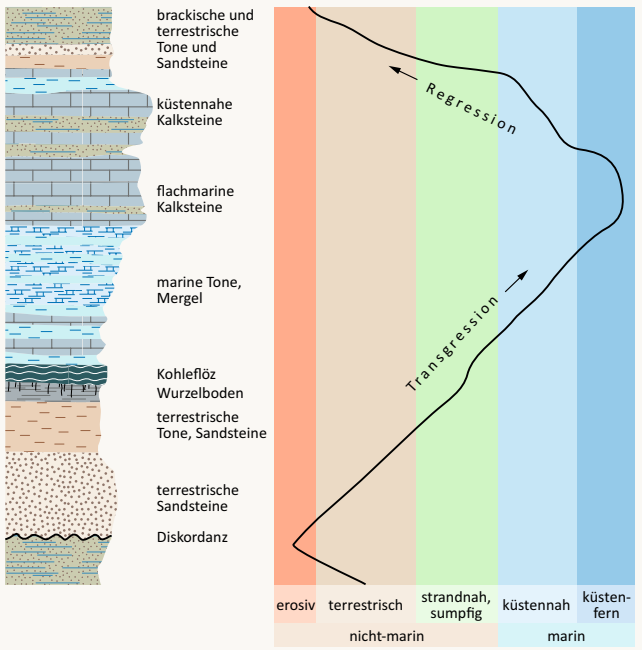


Abb. 10.17 Schematische Darstellung einer typischen zyklischen Abfolge von Sedimenten in den oberkarbonischen Molassesedimenten der subvariszischen Saumsenke. Die bisher zusammenfassend als Zyklotheme beschriebenen Abfolgen werden heute als Sequenzen bezeichnet. (Eigene Darstellung nach verschiedenen Quellen)

10

im brackisch-marinen Bereich von **paralischen Kohlen** (griech. *paralios*: nahe dem Meer). Sie sind durch regelmäßig wiederkehrende Sedimentabfolgen gekennzeichnet, die in vielen Publikationen zusammenfassend als **Zyklotheme** beschrieben werden (Abb. 10.17). Heute verwendet man dafür eher die Bezeichnung **Sequenz**. Die Sequenzen in den Sedimenten des Oberkarbons enthalten eine systematisch wiederkehrende Abfolge von Ablagerungen unterschiedlicher Korngrößen von Ton bis Grobsandstein mit Einschaltungen von Kohleflözen. Man unterscheidet dabei marine und terrestrische Abschnitte. Eine Sequenz beginnt mit groben, z. T. konglomeratischen und dickbankigen Sandsteinen, die sich an der Basis häufig erosiv in ihr Unterlager einschneiden. Darüber folgen parallel geschichtete feine Sandsteine, Siltsteine und Tonsteine, in denen sich nach oben hin häufiger werdend Reste von Wurzeln und eingeschwemmte Pflanzenreste finden. Manchmal sind auch ausgeprägte **Wurzelbodenhorizonte** erhalten. Über den Wurzeln folgt ein Kohleflöz, das von wenigen Zentimetern bis hin zu mehreren Metern mächtig werden kann (Abb. 10.18). Ein heute 1 m mächtiges Kohleflöz entstand dabei durch diagenetische Verfestigung und Inkohlung aus einer Torflage von ursprünglich etwa 7 m Dicke. Solch eine mächtige Torflage benötigt für das Wachstum einen Zeitraum von etwa 10.000 Jahren. Den Abschluss bilden typischerweise Tonsteine, die über dem Flöz folgen und in den meisten Fällen unter marinen Bedingungen abgelagert wurden. Die **marine Transgression** führte zu einer raschen Überlagerung mit feinkörnigen Sedimenten. Diese schnelle Überlagerung ist eine Grundvoraussetzung für die Kohlebildungen, da die Torflagen nur so vom Sauerstoff abgeschlossen und vor der Zersetzung bewahrt werden. Vermutlich wurden die Transgressionen durch Meeresspiegelschwankungen ausgelöst, die auf Veränderungen der oberkarbonischen Vereisungen zurückzuführen sind – ein Phänomen, das auch in unserer Zeit in geologisch äußerst kurzen Zeiträumen immer wieder zu weitreichenden Veränderungen der Küstenlinien geführt hat (▶ Kap. 16). Etwas anders verlief die Bildung der Kohleflöze in den intramontanen Becken der Saar-Nahe-Senke, im Erzgebirgischen Becken und in den jüngeren Abschnitten Oberschlesiens. Hier wurden die Torflagen, die in den intramontanen Becken von marinen Einflüssen abgekoppelt waren, immer wieder von fluviatilen Sedimenten überdeckt, wobei es naheliegt, dass auch diese Sedimentationsprozesse von starken Klimaänderungen infolge der karbonischen Vereisungsphasen gesteuert wurden. Man spricht bei dieser Art der Kohleentstehung im limnisch-fluviatilen Bereich von **limnischen Kohlen**.

Im Laufe der Zeit gerieten die Torflagen infolge der zunehmenden Überlagerung durch die anhaltende Sedimentation unter immer höheren Druck und höhere Temperaturen, sodass der **Inkohlungsprozess** in Gang gesetzt wurde und die Torfe schließlich in Kohle umgewandelt wurden (▶ Box 14: Kohle, Erdöl, Erdgas). Während des Karbons entstanden in der Subvariszischen Saumsenke vor dem Rheinischen Schiefergebirge mehr als 100 Kohleflöze mit Mächtigkeiten bis zu 3 m. In der Saar-Nahe-Senke waren es sogar über 150 Kohleflöze, die jedoch mit maximal 2,2 m nicht ganz so mächtig wurden. Die deutlich kleineren Kohlereviere von Zwickau, Lugau-Oelsnitz und Flöha sind in Teilbecken des Erzgebirgischen Beckens abgelagert worden, die untereinander aber nicht in Verbindung standen und sich daher stratigraphisch nicht korrelieren lassen. Sie enthalten nur wenige abbauwürdige Kohleflöze. Das Oberschlesische Kohlegebiet gehört zu den reichsten Kohlelagerstätten in Europa. Von über 400 Kohle führenden Lagen waren knapp 100 abbauwürdig, und die gegenüber dem Ruhrgebiet und dem Aachen-Erkelenzer und belgischen Revieren geringere Versenkung machte ihre Förderung z. T. erheblich einfacher. Ab etwa 60 cm Dicke gelten die Flöze je nach Qualität der Kohle als abbauwürdig. Im Ruhrkarbon waren dies etwa 75 Flöze, von denen einige wenige noch bis heute abgebaut werden. Schon zu Beginn des 19. Jahrhunderts gab es über 200 Zechen, in denen im Ruhrgebiet Kohle gefördert wurde. Während der intensivsten Abbauphase Mitte des letzten Jahrhunderts waren dort über 600.000 Bergleute beschäftigt. Heute sind im Ruhrgebiet nur noch zwei Zechen in Betrieb, eine weitere existiert in Ibbenbüren am Schafberg, einer kreidezeitlich herausgehobenen Horststruktur (▶ Abschn. 11.7, Abb. 11.71). Die Zeche Auguste Victoria in Marl soll 2015 geschlossen werden, während das Bergwerk Prosper-Haniel in Bottrop erst vor kurzer Zeit eine neue Sohle eröffnete und sicher noch einige Jahre aktiv bleiben wird. Ob nach dem Auslaufen der Steinkohlesubvention durch die Bundesrepublik Deutschland noch ein rentabler Steinkohlenbergbau möglich sein wird, ist allerdings im Moment nicht absehbar. Im Aachener Revier wurde die Steinkohleförderung bereits 1997 eingestellt. Im Saarland wurde das letzte Bergwerk aufgrund der absehbaren Schwierigkeiten im Juni 2012 geschlossen. Im Zwickauer Gebiet waren die Kohlevorräte 1978 erschöpft, im Lugau-Oelsnitzer Revier bereits 1971, und in Flöha endete die bergbauliche Tätigkeit schon

Ende des 19. Jahrhunderts. Insgesamt zwölf Kohleflöze konnten hier abgebaut werden. Während der Steinkohlenbergbau in Deutschland allmählich zu Ende geht, wird die Förderung im Oberschlesischen Steinkohlenrevier, das zum größten Teil zu Polen gehört, noch ausgebaut. Polen erzeugt derzeit ca. 90 % seiner Energie mithilfe der im Land geförderten Kohle.

Die Sedimente des Oberkarbons erreichen im **Ruhrgebiet** Mächtigkeiten von über 4000 m, das Flöz-führende Oberkarbon umfasst davon ungefähr 3000 m, wobei der Anteil der Kohle in diesen Schichten lediglich etwa 2–3 % beträgt. Im Aachener Revier sind die Mächtigkeiten mit ca. 1700 m etwas geringer. Hauptsächlich handelt es sich bei den Sedimenten um Tonschiefer, Sandsteine und Konglomerate, und man baut nicht nur die Kohle ab, sondern auch die oft sehr harten Sandsteine, die im Tagebau an verschiedenen Stellen gewonnen werden. So ist der Steinbruch am **Piesberg** bei Osnabrück einer der größten Hartsteinbrüche Europas. Der Piesberg ist, ähnlich wie der Schafberg bei Ibbenbüren (Abb. 11.71), ein kreidezeitlich herausgehobener karbonischer Horst. Früher wurde hier auch Kohle gewonnen, heute werden noch die mächtigen Sandsteine des obersten Westfaliums abgebaut. Bekannt ist der Steinbruch auch für seine außerordentliche Vielfalt an karbonischen Fossilien.

Während des Karbons herrschten **Klimabedingungen**, die sich von unseren heutigen Verhältnissen deutlich unterscheiden. Der Sauerstoffgehalt der Atmosphäre war mit bis zu 35 % deutlich höher als die heutigen 21 % (Abb. 11.71), was zu einem sehr starken Pflanzenwachstum und zu **Riesenwuchs** bei den Insekten führte. Unter den heutigen Bedingungen wären die Rieseninsekten der Karbonzeit, die z. B. Libellenarten mit Flügelspannweiten bis über 70 cm, Riesenspinnen mit fast einem Meter langen Beinen oder zweieinhalb Meter lange Tausendfüßler hervorbrachte, nicht lebensfähig, da das Atmungssystem der Insekten mit ihren Tracheen nicht in der Lage wäre, die benötigten Sauerstoffmengen in den Körper zu transportieren. Mit einem deutlich höheren Sauerstoffgehalt ist dies hingegen auch bei einem wenig effizienten Atmungssystem wie den Tracheen möglich. Auch die Wirbeltiere eroberten zunehmend das Land, wie sich aus Spuren ablesen lässt, die erst vor kurzem in Sandsteinen an der Grenze Namurium/Westfalium im Ruhrgebiet bei Bochum entdeckt wurden. Sie zählen zu den ältesten Spurenfossilien Deutschlands und stammen vermutlich von einem reptilienähnlichen *Ichniotherium praesidentis*, das ein Bindeglied zwischen Amphibien und Reptilien darstellt.

Die tropischen Regenwälder des Karbons produzierten nicht nur viel Sauerstoff, sondern verbrauchten auch ungeheure Mengen an CO_2 zum Aufbau der Pflanzensubstanz. Doch wurde der Kohlenstoff nach dem Absterben der Pflanzen nicht wieder in den Kreislauf zurückgeführt, sondern in mächtigen Kohleflözen gespeichert und der Atmosphäre entzogen. Zur Zeit des Karbons gab es noch keine Lebewesen, die in der Lage waren, das gerade zuvor von der Natur „erfundene" Holz mit seinem Baustoff Lignin zu zersetzen. Die Hölzer der abgestorbenen Bäume in den Kohlesümpfen wurden daher zu mächtigen Ablagerungen angehäuft und periodisch von Sedimenten zugedeckt (s. oben). Sie gerieten so unter Sauerstoffabschluss, sodass auch eine spätere Oxidation und damit das erneute Freisetzen von CO_2 verhindert wurden. Es dauerte noch fast bis zum Ende des Perms, bis auch die Zersetzung von Holz durch Bakterien ermöglicht wurde.

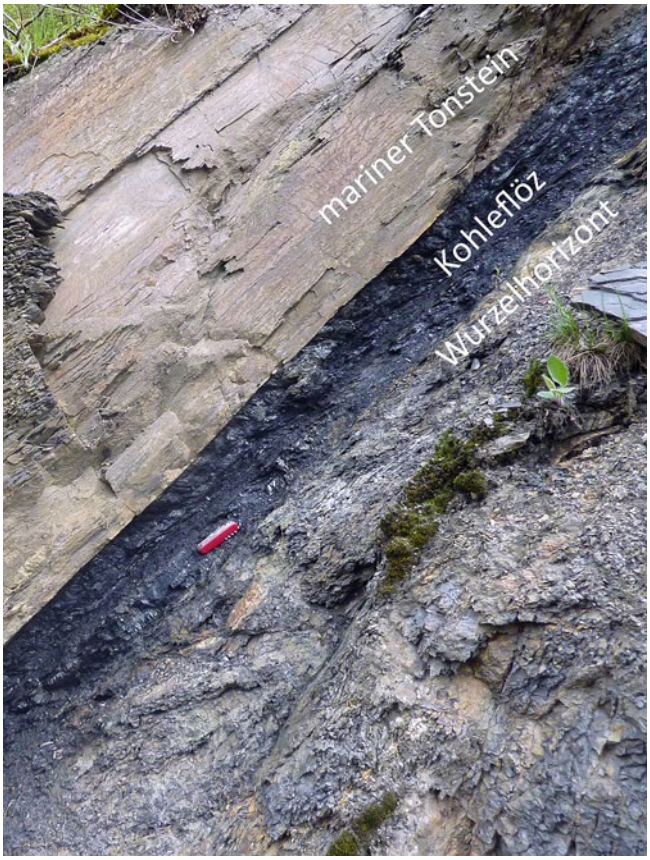


Abb. 10.18 Kohleflöz im Steinbruch Rauen bei Witten aus den ältesten Kohle führenden Schichten des Oberkarbons (oberstes Namurium) im Ruhrgebiet. [N 51°25'18" / O 7°21'23"]

10.3 Die Varisziden in Deutschland

In Deutschland tritt das variszisch verformte Grundgebirge in mehreren Mittelgebirgen zutage, doch sind große Anteile unter oft mächtigen mesozoischen und känozoischen Sedimenten und Vulkaniten verborgen. Kenntnis über die in der Tiefe liegenden Gesteinsabfolgen hat man vor allem über Tiefbohrungen, die inzwischen an vielen Stellen niedergebracht wurden, und seismische Erkundungen, die ein recht umfängliches Bild der Strukturen im Untergrund zeichnen. Zu den Regionen, in denen Gesteine des Paläozoikums und teilweise auch des Proterozoikums an der Oberfläche zutage treten, gehören aus dem Rhenoherzynikum das Rheinische Schiefergebirge mit der Subvariszischen Saumsenke, der Harz und einige kleine Vorkommen im Flechtinger Höhenzug. Das Saxothuringikum ist am Nordrand des Schwarzwaldes, im Odenwald, Spessart, im Ruhlaer Kristallin des Thüringer Waldes, im Kyffhäuser, im Thüringisch-Vogtländischen Schiefergebirge, Erzgebirge, Granulitgebirge und im Lausitzer Bergland aufgeschlossen und geht nach Osten hin in die Sudeten und das Moravo-Silesikum über. Im Süden folgen die Kristallingebiete des Moldanubikums im Schwarzwald, im Fichtelgebirge, im Böhmerwald und im Bayerischen Wald (Abb. 10.19).

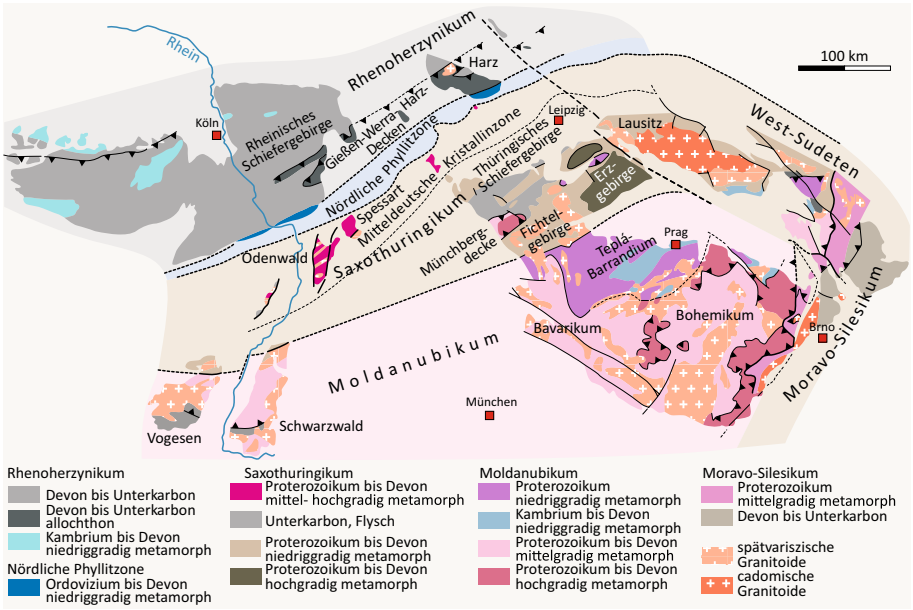


Abb. 10.19 Übersicht über die mitteleuropäischen Varisziden

10.3.1 Rhenoherzynikum

Das **Rheinische Schiefergebirge** und der **Harz** repräsentieren den Faltungs- und Überschiebungsgürtel des Rhenoherzynikums am Nordrand des variszischen Gebirges (Abb. 9.1). Während das Rheinische Schiefergebirge vor allem durch nordwestvergente Faltenzüge und Aufschiebungen gekennzeichnet ist, gehört der Harz zu einem großen Teil zum Komplex der Gießen-Werra-Harz-Decken, die aus Südosten kommend während der variszischen Orogenese auf die devonischen und karbonischen Schichten des Rhenoherzynikums überschoben wurden (Huckriede et al. 2004; Abb. 10.20). An der Basis des Deckenstapels, der vor allem aus Tiefwassersedimenten des Devons und Unterkarbons besteht (u. a. die Gießener Grauwacke), wurden in tektonischen Schuppen in der Nähe von Gießen Basalte gefunden, die in ihrer Zusammensetzung einem Mittelozeanischen Rückenbasalt entsprechen (MORB; ▶ Box 2: Basalte). Die Decken bilden das oberste tektonische Stockwerk des Rhenoherzynikums, ihren Ursprung haben sie am Südrand Laurussias und z. T. im Rheischen Ozean (Franke 2000; Abb. 10.21). Sie bieten eine der ganz wenigen Gelegenheiten, Basalte aus der ozeanischen Kruste des Rheischen Ozeans zu studieren.

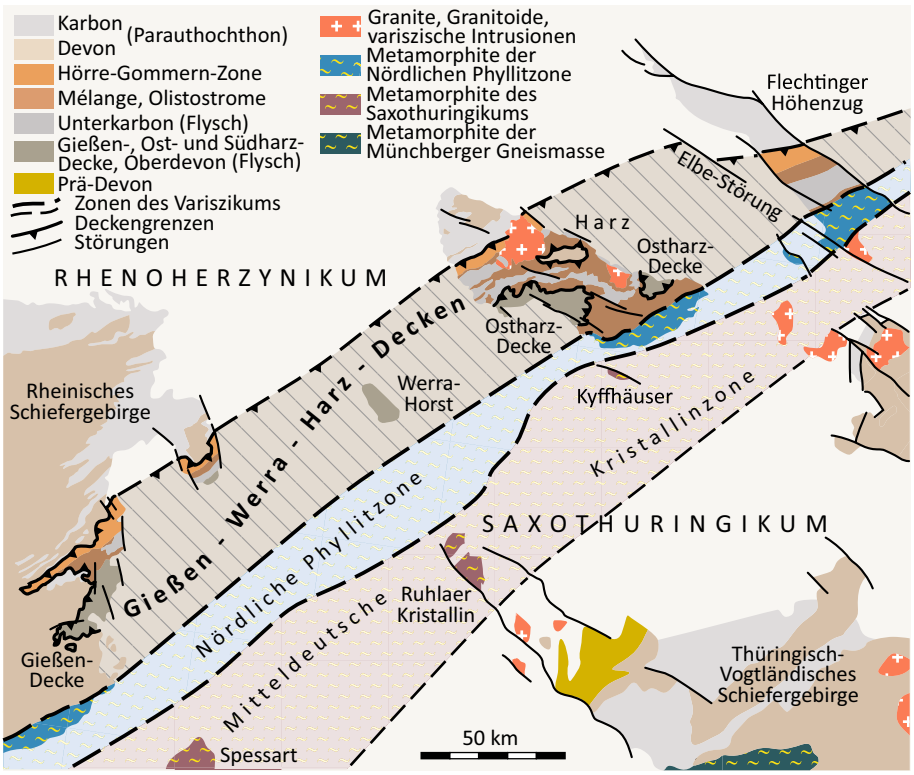


Abb. 10.20 Die Position der Gießen-Werra-Harz-Decken an der Grenze zwischen Rhenoherzynikum und Saxothuringikum. (Verändert und ergänzt nach Blundell et al. 1992; Franke und Żelaźniewicz 2000; Katzung 2001)

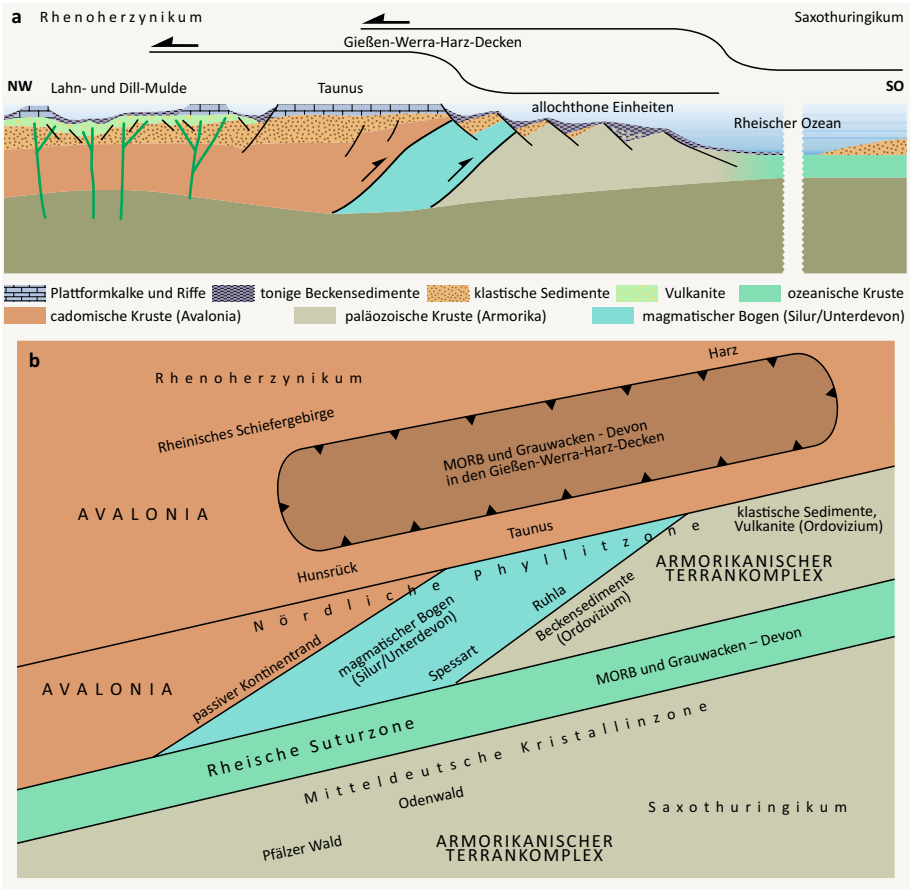


Abb. 10.21 **a** Schematische Rekonstruktion der allochthonen Einheiten am Südrand des Rhenoherzynikums. **b** Tektonische Beziehungen zwischen Rhenoherzynikum, Nördlicher Phyllitzone und Mitteldeutscher Kristallinzone. Der magmatische Bogen im Silur und Unterdevon markiert ein frühes Stadium der Rheischen Suturzone. (Verändert nach Franke 2000)

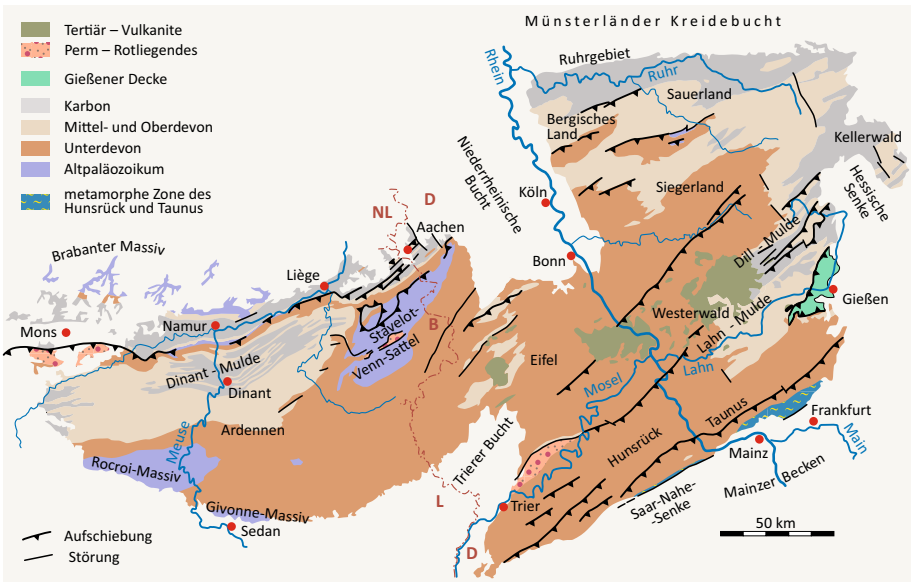


Abb. 10.22 Geologische Übersichtskarte der paläozoischen Abfolgen des Rheinischen Schiefergebirges. (Vereinfacht und ergänzt nach Walter 2007 und nach der Geologischen Übersichtskarte 1:200.000, BGR 1981)

Rheinisches Schiefergebirge Das Rheinische Schiefergebirge und seine Fortsetzung in den **Ardennen** zieht sich von Mons in Belgien über die Eifel und den Westerwald bis hin zum Kellerwald bei Bad Wildungen (Abb. 10.22). Strukturell gliedert es sich in eine Vielzahl von Mulden- und Sattelstrukturen. Im Südosten befinden sich Taunus und Hunsrück, im Norden reicht es bis zum Sauerland. Das Ruhrgebiet zählt mit seinen oberkarbonischen Gesteinen zwar zum Rhenoherzynikum, aber nicht mehr zum Rheinischen Schiefergebirge im engeren Sinne. Es ist Teil der variszischen Molasse, die sich in der Subvariszischen Saumsenke während der variszischen Orogenese bildete. Das Rheinische Schiefergebirge ist vor allem aus Gesteinen des Devons und Karbons aufgebaut, es kommen aber an einigen Stellen auch ältere Gesteine vor, die in Faltenstrukturen oder Deckenüberschiebungen an die Oberfläche gelangten (Abb. 10.22). Trotz seines Namens gibt es im Rheinischen Schiefergebirge natürlich nicht nur Schiefer. Es besteht mengenmäßig sogar viel mehr aus geschieferten sandigen Tonsteinen (Tonschiefern), Sandsteinen,

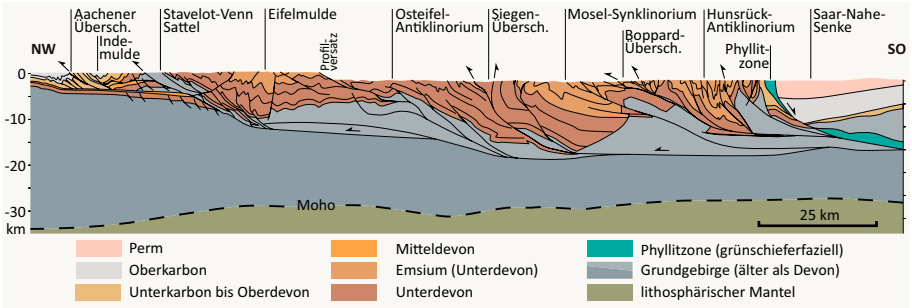


Abb. 10.23 Profil durch das linksrheinische Rhenoherzynikum auf einer Linie etwa von Bad Kreuznach nach Düren. (Nach Oncken et al. 2000)

Grauwacken und Quarziten als aus reinen Schiefern. Die tonigen Sedimente wurden durch eine **schwache Metamorphose** in Schiefer umgewandelt, wobei Sedimentstrukturen und Fossilien häufig noch erhalten blieben. Ein bekanntes Beispiel für außergewöhnlich gute Fossilienerhaltung sind die unterdevonischen Bundenbacher Schiefer im Hunsrück (Abb. 10.6). Sie wurden in einem Stillwasserbereich im zentralen Gebiet des Rhenoherzynischen Beckens abgelagert und gehören zur Herzynischen Fazies (Abb. 10.5).

Die ältesten Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges treten im Wartenstein-Gneis im südlichen Hunsrück an der Störungszone zur **Nördlichen Phyllitzone** (▶ Abschn. 10.3.2) zutage. Dabei handelt es sich um Gneise, in denen ein jungproterozoisches Metamorphosealter nachgewiesen wurde (Molzahn et al. 1998). Die Gneise repräsentieren das cadomisch deformierte Grundgebirge Avalonias, das während der kaledonischen Gebirgsbildung an Baltika angegliedert wurde (▶ Abschn. 9.2.2). Im östlichen Rheinischen Schiefergebirge stammen die ältesten Gesteine aus dem Ordovizium und Silur. Sie treten im **Ebbegebirge** bei Plettenberg im Kern einer Sattelstruktur zutage und gehen nach oben hin in die normale devonisch-unterkarbonische Abfolge im Rheinischen Schiefergebirge über. Im **Stavelot-Venn-Sattel** der westlichen Eifel stammen die ältesten Gesteine aus dem Kambrium (auf belgischer Seite auch aus dem Jungproterozoikum). Sie sind durch Deckenüberschiebungen an die Oberfläche gelangt (Abb. 10.22). Der Stavelot-Venn-Sattel ist eine der wenigen Regionen im Rheinischen Schiefergebirge, die von tektonischen Decken geprägt ist. Die Decken erreichen mitunter Schubweiten von mehreren Zehnerkilometern. Die größte Überschiebung ist die **Faille du Midi/Ardennen-Überschiebung**, die von Belgien bis nach Aachen reicht und dort in die Aachener Überschiebung mündet (Abb. 10.23). Die Interpretation des Stavelot-Venn-Sattels als tektonische Decke geht auf den französischen Geologen Marcel Alexandre Bertrand (1847–1907) zurück, der schon Ende des 19. Jahrhunderts die Grundprinzipien der Deckentheorie erstmalig am Beispiel der Decke im **Hohen Venn** formulierte (Bertrand 1884). Die Deckentheorie hatte ihren Anfang somit nicht in den Alpen, wie man vielleicht vermuten könnte, sondern im Rhenoherzynikum.

In der devonisch-karbonischen Gesteinsabfolge des Rheinischen Schiefergebirges spiegelt sich die paläogeographische Entwicklung des Rhenoherzynischen Beckens bzw. Schelfes wider. Die älteren Serien finden sich vorwiegend in den südlichen Anteilen des Gebirges im Taunus und Hunsrück, wo die Schichtfolge im obersten Silur und Unterdevon mit bunten Schiefern und rotgefärbten Sandsteinen sowie den mächtigen Ablagerungen des **Taunusquarzits** beginnt (Abb. 10.5). Im Hunsrück, der südlichen Eifel und dem nördlichen Taunusgebiet dominieren feinkörnige Beckensedimente mit Schiefern, Siltsteinen und vereinzelt auch Sandsteinen, in denen mitunter Lagen von rhyodazitischen Vulkaniten vorkommen. Am Nordrand der Taunusschwelle entwickelten sich im Mitteldevon **Korallen- und Stromatoporenriffe**. Die nördlich anschließende Lahnmulde und ihre nordöstliche Fortsetzung in der Dillmulde wird im Wesentlichen von Gesteinen des Mittel- und Oberdevons geprägt. Aufgrund der Dehnungen im Rhenoherzynischen Becken bzw. Schelf kam es hier vielfach zur Bildung von Vulkanen, die z. T. aus dem Wasser herausragten und um die herum sich atollähnliche Strukturen entwickelten. Hauptsächlich handelte es sich um Basalte („Diabase"), doch kommen auch Trachyte und Rhyolithe (Keratophyre) vor. Die geochemische Zusammensetzung der Vulkanite deutet auf einen kontinentalen Vulkanismus hin. Ihre meist grüne Färbung verdanken sie in der Regel Mineralen der Chloritgruppe, die durch Umwandlung aus den ursprünglich im Basalt enthaltenen Pyroxenen, Feldspäten und Olivinen entstanden. Die Basalte sind, anders als die MOR-Basalte in der Nähe von Gießen (s. oben) nicht an einem Mittelozeanischen Rücken entstanden. Dennoch haben die untermeerisch ausgeflossenen Basalte zahlreiche **Pillowlaven** hinterlassen, die man heute vielfach in Aufschlüssen beobachten kann. Zusammen mit den Basalten kommen häufig vulkanoklastische Gesteine vor, die im Umfeld der Vulkanbauten entstanden („Schalstein"; ▶ Box 8: Diabas und Schalstein). Besonders in diesen porösen Gesteinen wurde Eisenerz, das in hydrothermalen Lösungen an die Oberfläche kam, ausgefällt (s. oben). Die Bergbautätigkeit auf **Roteisenstein** ist im Lahn-Dill-Gebiet zwar schon seit vielen Jahren zum Erliegen gekommen, doch lassen sich an einigen wenigen Orten noch Aufschlüsse in den Erz führenden Schichten an der Oberfläche finden.

Vulkanische Gesteine aus dem Devon und Unterkarbon finden sich an mehreren Stellen im Rheinischen Schiefergebirge, oft auch nur in kleinen, lokal sehr begrenzten Vorkommen. Das größte Vorkommen der meist untermeerisch gebildeten Basalte, vulkanischen Brekzien und Tuffe befindet sich im Gebiet der Lahn-Dill-Mulde. In älteren Publikationen wird für Basalte aus dem Unterkarbon (zeitgleich mit der Kulmfazies; Abb. 10.14) häufig auch die heute veraltete Bezeichnung „Deckdiabas" verwendet. Die mittel- und oberdevonischen Basalte des Sauerlands werden als „Hauptgrünsteinzug" bezeichnet (Abb. 10.24).

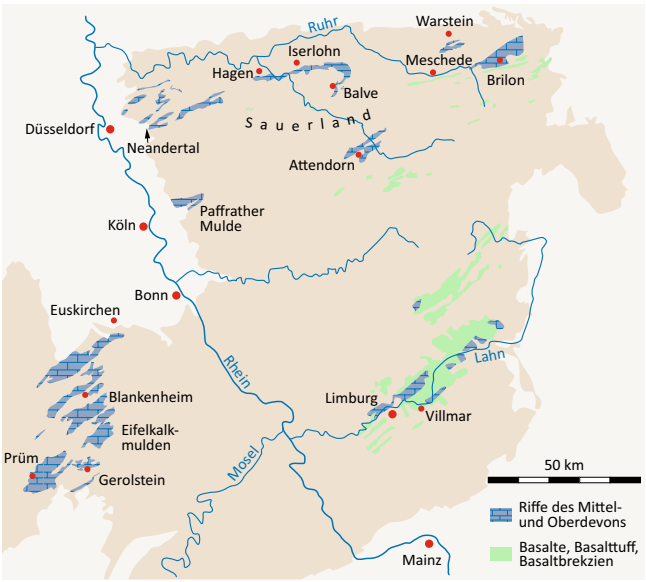


Abb. 10.24 Vorkommen von Kalken des Mittel- und Oberdevons sowie Basalten, Basaltbrekzien und -tuffen („Diabase" und „Schalsteine"; ▶ Box 8: Diabas und Schalstein) im Rheinischen Schiefergebirge

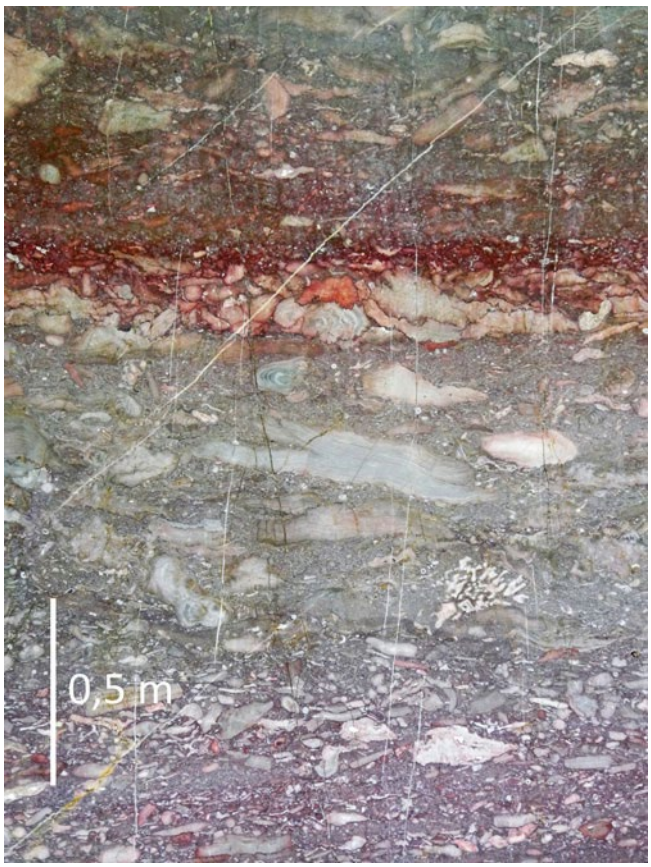


Abb. 10.25 Ausschnitt aus der gesägten Steinbruchwand im ehemaligen Steinbruch Unica in Villmar. In der zum Nationalen Geotop ernannten Wand sind im Riffschutt lagig gewachsene Stromatoporen, Korallen- und Echinodermenreste, Kalkschutt und sedimentär verfüllte Spalten (nicht im Foto) zu erkennen. Die Kalke wurden während des Givetiums (Grenze Mittel-/Oberdevon) gebildet. Dunkle, sehr feine und gezackte Linien sind Stylolithen, die eine spätere Druckbeanspruchung des Gesteins anzeigen, bei dem es zur Drucklösung kam. Die Stylolithen sind die Drucklösungshorizonte, auf denen sich die unlöslichen Bestandteile ansammelten und als dunkle Säume erhalten blieben. [N 50°23'39" / O 8°11'3"]

An den Vulkanbauten im Lahn-Dill-Gebiet siedelten sich riffbildende Organismen an, die zur Ausbildung von mehrere 100 m mächtigen Riffkalken führten. Einige Vorkommen dieser Kalke, die im Handel als „Lahnmarmor" bezeichnet werden und durch unterschiedliche Beimengungen von Eisenoxid und Kohlenstoff oft sehr farbig ausgebildet sind, haben besondere Berühmtheit erlangt. Eine Steinbruchwand im ehemaligen Steinbruch **Unica** in Villmar ist ein einzigartiges Naturdenkmal, das inzwischen zum „Nationalen Geotop" erhoben worden ist. Hier kann man an den glatten, gesägten Wänden ein devonisches Riff quasi in drei Dimensionen beobachten. Die Handelsbezeichnung „Lahnmarmor" für das Gestein ist irreführend, da es sich im petrographischen Sinne nicht um einen Marmor, sondern um einen festen, nichtmetamorphen Kalkstein handelt. An der glatten Steinbruchwand sind lagig gewachsene Stromatoporen vermischt mit Korallen- und Echinodermenresten und anderem Kalkschutt zu erkennen (Abb. 10.25). Dieses Gestein wurde bis 1970 in der Umgebung von Limburg abgebaut und fand auch im Ausland in vielen historischen Gebäuden Verwendung (z. B. im Empire State Building in New York und im Kreml in Moskau; in Deutschland in der barocken Kirche von Amorbach und im Würzburger, Mainzer und Berliner Dom).

Nicht nur im Lahn-Dill-Gebiet, sondern auch in den weiter nördlich gelegenen Abschnitten des Rheinischen Schiefergebirges ist das Mittel- und Oberdevon durch eine ungewöhnliche Gesteinsvielfalt gekennzeichnet. In Verbindung mit den Riffkalken gibt es in flachen Lagunen gebildete Plattenkalke, und in tieferen Becken lagerten sich tonige und kalkige Sedimente ab, die durch diagenetische Prozesse und eine niedriggradige Metamorphose in **Kalkknotenschiefer** umgewandelt wurden. Die Kalkknotenschiefer sind im Rheinischen Schiefergebirge und im Harz und auch im Thüringisch-Vogtländischen Schiefergebirge weit verbreitet und werden oft als „Kramenzelkalke" (sauerländisches Plattdeutsch: *Kramenzel*: Ameise) bezeichnet. Dabei handelt es sich um dunkelgraue, oft rötlich gefärbte Tonschiefer, in denen lagenweise knolliger Kalk auftritt, der durch Verwitterung aus dem resistenteren umgebenden Gestein herausgelöst wird. Das mit zentimetergroßen Löchern durchsetzte Gestein erinnert dann an einen Ameisenbau in Holz.

Riffkalke kommen einerseits als atollähnliche Bildungen auf den beschriebenen devonischen Vulkanbauten vor, bilden aber andererseits auch Saum- und Barriereriffe am Rand des Rhenoherzynischen Beckens. Zu diesen großen Strukturen zählen die Korallenriffe der **Eifelkalkmulden** im Gebiet südlich von Euskirchen bei Blankenheim, Gerolstein und Prüm, die Massenkalkvorkommen im Sauerland, die sich in einem durchgehenden Zug vom Neandertal bei Düsseldorf über Wuppertal, Hagen und Iserlohn bis nach Balve hinziehen, die Kalke der Paffrather Mulde und die großen Kalkvorkommen bei Warstein, Brilon und Attendorn (Abb. 10.24). Stellenweise erreichen die devonischen Massenkalke Mächtigkeiten von mehr als 1000 m. Sie sind oft sehr fossilreich mit riffbildenden Organismen, die am Aufbau der devonischen Riffe beteiligt waren, Brachiopoden, Muscheln



Abb. 10.26 „Suttroper Diamanten": Authigen gewachsene Doppelender-Quarze aus den Deckschichten des devonischen Massenkalkes von Suttrop bei Warstein im Sauerland. [N 51°26'57" / O 8°22'50"]

oder Schnecken. Außerdem gibt es zahlreiche Ammoniten (Goniatiten) und Fische. Bei den Riffbildnern handelt es sich hauptsächlich um Korallen, Stromatoporen und Schwämme. In der Eifel befindet sich in den Eifelkalkmulden einer der berühmtesten Fossilfundpunkte weltweit: die **Trilobitenfelder** bei Gees in der Nähe von Gerolstein (Kowalski 1978), wo z. B. Trilobiten der weit verbreiteten Gattung *Phacops* oft besonders gut erhalten sind. Allerdings ist hier das Fossiliensammeln schon seit vielen Jahren nicht mehr möglich. An einigen Stellen wie z. B. im Raum Warstein bei Suttrop und bei Hohenlimburg-Oege finden sich als Besonderheit in den verwitterten Deckschichten und auf Klüften der Massenkalke einige Zentimeter große, authigen (griech. *authi*: daselbst; lat. *generare*: erschaffen, hervorbringen) gebildete **Doppelender-Quarze** („Suttroper Diamanten"; Abb. 10.26). Sie entstanden vermutlich während des Oberjuras aus hydrothermalen Lösungen als Begleiterscheinung einer metasomatischen Dolomitisierung (Goette 2004).

Die Hauptmasse der Sedimentgesteine im Rheinischen Schiefergebirge bilden **Schiefer** und **Grauwacken**. Während im Unterdevon Schiefer, Sandsteine und Quarzite mit Mächtigkeiten bis zu 3000 m gleichermaßen vertreten sind, wird das Mitteldevon von dunklen Schiefern dominiert. Oft sind es sehr homogene, feinkörnige Schiefer, die vielerorts als Dachschiefer abgebaut wurden, wie z. B. heute noch in der Gegend um Mayen („Moselschiefer", Unter- und Mitteldevon) und früher bei Bundenbach und Gmünden (Unterdevon, Emsium), bei Wissenbach in der Dill-Mulde oder im östlichen Sauerland im Raum Meschede/Brilon (Unter- und Mitteldevon). Im Oberdevon und Unterkarbon differenzierte sich der Ablagerungsraum in unterschiedliche Faziesbereiche. Neben den Riffkalken, die auf Schwellen und in flachem Wasser entstanden, bildeten sich in tiefen Becken tonige Sedimente und in den Randbereichen des Beckens Sandsteine. Die Kulmfazies ist im Süden des Rheinischen Schiefergebirges vor allem mit Grauwacken vertreten, während in den nördlicheren Regionen Tonschiefer und Radiolarien führende Kieselschiefer überwiegen. Nur im nordwestlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges kommt in der Gegend von Aachen der Kohlenkalk vor, der ansonsten vor allem aus den weiter westlich gelegenen Gebieten des Rhenoherzynikums (Südengland, Belgien/Ardennen) bekannt ist.

Die Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges sind insgesamt nur schwach metamorph überprägt. Von Süd nach Nord nimmt der Metamorphosegrad dabei noch etwas ab. Er entspricht einer relativ geringen Versenkungstiefe von wenigen Kilometern. Die schwach metamorphen Gesteine liegen heute an der Oberfläche, weil das Rheinische Schiefergebirge während der variszischen Gebirgsbildung herausgehoben und tiefgründig abgetragen wurde. Die bei der Heraushebung des Gebirges erodierten Gesteine finden sich in den Molasseablagerungen der variszischen Saumsenke, die zum größten Teil nichtmetamorph sind und vom Oberkarbon bis ins Rotliegende reichen (▶ Abschn. 11.2.1). Mit dem **Metamorphosegrad** nimmt auch das **Metamorphosealter** von Süden nach Norden ab. Im Süden liegen die Altersdaten um ca. 340 bis 325 Mio. Jahre v. h., während sie im Norden Werte zwischen 305 und 280 Mio. Jahre v. h. aufweisen (Ahrendt et al. 1983). Darin spiegelt sich die von Süd nach Nord fortschreitende Einengung des variszischen Gebirges wider. Durch die Kollision wurde der passive Kontinentrand von Laurussia im Gebiet des Rheinischen Schiefergebirges im Laufe des Oberkarbons auf etwa 50 % seiner ursprünglichen Breite verkürzt (Abb. 10.27; Oncken et al. 2000). Die Deformation zeigt sich hier hauptsächlich in der meist **nordwestvergenten Faltung** (Abb. 10.28). Die Faltenvergenz, damit ist die Kipprichtung einer geneigten Falte gemeint, zeigt an, dass die Hauptdruckrichtung von Südosten nach Nordwesten orientiert war.

Parallel zu den Einengungen im Rhenoherzynikum entstanden vor der nach Norden vorrückenden Deformationsfront des variszischen Gebirges ab dem Unterkarbon eine Reihe von schmalen Turbiditbecken, die sich kontinuierlich nach Nordwesten verlagerten, wo sie später von oberkarbonischer Molasse der Subvariszischen Saumsenke gefüllt wurden. Auch die Subvariszische Saumsenke ist in der Spätphase der variszischen Gebirgsbildung noch in die Deformation mit einbezogen worden, wie die zahlreichen Sattel- und Muldenstrukturen und Überschiebungen im Ruhrkarbon zeigen (Abb. 10.29). Hier lassen sich in Aufschlüssen vielerorts Falten- und Überschiebungsstrukturen beobachten (Abb. 10.30). Die bedeutendste Überschiebung des Ruhrgebietes ist die Sutan-Überschiebung (auch einfach „der Sutan" genannt), die sich über 100 km weit verfolgen lässt und Überschiebungsweiten bis zu 1,3 km aufweist (Abb. 10.27 und 10.31; Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen 2003).

Nach der variszischen Orogenese kam es vielerorts im Rheinischen Schiefergebirge zum Aufstieg hydrothermaler Lösungen, die sich in zahlreichen Gängen mit **Buntmetallvererzungen** niederschlugen. Vor allem handelt es sich dabei um **Blei-Zink-Vererzungen**, die mitunter hohe Silber- und Kupferanteile aufweisen (▶ Box 11: Erzlagerstätten). Heute sind die Erzvorkommen im Rheinischen Schiefergebirge erschöpft, allerdings sind eine Reihe von Bergwerken als Schaubergwerke der Öffentlichkeit zugänglich gemacht worden. Die Entstehung der Gänge geht im Wesentlichen auf Dehnungen nach der variszischen Orogenese im Zusammenhang mit der Öffnung des Nordatlantiks zurück,

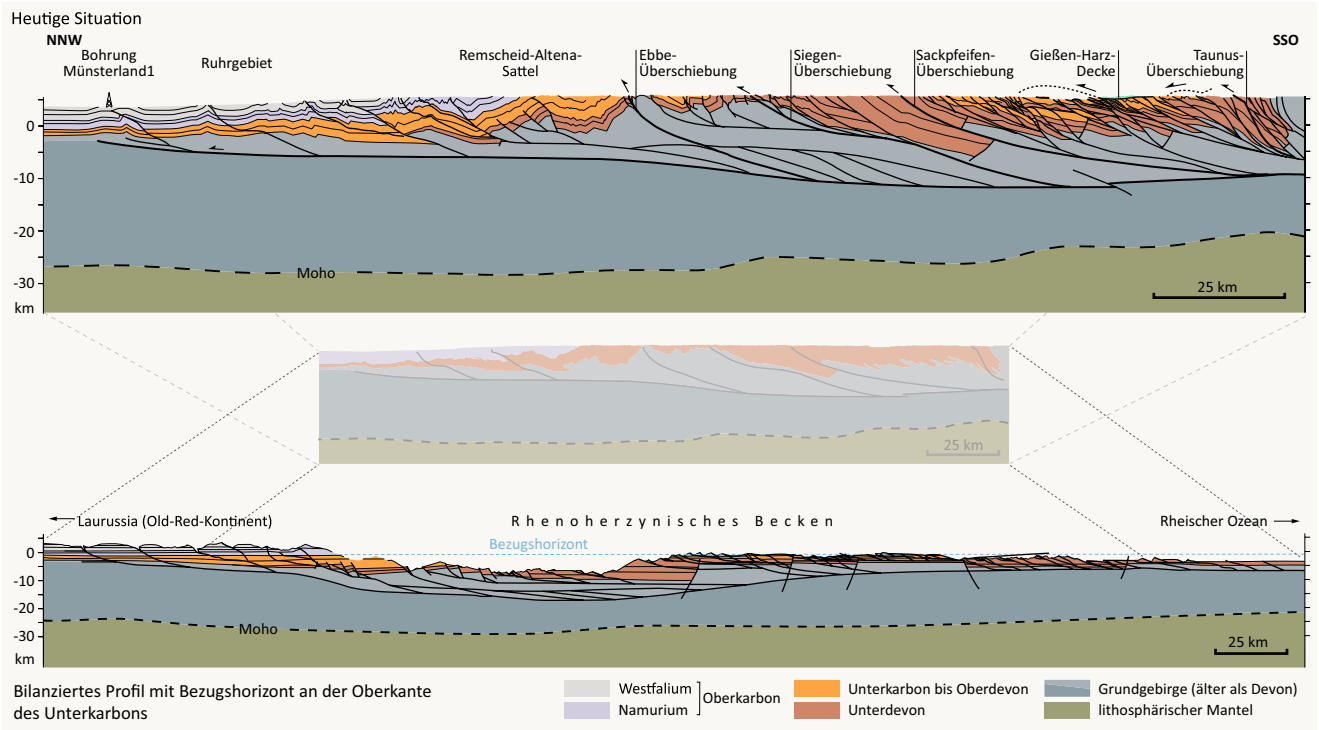


Abb. 10.27 Bilanziertes (rückverformtes und auseinandergezogenes) Profil durch das rechtsrheinische Rhenoherzynikum auf einer Linie etwa von Frankfurt am Main (im SSO) nach Münster in Westfalen (im NNW). Das schematische Profil in der Mitte entspricht dem oberen Profil. Es soll die Dimension der Verkürzung des Rhenoherzynikums um 50 % verdeutlichen. (Nach Oncken et al. 2000)

teilweise werden auch tertiäre Spaltenbildungen im Zuge der Öffnung des Oberrheingrabens vermutet.

Harz Der Harz liegt in der nordöstlichen Fortsetzung des Rheinischen Schiefergebirges und gehört ebenfalls zum Rhenoherzynikum, weshalb sich diese beiden Gebiete in vielerlei Hinsicht sehr ähnlich sind. Dennoch gibt es einige markante Unterschiede, die vor allem im tektonischen Bau des Harzes begründet sind. Tektonisch wird der Harz heute zu einem großen Teil zum Komplex der **Gießen-Werra-Harz-Decken** gezählt (Abb. 10.20). Dieser Deckenstapel wurde von Südosten auf das Rhenoherzynikum aufgeschoben. Nur der Westharz mit der Söse-Mulde, der Clausthaler Faltenzone, der Oberharzer Diabaszone und dem Oberharzer Devonsattel gehören nach dem Deckenkonzept von Walliser und Alberti (1983) zum **Westharz-Parautochthon** (Abb. 10.33), was nach der geologischen Gliederung des Harzes in Ober-, Mittel und Unterharz dem Oberharz entspricht. Diese tektonische Einheit lässt sich aufgrund der ähnlichen lithologischen Abfolgen mit der Dill-Mulde im Rheinischen Schiefergebirge korrelieren (Belka und Narkiewicz 2008). Das oberste tektonische Stockwerk bildet die auf die Harz-Decke überschobene **Ostharz-Decke** (Abb. 10.34) mit der **Selke-Mulde** und der **Südharz-Mulde**. Sie werden mit der **Gießen-Decke** am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges in Verbindung gebracht. Auch hier finden sich an der Basis basaltische Gesteine, die möglicherweise an einem mittelozeanischen Rückensystem gebildet wurden (Walter 2007). Andere Autoren sehen darin jedoch Intraplattenbasalte, die auf einer stark ausgedünnten kontinentalen Kruste extrudierten (Ganssloser 1996; Franzke 2012).



Abb. 10.28 Aufrechte, nordwestvergente Falte in Ton-, Silt- und Sandsteinen des Unterdevons (Pragium) an der Teufelsley im Kalltal südlich von Vossenack, Nordeifel. Norden ist rechts. Der Schub, der zur Verfaltung der Schichten während der variszischen Gebirgsbildung führte, kam von Süden und drückte die Falte nach Norden. [N 50°40'28" / O 6°22'32"]

Neben mitteldevonischen Schiefern und Sandsteinen kam es hier zur Ablagerung von Kieselschiefern und Flyschsedimenten, die von der Mitteldeutschen Kristallinzone geschüttet wurden. Der **Hörre-Zug** im Rheinischen Schiefergebirge, der sich nördlich der Gießendecke befindet, aber auch zum Komplex der Gießen-Werra-Harz-Decken gehört, setzt sich im nördlichen Kellerwald und im **Acker-Bruchberg-Zug** als Teil der Harzdecke fort (Abb. 10.20; Walliser und Alberti 1983) und lässt sich weiter bis

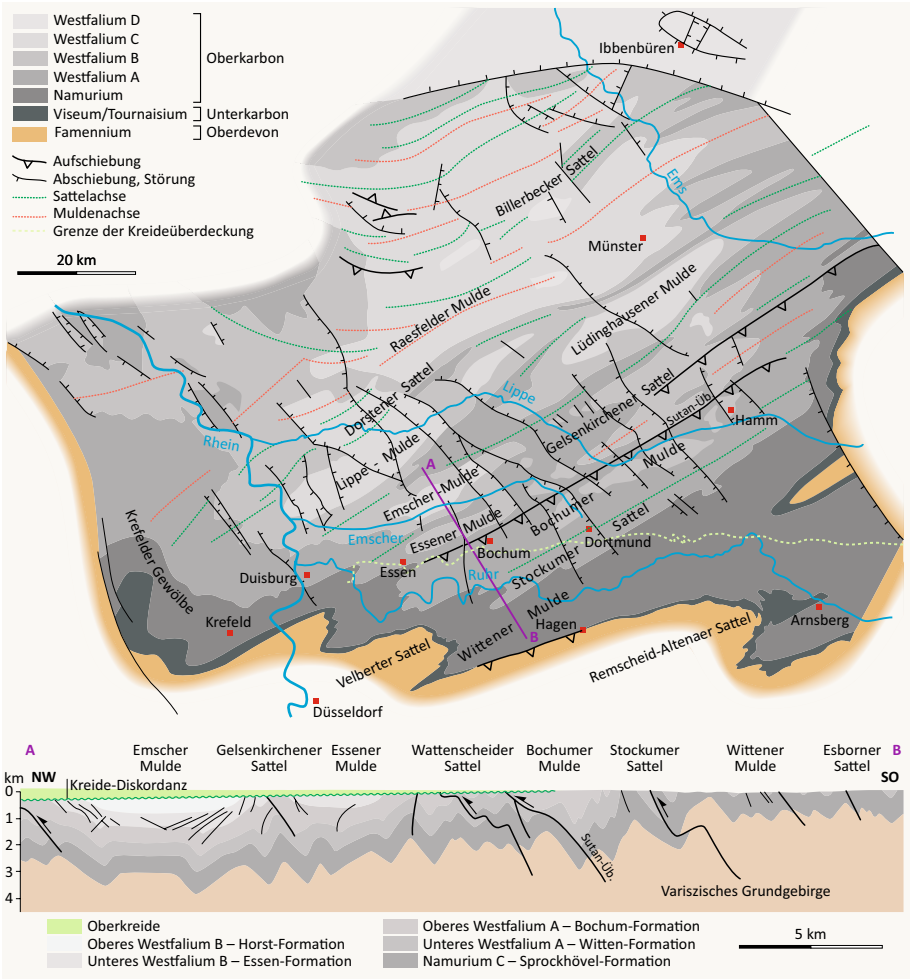


Abb. 10.29 Abgedeckte Karte des Rheinisch-Westfälischen Steinkohlereviers und angrenzender Gebiete mit einem geologischen Querprofil durch das südliche Steinkohlerevier. (Verändert nach Walter 2007; Drozdzewski und Wrede 1994)



Abb. 10.30 Aufrechte Falte in den Sand- und Tonsteinen der Sprockhöveler Formation (Namurium) am Pastoratsberg in Essen. [N 51°23'5" / O 7°0'24"]

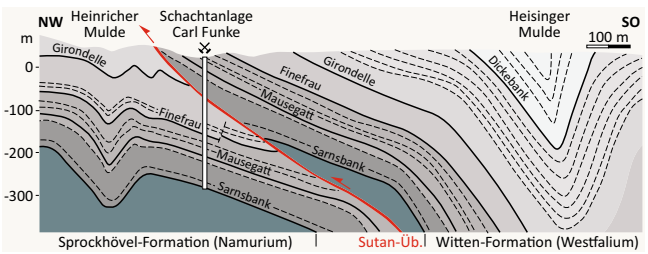


Abb. 10.31 Profilschnitt durch die Sutan-Überschiebung im Bereich der alten Schachtanlage Carl Funke, Schacht I (stillgelegt 1973). (Verändert nach der Erläuterungstafel des Geoparks Ruhrgebiet am Aufschluss an der Sutan-Überschiebung; Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen 2003) [N 51°24'18" / O 7°2'49"]

Box 11: Erzlagerstätten

Metallische Erzlagerstätten sind bis heute von größter wirtschaftlicher Bedeutung, da sie in nahezu allen Lebensbereichen Verwendung finden. In Deutschland sind heute nur noch wenige Bergwerke im Betrieb, doch war es im Mittelalter und in der Neuzeit vor allem der Erzbergbau, der zum Reichtum der Königs- und Fürstenhäuser beitrug. Die Rohstoffe fanden sich vorwiegend in den Gebieten des variszischen Gebirges (Erzgebirge, Harz, Rheinisches Schiefergebirge, Schwarzwald). Die Erkundung dieser Erzlagerstätten begann schon vor langer Zeit und sie führte schließlich zur Entfaltung der geologischen und mineralogischen Wissenschaften. So stammt eine der frühesten und umfassendsten Arbeiten zur Erzkunde bereits aus dem 16. Jahrhundert, verfasst von dem sächsischen Gelehrten Georgius Agricola (1494–1555), der auch als der „Vater" der Mineralogie gilt: *De re metallica libri XII* (1556).

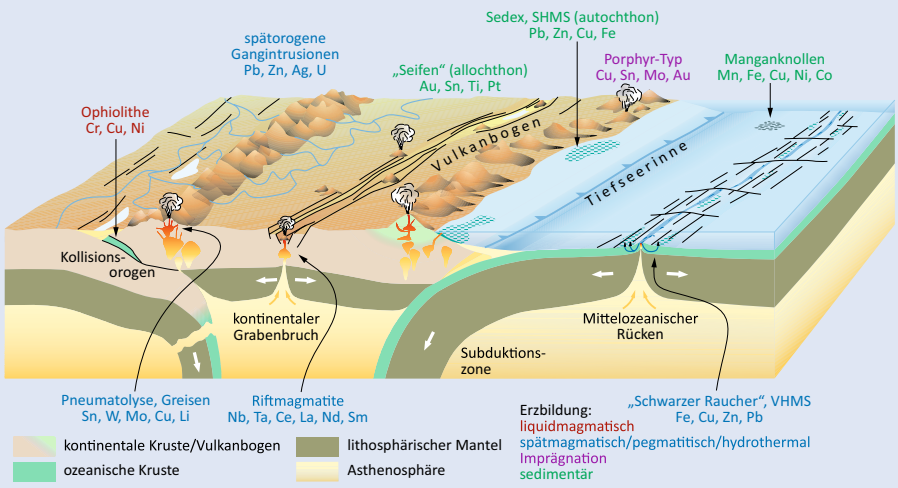
Es ist bis heute schwierig, die verschiedenen Lagerstättentypen einem einfachen und allgemeingültigen Ordnungsprinzip zu unterwerfen. Man kann sie genetisch klassifizieren, das erweist sich jedoch als schwierig, da es oftmals nicht zweifelsfrei möglich ist, die Ursache der Vererzungen festzustellen und nicht selten mehr als ein Prozess an der Entstehung der Erzlagerstätte beteiligt war. Eine regionale Gliederung ermöglicht keine Aussagen über die Lagerstättenentwicklung. Die strukturelle Gliederung bezieht sich nur auf die Art der Vererzung im Gesteinszusammenhang, während eine rohstofforientierte Gliederung auf die vorkommenden Metalle fokussiert. Entsprechend ist die ◘ Abb. 10.32 nur als Versuch einer Gliederung in einer schematischen Übersicht unter plattentektonischen Aspekten zu werten. Die Grenzen zwischen den Bildungsbereichen sind allerdings sehr unscharf, und in der Abbildung sind auch nicht alle Möglichkeiten der Erzentstehung enthalten.

Liquidmagmatische Lagerstätten entstehen durch das Absinken schwerer Minerale (z. B. Chromit) in der Schmelze, wodurch sich am Boden der Magmenkammer lagige Kumulate bilden, in denen sich die schweren Minerale anreichern. Solche Lagerstätten kommen in großen, meist ultramafischen oder gabbro-noritischen Intrusivkörpern und in Ophiolithen vor. Eine magmatische Schmelze unterliegt der Differentiation, wodurch sich ihre Zusammensetzung kontinuierlich ändert (► Box 1: Granite). Am Ende des Kristallisationsprozesses bleiben solche Elemente übrig, die sich nur schwer in die am häufigsten vorkommenden gesteinsbildenden Minerale einbauen lassen. Sie werden auf diese Weise in der Restschmelze passiv angereichert. In Riftmagmatiten finden sich häufig Alkaligesteine als Differentiationsprodukte des oberen Erdmantels, in denen sich seltene Elemente wie Zinn (Sn), Niob (Nb), Tantal (Ta), Cer (Ce), Anthan (La), Neodym (Nd), Samarium (Sm), Zirconium (Zr), Uran (U) und Seltene Erden angereichert haben. In Gesteinen wie z. B. Karbonatiten (das sind magmatisch gebildete Karbonatgesteine), treten sie an der Oberfläche meist im Bereich von Grabenbruchsystemen auf. In Deutschland gibt es Karbonatite im Kaiserstuhl, der im Tertiär im Oberrheingraben als Vulkan entstand und einen typischen Riftmagmatismus repräsentiert.

Die in der Restschmelze eines Granitplutons passiv angereicherten Substanzen bilden die Grundlage für pegmatitische Gänge und pneumatolytische Vorgänge. **Pegmatite** (griech. *pegma*: Rahmen, Bindung) dringen als spätmagmatisch gebildete Gänge vom Pluton ausgehend in das Nebengestein ein, wo sie mitunter durch mehrere Meter große Riesenkristalle und Minerale mit seltenen Elementen wie Beryllium (Be), Bor (B), Lithium (Li), Tantal (Ta), Niob (Nb), Uran (U) oder Seltenen Erden ausgezeichnet sind. Im obersten Bereich des Plutons und in der direkten Umgebung erfolgt die **Pneumatolyse** (griech. *pneuma*: Wind, Luft; griech. *lyein*: lösen), bei der sich aus überkritischen und noch sehr heißen Gas- und Fluidphasen Minerale mit z. T. hohen Gehalten an Metallen und Seltenen Erden bilden. Teilweise werden dabei vorhandene Gesteinsstrukturen durch chemisch hochreaktive Fluide aufgelöst und mit metallischen Substanzen angereichert. Im Dach eines Granitplutons kann es auf diese Weise zur Bildung von sog. **Greisen** kommen, in denen sich oft Zinn- und Wolframlagerstätten befinden. Der Greisen ist ein sächsischer Bergmannsausdruck für pneumatolytisch veränderte Granite. Sie bestehen überwiegend aus Quarz und Glimmer sowie besonderen Mineralen wie z. B. Topas oder Turmalin, die sich z. T. aus den ursprünglich vorhandenen, durch die Vergreisung zersetzten Feldspäten bildeten. Eine der bekanntesten pneumatolytisch gebildeten Lagerstätten ist das an einen Granitporphyr gebundene Zinnvorkommen von Altenberg im Erzgebirge.

Im Dachbereich eines Plutons können sich **Imprägnationslagerstätten** bilden, wenn sich die Erzlösungen im gesamten Gestein in Poren und an Korngrenzen fein verteilen und es nur untergeordnet verdrängen. Dabei handelt es sich um sog. porphyrische Kupfererzlagerstätten (engl. *disseminated copper ore* oder *copper porphyries*), die sich an aktiven Kontinenträndern bilden (Frisch und Meschede 2013). In der Restschmelze eines allmählich erkaltenden Plutons reichert sich neben den Metallen auch Wasser an, da aus dem Magma zuvor vorwiegend wasserfreie Minerale auskristallisierten und dadurch das im Magma gelöste Wasser übrig ließen. Wenn das Wasser plötzlich z. B. auf Störungen in das Nebengestein entweicht, kommt es zu einem schnellen Erstarren des Restmagmas und die fein verteilten, angereicherten Metalle (v. a. Kupfer [Cu], Molybdän [Mo], auch Zinn [Sn], Gold [Au]) verbleiben in den porphyrisch erstarrten Gesteinen.

Von besonderer Bedeutung für die Buntmetallerzbildung sind **hydrothermale Lösungen**. Damit sind sehr unterschiedlich zusammengesetzte, mineralgesättigte wässrige Lösungen gemeint, in denen die gelösten Mineralsubstanzen oft über weite Strecken transportiert



◘ **Abb. 10.32** Schematische Übersicht der Vorkommen und Entstehung von Vererzungen im plattentektonischen Zusammenhang (nicht maßstäblich)

werden können. Nach der Auskristallisation aller gesteinsbildenden Minerale aus der Restschmelze bleiben wässrige Restphasen übrig, in denen sich die passiv angereicherten Metalle konzentrieren. Hinzu kommen auf Klüften eindringende Oberflächenwässer, die durch das Gestein zirkulieren und dabei stark aufgeheizt werden. Diese Wässer sind in der Lage, im Gestein primär fein verteilte Metalle aufzunehmen und in der Lösung anzureichern. Beide Vorgänge, sowohl die juvenilen magmatischen als auch die von der Oberfläche eingespeisten Wässer, spielen bei der Erzbildung eine Rolle und sie ergänzen sich gegenseitig, so dass es schwierig ist, sie voneinander abzugrenzen. Auf Gängen, Klüften und Spalten dringen die gesättigten hydrothermalen Lösungen in das Nebengestein ein und kristallisieren dort in äußerst vielgestaltigen **Gangmineralisationen** aus. Dringen die Erzlösungen in das Nebengestein ein und verändern oder verdrängen es dort, spricht man von hydrothermal-metasomatischen Erzen. Die **Metasomatose** erfolgt häufig bereits während der Sedimentation und der Diagenese und führt zu einem Nebeneinander von sedimentären und metasomatischen Strukturen (Pohl 2005).

Der Übergang zu den sedimentären Erzbildungen ist nicht scharf, da es dort, wo hydrothermale Lösungen am Meeresboden austreten und sich mit Wasser vermischen, zur Bildung von **Sedex-Lagerstätten** kommt. Sedex steht für **sedimentär-exhalativ** (lat. *exhalare*: aushauchen): Von hydrothermalen Lösungen an die Oberfläche beförderte Metallverbindungen werden beim Kontakt mit dem Meerwasser ausgefällt und reichern sich in den Sedimenten in der unmittelbaren Umgebung um die Austrittsstelle an. Das können z. B. **Schwarze Raucher** am Mittelozeanischen Rücken oder untermeerische Vulkane sein, an denen metallhaltige Substanzen in wässrigen Lösungen an die Oberfläche transportiert werden. Dadurch entstehen mächtige, in die sedimentäre Schichtfolge eingebundene Sulfiderzlagerstätten, die auch als **VHMS-Lagerstätten** (Abb. 10.32) bezeichnet werden (VHMS steht für engl. *volcanic hosted massive sulphides*). Eisenerzlagerstätten vom Lahn-Dill-Typus bildeten sich an untermeerischen Vulkanen bei gleichzeitiger Zufuhr von stark eisenhaltigen hydrothermalen Lösungen. Sie wurden lange Zeit im Lahn-Dill-Gebiet im Rheinischen Schiefergebirge und im Elbinger- öder Komplex im Harz abgebaut. Auch der Rammelsberg im Harz gehört zur Gruppe der Sedex-Lagersätten, die neuerdings auch als **SHMS-Lagerstätten** (Abb. 10.32) bezeichnet werden (SHMS steht für [engl.] *sediment hosted massive sulphides*). Die sulfidischen Erze sind an Sedimente gebunden, die in einer sauerstofffreien Zone am Boden eines tiefen Meeresbeckens entstanden. Dort befanden sich die Austrittsstellen der hydrothermalen Lösungen.

Sedimentäre Lagerstätten entstehen auf vielfältige Art und Weise durch Verwitterung oder Ausscheidung, wobei ganz unterschiedliche Prozesse zum Tragen kommen und häufig Umlagerungen aus anderen Ressourcen stattfinden. Seifen entstehen durch die Anreicherung von spezifisch schweren, metallhaltigen Mineralen durch Schweretrennung z. B. in Flüssen oder am Strand. Aus einem verwitternden Gestein mit einem nur sehr geringen Metallgehalt kann durch Umlagerung und Auswaschung des tauben Anteils ein abbauwürdiges, Erz führendes Sedimentgestein werden. Sind die metallischen Ionen im Wasser gelöst, kann es zur Ausscheidung in Oolithen, Bändererzen, Manganknollen oder anderen Anreicherungen in Sedimenten kommen.

10

nach Gommern (Gommern-Quarzit) auf der Flechtinger Scholle verfolgen.

Der Harz ist, so wie er sich uns heute präsentiert, ein herausgehobenes Stück des variszischen Gebirges. An der **Harznordrandstörung** wurde er in Form einer verkippten Pultscholle insgesamt etwa 6000–7000 m herausgehoben (Franzke et al. 2004), wobei der Südrand wie ein Scharnier wirkte und keine großen Hebungsbeträge aufweist. Hier ist der Rand diskordant von permischen Schichten überlagert. Die Gebirgsform ist durch Erosion entstanden, indem sich mit der Heraushebung Flüsse in den gehobenen Block eingeschnitten haben. Dabei entstehen sog. **antezedente Täler**, d. h., dass vorher angelegte Mäanderschleifen und Flussbiegungen erhalten bleiben und schließlich als tief eingeschnittene Täler erscheinen. Die Heraushebung fand in mehreren Schritten statt. Sie begann in der Oberen Kreide, doch wurde die herausgehobene Scholle wieder eingeebnet und erfuhr einen zweiten Schub im Tertiär. Die Entstehung des Harzes als eigenständiges kleines Gebirge hat somit nichts mit der variszischen Gebirgsbildung zu tun. Diesem Umstand ist es zu verdanken, dass sich die tektonische Richtung der Harznordrandstörung, die

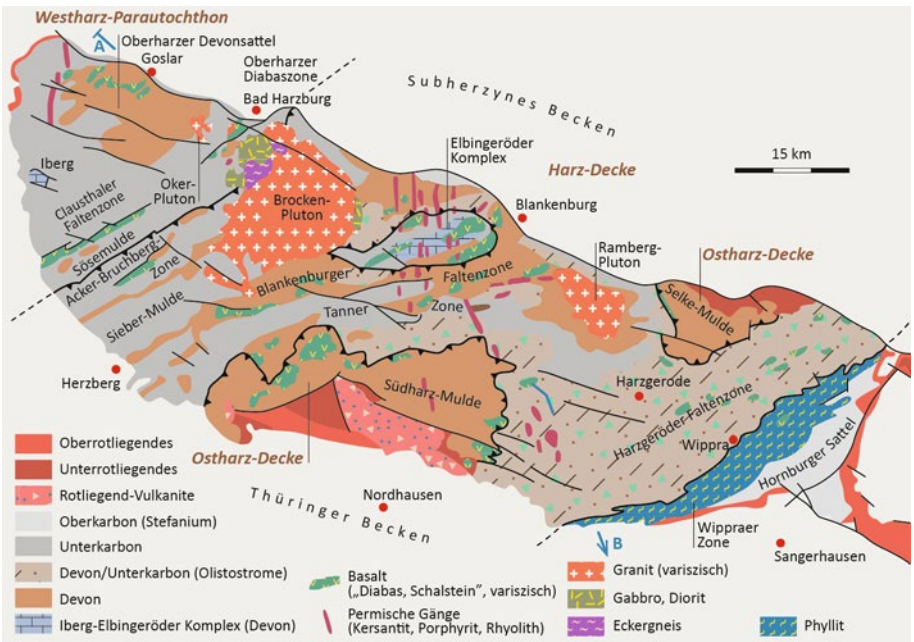


Abb. 10.33 Geologische Übersichtskarte des Harzes. Blaue Großbuchstaben (A, B) Lage des Profils in Abb. 10.34 (Vereinfacht nach der Geologischen Übersichtskarte 1:200.000, BGR 1981; Deckenkonzept nach Walliser und Alberti 1983)

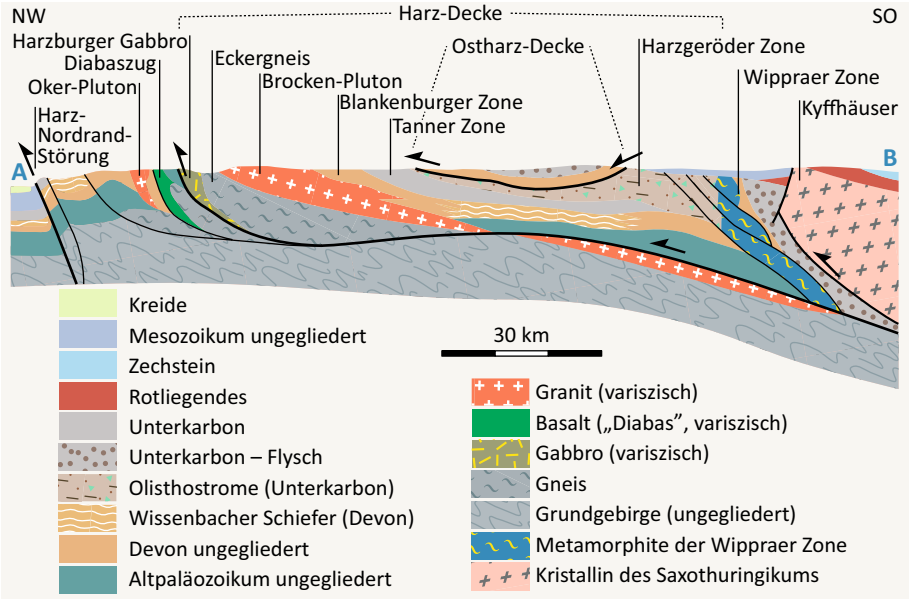


Abb. 10.34 Profilschnitt vom Nordwestharz bis zum Kyffhäuser. (Verändert nach Franzke und Müller 2012)

in WNW-OSO-Richtung verläuft (Abb. 10.33), deutlich von der Ausrichtung der variszisch gebildeten Faltenstrukturen mit ihren NO-SW verlaufenden Faltenachsen unterscheidet. Während die variszischen Faltenstrukturen die Einengungsrichtung der variszischen Orogenese widerspiegeln, zeigen sich in der Harznordrandstörung die kreidezeitlichen Einengungen, die zu zahlreichen ähnlich ausgerichteten Auf- und Überschiebungen in Mitteleuropa geführt haben (▶ Abschn. 11.7.2).

Die ältesten Gesteine im Harz sind im Eckergneis am Nordwestrand des Bockenplutons zu finden (Abb. 10.33; ▶ Abschn. 9.2.1). Detritische Zirkone in den Gneisen mit silurischen und unterdevonischen Altern zeigen, dass das Ausgangsgestein jünger als Unterdevon sein muss. Weiterhin finden sich Reste älterer Gesteine in Gesteinsmassen, die zusammenfassend als **Olisthostrome** der **Harzgeröder** und **Blankenburger Faltenzone** interpretiert werden (Hüneke und Ruchholz 2015). Dabei handelt es sich um Rutschmassen mit zahlreichen unterschiedlich großen, syntektonisch abgeglittenen Ruschkörpern (Olistholithe), die im Mittel- und Unterharz weit verbreitet sind. Das Altersspektrum dieser Olistholithe reicht vom Silur bis zum Unterkarbon. Die Zonen, in denen die Olisthostrome und verschieden alte Grauwacken vorkommen (Blankenburger Faltenzone, Tanner Zone, Harzgeröder Faltenzone; Abb. 10.33) sind im Kartenbild in charakteristischer Weise sigmoidal (s-förmig) verbogen. Ruchholz (1988, 1989) und Hüneke und Ruchholz (2015) deuten dies als Ergebnis einer rechtsseitigen Seitenverschiebung, die während der Dehnung und Subsidenz des Rhenoherzynischen Beckens angelegt und bei der Kollision reaktiviert wurde. Dabei kam es zu ausgeprägten Reliefformen entlang der **Mittelharzer Störungszone** mit steilen untermeerischen Abbrüchen, an denen sich die Rutschmassen mit den unterschiedlich alten Gesteinen entwickeln konnten (Abb. 10.35).

Die Gesteinsabfolge beginnt im Oberharz mit klastischen Schüttungen im Unterdevon (Kahleberg-Sandstein). Sie werden nach oben hin von Beckensedimenten der Wissenbacher Schiefer abgelöst, die den klassischen Typus der herzynischen Beckenfazies darstellen. Ab dem Mitteldevon kommt es darin mehr und mehr zur Ausbildung vulkanischer Gesteine (z. B.

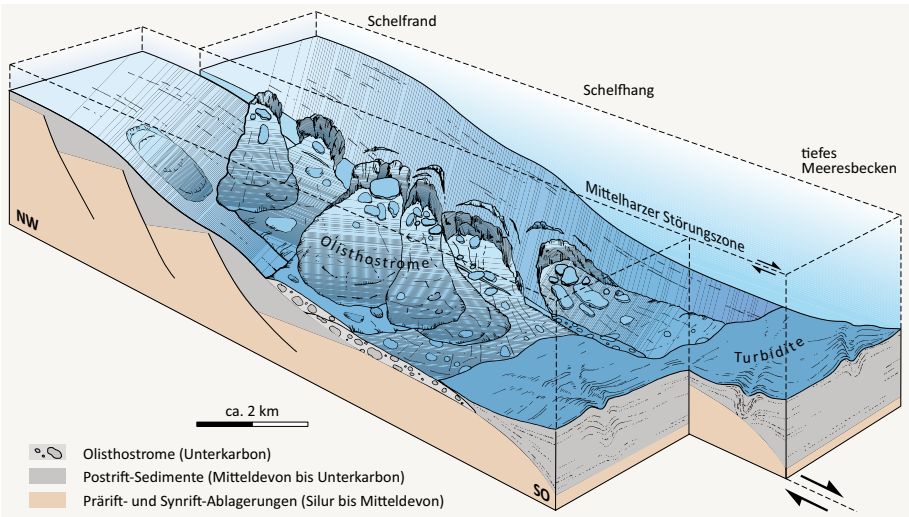


Abb. 10.35 Olisthostrombildung entlang der Mittelharzer Störungszone, eine im Unterdevon durch Rifting angelegte Transformstörung im Bereich des sich dehnenden Rhenoherzynischen Beckens, die im frühen Unterkarbon als rechtsseitige Seitenverschiebung reaktiviert wurde. Vor allem im Bereich des Kontinentalrandes schafft der Horizontalversatz ein steiles Relief, das zur Bildung von Schutt- und Schlammströmen führt. (Grafik zur Verfügung gestellt von Heiko Hüneke, Greifswald; leicht verändert aus Hüneke und Ruchholz 2004, 2015)

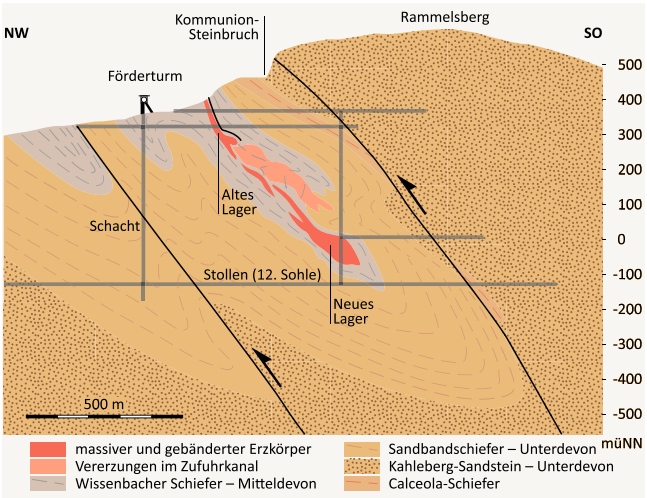


Abb. 10.36 Profilschnitt durch das Erzlager am Rammelsberg bei Goslar. (Verändert und ergänzt nach Walther 1986)

in der Oberharzer Diabaszone oder in der Blankenburger Faltenzone; Abb. 10.33). Auf Schwellen entstanden zur gleichen Zeit geringmächtige **Herzynkalke**, die nach oben in **Cephalopodenkalke** übergehen. Im Unterharz beginnt die Schichtenfolge mit **Graptolithenschiefern** des Silurs und geht dann bereits ab dem Lochkovium in das faziell sehr vielfältige Devon über.

Auch im Harz ist der Vulkanismus häufig von Roteisensteinlagern begleitet, die sich synsedimentär als Ausfällungen in bzw. über vulkanischen Lockergesteinen oder porösen Sedimenten bildeten (Abb. 10.9). Das Eisen stammt aus den Vulkaniten und wurde durch hydrothermale Lösungen mobilisiert und in den porösen Gesteinen angereichert. Eine einzigartige Lagerstätte entwickelte sich am Nordrand des Harzes im **Rammelsberg** bei Goslar (Abb. 10.36). Dieses Erzlager, in dem schon im 3. Jahrhundert Bergbau betrieben wurde, ist 1992 in die Liste des UNESCO-Welterbes aufgenommen worden. Es ist das weltweit größte bekannte **synsedimentär-exhalative Erzvorkommen** (auch als **Sedex-Lagerstätte** bezeichnet; ▶ Box 11: Erzlagerstätten), allerdings war der sedimentäre Ursprung des Erzes bis in die 80er-Jahre des letzten Jahrhunderts hinein sehr umstritten. Das Erzlager entstand im Unteren Mitteldevon (Eifelium) entlang von Störungen im Dehnungsgebiet des Rhenoherzynischen Beckens im Umfeld der vulkanischen Aktivitäten. Hier traten erzhaltige hydrothermale Lösungen aus, die sich in den Sedimenten niederschlugen. Am Rammelsberg handelt es sich vorwiegend um sulfidische Erze (Pyrit, Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies), die einen außerordentlich hohen Metallgehalt von 30 % aufweisen. 1988 wurde der Abbaubetrieb im Rammelsberg eingestellt.

Ähnlich wie im Lahn-Dill-Gebiet gibt es neben geringmächtigen Schwellenkalken im Harz Riffbildungen, die mit dem Vulkanismus in Verbindung stehen. Auf den ersten Blick erscheinen die beiden Vorkommen, ein kleines, isoliertes Riff bei Bad Grund im westlichen Harz und der im Mittelharz gelegene **Elbingeröder Riffkomplex**, der in seiner Längserstreckung ungefähr 30 km misst, unabhängig voneinander. Vermutlich entstanden jedoch beide Riffe gleichzeitig atollartig über untermeerischen Vulkanen am Grund des Rhenoherzynischen Beckens. Während dies beim **Iberg-Winterberger Riff** nur vermutet werden kann, da das Unterlager der Riffkalksteine bisher noch nicht erbohrt wurde, sind die Vulkanite des Elbingeröder Komplexes bekannt und aufgrund ihrer Erzführung vielerorts bergbaulich erschlossen (Abb. 10.37). Die Riffe entstanden im Mittel- und Oberdevon und wurden nach einer von Ruchholz (1983, 1988, 1989) erstmalig geäußerten Ansicht entlang von großen Seitenverschiebungen versetzt. Durch die Bewegung an der Störung wurden die beiden Riffkomplexe des Harzes, die ursprünglich viel näher beieinanderlagen, voneinander entfernt. Der Elbingeröder Komplex gehört zum Parautochthon des Harzes und tritt heute in einem tektonischen Fenster in der Harz-Decke zutage (Abb. 10.33). Seine besondere fazielle und stratigraphische Entwicklung begann im Mitteldevon mit den erwähnten Vulkanen, reichte mit einem ausgedehnten Riffkomplex ins tiefe Oberdevon und dauerte bis zum Unterkarbon an (Weller 1991, 2008; Abb. 10.37).

Im Karbon setzt sich die Sedimentation im Wesentlichen mit der Kulmfazies mit Alaunschiefern, Kieselschiefern und Tonschiefern fort, in die immer wieder auch basaltische Ergüsse eingeschaltet sind. Im Harz endet die Sedimentation im Unterkarbon. An der Wende Unterkarbon zum Oberkarbon setzt die variszische Orogenese ein, die zu weitreichenden Diskordanzen in der karbonischen Schichtenfolge führte. Jüngere, variszisch geprägte Sedimente sind daher im Gebiet des Harzes nicht zu finden. Die Konglomerate, Sandsteine, Arkosen und Schiefertone des Stefaniums im Ostharz gehören wie auch das Rotliegende bereits zur variszischen Molasse, die vielfach auch als **Übergangsstockwerk** (oder Übergangsgebirge; Kästner et al. 1995) bezeichnet werden.

Im Gegensatz zum Rheinischen Schiefergebirge gibt es im Harz Plutone, die heute an der Oberfläche liegen. Neben dem größten, dem **Brocken-Pluton**, der Ober- und Mittelharz miteinander verbindet, gibt es zwei weitere Plutone, den **Ramberg-Pluton** im Unterharz und den kleinen **Oker-Pluton** nur wenige Kilometer nordwestlich des Brocken-Plutons im Oberharz (Abb. 10.33). Im Umfeld des Brocken-Plutons gibt es darüber hinaus bei Harzburg eine **Gabbro-Norit-Intrusion**, die für das gesamte variszische Gebirge einzigartig ist. Sie ist zeitgleich mit den anderen Plutonen vor 293–295 Mio. Jahren intrudiert (Baumann et al. 1991). Neuere Untersuchungen (U/Pb-Datierungen an Zirkonen des Brocken- und Ramberg-Plutons; Ilgner et al. 2009) ergaben mit 283 Mio. Jahren v. h. etwas jüngere Alter. Es ist daher die Frage, ob die Plutone einer Spätphase der variszischen Gebirgsbildung oder den ersten Dehnungsbewegungen, die bereits im Unterrotliegenden einsetzten, zuzurechnen sind. Eine Kumulatabscheidung innerhalb der Gabbro-Norit-Intrusion ist die Typuslokalität für das Gestein **Harzburgit**, der im Wesentlichen aus Olivin und Orthopyroxen besteht und zur Gruppe der Peridotite gehört. Harzburgit gehört weltweit zu den häufigsten Mantelgesteinen, die im Umfeld von mittelozeanischen Rückensystemen gebildet werden. An seiner Typuslokalität ist er allerdings nicht an einer Spreizungszone, sondern durch eine Entmischung innerhalb des Harzburger Gabbro-Norits entstanden.

Der **Brockengranit** ist in einer Tiefe von ca. 3 bis 5 km intrudiert und hat die umgebenden Gesteine kontaktmetamorph überprägt. Auch drangen Gänge ausgehend von dem Pluton in das Nachbargestein ein. Bei der Intrusion entstanden sehr ver-

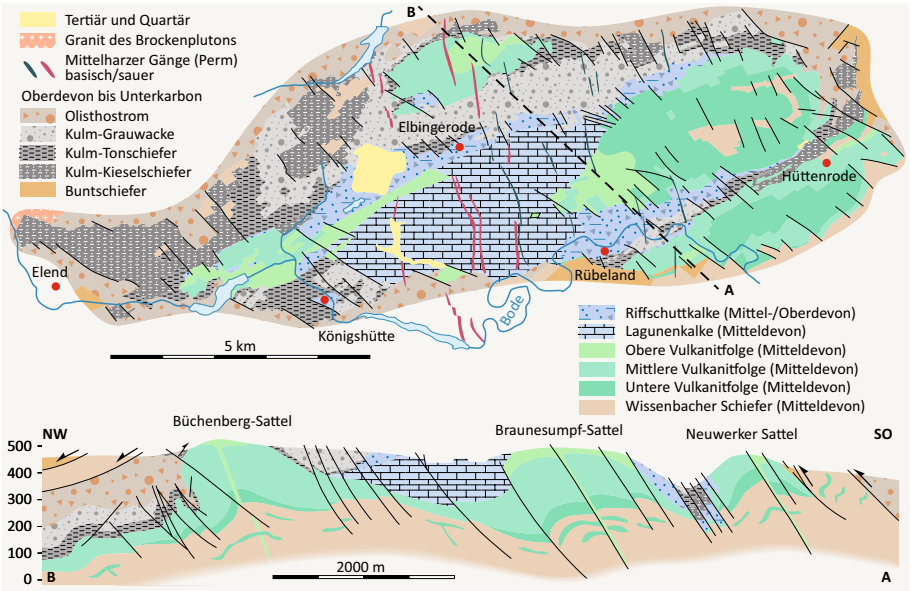


Abb. 10.37 Geologische Karte und Profil des Elbingeröder Komplexes. (Vereinfacht nach Weller 2012)

witterungsresistente **Hornfelse** in der Umhüllung des Plutons, die z. B. auf der Kuppe der Achtermannshöhe oder in den Hohneklippen aufgeschlossen sind. Bekannt ist das Gebiet des Brockengranits auch für seine **Blockhalden**, die während der letzten Vereisungsphase unter periglazialen Bedingungen entstanden (▶ Kap. 16). Die Granite wurden vor allem durch Frostsprengung entlang ihrer Klüfte zerkleinert und bildeten die Blockhalden, –meere und -ströme, denen im Unterschied zu normalen Geröllhalden der Sand- und Kiesanteil fehlt. Wasser kann hier schnell ablaufen und verhindert die Ansammlung von Bodensubstanz, weshalb die Blockhalden auch heute noch existieren.

Im Harz wird schon seit der Bronzezeit (vor ca. 3000 Jahren) Bergbau auf metallische Erze betrieben. Nach einer ersten Blütezeit des Bergbaus im Mittelalter (12./13. Jahrhundert) wurde im 16. bis 19. Jahrhundert das Oberharzer Wasserregal entwickelt, eine vorindustrielle ingenieurtechnische Meisterleistung, das die Wasserwirtschaft in den Bergwerken des Oberharzes regelte und Abbautiefen bis zu 600 m ermöglichte. Neben den Lagerstätten am Rammelsberg und im Elbingeröder Komplex, die im Mittel- und Oberdevon als synsedimentäre schichtgebundene Sulfid- und Eisenerzlager entstanden (s. oben), waren im Harz die Gangvererzungen von großem wirtschaftlichen Interesse. Es handelt sich dabei vor allem um **Blei-Zink-Vererzungen**, in denen oft auch ein hoher Silber- und Kupferanteil anzutreffen ist (▶ Box 11: Erzlagerstätten). Die Gangvererzungen entstanden nach der variszischen Orogenese, wobei ein erstes Aufreißen von Spalten bereits im Rotliegenden erfolgte. Die Hauptvererzung fand im Unteren Jura statt und ist eine Folge von Dehnungen im Zuge der beginnenden Öffnung des Zentralatlantiks (▶ Abschn. 11.6; Stedingk 2012).

10.3.2 Nördliche Phyllitzone

An der **Suturlinie** zwischen Rhenoherzynikum und Saxothuringikum befindet sich die sog. Nördliche Phyllitzone (Abb. 9.1 und 10.20). Diese Zone erstreckt sich vom südlichen Rand des Hunsrücks bis zum Taunus und setzt sich im Ostharz in der Wippraer Zone fort (Abb. 10.33). In Bohrungen ist sie auch noch weiter östlich nachgewiesen worden. Sie ist durch niedriggradig metamorphe Gesteine (Grünschieferfazies; Oncken et al. 1995) charakterisiert, die ihren Ursprung vor allem auf dem **Rhenoherzynischen Schelf** am Nordrand des Rheischen Ozeans haben (Klügel et al. 1994). Einige Vorkommen von Gesteinen haben jedoch auch Affinitäten zum Saxothuringikum, weshalb eine Einordnung mitunter schwierig ist. Der Kontakt zum Rhenoherzynikum ist durch Überschiebungen gekennzeichnet, während die südöstliche Begrenzung zum Saxothuringikum hin nicht aufgeschlossen ist (Anderle et al. 1995). Während im Hunsrück vor allem metamorphe Äquivalente des Rhenoherzynischen Schelfes vorliegen, handelt es sich im Taunus vorwiegend um silurisch-unterdevonische Vulkanite eines magmatischen Bogens (Abb. 10.21). Die Wippraer Zone hat einen ordovizischen Kern, und es gibt einen kleinen, relativ gering metamorphen Streifen im Nordwesten der Zone, in dem die metamorphen Gesteine den Olisthostromen der Harzgeröder Faltenzone entsprechen.

In einem Frühstadium der variszischen Kollision wurden in der Nördlichen Phyllitzone zwischen Rhenoherzynikum und der Mitteldeutschen Kristallinzone als Teil des Saxothuringikums Sedimente subduziert und einer druckbetonten niedriggradigen Metamorphose unterworfen (Klügel 1997). Die grünschieferfazielle Metamorphose (Abb. 10.38) ist zwar noch als niedriggradig einzustufen, doch ist sie deutlich höher als die sehr niedriggradige (anchizonale) Metamorphose (▶ Kap. 3; Zeolithfazies, Abb. 3.14), die im Rheinischen Schiefergebirge anzutreffen ist. Insgesamt wird die Nördliche Phyllitzone als ein tieferes tektonisches Stockwerk der variszischen Kollisionszone angesehen, in dem sowohl Teile des Rhenoherzynischen Schelfes als auch Reste eines silurisch-unterdevonischen magmatischen Bogens sowie sedimentäre Sequenzen des Armorikanischen Terrankomplexes enthalten sind (Anderle et al. 1995).



Abb. 10.38 Verfaltete Phyllite des Ordoviziums aus der zur Nördlichen Phyllitzone gehörenden Wippraer Zone im Südostharz in einem Straßenaufschluss östlich von Wippra. [N 51°34'7" / O 11°17'46"]

10.3.3 Saxothuringikum

Das Saxothuringikum wird in seiner Gesamtheit in zwei große Einheiten unterteilt: die Mitteldeutsche Kristallinzone, die einen aktiven Kontinentrand während der variszischen Gebirgsbildung darstellte, und das sehr heterogen aufgebaute Saxothuringikum im engeren Sinne, das aus meist stark geschieferten und verschuppten Gesteinen mit Altern vom Proterozoikum bis zum Unterkarbon besteht. Es handelt sich vorwiegend um flach- bis tiefmarine Ablagerungen, die heute als Schiefer und Sandsteine vorliegen, Kalke, die auf Schwellen gebildet wurden, sowie um Vulkanite, Gneise, Amphibolite und granitische Gesteine unterschiedlichen Alters. Insgesamt wird das Saxothuringikum als eine Zusammenballung verschiedener Zonen eines Orogens angesehen, in dem sich uns heute Reste von paläozoischen Meeresbecken, magmatischen Bögen, Subduktionszonen und diverser alter kontinentaler Anteile des Armorikanischen Terrankomplexes zeigen. Die verschiedenen Anteile wurden im Laufe der variszischen Orogenese miteinander verschweißt. Wir unterscheiden heute die Mitteldeutsche Kristallinzone, die auf älteren Grundgebirgskomplexen aufbaute und an einigen isolierten Stellen zugänglich ist, sowie das Thüringisch-Vogtländische Schiefergebirge, das Fichtelgebirge, das Sächsische Granulitgebirge, das Erzgebirge, die Elbezone mit dem Elbtalschiefergebirge und die Lausitz mit den Westsudeten. Alle diese Einheiten haben z. T. gemeinsame Eigenschaften wie z. B. ähnliche Metamorphosegrade, altersgleiche Granitintrusionen oder gleiche Ausgangsgesteine. Doch besitzen sie alle auch ihre eigene Geschichte, die sie von den anderen Einheiten unterscheidet.

Mitteldeutsche Kristallinzone

In der Mitteldeutschen Kristallinzone am Nordrand des Saxothuringikums (Abb. 9.1) kam es während des Devons und Unterkarbons zu Vulkanismus und der gleichzeitigen Platznahme von Plutonen. Zwei tektonisch und metamorph unterschiedliche Einheiten werden in der Zone unterschieden: Relikte des **vulkanischen Bogens** und metamorph überprägte Gesteine eines **variszischen Akkretionskeils** an der Basis des Saxothuringikums (Oncken 1997). Gesteine der Mitteldeutschen Kristallinzone liegen im Odenwald, im Spessart, im Ruhlaer Kristallin und im Kyffhäuser an der Oberfläche. Kleinere Vorkommen von plutonischen Gesteinen gibt es im Pfälzer Wald, und bei Delitzsch, Dessau und im Pretzsch-Prettin-Massiv wurden sie durch Bohrungen nachgewiesen.

Sedimentäre Schüttungen von der Mitteldeutschen Kristallinzone zeigen, dass die Schwelle im Oberdevon und Karbon ein Abtragungsgebiet darstellte. Die vulkanischen Bildungen sind nicht erhalten, sie lassen sich lediglich in den umgelagerten Sedimenten nachweisen. Der vulkanische Bogen der Mitteldeutschen Kristallinzone ist heute so weit herausgehoben, dass die in mehreren Kilometern Tiefe gebildeten Magmatite, Migmatite und hochgradigen Metamorphite an der Oberfläche liegen. Allerdings sind sie in weiten Bereichen von jüngeren Sedimenten bedeckt.

Odenwald Der Odenwald wird traditionell in den kristallinen Odenwald und den Buntsandstein-Odenwald unterteilt. Während der Buntsandstein-Odenwald durch das frühmesozoisch gebildete Deckgebirge geprägt ist, handelt es sich beim kristallinen Odenwald um mehrere Gesteinskomplexe unterschiedlichen Alters, die jeweils ihre eigene Entstehungsgeschichte haben. Die ältesten Gesteine des kristallinen Odenwaldes sind im **Böllsteiner Odenwald** zu finden (Abb. 10.39). Hier kommen Orthogneise vor, die aus obersilurisch-unterdevonisch intrudierten Granitoiden hervorgingen und im Oberdevon metamorph überprägt wurden. Im nördlichen Odenwald befindet sich der **Frankenstein-Komplex**, dessen Gabbros im Oberdevon intrudierten. Sie werden als intrusive Bildungen über einer Subduktionszone interpretiert (Kirsch et al. 1988). Weiterhin finden sich hier vor allem Amphibolite (metamorphe Basalte) sowie Schiefer, Gneise und Kalksilikatgesteine. Der Rheische Ozean wurde zu dieser Zeit unter den Armorikanischen Terrankomplex subduziert, an dessen Nordwestrand sich der Vulkanbogen auf der Mitteldeutschen Kristallinzone bildete und in dessen tieferem Stockwerk die plutonischen Gesteine intrudierten. Im mittleren und südlichen Abschnitt des Odenwaldes, dem **Bergsträßer Odenwald**, sind neben Schiefern und vereinzelten Marmoren vor allem granitische Gesteine (Flasergranitoide, Granite, Tonalite, Granodiorite) zu finden, die während der Kollisionsphase der variszischen

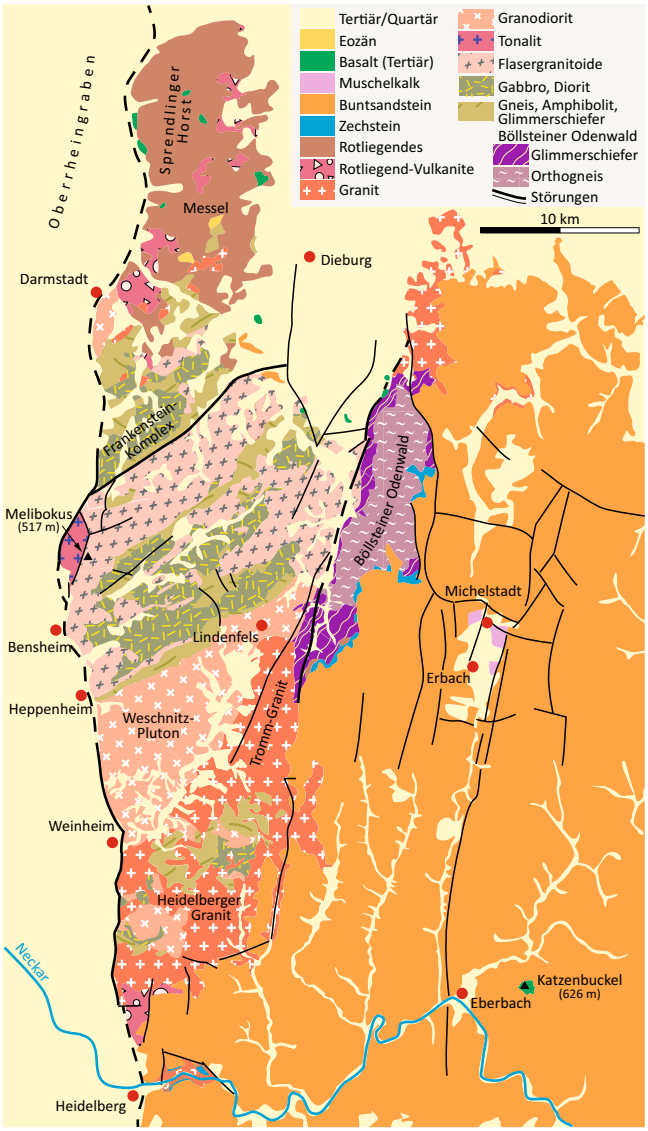


Abb. 10.39 Geologische Übersichtskarte des Odenwaldes. (Vereinfacht und ergänzt nach der Geologischen Übersichtskarte 1:200.000, BGR 1981)

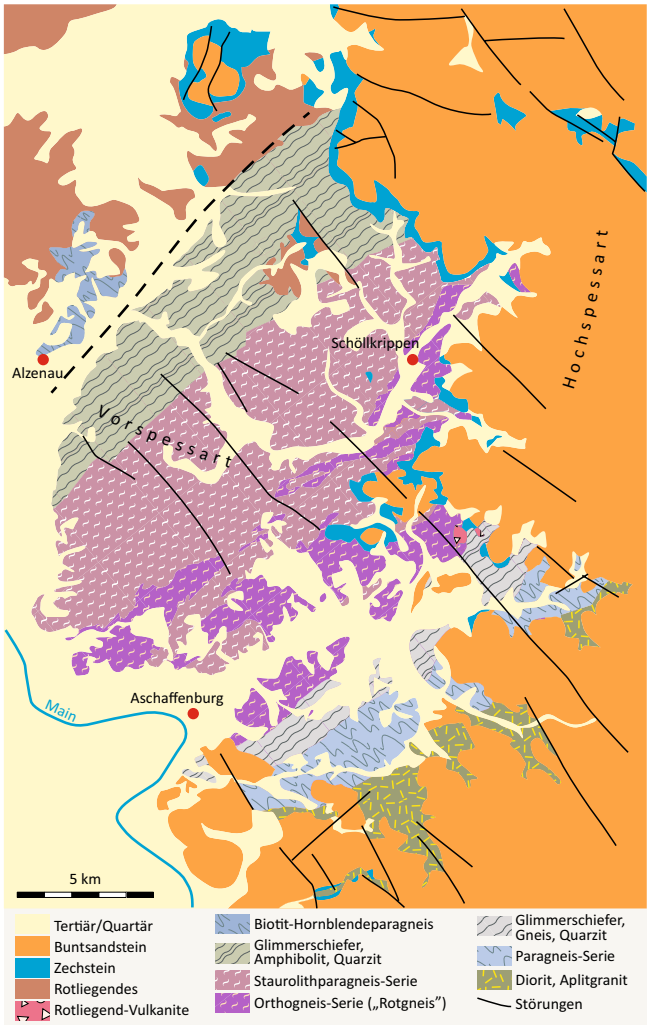


Abb. 10.40 Geologische Übersichtskarte des Spessarts. (Vereinfacht und ergänzt nach der Geologischen Übersichtskarte 1:200.000, BGR 1981)

Gebirgsbildung im Unterkarbon eindrangen (Weschnitz-Pluton, Tromm-Granit, Heidelberger Granit). Während von den Magmatiten der Mitteldeutschen Kristallinzone heute nur noch das tiefe Stockwerk erhalten ist, gibt es im nördlichsten Odenwald (Sprendlinger Horst), der von Rotliegend-Sedimenten bedeckt ist, Vorkommen von basaltischen und rhyolitischen Gesteinen, die zu Beginn des Rotliegenden im Zuge des weit verbreiteten kontinentalen Vulkanismus entstanden (▶ Abschn. 11.2.1). Am Südrand des Odenwaldes gibt es ausschließlich Rhyolithe, die bis zu 150 m mächtige Decken bilden.

Spessart Die Kristallingesteine des Spessarts, der sich nur einige Zehnerkilometer nordöstlich des Odenwaldes befindet (Abb. 9.1), haben z. T. Ähnlichkeiten mit den Gneisen des Böllsteiner Odenwaldes mit seinen granitischen bis granodioritischen Gesteinen, die im Unteren Silur intrudierten und im Oberdevon metamorph überprägt wurden. Im Spessart kommen die Kristallingesteine in einer **Gneiskuppel** an die Oberfläche (Abb. 10.40), wobei sich die Paragneise im Nordwesten bei Alzenau und im Südosten östlich von Aschaffenburg entsprechen. Ähnlich verhält es sich mit den Glimmerschiefern, Amphiboliten und Quarziten, die auf beiden Seiten der Staurolithparagneis- und der Orthogneis-Serie vorkommen. Als Ausgangsgesteine der **Paragneise** werden altpaläozoische Sandsteine und Tonschiefer mit Einschaltungen von Basalten angenommen (Kambrium bis Silur). Die metamorphe Überprägung erfolgte während der variszischen Orogenese im Oberdevon etwa gleichzeitig mit den Kristallingesteinen des Böllsteiner Odenwaldes. Es wird angenommen, dass die hochmetamorphen Gesteine des Spessarts zu den unterschobenen Einheiten der Mitteldeutschen Kristallinzone gehören, die vermutlich als Sedimente auf der ozeanischen Kruste des Rheischen Ozeans gebildet wurden.

Kyffhäuser Das Kyffhäuser Kristallin ist ein kleines, nur etwa 1,5 km² umfassendes Gebiet, in dem Magmatite und Metamorphite der Mitteldeutschen Kristallinzone zutage treten. Es liegt nur wenige Kilometer von der Nördlichen Phyllitzone entfernt, allerdings ist der Kontakt beider Zonen nicht aufgeschlossen. Bei den Kristallingesteinen des Kyffhäusers handelt es sich im We-



Abb. 10.41 Dioritgneis mit Leukogranitgängen aus einem aufgelassenen Steinbruch im Oberen Steintal im Kyffhäuser-Kristallin. [N 51°25'22" / O 11°4'8"]

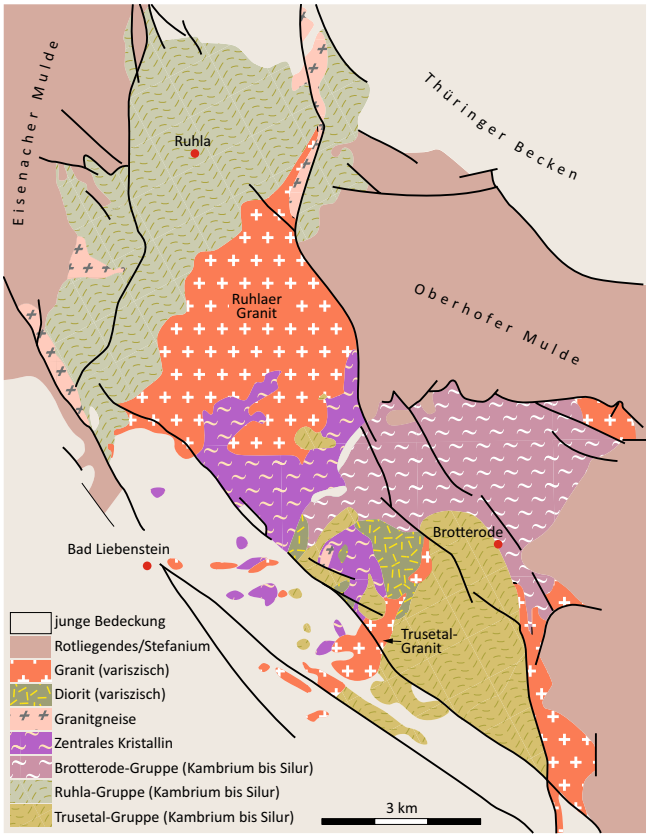


Abb. 10.42 Geologische Übersichtskarte des Ruhlaer Kristallins. (Vereinfacht nach Zeh 2005; Zeh und Wunderlich 2003)

sentlichen um Gneise (Abb. 10.41), deren Ausgangsgesteine im Ordovizium entstanden, sowie um subduktionsbezogene Magmatite (Granite und Gabbros) mit unterkarbonischen Intrusionsaltern, die in die älteren, hochmetamorphen Gesteine intrudierten. Die kristallinen Gesteine sind von nichtmetamorphen Sedimenten der variszischen Molasse aus Stefanium und Rotliegendem diskordant überdeckt. Die Heraushebung des Kyffhäusers erfolgte an der herzynisch streichenden Kyffhäuserstörung während der Oberkreide zur gleichen Zeit wie die diejenige zahlreicher anderer Strukturen (Harz, Thüringer Wald, Flechtinger Höhenzug u. a.).

Ruhlaer Kristallin Im Ruhlaer Kristallin des Thüringer Waldes (Abb. 10.42) sind verschiedene hochmetamorphe und magmatische Gesteinseinheiten zu finden, von denen zwei Einheiten, das Zentrale Kristallin mit der **Liebensteiner Gruppe** und die **Brotterode-Gruppe**, als Bestandteil eines vulkanischen Bogens über einer Subduktionszone interpretiert werden (Zeh 2005). Der Zeitpunkt der metamorphen Überprägung ist noch nicht eindeutig geklärt, fand aber vermutlich während der variszischen Gebirgsbildung im Unterkarbon statt. Zwei weitere Einheiten (Ruhla- und Trusetal-Gruppe) enthalten vorwiegend hochmetamorphe Grauwacken und tonige Sedimente, die heute als Gneise und Quarzite vorliegen und in denen sich mitunter auch metamorphe Vulkanite in Form von Amphiboliten einschalten. Diese Gesteine, die aufgrund radiometrischer Altersdatierungen kambrische, silurische und z. T. auch bis in das Unterdevon reichende Sedimentationsalter zeigen, werden als Relikte eines früheren Ozeanbodenbereiches angesehen, der von dem Vulkanbogen der Mitteldeutschen Kristallinzone überfahren und an dessen Basis die Gesteine dann angeschweißt wurden (Oncken 1997). Die Metamorphose erfolgte im obersten Devon und Unterkarbon.

Saxothuringikum (i. e. S., ohne Mitteldeutsche Kristallinzone)

Thüringisch-Vogtländisches Schiefergebirge Die variszische Deformation der sedimentären Abfolgen des Saxothuringikums ist ähnlich wie im Rhenoherzynikum. Sie sind allgemein schwach metamorph überprägt und gefaltet, wobei es abgesehen von den Kohle führenden festländischen Sedimenten im Erzgebirgischen Becken und im Stockheimer Becken in Nordbayern nach der Auffüllung der Flyschbecken nicht zur Ausbildung größerer Molassebecken kam. Die Vergenz der Faltung ist allerdings derjenigen im Rhenoherzynikum entgegengesetzt. Während im Rhenoherzynikum nordwestvergente Falten vorherrschen, sind sie im Saxothuringikum in der Regel südostvergent. Das Oberkarbon liegt diskordant auf älteren paläozoischen Schichten des Unterkarbons und Devons und datiert die Faltung an die Grenze vom Unterkarbon zum Oberkarbon (Grenze zwischen Viséum und Namurium). Diese Deformationsphase wird auch als die **sudetische Phase** bezeichnet.

Das Thüringisch-Vogtländische Schiefergebirge ist durch eine Nordost-Südwest streichende Abfolge von Sattel- und Muldenstrukturen gekennzeichnet (Abb. 10.43). Im Nordwesten liegt der **Schwarzburger Sattel**, in dessen Kern mit Schiefern aus dem späten Proterozoikum die ältesten Gesteine der Region auftreten. Im Südosten folgt die **Teuschnitz-Ziegenrücker Mulde**, in der, wie auch in der **Mehltheuerer Mulde**, vorwiegend verfaltete und geschieferte Gesteine des Unterkarbons zutage treten. In zahlreichen Dachschiefergruben werden dort auch heute noch Schieferplatten für Bedachungen und Hausfassadenverkleidungen gewonnen (Abb. 10.44). Die Dachschiefer liegen unter einer mehrere Kilometer mächtigen Abfolge von Flyschsedimenten (Grauwacken). Im **Bergaer Sattel** und in der **Vogtländer Mulde** sind tiefere Stockwerke mit devonischen, ordovizischen und silurischen Schiefern angeschnitten.

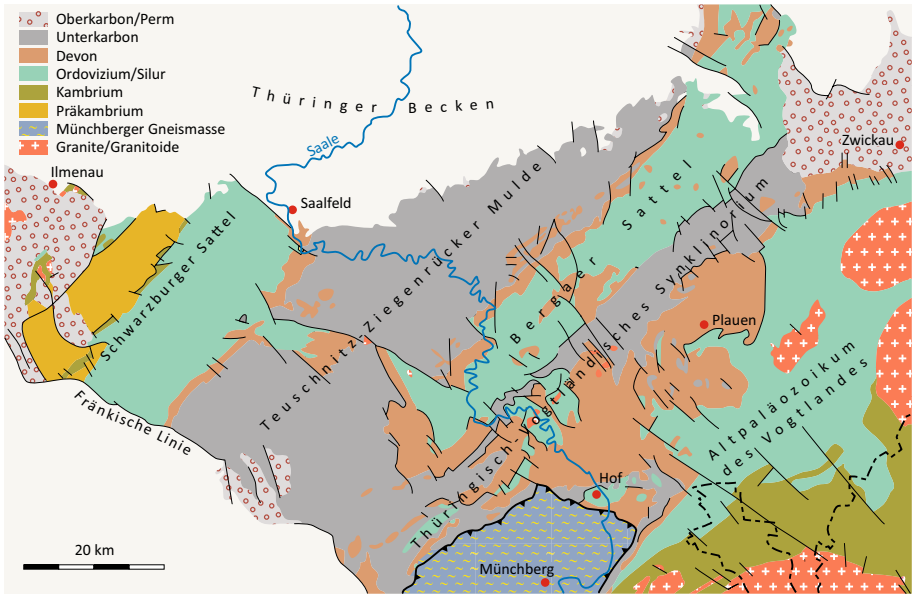


Abb. 10.43 Geologische Übersichtskarte der paläozoischen Abfolgen des Thüringisch-Vogtländischen Schiefergebirges. (Vereinfacht und ergänzt nach Seidel et al. 2002 und nach der Geologischen Übersichtskarte 1:200.000, BGR 1981)



Abb. 10.44 Aufschlusswand im Steinbruch des Dachschieferwerkes Schmiedebach bei Lehesten, Thüringen. Die Dachschiefer sind aus dem Unterkarbon (Mittel-Tournaisium bis Mittel-Viséum). Sie spalten nach den Schieferungsflächen, die ursprüngliche feinlaminierte Schichtung ist aber z.T. noch sichtbar. [N 50°29'19" / O 11°28'5"]

Sächsisches Granulitgebirge Eine Besonderheit stellt das Sächsische Granulitgebirge dar. Hierbei handelt es sich um einen sogenannten **Metamorphen Kernkomplex**, in dem sich hochmetamorphe Gesteine, die einmal tief in der Erdkruste versenkt waren, heute an der Oberfläche befinden und allseitig von deutlich weniger metamorphen Gesteinen umgeben sind (Abb. 10.45). **Granulite** haben den höchsten möglichen Metamorphosegrad der Regionalmetamorphose erreicht (Abb. 3.13). Bei noch höheren Drucken und Temperaturen würden die Gesteine aufschmelzen, und man hätte am Ende einen Granit, aber keinen Granulit vorliegen. Granulit besteht hauptsächlich aus Kalifeldspat und Quarz, oft sind auch Granate darin enthalten, die als rote Punkte in dem ansonsten sehr hellen Gestein auffallen. Granulite können sich nur bilden, wenn wenig oder überhaupt kein Wasser im Gestein vorhanden ist. Schon die Anwesenheit von geringen Mengen Wasser würde die Aufschmelztemperatur von Gesteinen deutlich herabsetzen, und es würde erst gar nicht zur Granulitbildung kommen. Die sächsischen Granulite wurden bei Temperaturen über 1000 °C gebildet, was für eine absolute Wasserfreiheit und hohe Drücke spricht, die einer Versenkungstiefe zwischen 50 und 70 km entsprechen (Rötzler und Romer 2010). Trotz dieser großen Tiefe sind die Granulite dennoch innerhalb kurzer Zeit am Ende der variszischen Orogenese an die Oberfläche gelangt. Dazu sind besondere Bedingungen erforderlich. Heute geht man davon aus, dass Dehnungsprozesse während der variszischen Gebirgsbildung den Aufstieg des Granulitgebirges innerhalb von etwa 5 Mio. Jahren ermöglichten. Alleine durch die isostatische Hebung und Abtragung ist ein solch enormer Aufstieg nicht zu erklären. Deshalb ist ein mögliches Modell für den Aufstieg die Heraushebung des Komplexes an einer großen

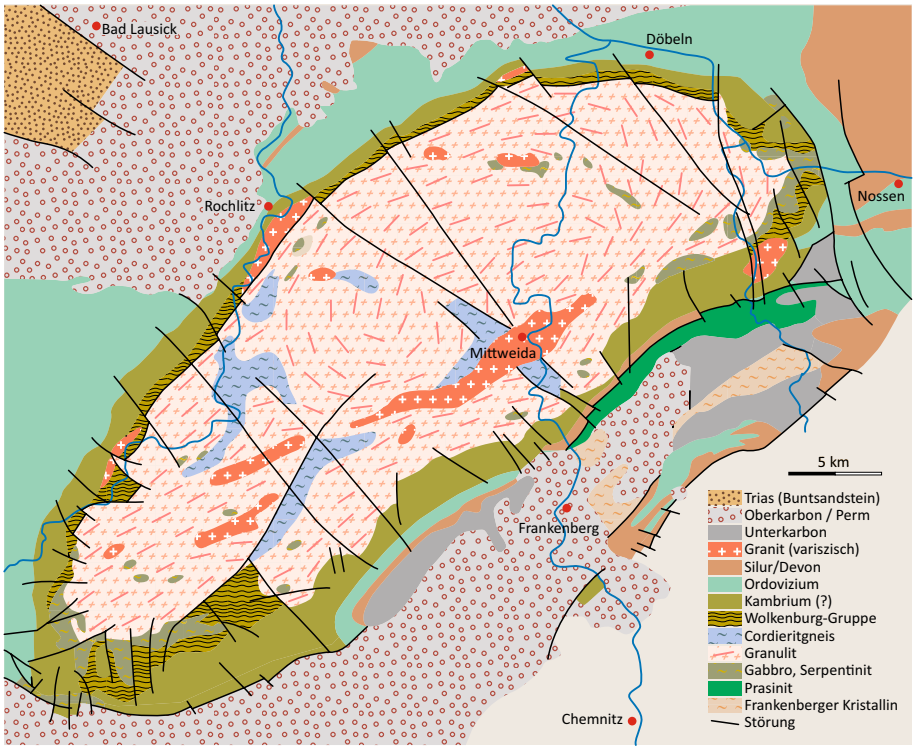


Abb. 10.45 Geologische Übersichtskarte des Sächsischen Granulitgebirges. (Verändert und ergänzt nach Berger et al. 2008b)

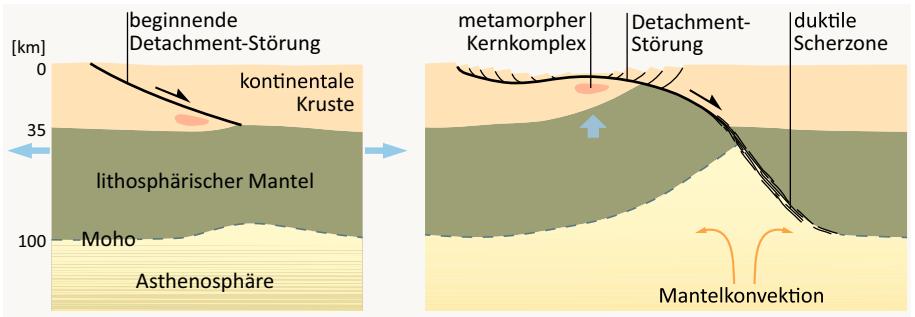


Abb. 10.46 Modellvorstellung für die Heraushebung eines Metamorphen Kernkomplexes, das sog. Simple-Shear-Modell von Wernicke (1985). Mit diesem Modell lässt sich die Heraushebung eines hochmetamorphen Komplexes aus der tiefen Unterkruste infolge einer Dehnung der Lithosphärenplatte (*blaue Pfeile*) innerhalb kurzer Zeit erklären.

Abscherungszone, die im Gebiet des Granulitgebirges bis in den lithosphärischen Mantel hineinreichte (Abb. 10.3). Entlang einer solchen als Detachment bezeichneten Scherzone können auch sehr tief gelegene Krustenbereiche innerhalb kurzer Zeit an die Oberfläche gelangen (Wernicke 1985; Abb. 10.46).

Der metamorphe Granulitkern des Sächsischen Granulitgebirges repräsentiert die Gesteine einer kontinentalen Platte, die während der variszischen Orogenese durch Unterschiebung unter eine andere kontinentale Platte (innerhalb des Armorikanischen Terrankomplexes) in große Tiefen hinabgedrückt wurde (Abb. 10.3). Aufgrund von radiometrischen Altersdatierungen mit verschiedenen proterozoischen Altern und dem Vorkommen biogen gebildeten Kohlenstoffs wird angenommen, dass es sich beim Ausgangsgestein um proterozoische, möglicherweise aber auch um altpaläozoische Sedimentgesteine mit darin enthaltenen Magmatiten handelte. Im Laufe der variszischen Orogenese stieg der metamorphe Kernkomplex auf und gelangte an die Oberfläche. Seine charakteristische ovale Form (Abb. 10.45) verdankt das Granulitgebirge einem domartigen Aufstieg. Die **Schieferhülle** mit der **Wolkenburg-Gruppe** und metamorphen Gesteinen des Kambriums umschließt den Granulit ringförmig. Diese Gesteine sind geringer metamorph als der Granulit und entsprechen dem Abscherhorizont (Wolkenburg-Gruppe) bzw. den untersten Lagen der oberen Platte bei der Kollision. Die granitischen Intrusionen sind in den schon herausgehobenen Granulitkomplex und seine Schieferhülle zu einem späteren Zeitpunkt der variszischen Orogenese im Oberkarbon eingedrungen.

Erzgebirge Im Erzgebirge liegen heute sehr verschiedengradig metamorphe Gesteine mit unterschiedlicher Entwicklungsgeschichte nahe beieinander (Abb. 10.47). Die kristallinen Gesteine stellen einen äußerst komplex aufgebauten, z. T. hochmetamorphen Deckenstapel dar, der sich während der varizsischen Orogenese bei der Kollision des Saxothuringikums mit dem Teplá-Barrandium (Moldanubikum) bildete (Abb. 10.1 und 10.2). Cadomisch gebildete Krusteneinheiten, die heute als mittelgradig metamorphe Gneise vorliegen (**Graue und Rote Gneise** der Osterzgebirgsgruppe, jüngstes Proterozoikum bis frühestes Kambrium), bilden das unterste tektonische Stockwerk (▶ Abschn. 9.2.3). Darüber folgen, getrennt durch Scherzonen, hochdruckmetamorphe Einheiten mit Ortho- und Paragneisen, Eklogiten, Serpentiniten und Quarziten. Im mittleren und westlichen Erzgebirge nimmt der Grad der Metamorphose in den höheren tektonischen Einheiten ab. In ihnen finden sich vor allem auch

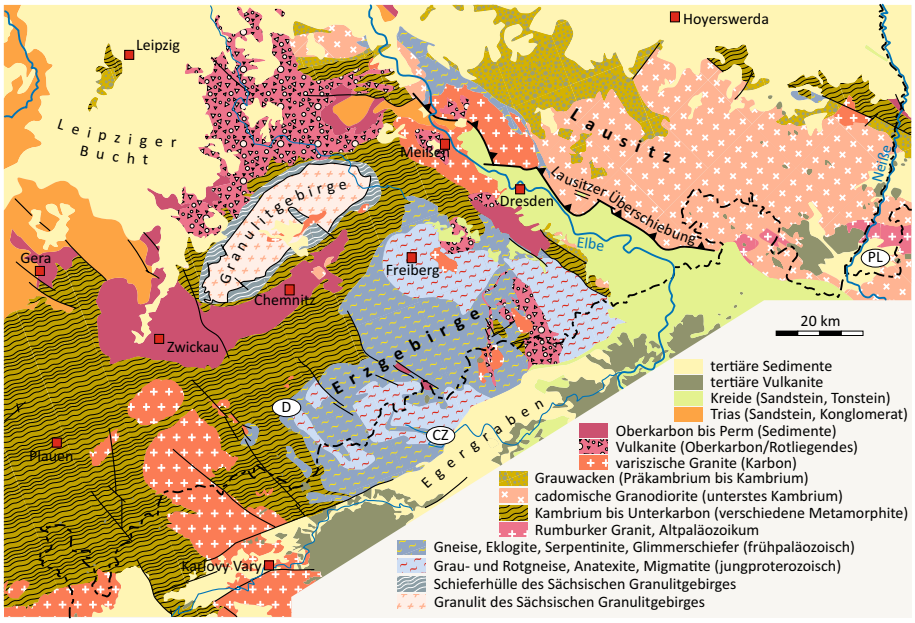


Abb. 10.47 Geologische Übersichtskarte der östlichen Anteile des Saxothuringikums mit dem Sächsischen Granulitgebirge, dem Erzgebirge und der Lausitz. (Vereinfacht und ergänzt nach Goth et al. 2001)

jüngere Gesteine aus dem Ordivizium und Silur. Die oberste tektonische Einheit bilden niedriggradig metamorphe Phyllite, die bzgl. ihrer Metamorphose bereits den Gesteinen des im Westen anschließenden Thüringisch-Vogtländischen Schiefergebirges ähneln. Insgesamt werden die Ausgangsgesteine der Erzgebirgsdecken der Thüringischen Fazies zugeordnet. Im Oberkarbon intrudierten im Endstadium der variszischen Orogenese auch im Erzgebirge verbreitet granitische Intrusionen (Zinnwald, Eibenstock, Kirchberg), in denen sich wirtschaftlich bedeutsame Zinnerzlagerstätten bildeten.

Das Erzgebirge ist, wie schon sein Name andeutet, seit langem ein begehrter Rohstofflieferant für metallische Erze. Schon seit über 800 Jahren wird dort Bergbau auf Gang- und Granitvererzungen betrieben. Die **Granitvererzungen**, bei denen es sich vor allem um Zinn- und Wolframerze handelt, entstanden mit den spätvariszisch eingedrungenen Granitplutonen, wobei es sich um sekundäre, **pneumatolytische Anreicherungen** aus der **hydrothermalen Restphase** des granitischen Magmas handelte (▶ Box 11: Erzlagerstätten). Es gibt Hinweise darauf, dass das Zinn auch aus ordovizischen Sedimenten mit zuvor bereits angereicherten Zinnanteilen stammt, die durch den Granitpluton mobilisiert wurden (Mingram 1998). Bei den **hydrothermalen Gangvererzungen** ist die Altersfrage nicht hinreichend geklärt. Da sie die metamorphen Strukturen in den meisten Fällen durchschlagen, sind sie erst nach den metamorphen Prägungen und Intrusionen der variszischen Orogenese eingedrungen. Es lässt sich aber oft nicht sagen, ob sie noch spätvariszisch gebildet wurden oder erst im Mesozoikum oder Känozoikum eindrangen. Insgesamt lassen sich, basierend auf einer inzwischen recht großen Menge von Altersdatierungen, eine Anzahl von Bildungsepochen unterscheiden, die mit plattentektonischen Ereignissen in Mitteleuropa einhergehen (Sebastian 2013). Es begann mit der Bildung des Zentraleuropäischen Beckens im Rotliegenden (▶ Abschn. 11.2.1), in dessen Verlauf erste Uranerzgänge und Polymetallvererzungen entstanden, die später aber wieder remobilisiert wurden. Im Unteren Jura begann die Öffnung des Atlantiks, die sich zunehmend über weite Strecken hinweg in Dehnungen bemerkbar machte (▶ Abschn. 11.6). Im Unterjura, an der Wende Jura/Kreide und während der Unterkreide kam es an Dehnungsfugen verstärkt zum Aufstieg von hydrothermalen Lösungen, die Silbererze, Blei-Zink-Vererzungen, Fluorit-Baryt- und Uranerzgänge sowie Polymetallvererzungen hervorbrachten. Ab der Oberkreide unterlag das Erzgebirge einer einengenden Tektonik (▶ Abschn. 11.7.2), sodass es keine weiteren Aufstiegsmöglichkeiten für hydrothermale Lösungen gab.

Lausitzer Bergland mit Westsudeten Das Grundgebirge der Lausitz und der Westsudeten, die zusammenfassend auch als **Lugikum** bezeichnet werden, bildet den nordöstlichsten Ausläufer des Saxothuringikums. Es besteht vor allem aus jungproterozoischen turbiditischen Grauwacken, in die hinein schon während einer Spätphase der cadomischen Orogenese (im frühesten Kambrium; ▶ Abschn. 9.2.3) zahlreiche granodioritische Plutonite intrudierten (◘ Abb. 10.47). Bis in das Devon hinein kam es hier zu Krustendehnungen, in denen sich die nordwärts gerichtete Bewegung des Armorikanischen Terrankomplexes, zu dem das Lugikum als Teil des Saxothuringikums gehört, widerspiegelt. Zu Beginn der Driftphase kam es zur diskordanten Überlagerung kambrischer Sedimente auf die jungproterozoischen Grauwacken und Granodiorite. Nach einer Schichtlücke setzt sich die Gesteinsabfolge mit ordovizischen Quarziten und Sandsteinen sowie silurisch bis unterkarbonischen Tonschiefern und Kieselschiefern fort. Im Ordovizium setzt mit den Driftbewegungen ein bimodaler Magmatismus ein (z. B. **Rumburker Granit**; ◘ Abb. 9.4). Metamorphe Überprägungen im östlichen und südöstlichen Teil des Lugikums (in der Umrahmung des Riesengebirges in Tschechien und im Eulengebirge in Südwestpolen), die im Unterdevon stattfanden, werden als Folge der Kollision zwischen Saxothuringikum und Moldanubikum angesehen. Wie in den anderen Gebieten des Saxothuringikums kam es auch im Lugikum im Oberkarbon zu einer spätorogenen Intrusion von Granitplutonen. Der größte dieser Plutone ist der **Riesengebirgsgranit**. In der Lausitz, die



Abb. 10.48 Pillowbasalte aus dem Oberen Devon des Saxothuringikums am Eingang zum Kurpark von Bad Berneck. [N 50°3'2" / O 11°40'37"]

durch das cadomische Grundgebirge charakterisiert ist, sind variszische Granite innerhalb der cadomischen Granodiorite hingegen nur sehr vereinzelt zu finden (Abb. 10.47).

Fichtelgebirge In der südwestlichen Verlängerung des Erzgebirges befindet sich das Fichtelgebirge (Abb. 9.1), das vor allem aus verschiedengradig metamorphen, überwiegend paläozoischen, z. T. auch noch jungproterozoischen Gesteinseinheiten aufgebaut ist. Als Ausgangsgesteine werden sedimentäre Abfolgen mit oft mächtigen Lagen von basischen Vulkaniten angenommen, in denen sich häufig Pillowbasalte finden (z. B. bei Bad Berneck mit metamorph überprägten Pillowbasalten aus dem Oberen Devon; Abb. 10.48). Aufgrund regionaler Vergleiche werden die Sedimentgesteine mit der Thüringischen Fazies korreliert. Nach oben hin schalten sich karbonatische Gesteine mit Kalk- und Dolomitmarmoren ein. Während der variszischen Orogenese wurde das Fichtelgebirge von der Münchberger Gneismasse überfahren, die heute im Nordwesten des Fichtelgebirges als Decke auf dem Saxothuringikum liegt (Abb. 9.1 und 10.3). Im Oberkarbon intrudierten zahlreiche Granitplutone in die zuvor deformierten und metamorphisierten Gesteine. Sie umfassen heute mehr als die Hälfte der Fläche des Fichtelgebirges.

10.3.4 Moldanubikum

In Deutschland ist das Moldanubikum im Schwarzwald und im Bayerischen und Oberpfälzer Wald an der Oberfläche angeschnitten (Abb. 9.1). Der **Schwarzwald** bildet zusammen mit den **Vogesen** eine Einheit, die im Zuge der Entstehung des Oberrheingrabens um mehrere Kilometer herausgehoben wurde (▶ Abschn. 13.2). Durch die nachfolgende Erosion wurden hier die Grundgebirgskomplexe des Moldanubikums, die bereits von mächtigen mesozoischen Sedimenten bedeckt waren, wieder freigelegt. Im **Bayerischen Wald** sind die westlichsten Ausläufer des Böhmischen Massivs aufgeschlossen, dessen moldanubischer Anteil im Wesentlichen aus kristallinen Gesteinen des alten europäischen Grundgebirges (Paragneise, Amphibolite, Graphitschiefer, Gneise und Granulite) sowie in einer Spätphase der variszischen Gebirgsbildung intrudierten Graniten und Granitoiden besteht. Dieser westliche Randbereich des Böhmischen Massivs wird auch als **Bavarikum** bezeichnet.

Böhmisches Massiv

Das Böhmische Massiv im weiteren Sinne umfasst die Grundgebirgseinheiten des südöstlichen Mitteleuropa mit dem Thüringischen Schiefergebirge, Fichtelgebirge, Erzgebirge und Sudeten als Teil des Saxothuringikums sowie das Teplá-Barrandium, Bavarikum und Bohemikum als Teile des Moldanubikums (Abb. 10.19). Insbesondere die zum Moldanubikum gehörenden Kernbereiche waren schon während der paläozoischen Entwicklung teilweise herausgehoben und dienten zu dieser Zeit als Sedimentlieferant. Während des Mesozoikums und Känozoikums unterlag das Böhmische Massiv fast die gesamte Zeit als Insel oder Teil des Festlandes der Erosion, sodass heute tiefe Krustenstockwerke an der Oberfläche aufgeschlossen sind. Das Grundgebirge des Böhmischen Massivs gehört zur **Wurzelzone** eines altpaläozoischen Gebirges, dessen Ausgangsgesteine vom späten Proterozoikum bis zum Silur als Sedimentgesteine, Vulkanite oder Plutonite gebildet wurden (▶ Kap. 9). Die magmatischen Gesteine entstanden an der Wende spätes Proterozoikum/Kambrium und im Ordovizium vermutlich als Subduktionsmagmatite (Teipel 2003). Das **Künische Gebirge** nördlich von Lam (nördlicher Bayerischer Wald) besteht im Gegensatz zum übrigen Bayerischen Wald vorwiegend aus Glimmerschiefern, deren sedimentäres Ausgangsgestein im Silur gebildet wurde. Direkt an der Grenze zum Saxothuringikum befindet sich im äußersten Nordwesten des Böhmischen Massivs die **Zone von Erbendorf-Vohenstrauß**. Hier wurde in den 1990er-Jahren die Bohrung des Kontinentalen Tiefbohrprogramms der Bundesrepublik Deutschland (KTB) niedergebracht (Abb. 10.49), die mit 9101 m Endteufe eine der tiefsten Bohrungen der Welt ist (die tiefste Bohrung erreichte 1989 auf der Halbinsel Kola eine Endteufe von 12.262 m). Die Bohrung erbrachte eine Wechsellagerung aus Paragneisen und Metabasiten (Amphiboliten), deren Zugehörigkeit zum Saxothuringikum oder Moldanubikum noch nicht endgültig geklärt ist.

Während der variszischen Orogenese im Oberdevon und Unterkarbon wurden die Gesteine des Böhmischen Massivs z. T. hochmetamorph überprägt und in die heute vielerorts vorliegenden Gneise, Granulite und Migmatite umgewandelt. Zwei durch Überschiebungen voneinander getrennte tektonische Stockwerke werden im Böhmischen Massiv unterschieden: (1) die **Drosendorf-Einheit**, die als parautochthoner Sockel angesehen wird und im Wesentlichen aus Metamorphiten (Glimmerschiefer, Gneise, Graphitschiefer, Marmore) mit sedimentären Ausgangsgesteinen besteht, und (2) die **Gföhl-Einheit**, die größtenteils durch hochdruckmetamorphe Ortho- und Paragneise, Granulite und Amphibolite charakterisiert ist (Abb. 10.48) und als Decke auf der Drosendorf-Einheit aufliegt. Sie werden als eine kontinentale Mikroplatte (Drosendorf-Einheit) und ein Terran (Gföhl-Einheit) interpretiert, zwischen denen sich ein Ozean – der **Moldanubische Ozean** – befand, der während der Kollision der beiden Einheiten geschlossen wurde. Reste dieses Ozeans finden sich in ultramafischen und mafischen Gesteinen an der Basis

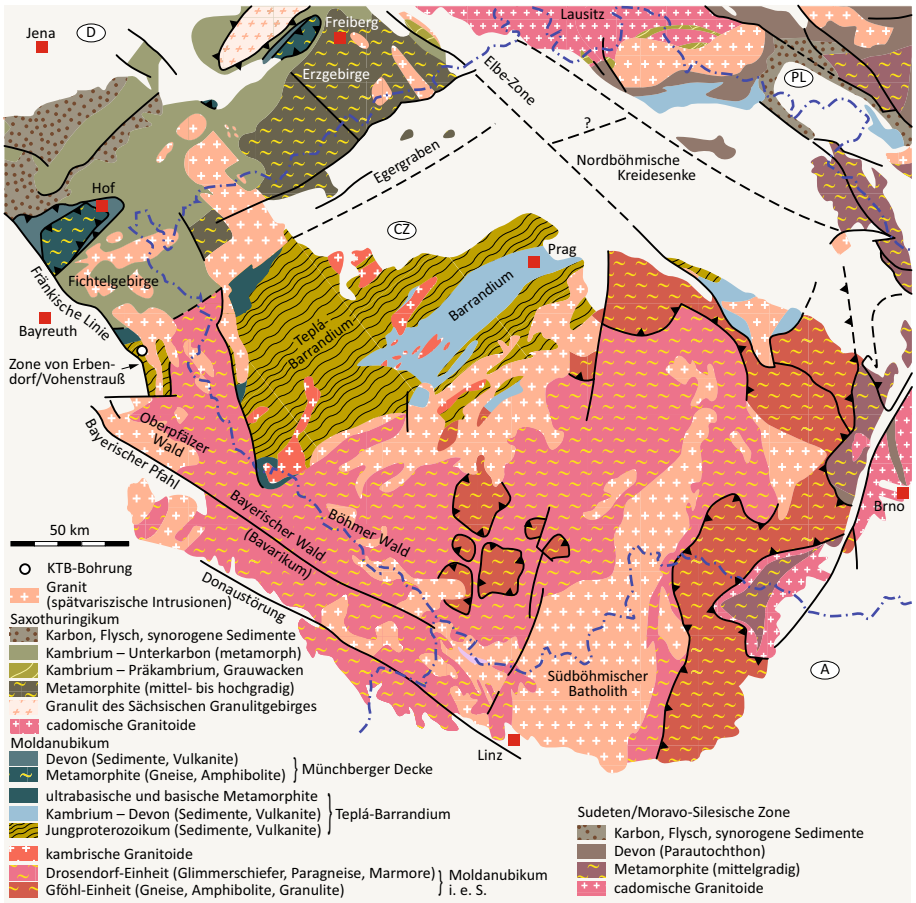


Abb. 10.49 Geologische Übersichtskarte der variszischen Anteile des Böhmischen Massivs. *KTB* Kontinentales Tiefbohrprogramm der BRD. (Vereinfacht und ergänzt nach Linnemann et al. 2008; Walter 2007)

der Gföhl-Einheit. Eine ähnliche tektonische Situation lässt sich auch im Schwarzwald beobachten, wo die **Badenweiler-Lenzkirch-Zone** als Suturlinie des Moldanubischen Ozeans interpretiert wird (s. unten).

Weit verbreitet sind im Böhmischen Massiv variszisch intrudierte Granite, die nach Schätzungen von Behrmann und Tanner (1997) ungefähr ein Viertel des gesamten Volumens des Böhmischen Massivs ausmachen. Sie intrudierten zum größten Teil am Ende des Unterkarbons und im Oberkarbon (340–310 Mio. Jahre v. h.) und markieren hier am deutlichsten die im gesamten variszischen Gebirge zu beobachtenden spätorogenen Intrusionen (Klein et al. 2008). Der größte Pluton ist der Südböhmische Batholith, der sich im östlichen Teil des Böhmischen Massivs in Österreich und Tschechien über mehr als 100 km in nordöstlicher Erstreckung hinzieht (Abb. 10.49). Im Bayerischen und Oberpfälzer Wald sind mehrere kleinere Plutone aufgeschlossen. Bei **Flossenbürg** ist der Granit durch oberflächenparallele Druckentlastungsklüfte charakterisiert, die zu einer schalenartigen Absonderung mit bis zu mehreren Metern dicken Granitbänken führen. Man nennt diesen Prozess der oberflächenparallelen Abspaltung **Exfoliation**. Die Granitkuppe von Flossenbürg, an der diese Art der Kluftbildung hervorragend aufgeschlossen ist und die auch als Schalendom bezeichnet wird, steht heute unter Naturschutz und gehört zu den schönsten Geotopen Bayerns. Die natürliche horizontale Klüftung wurde hier schon im 18. Jahrhundert für den Abbau der Granite in großen Blöcken genutzt. An anderen Stellen in der Gegend um Flossenbürg wird der Granitabbau bis in die heutige Zeit betrieben.

Im Anschluss an die variszische Gebirgsbildung kam es im Perm und in der Trias entlang mehrerer Störungssysteme (Fränkische Linie, Bayerischer Pfahl, Donaustörung; Abb. 10.49) am Südwestrand des Böhmischen Massivs zu Dehnungsbewegungen. Die Pfahlstörung brach auf, und es kam zum Aufstieg von silikatischen Lösungen in der tiefreichenden tektonischen Schwächezone, in der sich die Minerale (vor allem Quarz) in mehreren Kilometern Tiefe auf Klüften mit bis zu 120 m Breite absetzten. Durch die spätere Heraushebung des Grundgebirges gelangten die harten Quarze an die Oberfläche und wurden durch die Erosion als eine mächtige Felsmauer herauspräpariert, die heute mit bis zu 30 m Höhe und maximal 50 m Breite mit kleinen Unterbrechungen über 140 km hinweg zu verfolgen ist. Diese Felsmauer, die als der **Bayerische Pfahl** bezeichnet wird, ist zu 95–98 % aus Quarz aufgebaut und enthält einige Erzminerale, Baryt, Flussspat und Uranglimmer als Begleitminerale. Ein Abschnitt dieses beeindruckenden Quarzganges bei Viechtach im Bayerischen Wald, den man in früheren Zeiten zur Quarzgewinnung für die dort ansässige Glasindustrie abbaute, wurde 2006 als nationales Geotop ausgewiesen und steht heute unter Naturschutz. Gleichzeitig mit dem Bayerischen Pfahl entstanden und parallel dazu verlaufend gibt es zwei weitere aus Quarz aufgebaute Gangstrukturen, die Rundinger Pfahlzone bei Bodenmais und der Aicha-Halser Nebenpfahl, der sich morphologisch durch Flussbiegungen an der Ilz und an der Donau bei Passau bemerkbar macht.

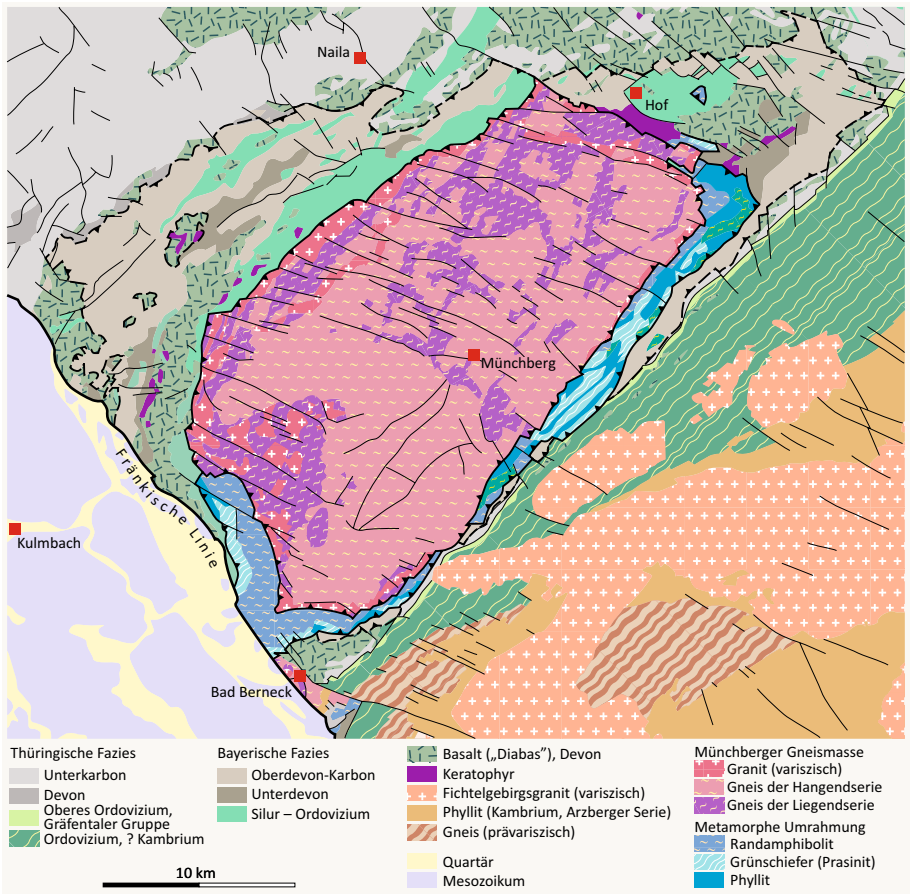


Abb. 10.50 Geologische Übersichtskarte der Münchberger Gneismasse und der angrenzenden Regionen. (Vereinfacht und verändert nach der Geologischen Übersichtskarte 1:200.000, BGR 1981)

10

Münchberger Gneismasse

Eine Besonderheit stellt die Münchberger Gneismasse mit ihrer metamorphen Umrahmung dar, die sich von Hof in Oberfranken ungefähr 30 km nach Südwesten erstreckt (Abb. 10.50) und ringsherum von Gesteinen des Saxothuringikums umgeben ist. Sie wird als eine metamorphe Einheit angesehen, die ihren Ursprung im Moldanubikum hat und heute als tektonischer Deckenstapel auf den deutlich geringer metamorphen Gesteinen des Saxothuringikums liegt (Abb. 10.3, 10.49 und 10.47). Der Metamorphosegrad nimmt in der **Münchberger Decke** von unten nach oben hin zu. Der Deckenstapel ist rundherum von Störungen begrenzt, die zum Zentrum der Gneismasse hin einfallen, allerdings bildet die südwestliche Begrenzung gegen das fränkische Mesozoikum die erst später entstandene **Fränkische Linie**. Zwei kleinere Einheiten der sog. **Sächsischen Zwischengebirge**, die Kristallingebiete von **Frankenberg** und **Wildenfels** in der nordöstlichen Verlängerung der Münchberger Decke (Abb. 9.1), weisen starke Ähnlichkeiten zu diesem Deckenstapel auf. Sie werden mit ihren hochmetamorphen Gneisen und Glimmerschiefern, die auf Schiefern des Saxothuringikums liegen, ebenfalls als Deckenreste interpretiert, die ihren Ursprung im Moldanubikum haben.

Das zum Saxothuringikum gehörende Autochthon unter der Münchberger Decke wird von schwach metamorphen, ordovizischen bis unterkarbonischen Grauwacken und Tonschiefern der Thüringischen Fazies sowie den Kristallingesteinen des Fichtelgebirges gebildet (Abb. 10.3). An der Deckenbasis befinden sich stark zerscherte und intensiv verfaltete, niedriggradig metamorphe Gesteine der Bayerischen Fazies mit Flyschen und Konglomeraten aus dem Silur bis zum Unterkarbon. Die metamorphe Umrahmung besteht vor allem aus **Phylliten** und **Prasiniten**. Als Prasinite bezeichnet man grünschieferfaziell überprägte hochdruckmetamorphe Basalte. Noch etwas höher metamorphe, ordovizische Metasedimente und Amphibolite bilden die Randamphibolite, die von den höchsten metamorphen Einheiten mit präkambrischen und kambrischen Orthogneisen (Liegendserie) und hochdruckmetamorphen Glimmerschiefern, Eklogiten und Granat-Amphiboliten (Hangendserie) überlagert werden (Abb. 10.50). Die Eklogite im obersten Stockwerk der Münchberger Decke bilden das größte Vorkommen von Eklogiten in Mitteleuropa. Die metamorphe Überprägung erfolgte, ähnlich wie im Böhmischen Massiv, während der variszischen Orogenese im Devon und Unterkarbon.

Schwarzwald

Im Schwarzwald sind mittel- und hochgradig metamorphe Gesteinseinheiten und plutonische Intrusionen des Moldanubikums aufgeschlossen, die infolge der Bildung des Oberrheingrabens herausgehoben und von ihren Deckschichten befreit wurden (Abb. 10.51; Geyer et al. 2011). Ganz im Norden des Schwarzwaldes befindet sich das **Nordbadisch-Fränkische Schiefergebirge**, das mit seinen schwach metamorphen Schiefern (Phyllite, Glimmerschiefer, Metabasite) aufgrund fazieller Ähnlichkeiten zum Saxothuringikum gezählt wird. Nach Süden

hin nimmt der Metamorphosegrad in dieser Zone, die als **Zone von Baden-Baden** bezeichnet wird, bis zur Amphibolitfazies zu, die Grenze zum Moldanubikum ist jedoch nicht aufgeschlossen, da sie unter jüngeren permischen und mesozoischen Sedimenten verborgen ist. Die nach Norden gerichtete Randüberschiebung hat ihre Fortsetzung auf der anderen Rheinseite in den Vogesen. Auch hier trennt eine Scherzone ähnliche, etwas schwächer metamorphe Gesteinseinheiten der Nordvogesen, die zum Saxothuringikum gezählt werden, von den Gneis- und Granitkomplexen der Vogesen, die zum Moldanubikum gehören (Abb. 13.9).

Der moldanubische Schwarzwald lässt sich in vier Bereiche untergliedern: (1) das Nordschwarzwälder Granitgebiet, (2) den Zentralschwarzwälder Gneiskomplex, (3) die Badenweiler-Lenzkirch-Zone und (4) den Südschwarzwälder Granit-Gneiskomplex.

Im **Nordschwarzwälder Granitgebiet** (1) breitet sich ein großer zusammenhängender Granitkörper aus, der aus mehreren Granitintrusionen zusammengesetzt ist. Radiometrische Altersdaten und Strukturmerkmale zeigen, dass die Granite an der Wende Unterkarbon/Oberkarbon nach Abschluss der variszischen Deckenüberschiebungen entstanden. Einige wenige Gneisschollen innerhalb der Granite haben vermutlich proterozoische oder altpaläozoische Ausgangsgesteine, die während der variszischen Metamorphose im Unterkarbon überprägt wurden.

Der **Zentralschwarzwälder Gneiskomplex** (2) ist von hochmetamorphen Gneisen dominiert und wird im Wesentlichen in die tektonisch am höchsten liegende Kerngneis-Gruppe mit der Feldberg-Decke, die Randgneis-Gruppe mit der Münstertal-Decke, der darüber liegenden Granulit-Decke (Nordrach-Einheit) und einigen weiteren kleineren Gneiskomplexen, sowie die Randgranit-Einheit mit mylonitisierten Orthogneisen eingeteilt.

Die **Kerngneis-Gruppe** umfasst mehrere tausend Meter mächtige Paragneise, wobei es sich vorwiegend um Biotit-Plagioklasgneise handelt. Als Besonderheit treten hier Cordierit führende Granatgneise auf, die nach ihrer Typuslokalität im Kinzigtal als **Kinzigite** bezeichnet werden und heute weltweit namensgebend für ähnliche Gesteine sind. Als Ausgangsgesteine für die Gneise werden proterozoische und altpaläozoische Grauwacken und Tonschiefer vermutet, in die im Kambrium und Ordovizium saure Schmelzen eindrangen, die heute als Orthogneise vorliegen; außerdem gibt es hier eingeschuppte Reste von Ophiolithen und Eklogiten. Aufgrund radiometrischer Altersdatierungen wird angenommen, dass der Ozeanboden, denen die Ophiolithreste entstammen, im Ordovizium entstand. Die z. T. bis in die Eklogit- und Granulitfazies reichende Metamorphose erfolgte während der variszischen Orogenese im Unterkarbon (Chen et al. 2003).

Die **Randgneis-Gruppe** umrahmt die Kerngneise mit verschiedenen metamorphen Einheiten mit Paragneisen und **Leptiniten** (sehr feinkörnige Gneise mit sauren Vulkaniten, Tuffen oder Arkosen als Ausgangsgestein), wobei die Granulitdecke der Nordrach-Einheit die am höchsten metamorphen Gesteine enthält, während in der Münstertal-Decke keine hochdruck-

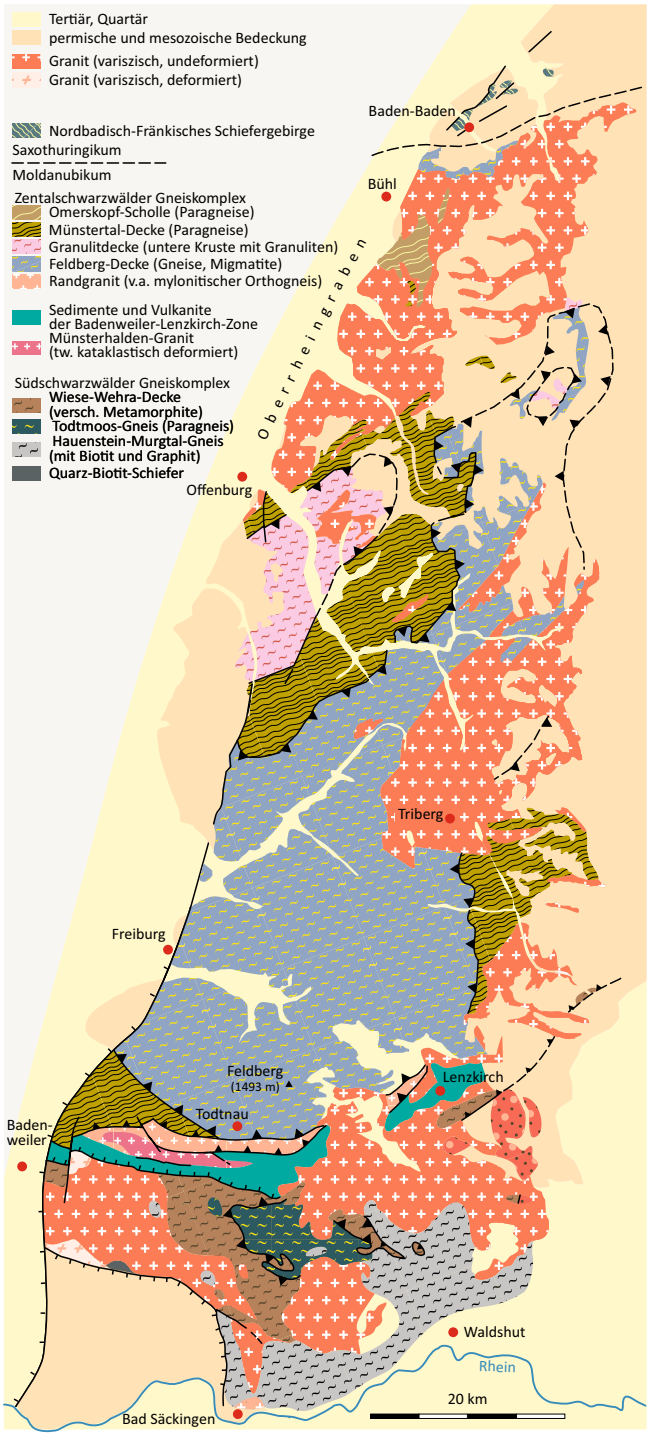


Abb. 10.51 Geologische Übersichtskarte des kristallinen Schwarzwaldes. (Vereinfacht und ergänzt nach Hann und Zedler 2008)

metamorphen Gesteine zu finden sind. Auch für diese Gneise werden vorwiegend proterozoische und altpaläozoische Ausgangsgesteine angenommen, die während der variszischen Metamorphose im Unterkarbon überprägt wurden.

Die **Randgranit-Einheit** befindet sich an der Grenze zur Badenweiler-Lenzkirch-Zone (Abb. 10.51). Sie besteht aus ursprünglichen Graniten, Granodioriten und Trondhjemiten, die während der variszischen Orogenese zu Orthogneisen und Fla-



Abb. 10.52 Aufschluss im Randgranit bei Geschwendt ca. 4 km südlich von Todtnau im Schwarzwald. Die mylonitische Überprägung zeigt sich deutlich durch die ausgeprägte Foliation (Einregelung der großen Feldspäte, Schieferung). [N 47°48'28" / O 7°56'9"]

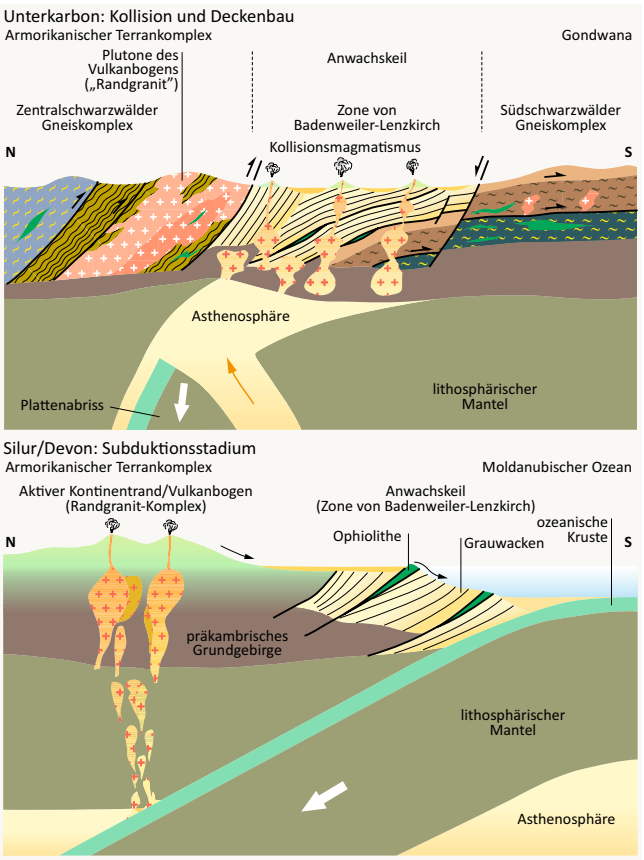


Abb. 10.53 Entstehung der moldanubischen Sutur in der Badenweiler-Lenzkirch-Zone im südlichen Schwarzwald. (Verändert nach Hann et al. 2003a; Frisch und Meschede 2013)

sergraniten metamorphisiert wurden (Abb. 10.52). Hann et al. (2003a) interpretieren die Granite, die silurische und devonische Intrusionsalter und die typischen geochemischen Zusammensetzungen für subduktionsgebundene Magmatite aufweisen, als Relikte des plutonischen Stockwerks in einem magmatischen Gürtel (Abb. 10.53). Die Trondhjemite entstanden später als Aufschmelzprodukte der Asthenosphäre, die infolge eines **Plattenabrisses** an die Oberfläche gelangen konnten (▶ Box 22: Plattenabriss). Der Plattenabriss verursachte eine starke Aufheizung der tieferen Kruste, wodurch sich große Mengen granitischer Schmelzen bildeten.

Die südlich an die Randgranitzone anschließende **Badenweiler-Lenzkirch-Zone** (3) trennt die hochmetamorphen Gneiskomplexe des Zentralschwarzwaldes von denen des Südschwarzwaldes und ist vom Randgranit des Zentralschwarzwälder Gneiskomplexes überschoben worden. Sie besteht aus schwachmetamorphen klastischen Sedimenten, die vom Ordovizium bis zum Unterkarbon im Umfeld eines konvergenten Plattenrandes abgelagert wurden. In der Tiefseerinne über der nach Norden abtauchenden Subduktionszone kam es zur Ablagerung sandig-toniger Sedimente (Grauwacken und Tonschiefer), die anschließend in einem **Akkretionskeil** verschuppt und in Decken gestapelt wurden (Abb. 11.53). In diese Sedimente, die heute in der Badenweiler-Lenzkirch-Zone deformiert und verfaltet vorliegen, drangen unmittelbar nach der Kollision Granite ein (Münsterhalden-Granit; Abb. 11.51 und 10.53). In den Sedimenten finden sich Reste von Vulkaniten des Magmatischen Gürtels (z. B. Andesitdetritus in Grauwacken, metarhyolithische Aschen oder Gerölle in den Metagrauwacken; Hann et al. 2003b) und der eingeschuppten Ophiolithe (hoher Anteil an Chromspinell in den Schwermineralen; Güldenpfenning 1998). Aus diesen Befunden lässt sich ableiten, dass die Badenweiler-Lenzkirch-Zone im Verlauf einer Suturzone liegt, entlang der es im Lauf der variszischen Orogenese zur Schließung des Moldanubischen Ozeans kam (Abb. 6.1). Diese Sutur markiert die Grenze zwischen dem Armorikanischen Terrankomplex im Norden und dem Nordrand Gondwanas bzw. den variszischen Einheiten der Alpen im Süden. Zwar sind in der Badenweiler-Lenzkirch-Zone keine Ophiolithkörper erhalten, doch kann aus den erhaltenen Resten von Vulkaniten und Mineralen auf ihr Vorhandensein während der Sedimentbildung in der Tiefseerinne geschlossen werden.

Der **Südschwarzwälder Granit-Gneiskomplex** (4) ist erneut durch hochmetamorphe Gesteinseinheiten charakterisiert. Man unterscheidet drei Einheiten, deren oberste als tektonische Decke interpretiert wird. Die **Wiese-Wehra-Decke**, die auf den beiden anderen, nebeneinander liegenden Einheiten liegt (Abb. 10.54), besteht größtenteils aus fast vollständig aufgeschmolzenen **Migmatiten** (auch als Anatexite oder Diatexite bezeichnet). Die Ausgangsgesteine wurden im Ordovizium gebildet. Die unter der Wiese-Wehra-Decke liegenden **Todtmoos-Gneise** erfuhren mit Temperaturen von 1000–1100 °C bei einer Versenkungstiefe von 40–50 km die am höchsten temperierte Metamorphose im gesamten Schwarzwald. Die **Hauenstein-Murgtal-Gneise** enthalten ebenfalls Migmatite, sind aber insgesamt unter deutlich niedrigeren amphibolitfaziellen Bedingungen entstanden. Im Südschwarzwald sind während der Spätphase der variszischen Orogenese in kurzer Folge mehrere Granitplutone in die hochmetamorphen Gneise eingedrungen. Stellenweise gelangten die granitischen Schmelzen bis in die Nähe der Oberfläche und bildeten rhyodazitische und Lamprophyrgänge.



Abb. 10.54 Anatexit der Wiese-Wehra-Decke des Südschwarzwaldes in einem Straßenaufschluss nördlich von Todtmoos. [N 47°44'58" / O 7°59'56"]

Ähnlich wie im Harz und im Erzgebirge gibt es auch im Schwarzwald verbreitet hydrothermal gebildete **Blei-Zink-Vererzungen** mit einem hohen Silberanteil, die seit dem Mittelalter bis in unsere Zeit abgebaut wurden (► Box 11: Erzlagerstätten). Das letzte Schwarzwälder Bergwerk, in dem Buntmetalle abgebaut wurden, schloss 1954. Der Abbau von **Flussspat** (Fluorit) und **Schwerspat** (Baryt) wird hingegen heute noch im einzigen aktiven Bergwerk des Schwarzwaldes betrieben. Eine ganze Reihe ehemaliger Bergwerke im Schwarzwald sind heute als Besucherbergwerke der Öffentlichkeit zugänglich gemacht worden. Die Gangvererzungen entstanden im Zuge von Dehnungen im Anschluss an die variszische Orogenese, infolge der Öffnung des Zentralatlantiks im Jura und Unterkreide sowie beim Einbruch des Oberrheingrabens (Pfaffet et al. 2009).

Deutschland im Perm und Mesozoikum

11.1 Nach dem Ende der variszischen Gebirgsbildung – 104

11.2 Perm – 104
11.2.1 Rotliegendes – 104
11.2.2 Zechstein – 118

11.3 Perm-Trias-Grenze – 126

11.4 Trias – 128
11.4.1 Buntsandstein – 130
11.4.2 Muschelkalk – 134
11.4.3 Keuper – 137

11.5 Trias-Jura-Grenze – 139

11.6 Jura – 140
11.6.1 Unterer Jura – 141
11.6.2 Mittlerer Jura – 144
11.6.3 Oberer Jura – 145

11.7 Kreide – 147
11.7.1 Untere Kreide – 148
11.7.2 Obere Kreide – 152

11.8 Kreide-Tertiär-Grenze – 158

M. Meschede, *Geologie Deutschlands,*
DOI 10.1007/978-3-662-45298-1_11, © Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2015

11.1 Nach dem Ende der variszischen Gebirgsbildung

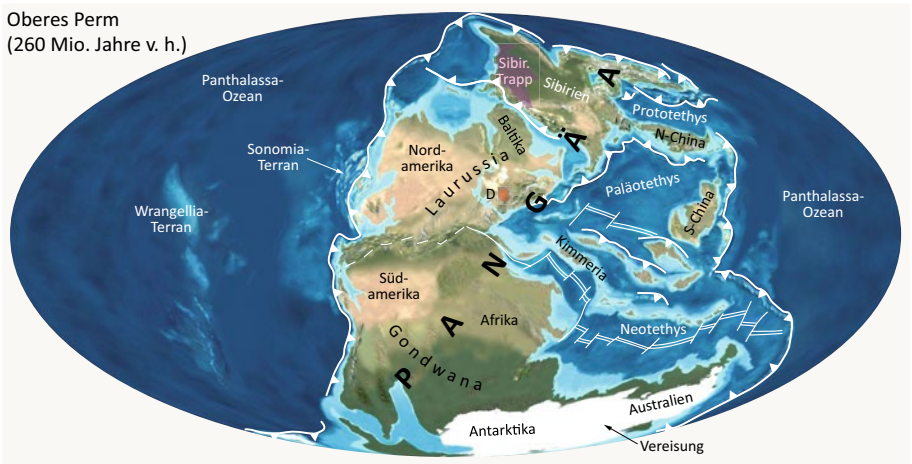
Das Ende der variszischen Gebirgsbildung markiert weltweit eine Zeitenwende. Während des Perms schlossen sich nahezu alle kontinentalen Platten zum großen Superkontinent Pangäa zusammen (benannt von Alfred Wegener; ▶ Kap. 7). Im Osten umschloss **Pangäa** den **Paläotethys-Ozean** (benannt nach der griechischen Meeresgöttin *Tethys*, der Schwester des *Okeanos*), der bereits weitgehend der Subduktion unterworfen und durch Inselbogensysteme hindurch mit dem weltumspannenden **Panthalassa-Ozean** verbunden war, und den südlich anschließenden, noch schmalen **Neotethys-Ozean**, der während der Trias seine größte Ausdehnung erreichen wird (◘ Abb. 11.1). Doch schon in der enormen Größe des Superkontinentes war auch seine Instabilität begründet, die sich im Anschluss an die variszische Gebirgsbildung zunächst mit krustalen Ausgleichsbewegungen, Bruchzonen und Beckenbildungen und schließlich in seinem Zerfall äußerte. Pangäa steht mit dem Auseinanderbrechen am Anfang eines neuen Wilson-Zyklus (▶ Kap. 5), der bis heute andauert und erst mit der Schaffung eines neuen Superkontinentes in ferner Zukunft beendet sein wird.

Nach dem Ende der variszischen Gebirgsbildung an der Wende Karbon/Perm löste sich subduzierte ozeanische Lithosphäre des Rheischen und Moldanubischen Ozeans von der kontinentalen Lithosphäre ab (◘ Abb. 11.2). Man nennt dies einen **Plattenabriss**, bei dem die schwere ozeanische Lithosphäre in die Asthenosphäre absinkt, während kontinentale Lithosphäre aufgrund ihres leichteren spezifischen Gewichtes dazu nicht in der Lage ist (▶ Box 22: Plattenabriss). Durch den Abriss drang geschmolzenes Asthenosphärenmaterial nach oben, das den lithosphärischen Mantel unter der kontinentalen Kruste von unten her thermisch ausdünnte und zu starker vulkanischer Aktivität führte. Da heißes Asthenosphärenmaterial aber leichter ist als der lithosphärische Mantel, kam es anfangs aufgrund von **isostatischen Ausgleichsbewegungen** zu Hebungen (▶ Box 21: Isostatischer Ausgleich und Gebirgshebung), was zu verstärkter Erosion des neu entstandenen variszischen Gebirges führte. Lokale Dehnungsbewegungen im Verbund mit Seitenverschiebungen verursachten die Absenkung von Grabenstrukturen, in denen sich erodiertes Schuttmaterial ansammeln konnte. Insgesamt wurde durch diese Vorgänge die variszisch verdickte kontinentale Kruste bis etwa ins Mittlere Perm hinein über einen Zeitraum von 30–40 Mio. Jahren wieder auf ein normales Maß von 30–35 km reduziert. Der Zuwachs neuen lithosphärischen Mantels an der Basis der Lithosphäre dauerte hingegen erheblich länger, was dazu beitrug, dass es während des Mesozoikums fast fortlaufend zu Absenkungen und Beckenbildungen infolge von thermischer Subsidenz (Erläuterung s. ▶ Abschn. 11.2.1) kam. Etwa ab dem Mittleren Perm setzen die großflächigen Beckenbildungen ein, die das gesamte Mesozoikum hindurch die geologische Entwicklung in Mitteleuropa dominierten.

11.2 Perm

11.2.1 Rotliegendes

In Mitteleuropa fand im Perm der Übergang von einem kompressiven zu einem dehnenden tektonischen Szenario statt. Noch zum Ende des Karbons dominierten Faltung und Einengung, die im Devon und Karbon das variszische Gebirge hervorgebracht hatten. Zum Ende der orogenen Phase im Unterrotliegenden setzten hingegen bereits erste Krustendehnungen ein. So wurde im Gebiet nördlich der variszischen Deformationsfront ein NNO-SSW orientiertes Grabensystem angelegt (◘ Abb. 11.3; Gast 1988), das sich auch später noch während des Mesozoikums mit weiteren Absenkungen bemerkbar machte. In der Hessischen Senke wurde der z. T. über 1000 m mächtige Cornberger Sandstein (oberstes Rotliegendes) abgelagert, in dem eine Vielzahl von Reptilienfossilien und -spuren gefunden wurden, die über die Lebewelt zur Zeit des Rotliegenden Auskunft geben. Zahlreiche kleinere transtensionale, sogenannte **intramontane Becken** entstanden weiter südlich auf dem Sockel des variszischen Gebirges, in denen mehrere hundert Meter mächtige Sedimente und Vulkanite akkumulierten. Solche räumlich eng begrenzten Becken, die häufig an Verzweigungen von Dehnungs- und Seitenverschiebungsstörungen entstanden, verteilten sich in großer Zahl über Mitteleuropa. Sie waren eine Folge der relativen Westbewegung der Afrikanischen Platte im Endstadium der variszischen Gebirgsbildung. Beispiele für etwas größere Becken finden sich im Saar-Nahe-Becken, im Saale-Becken, in der Kraichgau-Senke,



◘ **Abb. 11.1** Verteilung der Kontinente und Meere zur Zeit des Oberen Perms (260 Mio. Jahre v. h.). (Die topographische Grundlage der paläogeographischen Karte wurde von Ron Blakey, Flagstaff, Arizona, entwickelt und zur Verfügung gestellt; Blakey 2003)

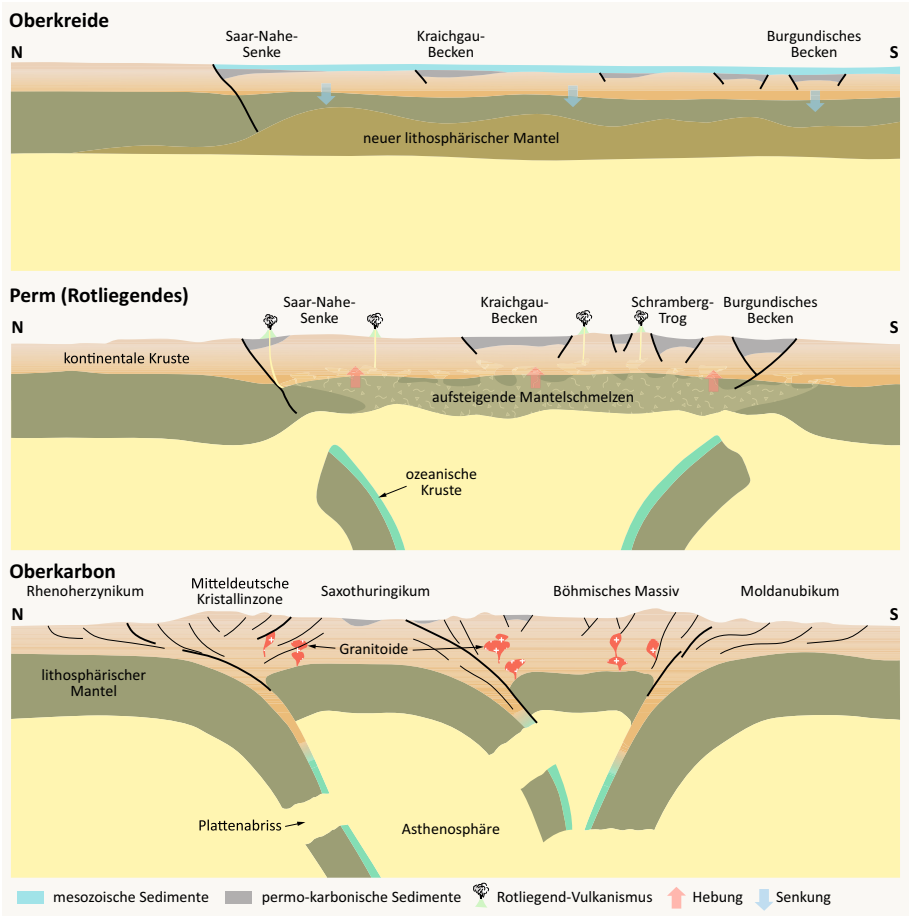


Abb. 11.2 Modellvorstellung für die Entwicklung der variszischen Lithosphäre vom späten Karbon bis zur Oberkreide entlang eines Profils von Norddeutschland bis in den Französischen und Schweizer Jura (nicht maßstäblich). (Verändert nach Ziegler und Dèzes 2006)

dem Schramberg-Trog oder dem Burgundischen Becken und im nordöstlichen Bereich des variszischen Gebirges im Sudetischen Becken oder im Barnim-Becken (Abb. 11.4).

Zu Beginn des Rotliegenden kam es in Mitteleuropa als Folge der Plattenabrisse mit der nachfolgenden Zerteilung und den dadurch aufdringenden Schmelzen zu intensivem und weit verbreitetem kontinentalem Vulkanismus (Abb. 11.2), der sich insbesondere im Zusammenhang mit tief reichenden Störungssytemen in Dehnungszonen und Grabenbrüchen zeigt. Die Dehnungen sind eine direkte Folge der Umstellungen im plattentektonischen Regime nach der variszischen Gebirgsbildung. Konvergente Bewegungen zwischen Gondwana im Süden und Laurussia im Norden endeten, als die kontinentalen Platten miteinander kollidierten. Dadurch änderten sich die Hauptspannungsrichtungen fundamental und ehemals als Seitenverschiebungen angelegte tiefgründige Störungen wurden als Dehnungsstörungen reaktiviert. Die durch die Kollision verdickte Lithosphäre unter dem variszischen Faltungsgürtel wurde ausgedünnt und zerbrach, wodurch die Wegsamkeiten für das aufdringende Magma geschaffen wurden. In den großen nördlichen Becken liegen die Rotliegend-Vulkanite heute unter einer mächtigen Sedimentdecke begraben. Sie sind aber vielfältig durch Bohrungen und mittels geophysikalischer Untersuchungen nachgewiesen (Timmermann 2008). Im Bereich des herausgehobenen variszischen Grundgebirges sind sie an vielen Stellen an der Oberfläche zugänglich, so z. B. im Thüringer Wald, in der Umgebung von Halle und Chemnitz oder in den großen

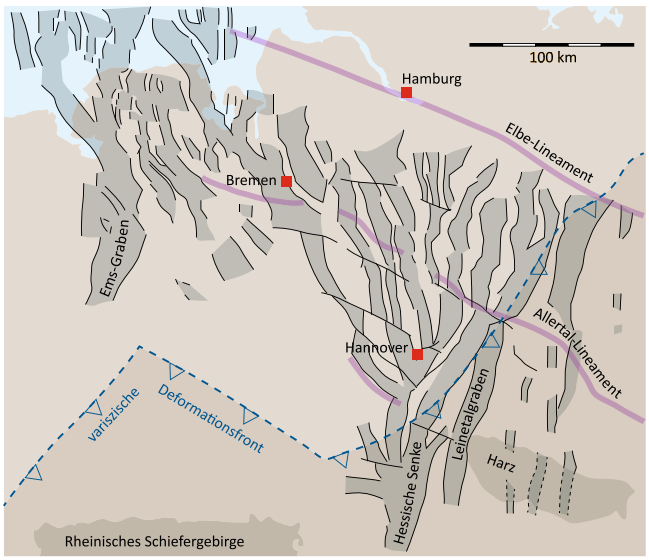


Abb. 11.3 Grabenstrukturen im Untergrund Norddeutschlands, heute unter mächtigen mesozoischen und känozoischen Sedimenten verborgen. (Verändert nach Gast 1988)

Steinbrüchen bei Flechtingen (Abb. 11.5). Ein weiteres großes Vulkanitvorkommen aus dem Rotliegenden befindet sich in der Saar-Nahe-Senke bei Bad Kreuznach.

Die **vulkanische Aktivität** brachte im Rotliegenden vorwiegend saure magmatische Gesteine an die Oberfläche. Neben den am häufigsten vorkommenden Rhyolithen, Ignimbriten und

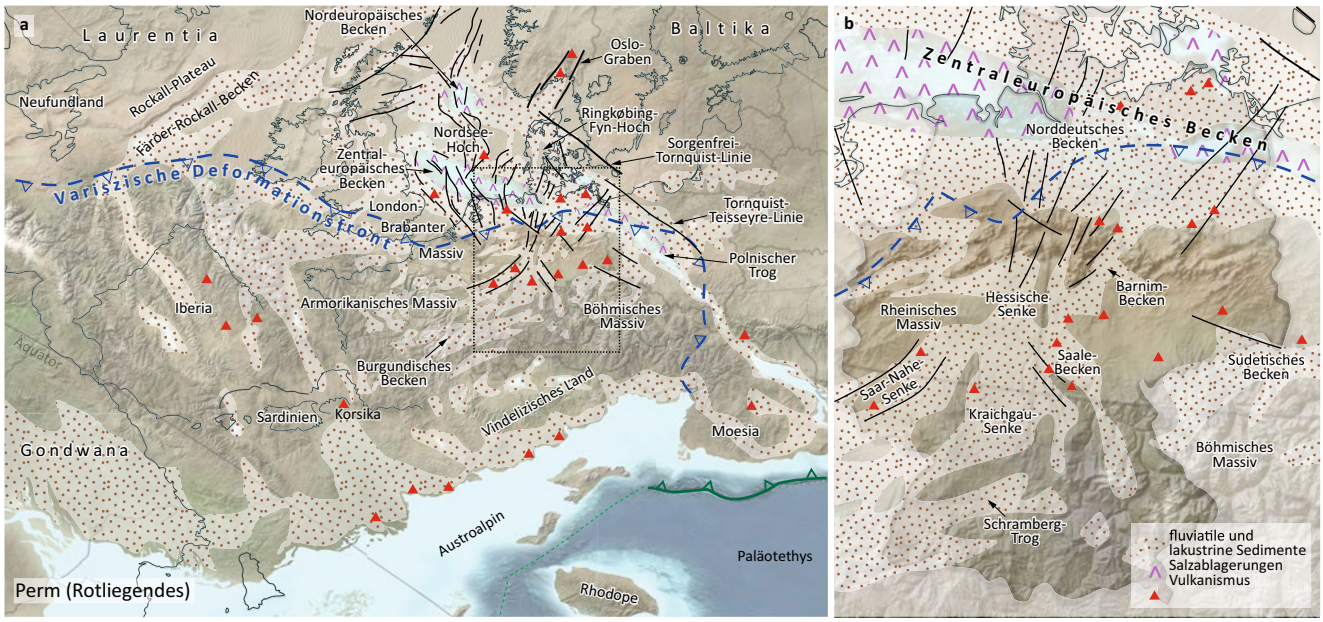


Abb. 11.4 Paläogeographische Rekonstruktion Mitteleuropas (**a**) und Deutschlands (**b**) zur Zeit des Rotliegenden. (Topographische Grundlage aus Blakey 2011; verändert und ergänzt nach Ziegler 1990)

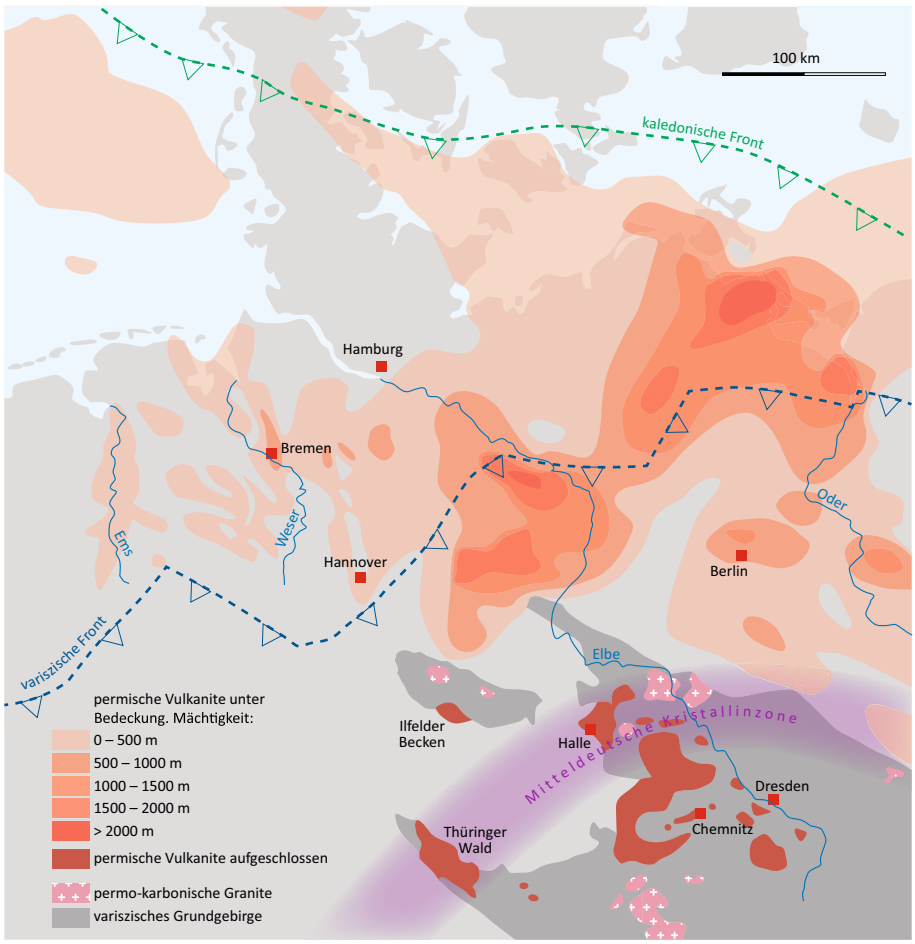


Abb. 11.5 Verteilung der Rotliegend-Vulkanite im Norddeutschen Becken und südlich angrenzenden Regionen. (Verändert und ergänzt nach Breitkreuz und Kennedy 1999; Timmermann 2008)

quarzreichen Porphyren, die sowohl extrusiv als auch in flachen Intrusionen in Lavadomen oder Lakkolithen entstanden, gibt es häufig Andesite und basaltische Andesite und untergeordnet auch Basalte (Breitkreuz et al. 2009). Lavadome sind typische Erscheinungen bei vulkanischen Bildungen mit sauren Vulkaniten, da die Laven mit zunehmendem SiO_2-Gehalt immer zähflüssiger werden und nicht mehr ausfließen können, sondern quasi direkt unter der Oberfläche erstarren. Ein **Lakkolith** ist ein in geringer Tiefe konkordant (schichtparallel) in das Nebengestein intrudierter und dort erstarrter plutonischer Körper mit einer meist flachen Unterseite und einer gewölbten Oberfläche. Lokal begrenzt lassen sich Bimssteine und glasreiche verschweißte Tuffe nachweisen, die aus hochexplosiven vulkanischen Erscheinungen wie pyroklastischen Strömen stammen. Mitunter kam es auch zur Intrusion von granitischen Magmen und selten zur Bildung von Gabbros.

Zeitgleich zum rhyolithisch dominierten Vulkanismus im Norddeutschen Becken und in Mittel- und Westdeutschland begann der **Oslo-Graben** aufzureißen (◘ Abb. 11.4). Hier kam es weit verbreitet zur Förderung und Intrusion alkalibetonter magmatischer Gesteine, wie z. B. Monzonit (Lokalbezeichnung Larvikit nach seinem Fundort Larvik) oder Syenit; Rhyolithe sind nur untergeordnet vertreten. Das bekannteste Beispiel für Gesteine aus dem Oslo-Graben sind die auch in eiszeitlichen Geschieben in Norddeutschland häufig anzutreffenden **Rhombenporphyre**, die sich durch ihre charakteristischen rhombenförmigen Feldspatkristalle auszeichnen und petrographisch als Trachyt (vulkanisches Pendant zum Larvikit bzw. Syenit; ◘ Abb. 3.5) anzusprechen sind (◘ Abb. 11.6). Der Oslo-Graben war vor allem im Perm aktiv und senkte sich bis zum Beginn der Trias ab. Seine Gesamtmächtigkeit erreicht mehrere tausend Meter. Im Süden machte sich dagegen bis in den Jura hinein ein nach Nordwesten progradierendes Riftsystem der Neotethys bemerkbar, das schließlich zur Abspaltung der Adriatisch-Apulischen Platte vom großen, zu dieser Zeit noch zusammenhängenden Südkontinent Gondwana führte. Das Rifting setzte hier ebenfalls mit mächtigen vulkanischen Ereignissen im frühen Perm ein. Das bekannteste Beispiel dürfte der **Etschtaler Vulkanitkomplex** mit einer mächtigen, von Rhyolithen dominierten Abfolge von Vulkaniten und zwischengeschalteten Sedimentlagen an der Basis der Neotethys-Abfolge in den Südalpen sein. Früher wurde dieser Vulkanitkomplex als Bozener Quarzporphyr bezeichnet, doch findet dieser Begriff heute nur noch lokal Verwendung. Als Gesteinsbezeichnung ist der Begriff Quarzporphyr veraltet, es handelt sich dabei um einen Rhyolith. Ein weiteres markantes Beispiel für den kontinentalen Vulkanismus in Mitteleuropa findet sich an der Nordwestseite von Korsika in der Caldera des Monte Cinto, die ebenfalls an der Basis des Perms entstand und rhyolithische Magmen am Rand des sich öffnenden Neotethys-Ozeans hervorbrachte (◘ Abb. 11.14). Zu diesem Vulkanitkomplex gehört die 1983 von der UNESCO zum Weltnaturerbe erklärte Steilküste entlang der Calanche bei Porto mit ihren malerischen Buchten und pittoresken Verwitterungsformen.

Zeitlich konzentrieren sich die magmatischen Aktivitäten im Grenzbereich zwischen Karbon und Perm. Sie begannen schon im Stefanium vor ca. 302 Mio. Jahren und enden im Wesentlichen im Unterrotliegenden vor etwa 290 Mio. Jahren, an manchen Stellen auch erst vor ca. 280 Mio. Jahren. Danach kam es im Perm nur noch vereinzelt zu nennenswerten vulkanischen Ereignissen



◘ **Abb. 11.6** Rhombenporphyr aus dem Oslograben (Fundort ca. 20 km nordwestlich von Oslo am Berg Krogskogen) [N 60°3'17" / O 10°19'35"]

in Mitteleuropa. Überwiegend handelt es sich bei den Magmatiten der Permzeit um vulkanische Bildungen, Intrusivgesteine treten demgegenüber deutlich zurück, obwohl sie sicher vielerorts im Untergrund zu erwarten sind. Sedimentgesteine sind aus dieser Zeit nur vereinzelt überliefert, da die Zeit des Unteren bis Mittleren Perms neben der Förderung vulkanischer Laven vor allem durch die Erosion des variszischen Gebirges gekennzeichnet war. Die Basis der Oberrotliegend-Sedimente ist häufig durch die sog. Saalische Diskordanz markiert, an der Gesteine des Oberrotliegenden in einer Winkeldiskordanz auf älteren, variszisch deformierten Gesteinen aufliegen. Die Schichtlücken umfassen dabei oft mehr als 40 Mio. Jahre, das ist der Zeitraum, in dem das variszische Gebirge abgetragen und eingeebnet wurde.

Im Mittleren Perm beginnt nach der Heraushebung des variszischen Gebirges (▶ Abschn. 10.2.2; ◘ Abb. 11.2) vor allem im nördlichen Mitteleuropa die lang anhaltende **thermische Subsidenz**, die zu weitläufigen Beckenbildungen führte. Thermische Subsidenz wird durch die Abkühlung der Lithosphäre in Gang gesetzt und ist ein sehr langsamer Vorgang, der viele Millionen Jahre andauern kann. Durch Abkühlung schrumpfen die Gesteine der Lithosphäre und werden verdichtet, wodurch sie stärker in die Asthenosphäre einsinken. Außerdem wird der oberste Teil der plastischen Asthenosphäre in feste und dichtere Lithosphäre umgewandelt, was dazu beiträgt, die Mächtigkeit des lithosphärischen Mantels wieder auf ein normales Maß zu bringen (◘ Abb. 11.2). An der Erdoberfläche wirkt sich dies durch

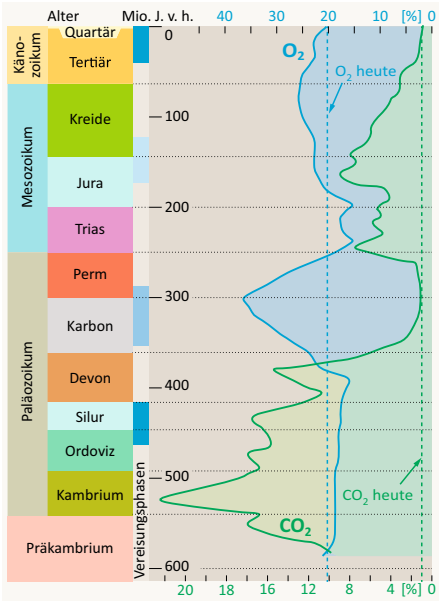


Abb. 11.7 Entwicklung der Konzentrationen von Sauerstoff (O_2) und Kohlendioxid (CO_2) in der Atmosphäre während der letzten 600 Mio. Jahre im Vergleich mit heutigen Werten (*gestrichelte Linien*). (Umgezeichnet und verändert nach Berner 1990; Berner et al. 2000; Berner und Kothavala 2001; Brenchley und Harper 1998)

11

das allmähliche, aber kontinuierliche Einsinken von Becken aus. Und genau dieser Vorgang setzte im Mittleren Perm in Mitteleuropa ein. Die zunächst isoliert vorkommenden intramontanen Becken, die mit dem Abtragungsschutt des variszischen Gebirges angefüllt wurden, vereinigten sich nach und nach zu wenigen großen, überregionalen Becken, die sich über weite Teile Mitteleuropas hinweg ausbreiteten (Abb. 11.4). Allerdings haben die Sedimentationsbecken aufgrund ihrer anfänglichen Isolation jeweils ihre eigenen Geschichten, die sich nicht oder nur unvollständig miteinander korrelieren lassen. Es gibt daher eine ganze Reihe von Becken und Teilbecken, in denen die unterschiedlichsten Formationsnamen gebräuchlich sind. Nach der modernen geologischen Nomenklatur sind die Füllungen der permischen Becken als **Molasse des variszischen Gebirges** anzusprechen. Sie weisen die typischen Merkmale einer Molasse auf, sind also Verwitterungsschutt, der vorwiegend aus terrestrischen oder flachmarinen Ablagerungen besteht und im Vorland eines Gebirges oder in internen Becken abgelagert wurde.

Die Zusammenballung der großen Landmassen zu einem einzigen großen kontinentalen Bereich und die gleichzeitige Norddrift des Großkontinentes Pangäa führten zu weitreichenden globalen **Klimaveränderungen**. Wo sich im Karbon noch riesige **tropische Regenwälder** ausbreiteten, setzten sich nun immer mehr trockene, **aride Klimabedingungen** (von lat. *aridus*: trocken) durch. Das Wasser schaffte es nicht mehr, bis ins nunmehr weit entfernte Landesinnere zu kommen, da es bereits vorher in küstennäheren Regionen abregnete. Extreme saisonale Unterschiede und äußerst aride Klimaregionen im Inneren der großen Kontinentalmassen waren die Folge. Feuchtere, monsundominierte Regionen entwickelten sich nur entlang der Küstengebiete von Paläotethys und Neotethys. Insgesamt verschob sich Pangäa seit dem Karbon um 10–20° nach Norden, wodurch die tropischen Regenwälder allmählich in immer trockenere Klimazonen als zur Zeit des Karbons gerieten.

Im Karbon und Perm kam es am Südpol und möglicherweise auch am Nordpol zu einer über mehrere Zehnermillionen Jahre andauernden **Vereisungsphase**, die ihre maximale Ausdehnung schon im Oberkarbon zur Zeit des Westfaliums hatte (▶ Abschn. 10.3). Sie dauerte aber auch im Perm an und wurde stellenweise noch bis in die Trias hinein nachgewiesen. Da sich der Nordpol ähnlich wie heute in einem ozeanischen Bereich befand, ist der Nachweis einer Vereisung der nördlichen Polkappe heute nicht mehr möglich. Die Hauptvereisungsphase endete im Unteren Perm vor ca. 290 Mio. Jahren und das globale Klima wurde danach insgesamt erheblich wärmer. Das Einsetzen der Vereisungsphase im Karbon wird als Folge eines massiven Entzugs von CO_2 aus der Atmosphäre angesehen. Dadurch entfiel der **Treibhauseffekt** des Klimagases CO_2, wodurch das Klima kälter wurde und schließlich in eine Vereisungsphase mündete. Die Verringerung des CO_2-Gehaltes setzte schon deutlich vor der Entstehung der Sumpflandschaften ein, die zur Bildung der karbonischen Steinkohle führten und sehr viel Kohlenstoff dauerhaft dem Kreislauf entzogen (Abb. 11.7). Deshalb müssen andere Ursachen als die Bindung von Kohlenstoff in abgestorbener pflanzlicher Substanz für den CO_2-Entzug aus der Atmosphäre verantwortlich sein. Berner (1999) sieht die Hauptursache in der Verwitterung vor allem silikatischer Gesteine auf den Kontinenten. Unter einer tief wurzelnden Pflanzendecke greifen Huminsäuren oder Kohlensäure silikatische Gesteine an, wodurch Calcium- und Magnesium-Ionen frei werden, die mit CO_2 zu Karbonaten reagieren. Dadurch wird das CO_2 dauerhaft in kalkigen Substanzen gebunden und der Atmosphäre entzogen (▶ Box 10: Silikatverwitterung).

Neben der allmählichen Norddrift Pangäas waren vor allem die massiven vulkanischen Ereignisse zu Beginn des Perms verantwortlich dafür, dass sich Kohlendioxid und andere Treibhausgase wie Methan und Wasserdampf in der Atmosphäre allmählich wieder anreicherten. Dadurch stieg die globale Temperatur langsam an, und die Erwärmung führte in der Folge zum Abschmelzen des Eises. Während der CO_2-Gehalt allmählich anstieg, nahm der Sauerstoffgehalt während des Perms kontinuierlich ab (Abb. 11.7). Der stärkste Rückgang lässt sich an der Perm-Trias-Grenze nachweisen, wo es zum größten Massenaussterben der Erdgeschichte kam (▶ Abschn. 11.3).

Die kontinentalen Sedimente des Rotliegenden sind, wie schon der Name der Formation belegt, durch rote Farben gekennzeichnet. Die Bezeichnung „Rotliegendes“ wurde im Bergbaugebiet des Kupferschiefers im Mansfelder Land geprägt, denn die Formation fand sich als taubes Gestein, das im bergmännischen Sprachgebrauch als das „Rothe Todte Liegende“ benannt wurde, immer unter dem Kupferschiefer, also im Liegenden der Erz führenden Schicht. Schon Anfang des 19. Jahrhunderts wurde es als stratigraphische Bezeichnung in die geologische Literatur eingeführt. Die rot gefärbten klastischen Sedimente wie Konglomerate, Sandsteine oder Tonsteine sind unter ariden Klimabedingungen entstanden und zeigen eine charakteristische Rotfärbung, die durch feinverteiltes oxidisches Eisen (dreiwertiges Eisen, Fe^{3+}) in Form von Hämatitschüppchen (Fe_2O_3) hervorgerufen wird. Rotsedimente zählen generell zu den wichtigsten Klimazeugen der Erdgeschichte, da sie nur unter tropischen oder subtropischen Klimabedingungen

entstehen, allerdings sind damit nicht immer auch lebensfeindliche Verhältnisse gemeint. Im ariden kontinentalen Klimabereich herrschen besonders stark oxidierende Bedingungen, sodass bei der Verwitterung freigesetzte Eisenanteile leicht in Hämatit eingebaut werden können. Hämatit ist eines der verwitterungsresistentesten Minerale, das die Sedimente in der charakteristischen Weise rot färbt. Die starke Oxidationskraft in den ariden Klimagebieten ist aber auch ein Grund dafür, dass im Gegensatz zu anderen Ablagerungsräumen nur wenige Fossilien erhalten bleiben.

Das Rotliegende ist als stratigraphische Einheit heute nur noch von lokaler Gültigkeit in Mitteleuropa. In seltenen Fällen wird auch die Bezeichnung **Untere Dyas** (die „Zwei"-Zeit, ähnlich wie Trias, die „Drei"-Zeit) verwendet, doch hat sich dieser Begriff nicht durchgesetzt. International gebräuchlich sind gänzlich andere Begriffe, die auf biostratigraphischen Einstufungen im Ural (Cisuralium, Unteres Perm), in Texas (Guadalupium, Mittleres Perm) und in China (Lopingium, Oberes Perm) beruhen, die aber in Deutschland kaum Verwendung finden. Das Rotliegende ist eine lithostratigraphische Einordnung, die zeitlich das Unter- und Mittelperm umfasst und in dem es in Mitteleuropa fast ausschließlich zur Ablagerung von festländischen Sedimenten kam. Eine biostratigraphische Einordnung ist aufgrund fehlender Leitfossilien häufig nicht möglich, und die Grenzen nach oben und unten sind dementsprechend unscharf. Lokal beginnen Rotliegend-Schichten bereits im Oberkarbon und reichen andererseits bis ins Oberperm hinein. Immerhin umfasst das Rotliegende einen Zeitraum von etwa 45 Mio. Jahren (von 302 Mio. Jahren [Oberkarbon/Stefanium] bis 257 Mio. Jahre v. h.) und markiert damit einen sehr langen Zeitraum, in dem es in einzelnen, meistens voneinander getrennten Becken zur Ablagerung von Sedimenten ganz unterschiedlicher Zusammensetzung kam. In Mitteleuropa war diese Zeit überwiegend von starker Erosion und Molassebildung im Zuge der **Einebnung des variszischen Gebirges** geprägt. Erst im nachfolgenden Zechstein kam es zu stärkeren und großflächigen Absenkungen insbesondere im Norddeutschen und Polnischen Becken. Außerdem bewirkte das Abschmelzen des Eispanzers am Südpol einen globalen Meeresspiegelanstieg, der zur Überflutung mancher vorher kontinentaler Bereiche beitrug.

Zu Beginn des Rotliegenden herrschte noch ein stark vom tropisch-feuchten Regenwald des Karbons beeinflusstes Klima. In großen Seen wurden tonige Sedimente abgelagert, in denen zahlreiche Fische, Süßwasserhaie und großwüchsige Amphibien als Fossilien erhalten blieben. Durch die zunehmende Entfernung zu den Küsten von Pangäa und durch die allmähliche Norddrift des Großkontinentes änderte sich das Klima jedoch hin zu trockenen und heißen Wüstenbedingungen, die zum Austrocknen der Gewässer führten und die Lebensräume der Fische und Amphibien immer weiter einschränkten. Auch an Land änderte sich die Besiedlung: Anstelle der feuchten, tropischen Regenwälder entstanden Steppen und Wüsten mit Pflanzen, die den ariden Klimabedingungen trotzen konnten. An die Stelle der Fische traten nun die Reptilien, die sich über das gesamte Festland ausbreiteten und sich in den nächsten mehr als 200 Mio. Jahren als eine äußerst erfolgreiche Tiergruppe erweisen sollten. Aus ihnen heraus erwuchsen die Saurier.

Allerdings verschlechterten sich auch die Erhaltungsmöglichkeiten für Fossilien. Werden abgestorbene Lebewesen im



Abb. 11.8 Der „versteinerte Wald" aus dem Rotliegenden im Chemnitzer Museum für Naturkunde. Die noch bis vor einigen Jahren im Freien aufgestellten verkieselten Baumstämme wurden im Stadtgebiet und in der Umgebung von Chemnitz gefunden und hier zusammengestellt. (Abbildung mit freundlicher Genehmigung durch das Naturkundemuseum Chemnitz) [N 50°49'51" / O 12°55'26"]

Wasser oft in kurzer Zeit von Sedimentmaterial umhüllt und dadurch konserviert, ist dies auf einer trockenen Landoberfläche nur in sehr seltenen Fällen möglich. Meistens zersetzen sich die Organismenreste innerhalb kurzer Zeit, sodass die Sedimente des Rotliegenden generell nur sehr wenige Fossilien überliefern konnten. Am häufigsten findet man noch einzelne Pflanzenabdrücke und gelegentlich Spuren von Reptilien. Rückschlüsse auf die Urheber dieser Fährten sind jedoch nur sehr begrenzt möglich. Eine besondere Rarität ist der „**versteinerte Wald**" von Chemnitz (Abb. 11.8). Die heute im sehr sehenswerten Chemnitzer Museum für Naturkunde ausgestellten Stämme gehören zu einem verkieselten Wald, der vor ca. 291 Mio. Jahren von einem vulkanischen Ereignis konserviert wurde. Die erhaltenen Baumstämme wurden bei dem Ausbruch eines Vulkans, der als der **Zeisigwaldvulkan** bezeichnet wird (Rössler et al. 2009), zur Rotliegend-Zeit abgeknickt, von ihren Ästen befreit und teilweise entwurzelt, so wie wir es 1980 beim Ausbruch des Mount St. Helens in Nordamerika (Abb. 11.9; Aufnahme von 2012) miterleben konnten. Durch die spätere Verkieselung sind sie in einem außerordentlich guten Erhaltungszustand, bei dem teilweise sogar die Zellstrukturen erhalten geblieben sind. Einige wenige Exemplare hat man mit noch ansitzenden Wurzeln gefunden.

Rotliegend-Sedimente sind durch häufig auftretende **Fanglomerate** charakterisiert. Gut aufgeschlossen und erreichbar



Abb. 11.9 Umgeknickte Bäume oberhalb des Spirit Lake am Vulkan Mount St. Helens in Oregon, USA. Auch nach über 30 Jahren sind die Spuren des Vulkanausbruchs an den umgeknickten und astlosen Baumstämmen an den Hängen, die dem Vulkan zugerichtet sind, zu sehen. [N 46°16'18" / W 122°6'37"]

sind sie z. B. auf der Wartburg bei Eisenach (Abb. 11.10). Solche Gesteine entstehen als Schichtflutsedimente in trockenen Wüstenregionen, in denen es sehr selten regnet und fehlender Bewuchs Schuttströme ermöglicht. Schichtfluten bilden sich bei Starkregenereignissen, die ein- bis zweimal pro Jahr, manchmal auch nur einmal pro Jahrzehnt auftreten und dann große Mengen unsortierte klastische Sedimente zusammentragen und ablagern. Fanglomerate sind dementsprechend konglomeratische Gesteine, die durch sehr unterschiedliche, häufig schlecht gerundete und bunt zusammengewürfelte Komponenten charakterisiert sind. Ist die Erosionsoberfläche aus feldspatreichen Gesteinen aufgebaut, entstehen unter ariden Klimabedingungen **Arkosen** als Abtragungsprodukt, die einen Feldspatanteil von oftmals mehr als 30 % aufweisen. Wenn, wie in humiden Klimabereichen, ständig Wasser vorhanden ist, können Arkosen nicht entstehen, da Feldspäte sehr anfällig für Lösungsverwitterung sind. Arkosen sind daher ein guter Anzeiger für aride Klimabedingungen. In den Sedimenten des Rotliegenden sind sie sehr häufig vertreten.

Norddeutsches Becken

Das Norddeutsche Becken gehört als Teilbecken zu einem großen System von typischen intrakontinentalen Becken, die unter dem Überbegriff **Zentraleuropäisches Becken** zusammengefasst werden. Diese Sedimentationsbecken entwickelten sich während des Perms in weiten Teilen des nördlichen Mitteleuropa und waren in der Folgezeit über das gesamte Mesozoikum hinweg bestimmend für die geologische Entwicklung in diesem Gebiet. In mehreren Großzyklen wurden vom Perm bis heute große Mengen an Sedimenten und Vulkaniten angehäuft (Bachmann 2010), die im Beckentiefsten nördlich von Hamburg insgesamt bis zu 10.000 m mächtig werden können (Abb. 11.11). Das größte und für Mitteleuropa bedeutendste Becken erstreckt sich von der Nordsee bis nach Polen. Es wird als Zentraleuropäisches Becken bezeichnet. Den mittleren Teil des Beckens bildet das Norddeutsche Becken, in dessen östlicher Fortsetzung der **Polnische Trog** liegt (Abb. 11.4). Das Zentraleuropäische Becken entwickelte sich in einem Gebiet zwischen dem variszischen Gebirge im Süden und



Abb. 11.10 Fanglomerat aus dem Rotliegenden in einem Aufschluss auf der Wartburg bei Eisenach. [N 50°57'58" / O 10°18'22"]

dem **Nordsee-Hoch**, dem **Ringkøbing-Fyn-Hoch** und der **Tornquist-Teisseyre-Zone** im Norden. Sein Nordrand ist unter mächtigen Sedimenten verborgen und folgt in Deutschland einer Linie von Usedom entlang der Ostseeküste im Süden Rügens hinüber zur dänischen Insel Møn. Heute liegen die Sedimente des Rotliegenden hier teilweise unter mehr als 3000 m mächtigen jüngeren Sedimenten verborgen. Die heutigen Beckenbildungen in der Ostsee haben jedoch nichts mit den Absenkungen im Perm und Mesozoikum zu tun, was man schon daran erkennen kann, dass sich der Südrand der Ostsee quasi direkt über dem Nordrand des permischen Norddeutschen Beckens befindet. Aufschlüsse in den ältesten Ablagerungen des Norddeutschen Beckens sind selten. Lediglich am Südrand, der einer WNW-OSO verlaufenden Linie von der Lausitz über Halle und Magdeburg folgt und dann etwa der alten variszischen Deformationsfront entspricht, lassen sich vereinzelt Aufschlüsse in Gesteinen des Rotliegenden finden. Dieser tektonische Südrand wird auch als das Gebiet der Mitteldeutschen Hauptabbrüche bezeichnet.

Nach einem Riftstadium im frühen Perm, das sich vor allem am Nordwestrand des Zentraleuropäischen Beckens in der Öffnung des **Färöer-Rockall-Beckens** (Abb. 11.4) und noch weiter nördlich zwischen Grönland und Norwegen zeigte, begann im Mittleren Perm die Absenkung des großen Beckens (Glennie et al. 2003). Nur in dem oben schon erwähnten Nord-Süd ausgerichteten Grabensystem im nördlichen Niedersachsen (Abb. 11.3) sowie weiter nördlich im Oslo-Graben beginnen die Absenkungen und die Ablagerung von mächtigen klastischen Sedimenten bereits an der Wende vom Karbon zum

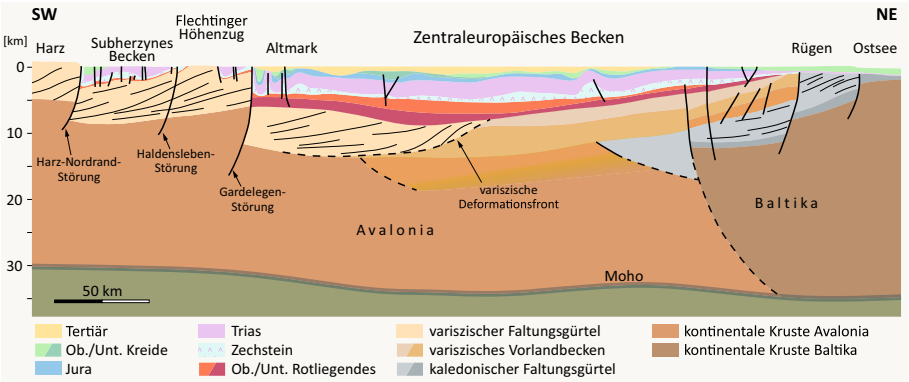


Abb. 11.11 Querprofil durch das Zentraleuropäische Becken vom Harz bis in die Ostsee (stark überhöht). (Umgezeichnet und ergänzt nach Krawczyk et al. 2008)

Perm. Für den **Glückstadt-Graben** in Schleswig-Holstein und den **Horn-Graben** in der östlichen Nordsee gibt es dagegen keine Anzeichen für ein Einbrechen bereits im Unterrotliegenden. Die Grabenbildungen und Beckenabsenkungen finden ihre Erklärung in den Bewegungen der Afrikanischen Platte, die im Spätstadium der karbonisch-permischen Kollision relativ nach Westen wanderte und in Mitteleuropa die Bildung tiefreichender Seitenverschiebungsstörungen zur Folge hatte (Ziegler 1994). Staffelartig angeordnete kleinere Becken entwickelten sich im Gebiet des späteren Zentraleuropäischen Beckens.

An der Basis des Zentraleuropäischen Beckens liegen weit verbreitet mächtige Vulkanite, die zu Beginn häufig andesitischen Charakter hatten. Später kam es hingegen überwiegend zur Förderung rhyolithischer Magmen. Die Vulkanite der Altmark-Gruppe am Südrand des Beckens erreichen Mächtigkeiten über 2500 m und sind radiometrisch auf ein Alter zwischen 295 und 299 Mio. Jahren v. h. datiert worden (Breitkreuz et al. 2007). Erst danach begann etwa ab dem Mittleren Perm die lang anhaltende thermische Subsidenz, in der sich Ausgleichsbewegungen der Lithosphäre widerspiegeln (s. oben). Während dieser Absenkung wurden im Zentrum des Beckens allein während des Oberrotliegenden bis zu 1500 m mächtige kontinentale Sedimente abgelagert (Abb. 11.11). Im Nordeuropäischen Becken, das sich von der nördlichen Nordsee bis nach Skandinavien erstreckt (Abb. 11.4), erreichen die Rotliegend-Sedimente Mächtigkeiten bis zu 600 m (Gast et al. 2010). Alle anderen mitteleuropäischen Rotliegend-Becken sind kleiner als das Zentraleuropäische Becken, wo mit Abstand die mächtigsten Sediment- und Vulkanitabfolgen aus dieser Zeit angesammelt wurden – ein Trend, der sich auch im nachfolgenden Zechstein fortsetzen sollte.

Zu Beginn dominierten in allen permischen Becken kontinentale Sedimente, wie sie für aride Klimabedingungen typisch sind. Anfängliche, tektonisch kontrollierte kleinere Teilbecken, bei denen durch Dehnungsstörungen Halbgräben entstanden, wurden von alluvialen Fächern und Flusssedimenten schnell wieder aufgefüllt. Später entwickelten sich im Zuge der einsetzenden thermischen Subsidenz flache Ablagerungsräume mit **Playa-Sedimenten** (Tonsteine und Evaporite; ▶ Box 12: Playa-Sedimente), die mit riesigen verzweigten Flusssystemen und Dünenfeldern abwechselten und ab und zu auch von kurzfristigen Meeresingressionen überflutet wurden. Als Besonderheit sind stellenweise marine Einflüsse mit kalkigen Gesteinen nachweisbar, so z. B. in der Döhlen-Senke bei Dresden in den nördlichen Ausläufern des Sudetischen Beckens (Abb. 11.4), wo in den Kalken zahlreiche Tetrapoden gefunden wurden (Walter und Schneider 2008; Eichler und Werneburg 2010). An den Rändern der flachen Becken überwiegen **Dünensedimente**, Sandsteine und Fanglomerate, deren Geröllspektrum häufig von rhyolithischen Gesteinen des Unterrotliegenden dominiert wird. Auch lassen sich mitunter Rinnenfüllungen aus **Wadis** (arabisch *al-wādī*: Trockental) nachweisen. Als Wadis werden trockene Flusstäler in ariden Klimagebieten bezeichnet, die nur sporadisch nach starken Regenfällen Wasser führen und oft große Mengen an grobem Abtragungsschutt enthalten.

Zutage treten die Rotliegend-Gesteine des Zentraleuropäischen Beckens nur an sehr wenigen Stellen. In den meisten Fällen sind die Gesteine unter mächtigen jüngeren Sedimenten verborgen und nur aus Bohrungen bekannt. Im **Flechtinger Höhenzug**, der in der Kreide durch kompressive Tektonik nach oben gepresst wurde (▶ Abschn. 11.7.2), werden in mehreren Steinbrüchen Vulkanite aus dem Unterrotliegenden abgebaut. Dabei handelt es sich um Porphyrite und Porphyre, die als Ignimbrite und Laven gefördert wurden. Rotliegend-Sedimente sind hier nur untergeordnet als lokale Einschaltungen an der Basis und vermischt mit Tuffen vertreten. In die unterlagernden, wenig verfestigten Sedimente aus dem Stefanium (oberstes Karbon) sind andesitische Sills (schichtparallele Gänge) eingedrungen. Auch gibt es hier unterpermische Granite, die in die Gesteine des variszischen Gebirges intrudierten (Flechtinger und Roxförde-Granit). Jüngere Gesteine des Mittleren bis hin zum Oberrotliegenden folgen nach einer Diskordanz mit Konglomeraten und Sandsteinen (Abb. 11.13). In der südöstlichen Verlängerung des Höhenzuges befindet sich der Magdeburger Domfelsen, wo man im Flussbett der Elbe unterhalb des Magdeburger Doms bei Niedrigwasser einen Aufschluss in flach einfallenden Sandsteinen des Unterrotliegenden beobachten kann, die auch in der Uferbebauung entlang der Elbe Verwendung fanden. Vulkanite fehlen in dieser Region.

Saale-Becken

Südlich anschließend an das Norddeutsche Becken befindet sich das Saale-Becken (Abb. 11.4), das als ein eigenständiges intramontanes Becken auf dem abgetragenen Rumpf des variszischen Gebirges entstanden ist und mit dem Abtragungsschutt des aufsteigenden Gebirges gefüllt wurde. Das relativ schnell und schon früh absinkende Becken entwickelte sich über Strukturen, die durch Lineamente vorgezeichnet waren. Darin finden sich klastische Sedimente, darunter Konglomerate aus dem Westfalium, die durch Bohrungen nachgewiesen wurden. Im Stefanium setzte eine starke Beckenentwicklung ein, z. T. kam es zur

Box 12: Playa-Sedimente

Im Zusammenhang mit ariden Klimabedingungen trifft man häufig auf den Fachbegriff **Playa-Sedimente**. Damit sind ganz spezielle Ablagerungsbedingungen gemeint, die in Wüstenregionen auftreten können. Die so bezeichneten Sedimente haben allerdings nichts mit einem Strand zu tun, wie die Bezeichnung, die sich aus dem spanischen Wort *playa* für Strand ableitet, zunächst vermuten lässt. Vielmehr handelt es sich um sehr flache Senken im Inneren einer Wüste oder auch in der Nähe einer Küste (Abb. 11.12). Durch periodisch auftretende, sehr seltene Regenfälle wird die Senke von Wasser geflutet, wobei schon wenige Zentimeter reichen, um eine riesige, nahezu vollkommen ebene Fläche unter Wasser zu setzen. Dabei werden vor allem tonige Sedimente, die häufig mit Salz vermischt sind, aber auch Sande abgelagert. Die Senken werden dementsprechend auch als Salztonebenen bezeichnet. In der Mitte des Beckens bildet sich nach Regenfällen ein seichter Salztonsee oder Playa-See, der nur sporadisch existiert und infolge des ariden Klimas schnell wieder verdunstet. Playa-Sedimente sind durch Wechselfolgen von Tonsteinen, Siltsteinen, Dolomiten, Gips und Sand charakterisiert und enthalten mitunter auch reine Salzlagen. Die Salzablagerungen treten in oft typischen Abscheidungsfolgen von Calcium- und Magnesiumkarbonat ($CaCO_3$, $MgCO_3$), Gips ($CaSO_4 \cdot 2H2O$), Natriumsulfat oder -karbonat (Na_2SO_4, Na_2CO_3) bis hin zu normalem Kochsalz (NaCl) auf. In seltenen Fällen kommt es auch zur Ausfällung von exotischen Mineralen wie z. B. Borax ($Na_2B_4O_7 \cdot 10H_2O$). Neben den Evaporiten sind auch häufig Trockenrisse als Zeugen der Austrocknung zu beobachten.

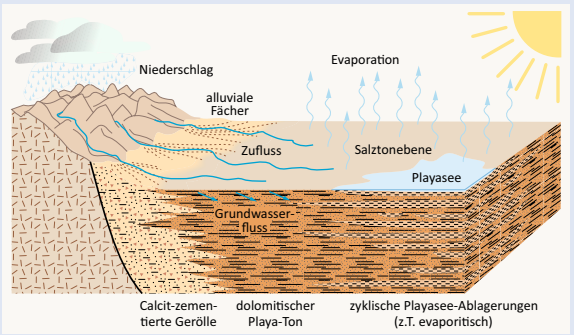


Abb. 11.12 Entstehung von Playa-Sedimenten im ariden Klimabereich bei hoher Verdunstungsrate und sporadischer Wasserzufuhr mit der Bildung von kurzlebigen, zyklisch auftretenden Playa-Seen. (Verändert und ergänzt nach Eugster und Hardy 1975)

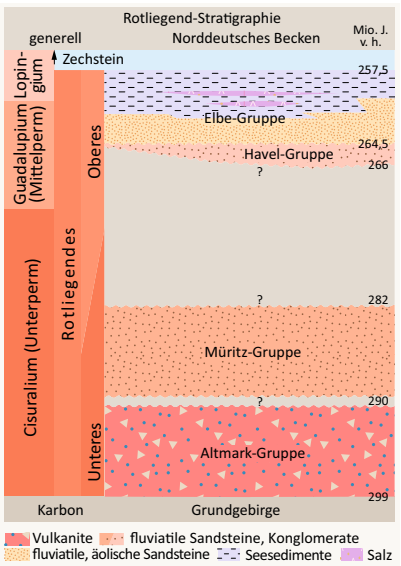


Abb. 11.13 Rotliegend-Stratigraphie im Norddeutschen Becken und angrenzenden Regionen. (Verändert nach Menning et al. 2002)



Abb. 11.14 Rotliegend-Sedimente bei Hettstedt (Mansfelder Land) im Tal der Heiligen Reiser. Sandsteine und Konglomerate des Oberen Rotliegenden überlagern diskordant rötliche Tonsteine des Oberkarbons (Saalische Diskordanz). Die Schichtlücke beträgt ca. 40 Mio. Jahre. [N 51°38'59" / O 11°31'24"]

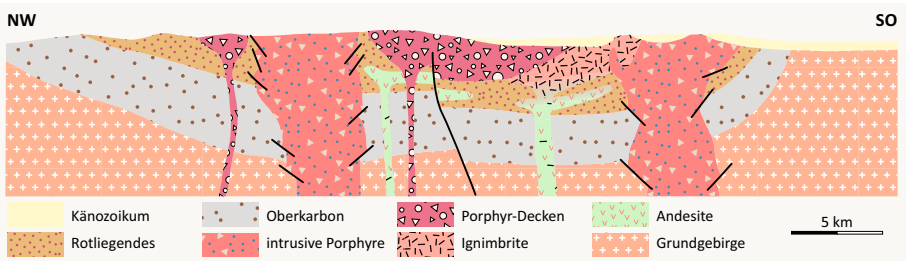
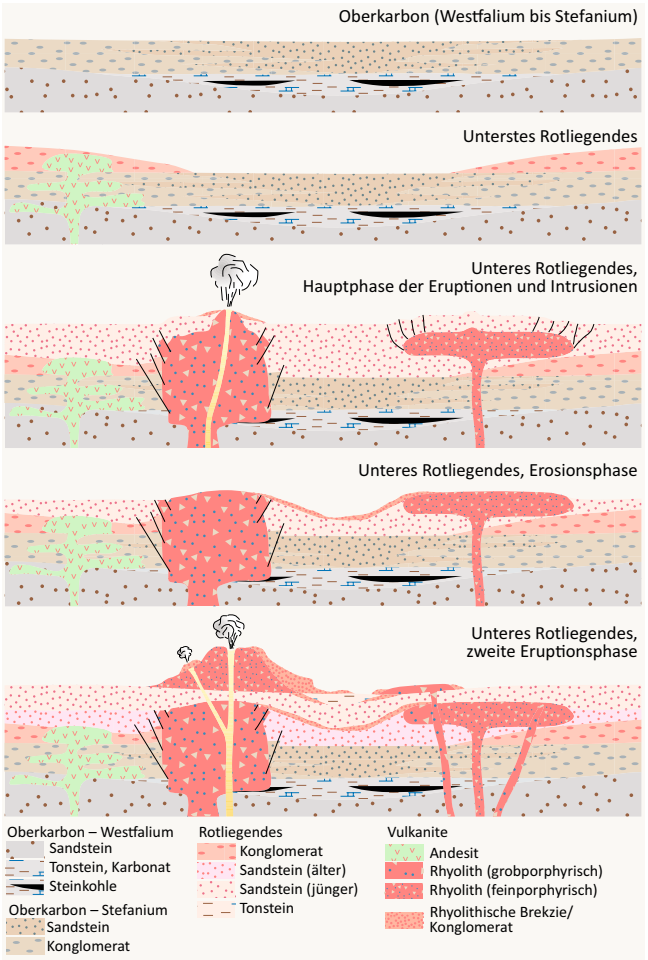


Abb. 11.15 Profilschnitt durch den Halleschen Vulkanitkomplex. (Nach Breitkreuz und Kennedy 1999)

Ausbildung von Kohlen. Diese Sedimente, die als Molasse des variszischen Gebirges in einem Zeitraum vom Oberkarbon bis Perm entstanden, werden wegen ihrer Zusammengehörigkeit als Permo-Karbon bezeichnet. Aufgrund ihrer einerseits engen strukturellen Beziehung zum Untergrund andererseits aber großen Ähnlichkeit zum Deckgebirge bezeichnet man diese Ablagerungen auch als **Übergangsstockwerk** (Kästner et al. 1995). Im Unterrotliegenden sind die Sedimente eng mit Vulkaniten verzahnt. Die Sedimentation hält im zentralen Saale-Becken wohl durch das ganze Rotliegende hindurch an, allerdings ist erst im Oberrotliegenden mit der Eisleben-Formation eine Verbindung zum Zentraleuropäischen Becken nachweisbar, und an vielen Stellen sind Schichtlücken oder Diskordanzen zu beobachten. Am bekanntesten ist die **Saalische Diskordanz**, die z. B. im Tal der Heiligen Reiser bei Hettstedt im Mansfelder Land aufgeschlossen ist (◘ Abb. 11.14). Hier liegen Konglomerate und Sandsteine des Oberrotliegenden (Eisleben-Formation) in einer Winkeldiskordanz auf Tonsteinen und Sandsteinen des obersten Karbons. Die Schichtlücke zwischen beiden Schichten beträgt ca. 40 Mio. Jahre, in denen es in Mitteleuropa aufgrund von isostatischen Ausgleichsbewegungen zu vielfältigen Dehnungs- und Hebungsbewegungen kam. Die tektonischen Bewegungen zeigen sich in Verkippungen der gerade zuvor abgelagerten Schichten und deren nachfolgender Erosion. Die nachfolgende diskordante Überlagerung durch klastische Sedimente im Oberrotliegenden läutet die lang anhaltende Phase der Subsidenz ein (s. oben).

Das Saale-Becken ist durch mächtige Serien von magmatischen Gesteinen gekennzeichnet. Über einer Folge von mehreren andesitisch zusammengesetzten, vulkanischen und subvulkanischen Bildungen folgen im Nordosten des Beckens große Mengen an Porphyren. Aufgrund ihrer relativ grobkörnigen Ausbildung, weswegen sie z. T. auch als Mikrogranite bezeichnet werden, werden sie größtenteils als porphyritische Rhyolith-Lakkolithe interpretiert und unter der Bezeichnung Halle-Lakkolith (oder auch Hallescher Vulkanitkomplex) zusammengefasst. Es finden sich allerdings auch genügend Hinweise auf zumindest zeitweilige explosive vulkanische Tätigkeiten mit der Bildung von Pyroklastiten. Die Lakkolithe, deren Altersdaten zwischen 301 und 294 Mio. Jahren v. h. liegen (Breitkreuz und Kennedy 1999; Breitkreuz et al. 2009), intrudierten in sehr geringer Tiefe in die Sedimente des obersten Karbons und frühen Perms (◘ Abb. 11.15). Im Süden des Saale-Beckens treten vorwiegend pyroklastische Rhyolithe und Laven auf, untergeordnet kommen auch basische Vulkanite vor. Nach Breitkreuz et al. (2009) lässt sich die Entwicklung des **Halleschen Vulkanitkomplexes** in fünf Stadien zusammenfassen (◘ Abb. 11.16), die als beispielhaft für die meisten der frühpermischen Beckenbildungen gelten können. (1) Im Westfalium und Stefanium entstanden zunächst die klastischen sedimentären Abfolgen mit Konglomeraten, Sandsteinen und Tonsteinen sowie vereinzelten karbonatischen Lagen und zwischengeschalteten Steinkohleflözen. (2) An der Grenze Karbon/Perm kam es zur Förderung andesitischer Laven, die meist als Subvulkane in die sedimentären Abfolgen intrudierten. (3) Während der Hauptphase der Vulkanitförderung wurden vor allem rhyolithische Magmen gefördert, die sowohl als Lakkolithe intrudierten als auch oberflächlich in Form von Lavaströmen und Ignimbriten porphyrische Decken bildeten. In



◘ **Abb. 11.16** Entwicklung des Halleschen Vulkanitkomplexes in mehreren Eruptions- und Erosionsphasen. (Nach Breitkreuz et al. 2009)

weiter nördlich gelegenen Aufschlüssen der Flechtinger Scholle westlich von Magdeburg sind diese Vulkanite hervorragend zu studieren. (4) Die Platznahme der Lakkolithe und Vulkandome führte zu einem stark differenzierten Oberflächenrelief, sodass sich in Senken erosive rhyolithische Brekzien und Konglomerate ansammeln konnten. (5) Schließlich wurden während des Spätstadiums der vulkanischen Aktivität im Perm vor allem aphanitische (= feinkörnig, glasig) silikatreiche Laven gefördert. Untergeordnet kam es auch zu explosivem Vulkanismus.

▪ Ilfelder Becken

Ein weiterer großer Komplex mit Rotliegend-Sedimenten und -Vulkaniten findet sich im Ilfelder Becken am Südrand des Harzes, das eine etwa 800 m mächtige Abfolge mit Basalten und Andesiten sowie Rhyolithen und meist diskordant auflagernden Rotliegend-Sedimenten aufweist (◘ Abb. 11.17). Die basaltischen Vulkanite werden in älteren Beschreibungen häufig als „Melaphyre“ bezeichnet, ein Begriff, der heute nur noch lokal für Basalte permischen Alters verwendet wird. Radiometrische Altersdatierungen an Rhyolithen ergaben ein Alter um 298 Mio. Jahre v. h., womit sie sich in das allgemeine Altersspektrum der permischen Vulkanite, die im Wesentlichen an der Basis des Rotliegenden entstanden, einordnen. Man nimmt an, dass das Ilfelder Becken als ein **Aufreißbecken** (engl. *pull-apart basin*) entlang von älteren transten-

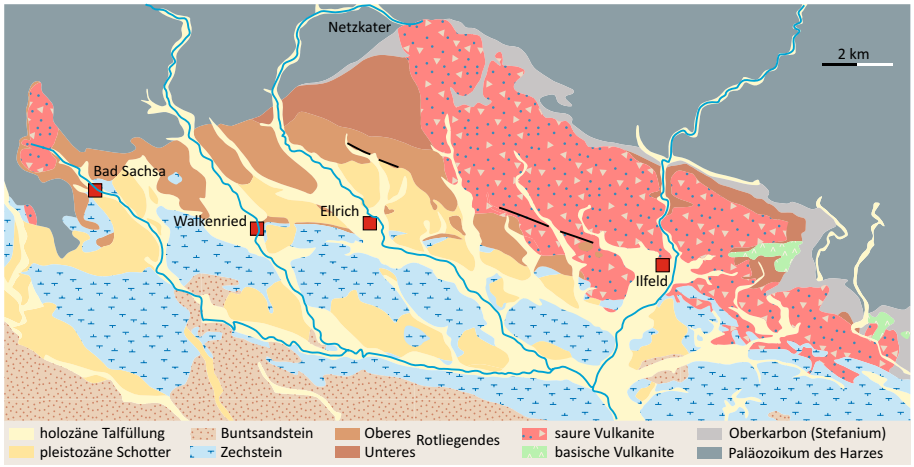


Abb. 11.17 Geologische Karte des Ilfelder Beckens am Südrand des Harzes. (Vereinfacht nach der Geologischen Karte der Bundesrepublik Deutschland 1:1.000.000, BGR 1993)

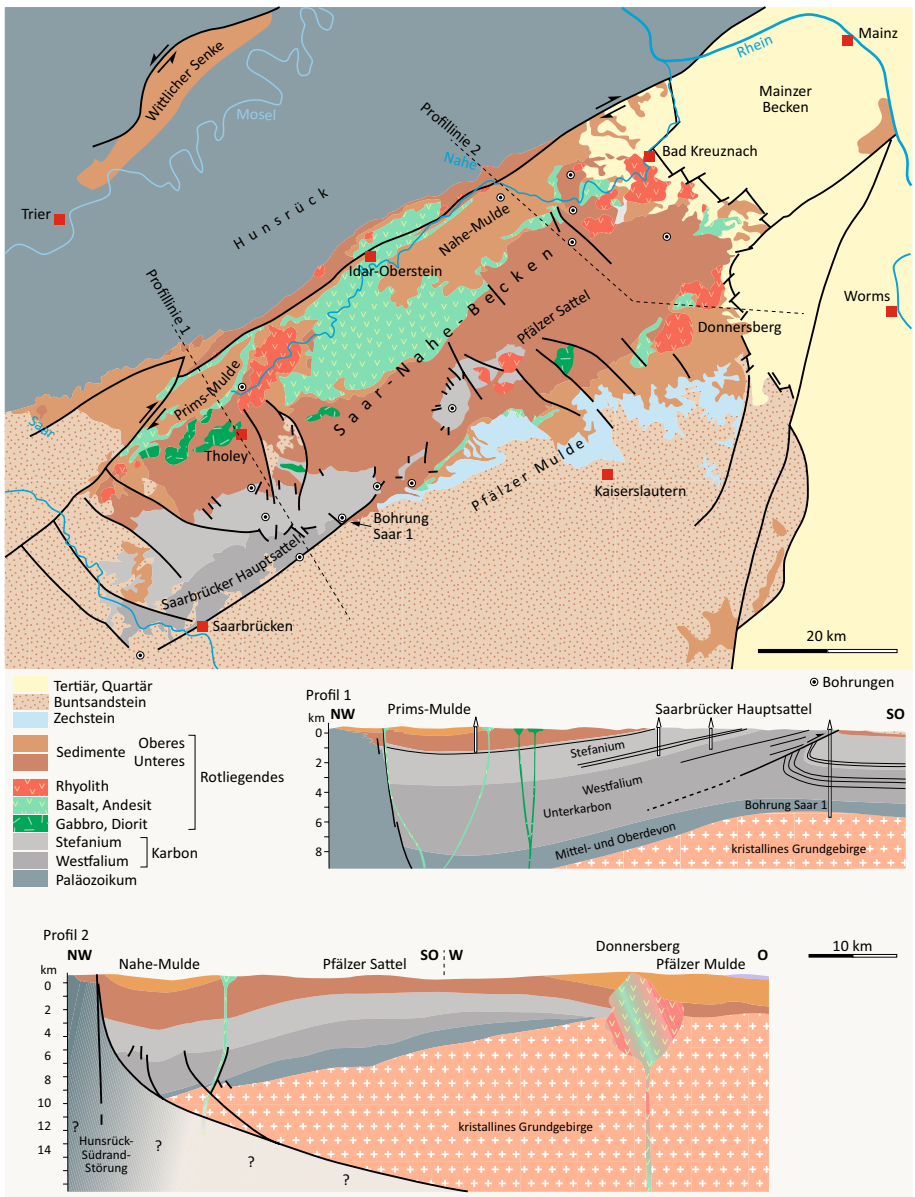


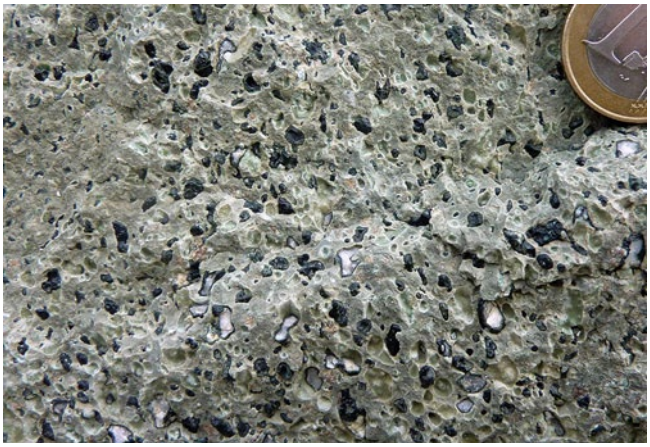
Abb. 11.18 Geologische Karte des Saar-Nahe-Beckens zwischen Mainz und Saarbrücken. (Vereinfacht nach der Geologischen Karte der Bundesrepublik Deutschland 1:1.000.000, BGR 1993; Profilschnitte verändert nach Walter 2006)

sionalen Störungen, die alten variszischen Strukturen folgen, entstanden ist. Im Zusammenhang mit den tiefgreifenden Störungen stehen hier auch die mächtigen Vulkanitförderungen in dieser Zeit (Breitkreuz und Mock 2004). Über einem Fanglomerat an der Basis der sedimentären Abfolge finden sich Kohlen, die mit 30–40 cm Mächtigkeit bedingt abbauwürdig waren. Der Kohlebergbau kam gegen Ende des 19. Jahrhunderts zum Erliegen und wurde nur noch einmal in der Zeit nach dem Zweiten Weltkrieg aufgrund des extremen Brennstoffmangels kurzfristig wiederbelebt.

Saar-Nahe-Becken

Das Saar-Nahe-Becken ist nach dem Zentraleuropäischen Becken das größte und vor allem am besten aufgeschlossene Sedimentbecken des variszischen Orogengürtels in Mitteleuropa (Franke 2000). Es bildete sich als eine **asymmetrische Grabenstruktur**, die tektonisch gesehen an der Grenze zwischen Rhenoherzynikum und Saxothuringikum im Verlauf der **Rheischen Sutur** liegt (▶ Abschn. 10.2). Der nach Nordwesten einfallende Untergrund besteht aus Gesteinen des Saxothuringikums, die hier durch Kristallingesteine der Mitteldeutschen Kristallinzone vertreten sind. Direkt im Norden schließt sich nordwestlich der Hunsrück-Südrandstörung das Rhenoherzynikum mit dem Rheinischen Schiefergebirge an (◘ Abb. 11.18), wobei der Rand, an dem Gesteine der Nördlichen Phyllitzone (▶ Abschn. 10.3.2) auftreten, eine steile Flanke zum Saar-Nahe-Becken bildet. Das Becken wurde schon während der kompressiven Phase der variszischen Orogenese angelegt, wie die ältesten, nicht metamorphisierten konglomeratischen Sedimente aus dem Oberen Unterkarbon (Namurium) anzeigen. Die Senke wurde tektonisch von rechtsseitigen (dextralen) transtensionalen Seitenverschiebungen gebildet, weshalb sich das Beckentiefste parallel zur Störung und in deren unmittelbarer Nähe befindet (Schäfer 2011). Insgesamt kam es zu Absenkungen, die Raum schafften für eine ca. 10 km mächtige Sedimentabfolge, die bis ins Oberrotliegende hineinreicht. Gegenwärtig sind davon nach der teilweisen Erosion noch fast 8 km erhalten. Im Osten wird das Saar-Nahe-Becken heute durch die tertiären Ablagerungen des Mainzer Beckens und des Oberrheingrabens begrenzt (◘ Abb. 13.9). Mehrere Tiefbohrungen wiesen jedoch nach, dass das Becken im Oberrheingraben um ca. 1,5 km versenkt wurde und sich auf der gegenüberliegenden Seite des Grabens im Sprendlinger Horst fortsetzt (Becker et al. 2012).

Die ältesten Sedimente des Saar-Nahe-Beckens sind kontinentale Konglomerate aus dem Namurium, die bisher nur aus Bohrungen bekannt sind. Sie werden überlagert von mächtigen klastischen Serien, die in Schwemmebenen entstanden und Fluss- und Seesedimente mit weit verbreiteten limnischen Kohleablagerungen (▶ Abschn. 10.3) sowie Deltaschüttungen enthalten. Diese Sedimentabfolgen stellen die Molassesedimente des im Norden emporgehobenen Rheinischen Schiefergebirges dar. Während des Unterrotliegenden kam es, wie auch an anderen Stellen im mitteleuropäischen Raum, weit verbreitet zu Vulkanismus mit flachen Intrusionen und explosiven Auswürfen. Im Oberrotliegenden setzte sich dann wieder die kontinentale Sedimentation mit Fanglomeraten, Arkosen, Sandsteinen und Tonsteinen durch. Mitunter treten auch äolische Sedimente auf, wie z. B. die Dünensedimente der Roten Lay bei Bad Kreuznach (Schäfer und Korsch 1998).



◘ **Abb. 11.19** Basalt aus dem Rotliegenden des Saar-Nahe-Beckens mit Chalcedon-gefüllten Blasenhohlräumen, früher als Mandelstein bezeichnet (Fundort im Fischbachtal bei Idar-Oberstein, Steinbruch Juchem). [N 49°45'26" / O 7°20'23"]

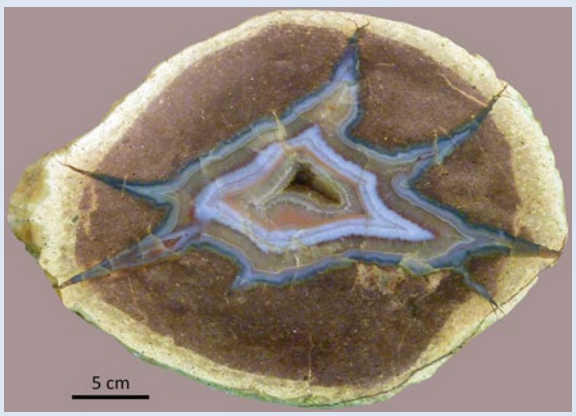
Obwohl die Vulkanite des Saar-Nahe-Beckens in ihrer Zusammensetzung denen anderer Gebiete (z. B. im Norddeutschen Becken oder im Saale-Becken) ähneln, haben sie doch ihre Eigenheiten. Sie sind einerseits durch Rhyolithe gekennzeichnet, wie man in großen und eindrucksvollen Aufschlüssen am Rotenfels bei Bad Münster am Stein oder am Donnersberg am Südostrand des Beckens beobachten kann. Einige sind in flachen Intrusionen entstanden und haben dabei das Nebengestein kontaktmetamorph überprägt. In der Umgebung von Kaiserslautern kam es durch glutflüssige Magmen, die fossilreiche Sedimente des Rotliegenden aufheizten, zur Ausprägung einer besonderen Art von Fossilienlagerstätte. Normalerweise sind die fossilen Reste von Fischen aufgrund des vorhandenen Kohlenstoffs schwarz gefärbt. Das Knorpelskelett der Haie verkalkte jedoch, und als Folge der Aufheizung kam es zur Sprossung von Apatit. Dadurch wurde die Farbe verändert, und die Fossilien blieben als hell gefärbte Einschlüsse erhalten. Auf diese Weise entstanden die weltberühmten „Weißen Haie“ aus dem Nordpfälzer Bergland.

Doch es kommen nicht nur saure, rhyolithische Magmen vor, sondern auch eine Reihe von basischen Gesteinen mit Basalten und Andesiten. Besondere Bedeutung erlangte der Ort **Tholey** (◘ Abb. 11.18), der für die am häufigsten in der Erdkruste auftretenden Gesteine, die **Tholeiite**, namensgebend ist. Allerdings hat sich inzwischen herausgestellt, dass die Zusammensetzung des Tholeiits vom Schaumberg bei Tholey nicht ganz der typischen Zusammensetzung eines an einem mittelozeanischen Rücken entstandenen Basaltes entspricht (▶ Box 2: Basalte).

Eine Besonderheit stellen die andesitischen Laven des Saar-Nahe-Beckens dar. Die früher häufig als **Melaphyre** oder **Mandelstein** bezeichneten basischen bis andesitischen Vulkanite enthalten eine große Anzahl von Gasblasen, die später durch **Chalcedon** ausgefüllt wurden (◘ Abb. 11.19). Diese mandelförmigen Ausfüllungen gaben dem Gestein den früher verwendeten Namen. Insbesondere in der Gegend zwischen Idar-Oberstein, Freisen und Kusel gibt es zahlreiche Fundstellen von **Achaten** (▶ Box 13: Achat), die schon im 17. Jahrhundert zur Entwicklung der Schmucksteinindustrie in dieser Region führte. Heute ist Idar-Oberstein zwar abhängig von Mineralimporten insbeson-

Box 13: Achat

Mineralogisch gesehen ist Achat nichts anderes als Quarz, seine chemische Formel ist dementsprechend SiO_2. Allerdings wird man im Achat vergeblich nach Quarzkristallen suchen. Dennoch ist der Achat nicht amorph, d. h. ohne Struktur. Die Kristalle könnte man unter dem Rasterelektronenmikroskop bei sehr hoher Vergrößerung (ca. 40.000-fach) entdecken. Man bezeichnet dies als **kryptokristallin**.
Achat ist eine Variante des **Chalcedon**, zu dem auch der **Feuerstein** gehört. Er hebt sich vor allem durch seine bunte Bänderung von anderen Chalcedonen ab (◘ Abb. 11.20). Im Allgemeinen sind die Farben der Bänderung grau, gelb und braun, manchmal gibt es auch grünliche oder blassblaue Tönungen. Intensive Farben wie z. B. Pink oder tiefes Blau sind hingegen durch Färbungen später eingebracht worden und kommen nicht natürlich vor. Die einzelnen Lagen des Achats sind oft nur hauchdünn und bestehen wie bei allen Chalcedonen aus mikrokristallinem Quarz. Die Färbung wird durch unterschiedliche Mengen an fremden Ionen oder Molekülen hervorgerufen. Dabei handelt es sich vor allem um Eisenoxide und -hydroxide in wechselnden chemischen Wertigkeiten.
Die Achate bilden sich in Hohlräumen, die in vulkanischen Laven an der Erdoberfläche oder knapp darunter durch Druckentlastung entstanden sind. In den obersten Bereichen der noch glutflüssigen Lava sammeln sich unterhalb der bereits erstarrten Kruste Gasblasen, die nicht mehr entweichen können und sich zu größeren Hohlräumen vereinigen. Nach der Erstarrung der Lava bleiben sie als solche erhalten. In diesen Hohlräumen, die nicht selten mehrere Dezimeter groß werden können, entstehen die Achate in Geoden, die nach ihrer Form auch als **Achatmandeln** bezeichnet werden.
Achate entstehen grundsätzlich erst nach der Erkaltung der Laven. Sie sind also keine vulkanischen Produkte, sondern das Ergebnis der Auskleidung von Hohlräumen durch wässrige Lösungen. Sie entstehen in einem Temperaturbereich unter 180 °C, wobei in Wasser gelöstes SiO_2 in die Hohlräume transportiert und dort abgeschieden wird. Das gelöste SiO_2 stammt in den meisten Fällen aus Verwitterungsprodukten rhyolithischer Aschen, mit denen die Laven bedeckt waren. Die vollständige Auskleidung eines Hohlraums mit Achat kann sich über mehrere Millionen Jahre hinziehen. Häufig sind Achatmandeln innen noch hohl und enthalten Drusen mit Quarzkristallen, die auch im Saar-Nahe-Gebiet häufig als Amethyste (violette Varietät des Quarz) ausgebildet sind.



◘ **Abb. 11.20** Achatgeode aus Rhyolithen des Erzgebirgischen Beckens (Abbildung mit freundlicher Genehmigung durch das Naturkundemuseum Chemnitz) [N 50°49'51" / O 12°55'26"]

dere aus Brasilien, doch ist die Schmuckindustrie auch weiterhin der Hauptindustriezweig des Ortes.

Auch andere Lagerstätten im Saar-Nahe-Becken haben zeitweise Bedeutung erlangt. So wurden bis Ende des 19. Jahrhunderts bei Kusel **Quecksilbererze** in rhyolithischen Gesteinen und Rotliegend-Sedimenten abgebaut. Sie kommen hier in Form von Zinnober, Amalgamen mit Silber, aber auch in reiner Form als gediegen Quecksilber auf Blasenhohlräumen vor. Eine kurze Zeit lang wurden bis 1965 bei Nohfelden Uranerze abgebaut, die an rhyolithische Gesteine gebunden waren. Im Donnersbergmassiv wurde über mehrere Jahrhunderte hinweg bis in die 20er-Jahre des vorigen Jahrhunderts hinein Kupfer-Kobalt-Silber-Mangan-Bergbau betrieben, der heute z. B. im Besucherbergwerk Weiße Grube in Imsbach besichtigt werden kann. Alle diese Lagerstätten haben ihre Ursache in hydrothermalen Lösungen, die mit dem permischen Vulkanismus nach oben drangen und ihre Lösungsfracht auf Störungen und in Klüften absetzten.

▪ Thüringer Wald

Der Thüringer Wald ist, ähnlich wie der Harz, eine in der späten Kreide und im Tertiär herausgehobene Grundgebirgsscholle (▶ Abschn. 11.7.2), in der heute überwiegend Gesteine des Rotliegenden an der Oberfläche zutage treten. Der variszisch geprägte Untergrund lässt sich im **Ruhlaer Kristallin** in der nordwestlichen Hälfte des Gebirges (◘ Abb. 11.21) und an einigen kleineren Vorkommen weiter im Südosten beobachten. Das Ruhlaer Kristallin mit einer Vielzahl von hochmetamorphen Gesteinen aus dem Altpaläozoikum und variszisch intrudierten Graniten aus dem Unteren Karbon gehört zu einem der wenigen größeren Gebiete, in denen die **Mitteldeutsche Kristallinzone** an der Oberfläche ausstreicht. Die Mitteldeutsche Kristallinzone gehört zum Saxothuringikum und markiert eine variszische Suturlinie, an der sich der Rheische Ozean in der letzten Phase der variszischen Gebirgsbildung schloss (▶ Abschn. 10.3.3). Zu den variszisch intrudierten Graniten gehören neben dem Ruhlaer Granit auch der Suhler und Ilmtaler Granit (auch als Thüringer Hauptgranit bezeichnet) am Südostende der Oberhofer Mulde (◘ Abb. 11.21). Im Süden ist der Thüringer Wald durch das Schwarzburg-Antiklinorium, das zum Thüringer Schiefergebirge gehört und in dem altpaläozoische und präkambrische Abfolgen des Saxothuringikums aufgeschlossen sind, begrenzt.

Die Rotliegend-Abfolgen des Thüringer Waldes bilden das verbindende Element zwischen dem Saale-Becken im Nordosten und dem Saar-Nahe-Becken im Südwesten, das sich bis in das Gebiet der Marne in Lothringen erstreckt. Sowohl sedimentäre als auch vulkanische Gesteine des Rotliegenden sind hier

großflächig vertreten und in ihrer Ausprägung den beiden angrenzenden Becken sehr ähnlich. Allerdings war das Gebiet des Thüringer Waldes zu Beginn der Beckenbildungen, die bereits im Westfalium (Oberkarbon) einsetzten, ein Abtragungsgebiet, in dem schon die variszisch intrudierten Granite tiefgründig verwitterten und abgetragen wurden. Erst im späten Stefanium wird auch das Gebiet des Thüringer Waldes in die Sedimentation mit einbezogen. Ähnlich wie in den beiden angrenzenden Becken sammelte sich eine mächtige Abfolge von kontinentalen klastischen Sedimenten an, in die an der Basis des Rotliegenden ebenso mächtige vulkanische Abfolgen eingeschaltet sind. In der Oberhofer Mulde wurde eine etwa 2000 m mächtige Abfolge von kontinentalen Sedimenten abgelagert. Die Eisenacher Mulde ist in Verlängerung der Hessischen Senke zu sehen. Hier sammelten sich ca. 500 m mächtige Sedimentpakete an.

Die Sedimente des Rotliegenden, die im Thüringer Wald lokal recht unterschiedlich zusammengesetzt sind und die verschiedensten Formationsnamen tragen (z. B. Eisenach-, Elgersburg-, Georgenthal-, Goldlauter-, Ilmenau-, Manebach-, Möhrenbach-, Oberhof-, Rotterode-, Tambach-Formation), stellen die Molasse des variszischen Gebirges dar. Oft sind die sedimentären Abfolgen von Unterbrechungen durch Abtragungsperioden gekennzeichnet, die mitunter auch mehrere Zehnermillionen Jahre andauern können. Im Unterrotliegenden kam es auch zur Ausbildung von Kohleflözen, die im Thüringer Wald in der Gegend von Manebach und Gehlberg zeitweilig abgebaut wurden. In Seeablagerungen bei Friedrichsroda (Gottlob-Steinbruch, Goldlauter-Formation), die heute als geologisches Denkmal geschützt sind, wurden eine Fülle von Fossilien mit Pflanzen, Fischen, Amphibien und Sauriern aus dem Unterrotliegenden gefunden.

Die jüngste Abfolge gehört zur **Tambach-Formation** aus dem Oberrotliegenden, die diskordant auf älteren Serien aufliegt. Die Diskordanz lässt sich stratigraphisch mit der Saalischen Diskordanz im Saale-Becken korrelieren (s. oben). In den fluviatilen Sandsteinen der Tambach-Formation werden auch heute noch hervorragend erhaltene Saurierfährten und -knochen gefunden. Eine Fundstelle bei Tambach-Dietharz, an der man einige vollständig erhaltene Saurierskelette bergen konnte, zählt zu den bedeutendsten ihrer Art in Europa. Neben anderen Saurier- und Amphibienarten wurden hier Ende der 1990er-Jahre zwei nebeneinander liegende, vollständig erhaltene Skelette des Sauriers *Seymouria sanjuanensis* gefunden, das sog. Tambacher Liebespaar. Bis dahin war diese Sauriergattung nur aus ebenfalls unterpermischen Ablagerungen in Utah in den USA bekannt. Das ist ein deutlicher Hinweis darauf, dass die beiden Fundorte zu dieser Zeit noch wesentlich näher beieinander lagen und ein Austausch möglich war, denn kurz zuvor hatten sich alle großen Kontinente zum großen Superkontinent Pangäa zusammengeschlossen. Den trennenden Atlantischen Ozean gab es im Perm noch nicht.

Die vulkanischen Serien im Thüringer Wald sind durch saure Vulkanite mit Rhyolithen, Ignimbriten und vulkanischen Brekzien sowie flache Intrusionen gekennzeichnet. Sie ähneln sowohl in ihrer Zusammensetzung als auch ihrem zeitlichen Auftreten im Unterrotliegenden den Serien in den angrenzenden Saale- und Saar-Nahe-Becken. Im südlichen Thüringer Wald lassen sich zwei eruptive Abfolgen unterscheiden. Die Oberhofer Serie, die z. B.

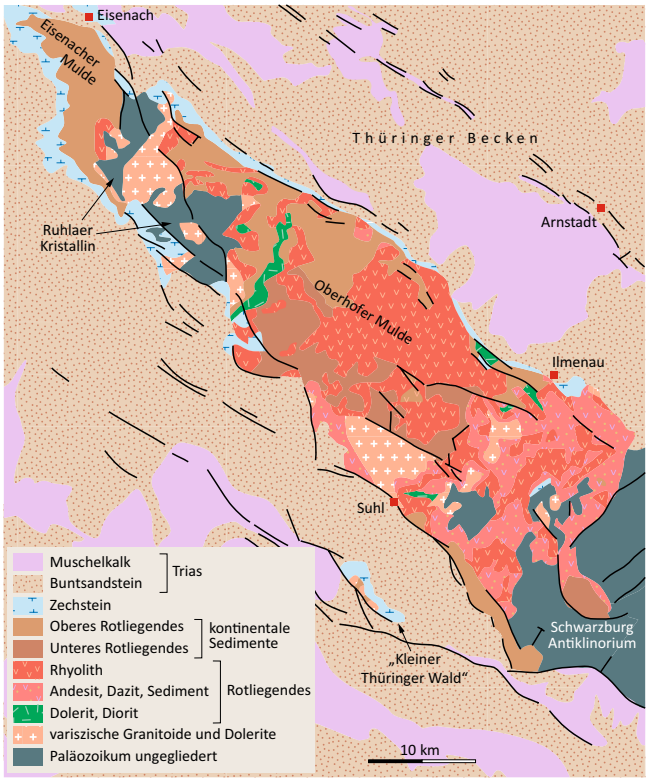


Abb. 11.21 Geologische Karte des Thüringer Waldes. (Vereinfacht nach der Geologischen Karte der Bundesrepublik Deutschland 1:1.000.000, BGR 1993)

am Hauptkamm des Thüringer Waldes, am Großen Beerberg, am Schneekopf und am Großen Finsterberg aufgeschlossen ist, enthält neben rhyolithischen Porphyren und Tuffen auch Sedimente. In den Rhyolithen finden sich vereinzelt kugelförmige achat- und quarzgefüllte Hohlräume, die lokal als „Schneekopfkugeln" bezeichnet werden (▶ Box 13: Achat). Im Südosten dominiert die Gehrener Serie, die neben Porphyren und einem größeren Anteil an Porphyriten nur sehr wenige Sedimente enthält. Eine Besonderheit ist der **Höhenberg-Dolerit** (auch als Hühnberg-Dolerit bezeichnet), der als ein NNO-SSW streichendes Band einer alten variszischen Struktur folgend den Thüringer Wald durchschneidet und die jüngste Bildung der permischen Magmatite darstellt. Dieser mehrere hundert Meter mächtige subvulkanische Körper ist ein Lagergang mit gabbroider Zusammensetzung, der in die Gesteine des Unterrotliegenden eingedrungen ist und diese kontaktmetamorph überprägt hat.

Deutlich außerhalb des Thüringer Waldes im südlichen Vorland gelegen und umgeben von Gesteinen des Buntsandsteins schließt sich ein kleines Gebiet an, das geologisch dem Thüringer Wald sehr ähnlich ist und „Kleiner Thüringer Wald" genannt wird (Abb. 11.21). Hier finden sich die gleichen Gesteine mit variszisch geprägten Graniten und Sedimenten aus dem Rotliegenden und Zechstein, die ebenfalls während der späten Kreide und dem frühen Tertiär hochgepresst wurden. Der Kleine Thüringer Wald ist allerdings heute kein herausgehobenes Gebirge, sondern setzt sich aufgrund des fruchtbareren Bodens durch bebaute Felder von seiner überwiegend bewaldeten Umgebung, die durch nährstoffarme, sandige Böden gekennzeichnet ist, ab. Gemessen

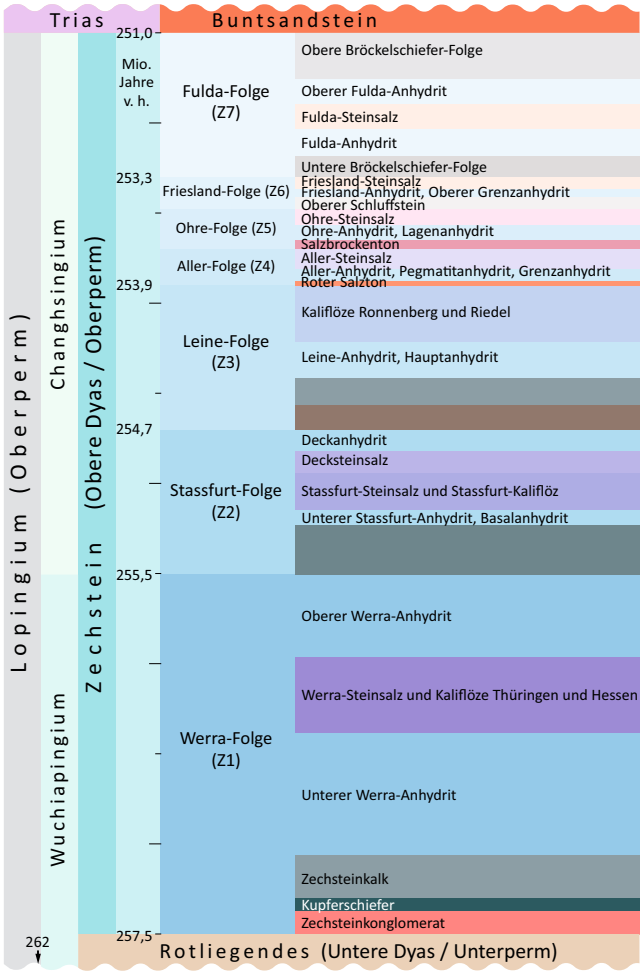


Abb. 11.22 Zechstein-Stratigraphie im Norddeutschen Becken und angrenzenden Regionen. (Verändert nach Menning et al. 2002, 2011; Menning und Hendrich 2005; Peryt et al. 2010)

an den Versatzbeträgen reiht sich jedoch auch diese tektonische Scholle in das System aus Hochschollen und Tiefschollen ein, die den Raum der heutigen deutschen Mittelgebirge charakterisieren.

11.2.2 Zechstein

Das Rotliegende wird von einer vergleichsweise kurzen, nur etwas mehr als 7 Mio. Jahre dauernden, überwiegend evaporitischen Phase abgelöst. Während dieser Zeit wurden jedoch mächtige Gesteinsserien abgelagert, die wegen ihrer besonderen gesteinsphysikalischen Eigenschaften im Verlauf der späteren Entwicklung die Struktur der Senkengebiete ganz maßgeblich beeinflussten. Es kam zu mehrfach sich wiederholenden Abfolgen von Tonen, Kalken und evaporitischen Gesteinen mit Gips bzw. Anhydrit und verschiedenen Salzen (Abb. 11.22). Der Name „Zechstein" geht sprachlich auf eine alte bergmännische Bezeichnung für einen „zähen Stein" zurück, bezieht sich aber auch auf die Zechen als Synonym für Bergwerke, die für den Abbau des zum Zechstein gehörenden Kupferschiefers angelegt wurden. Er ist heute nur lithostratigraphisch zu verwenden, da der Übergang vom Rotliegenden zum Zechstein diachron ist, d. h. an verschiedenen Stellen zu unterschiedlichen Zeiten stattfand. Auch die Obergrenze stimmt nicht mit der internationalen Perm-Trias-Grenze überein, sie liegt knapp darunter. Dennoch wird die Bezeichnung Zechstein im nördlichen Mitteleuropa weiter verwendet, da sie die besondere Bedeutung des hier entstandenen Zechsteinmeeres hervorhebt.

Die Zechsteinzeit ist im nördlichen Mitteleuropa seit der variszischen Gebirgsbildung durch erstmalig wieder vollmarine Verhältnisse und generell durch die Bildung von mächtigen Steinsalzablagerungen geprägt (Abb. 11.23). Mit der Zechstein-Transgression erfolgte die großregionale Umstellung auf ein langwährendes Ablagerungsregime im nördlichen Mitteleuropa, das zur Füllung des Zentraleuropäischen Beckens mit z. T. erheblichen Mächtigkeiten führte. Die Transgressionen erfolgten in mehreren Zyklen, die in unterschiedlichen Beckenarealen durchaus unterschiedlich ausgeprägt sind. Das Hauptablagerungsgebiet befindet sich im Zentrum des **Norddeutschen Beckens**, wo die Zechstein-Serien über 2000 m mächtig werden können (Olsen 1987). Wegen der später einsetzenden Salzbewegung und teilweiser Erosion sind die heutigen Mächtigkeiten der Zechsteinablagerungen sehr variabel und geben oft keine Auskunft mehr über deren ursprüngliche Mächtigkeiten. Während des Zechsteins wurden jedoch nicht nur Salze abgelagert, sondern es kam in zyklischer Abfolge auch zur Sedimentation von Tonen, Gipsen (die später während der Diagenese zu Anhydrit umgewandelt wurden) und Kalken.

Die Basis der Zechstein-Abfolge bildet das **Zechstein-Konglomerat**, das den Meeresspiegelanstieg und die nachfolgende Transgression des Meeres in das Norddeutsche Becken anzeigt. Es ist ein weit verbreiteter und scharfer chronostratigraphischer Markerhorizont, der z. T. diskordant auf dem Rotliegenden aufliegt. Direkt darüber folgt der **Kupferschiefer**. Die obersten 10 bis 50 m des Rotliegenden sind mancherorts durch sandige Sedimente gekennzeichnet, die aufgrund ihrer hellen Färbung auch als **Weißliegend** bezeichnet werden. Allerdings ist ihre Interpretation nicht immer einheitlich. Sie werden als äolische Sande, aber auch als marine Bildungen oder in einem fluviatilen bis ästuarinen Bereich gebildet angesehen. Zu unterscheiden ist das Weißliegende vom **Grauliegenden**, das einen später durch diagenetische Prozesse entfärbten Bereich der obersten Rotliegend-Sedimente bezeichnet. Hier wurden die rot färbenden Eisenoxidminerale durch Wasser gelöst und abgeführt, wodurch sich die Farbe in Grau, manchmal auch in ein helles Grün veränderte.

Das Zechsteinmeer entwickelte sich sehr rasch infolge einer **katastrophalen Überflutung** vor 257,5 Mio. Jahren, die von der Barentssee im Nordwesten in das Zentraleuropäische Becken eindrang. Das war möglich, weil die thermische Subsidenz, die im Oberrotliegenden einsetzte, dazu führte, dass das Gebiet des künftigen Zentraleuropäischen Beckens vermutlich bereits mehrere hundert Meter unter dem Meeresspiegel lag. Die Überflutung wurde durch Riftingprozesse zwischen Norwegen und Grönland und eustatische Meeresspiegelschwankungen aufgrund von abschmelzenden Eismassen auf dem südlichen Kontinent Gondwana ausgelöst. Die Barriere im Nordwesten des Beckens wurde dabei durchbrochen, und es kam zu der katastrophalen Überflutung des Zentraleuropäischen Beckens und zur Ausbildung vollmariner Verhältnisse. Die Wassertiefe des neu entstandenen Meeresbeckens dürfte zwischen 200 und 300 m betragen haben

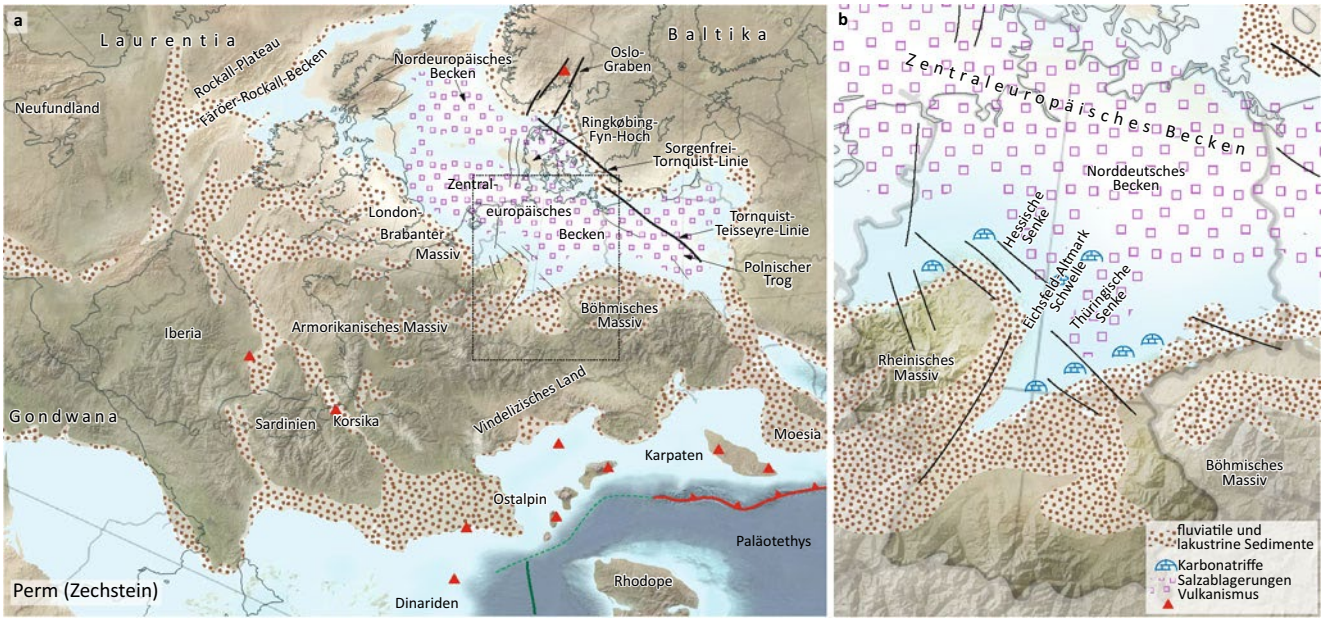


Abb. 11.23 Paläogeographische Rekonstruktion Mitteleuropas (**a**) und Deutschlands (**b**) zur Zeit des Zechsteins (Oberperm). (Topographische Grundlage aus Blakey 2011; verändert und ergänzt nach Ziegler 1990; Peryt et al. 2010)

(Ziegler 1990). Die plötzliche Überflutung hatte eine erhöhte Auflast auf der Lithosphäre zur Folge, wodurch es durch den einsetzenden isostatischen Ausgleich zu weiterer Subsidenz und zur Ausweitung des Zechstein-Beckens kam (McCann et al. 2008).

Kupferschiefer

Über dem Zechsteinkonglomerat, direkt über den Sedimenten des Rot- bzw. Weiß- und Grauliegend oder aufliegend auf älteren deformierten Gesteinen befindet sich eine geringmächtige, aber dennoch sehr charakteristische Schicht, die als **Kupferschiefer-Formation** zusammengefasst wird. Sie stellt einen sehr weit verbreiteten und wichtigen Leithorizont innerhalb der permischen Abfolge dar. Die Bezeichnung „Schiefer" für das Gestein ist eigentlich irreführend, da es sich bei den Tonsteinen der Kupferschiefer-Formation nicht um metamorphe Gesteine handelt. Aufgrund seiner plattigen Ausbildung ähnelt er einem dunklen Schiefer, ist aber strenggenommen nur ein diagenetisch verfestigter Tonstein. Der Begriff „Kupferschiefer" wird aufgrund seiner weiten Verbreitung und der vielfachen Verwendung in der Literatur dennoch beibehalten.

Nachdem sich durch die rasche Überflutung ein flaches, geschlossenes Meeresbecken herausgebildet hatte, konnte sich in den oberen sauerstoffdurchlüfteten Bereichen ein reichhaltiges Leben entwickeln. Schon nach kurzer Zeit stellten sich am Boden des Meeresbeckens jedoch die besonderen Bedingungen ein, die zur Ablagerung des Kupferschiefers im eigentlichen Sinne führten. Die dunkle Färbung der Tonsteine zeigt an, dass zur Zeit der Sedimentation sauerstofffreie Verhältnisse am Meeresboden herrschten. Bis auf wenige Ausnahmen an seichten Stellen im Zechsteinmeer, die von gut durchlüftetem Wasser bedeckt waren und wo sich eine kalkige Fazies entwickeln konnte, entstand eine nur wenige Dezimeter bis maximal 1 m mächtige Lage von dunklen bituminösen Tonsteinen. Sie wurden in einem abgeschlossenen Stillwasserbecken unter den Bedingungen des **euxinischen Milieus** abgelagert (▶ Box 17: Euxinisches Milieu). Da das Bodenwasser stagniert, ist der Austausch von Sauerstoff nicht möglich. Organische Substanz wird daher unter den sauerstofffreien Verhältnissen nicht zersetzt, sondern reichert sich im Sediment an und bewirkt die Schwarzfärbung. Die euxinischen Bedingungen hielten allerdings nur über einen relativ kurzen Zeitraum von ungefähr 50.000 Jahren an. Durch die hohe Verdunstungsrate in dem äußerst ariden Umfeld des Norddeutschen Beckens kam es bald zu einer starken Übersalzung und dadurch zu einer intensiven Beeinträchtigung der Lebewelt auch in den oberen Wasserschichten.

Die Kupferschiefer-Formation ist aufgrund ihrer Einzigartigkeit und ihres Fossilreichtums ein äußerst wichtiger und markanter stratigraphischer Leithorizont. Bekannt sind aus dieser Formation vor allem die vielen Fischfossilien, worunter der sehr häufig vorkommende *Palaeoniscus freieslebeni* als „Permischer Hering" einen hohen Bekanntheitsgrad erlangte (Abb. 11.24). Aber auch andere Fossilien wie z. B. Quastenflosser, Haie, Reptilien oder Pflanzenreste sind in den schwarzen Tonsteinen in oft hervorragender Erhaltung zu finden. In Eisleben wurde Anfang des letzten Jahrhunderts in der Kupferschiefer-Formation das weltweit älteste gleitflugfähige Reptil (*Coelurosauravus jaekeli*; benannt nach dem Greifswalder Paläontologen Otto Jaekel, 1863–1929) gefunden.

Besondere wirtschaftliche Bedeutung erlangte die Kupferschiefer-Formation durch das Vorkommen von **Kupfer** und einigen anderen wertvollen Metallen. Teilweise gelangten die Metalle bereits bei der Ablagerung in das Sediment, ein Großteil wanderte jedoch erst in der Folgezeit bis in die Triaszeit und auch später noch in das Gestein hinein. Das Kupfer stammt aus heißen, mineralhaltigen hydrothermalen Lösungen, die im Oberen Perm und in der Unteren Trias einerseits an submarinen Quellen austraten und sich schnell mit dem am Boden vorhandenen Schwefelwasserstoff (H_2S) verbinden konnten, so dass sie sich mit dem Sediment vermischten. andererseits aber auch erst etwas später durch zirkulierende Wässer in das Gestein einwanderten und dort ausfielen



Abb. 11.24 *Palaeoniscus freieslebeni*, der „Permische Hering", aus dem Kupferschiefer (Oberperm) am Südrand des Harzes an der „Langen Wand" bei Ilfeld. [N 51°34'6" / O 10°47'4"]

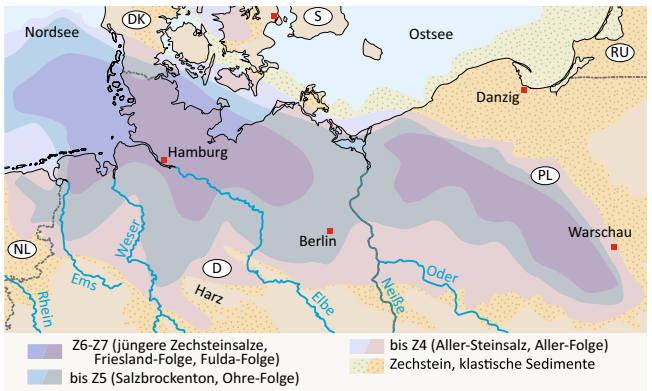


Abb. 11.26 Verbreitung der Zechsteinsalze und -sedimente im Gebiet des Norddeutschen und Polnischen Beckens. (Verändert nach Peryt et al. 2010)

(Jowett et al. 1987; Bechtel et al. 1996). Das Kupfer war zunächst in chloridischer Form gelöst und erreichte die Tonsteine, die eine abdichtende Barriere für Fluide darstellten. Die reduzierenden Bedingungen und das Vorhandensein von Schwefel in den Tonsteinen führten dazu, dass das Kupfer in sulfidischer Form ausgefällt wurde und sich in der Kupferschiefer-Formation anreicherte. Da der Kupfergehalt mit durchschnittlich 2–3 % , in Ausnahmefällen auch über 5 % für ein Kupfererz recht hoch ist, lohnte sich der Abbau trotz der geringen Mächtigkeit der Kupferschieferlage. Neben Kupfer kommen auch andere Metalle wie Silber, Blei oder Zink vor. Vor allem im Mansfelder Land wurde der Bergbau, der hier nachgewiesenermaßen schon seit mehr als 1000 Jahren umgeht, noch bis 1990 betrieben – in früheren Zeiten unter teils unmenschlichen Bedingungen in Untertageabbauen, die nicht einmal einen Meter hoch waren. Beim sog. Duckelbergbau wurden mehrere Meter tiefe Schächte abgeteuft, von denen aus das Kupferschieferflöz in alle Richtungen so weit abgebaut wurde, wie es die Frischluftzufuhr erlaubte (max. 7–8 m). Zahlreiche bis zu 50 m hohe Halden, die man anhand ihrer Form bestimmten bergbaulichen Epochen zuordnen kann, zeugen noch heute von der einstigen Kupferproduktion (Abb. 11.25). Die Verknappung der Rohstoffe und dadurch bedingte starke Preisanstiege führen dazu, dass es inzwischen ernsthafte Überlegungen gibt, den Kupferbergbau im Mansfelder Land wieder aufzunehmen. In der Lausitz ist eine erneute Kupfererzgewinnung bereits über das Planungsstadium hinaus und wird derzeit einem notwendigen Raumordnungsverfahren unterzogen. Im Unterschied zur Mansfelder Lagerstätte sind hier deutlich mächtigere Vererzungen festgestellt worden (Kopp et al. 2006). Beiprodukte des Kupferabbaus im Mansfelder Land waren die in Würfel- oder Quaderform gegossenen Bausteine, die aus dem geschmolzenen Gestein gefertigt wurden, das als Schlacke beim Kupfergewinnungsprozess anfiel. Zur DDR-Zeit waren die Bausteine, die für den Straßenbau oder für Mauern verwendet wurden, ein erfolgreiches Exportprodukt. Sie finden sich heute deshalb an vielen Orten in ganz Europa. Für den Hausbau eigneten sie sich jedoch nicht, da sie wegen eines nicht unwesentlichen Gehaltes an Uran eine zu hohe Strahlenbelastung dargestellt hätten.



Abb. 11.25 Abraumhalde des Kupferschieferbergbaus im Mansfelder Land östlich von Mansfeld. [N 51°34'58" / O 11°33'40"]

Karbonatische Sedimente des Zechsteins

Über dem Kupferschiefer beginnt eine sich zyklisch wiederholende, mächtige Abfolge von Dolomiten und evaporitischen Gesteinen mit Gips bzw. Anhydrit und verschiedenen Salzen, die regelmäßig von tonigen Zwischenlagen unterbrochen wird. Insgesamt lassen sich sieben Zyklen unterscheiden, die in ihrer stratigraphischen Abfolge in Abb. 11.22 dargestellt sind. Die ursprüngliche Einteilung in die klassischen vier Zyklen (Werra-, Stassfurt, Leine-, Aller-Folge; Z1 bis Z4) ist inzwischen um drei jüngere Zyklen (Ohre-, Friesland-, Fulda-Folge; Z5 bis Z7) ergänzt worden, wobei es bei diesen Einheiten noch Diskussionen über deren Umfang und Eigenständigkeit gibt. Lokale Abweichungen von der Abfolge, die eine synthetische Zusammenstellung aller möglichen Zyklen darstellt, sind jedoch weit verbreitet. So sind z. B. im nördlichen Mecklenburg-Vorpommern nur die unteren fünf Zyklen vertreten, während zum tieferen Beckenbereich hin in der Regel alle Zyklen vorhanden sind (Abb. 11.26). Südlich des Harzes sind nur die ersten vier Zyklen vertreten.

Der Kupferschiefer gehört in den untersten Zyklus des Zechsteins, der als **Werra-Folge** (Z1) beschrieben wird (Abb. 11.22). Direkt über dem Kupferschiefer folgt der **Zechsteinkalk**, der unter noch normalen marinen Ablagerungsbedingungen meist als Plattformkalk, manchmal aber auch als dolomitischer Kalkstein rings um das Zentraleuropäische Becken entstand. Er stellt die erste karbonatische Ablagerung in der zyklischen Abfolge des Zechsteins dar (Werra-Folge, Z1). Die Karbonate der späteren Zyklen sind meistens dolomitisch geprägt, allerdings kam es je nach Faziesbereich auch hier stellenweise zur Bildung von Oolithen, Algenlaminiten und bioklastischen Kalken. Am unteren Rand der Plattform und im tieferen Teil des Beckens gehen die Zechsteinkalke und ihre Äquivalente in bituminöse dunkle Kalksteine über. Diese regional unterschiedliche Faziesverteilung lässt sich in späteren Zyklen

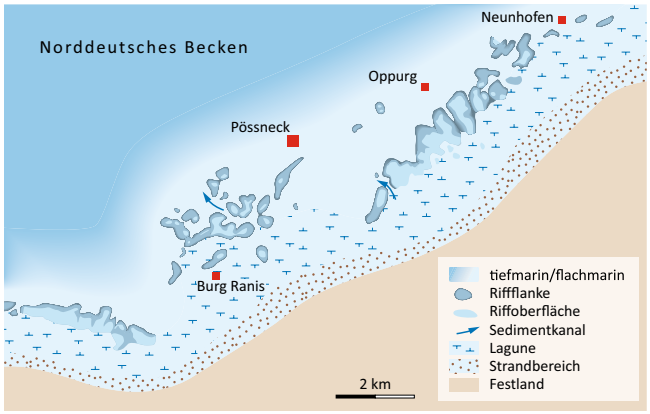


Abb. 11.27 Riffstrukturen und Faziesverteilung am Südrand des Norddeutschen Beckens während des obersten Perms (Zechstein, Werra-Zyklus). Die Riffstrukturen befinden sich nördlich des Thüringischen Schiefergebirges in der Orlasenke bei Pössneck. (Nach Paul und Huckriede 2004)



Abb. 11.28 Zechsteinkalk in Lagunenfazies, diskordant auflagernd auf verfalteten karbonischen Grauwacken des varizischen Untergrundes. Lokalität direkt unterhalb des Totensteinriffs (Zechsteinkalk) an der Harrasmühle bei Lausnitz, Orlasenke. [N 50°43'8" / O 11°41'56"]



Abb. 11.29 Die „Lange Wand" bei Ilfeld. Zechsteinkalk in bankiger Fazies liegt diskordant auf vergrusten Rhyolithen des Rotliegenden, die im oberen Bereich stellenweise gebleicht sind. Der Kupferschiefer ist an dieser Stelle tektonisch ausgequetscht, steht aber in der direkten Nachbarschaft der „Langen Wand" wenige Meter neben diesem Aufschluss an. [N 51°34'06" / O 10°46'59"]

in ähnlicher Form wiederfinden. Am Südrand des Beckens und auf Schwellenbereichen wie der Eichsfeld-Altmark-Schwelle, die mit einer Breite von mehreren Zehnerkilometern das Zentraleuropäische Becken in einen westlichen und östlichen Teil trennte (Hessische Senke im Westen und Thüringische Senke im Osten; Abb. 11.23b), entwickelten sich mit dem Zechsteinkalk (Z1, Abb. 11.22) neben Flachwasserkarbonaten in Lagunenbereichen bis über 50 m mächtige Karbonatriffe, die im Wesentlichen aus Bryozoen und Rudisten aufgebaut wurden. Gut erhaltene Zechsteinriffe sind z. B. in der Orlasenke in der Umgebung von Pößneck (Abb. 11.27) oder am Rand des Thüringer Waldes bei Bad Liebenstein und Thal zu finden. Sie sind z. T. direkt auf dem verfalteten paläozoischen Untergrund (Abb. 11.28), stellenweise aber auch auf Sedimenten des Rotliegenden aufgewachsen. Am Harzsüdrand liegen die Zechsteinkalke in einer Lagunenfazies z. T. auf dem Kupferschiefer, z. T. aber auch direkt auf den Rotliegend-Vulkaniten wie z. B. an der Ilfelder „**Langen Wand**" (Abb. 11.29).

Für die Paläontologie von größter Bedeutung ist die **Korbacher Spalte** in Korbach bei Kassel in Nordhessen. In einer ca. 1 km langen Spalte sind zahlreiche Fossilien von landlebenden Wirbeltieren aus der Ablagerungszeit des Kupferschiefers erhalten geblieben (Sues und Munk 1996). Ein besonderer Umstand hat dazu geführt, dass die schon zuvor in einer Primärlagerstätte zusammengeschwemmten Fossilien erneut umgelagert und in eine mehrere Meter breite Spalte hinein verfrachtet wurden. In dieser Spalte, die sich in Zechsteinkalken der Werra-Folge (Z1, Abb. 11.22) kurz nach deren Bildung öffnete, hat man stark fragmentierte Knochen von ursprünglichen Reptilien (Pareiasaurier), Vorfahren der Dinosaurier (Archäosaurier) und säugetierähnlichen Reptilien (Therapsiden) gefunden. Da die Fossilien geringfügig älter sind als die Gesteine, in denen sich die Spalte befindet, müssen die Knochenfragmente mehrfach umgelagert worden sein (Bökenschmidt 2006).

Der zweite Zechstein-Zyklus (Z2, **Stassfurt-Folge**, Abb. 11.22) beginnt mit dem Hauptdolomit, der zum Beckeninneren hin in geringer mächtige Stinkkalke und -schiefer übergeht. Letztere sind durch einen hohen Anteil an organischer Substanz dunkel gefärbt und riechen beim Anschlagen unangenehm nach Schwefelwasserstoff (H_2S). Insbesondere der Hauptdolomit ist in seinen Plattformbereichen in Norddeutschland ein wichtiger Erdgas- und Erdölspeicher (das sog. Ca2-Stassfurt-Karbonat). Der dritte Zyklus (Z3, **Leine-Folge**) ist durch den Plattendolomit gekennzeichnet, der sich an den Rändern des Beckens bis zu 90 m mächtig entwickelt. Zum Beckeninneren geht diese Abfolge in geringermächtige tonige Sedimente über. In den folgenden Zyklen (Z4 bis Z7) sind keine karbonatischen Gesteine mehr entwickelt.

Die zyklischen Schwankungen der Zechstein-Abfolge werden auf globale Meeresspiegelschwankungen zurückgeführt, die durch **Vereisungsphasen im Perm** gesteuert wurden. Im Oberkarbon und Perm lassen sich vielfältige Zeugen von Vereisungen wie Tillite (Gletscherablagerungen) oder Gletscherstriemungen in Südamerika, Südafrika, Indien und Australien nachweisen. Die heute über mehrere Kontinente verteilten Spuren der permischen Vereisungen lagen zur Permzeit eng beieinander um den permischen Südpol herum (Abb. 11.1), der im Oberkarbon und Perm

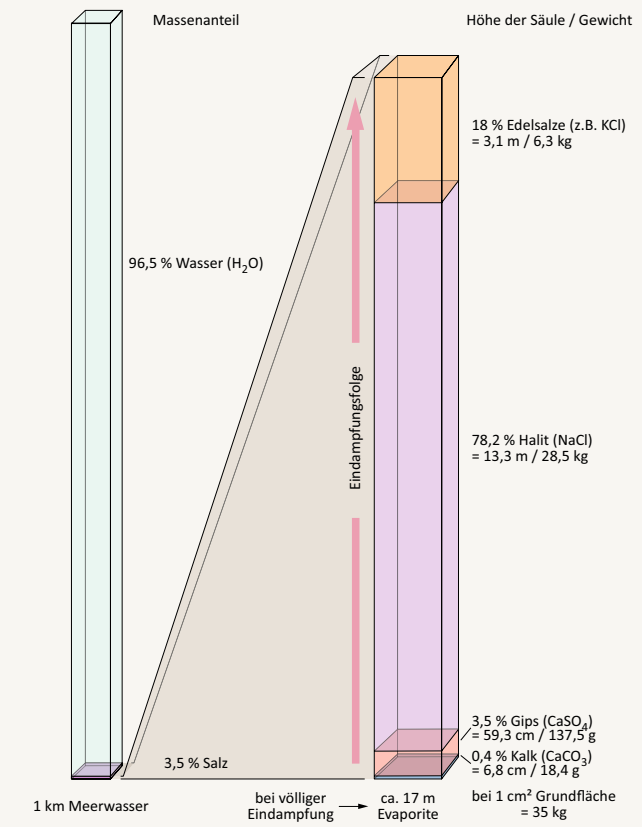


Abb. 11.30 Der Salzgehalt des Meerwassers berechnet auf eine 1 km lange Säule mit 1 cm² Grundfläche. Wenn diese Säule vollständig eingedampft wird, bleibt eine ca. 17 m hohe Salzsäule bestehen, deren Minerale idealerweise in einer Eindampfungsfolge abgeschieden werden. In natürlichen Evaporitabfolgen sind Karbonate und Gipse meist stärker vertreten.

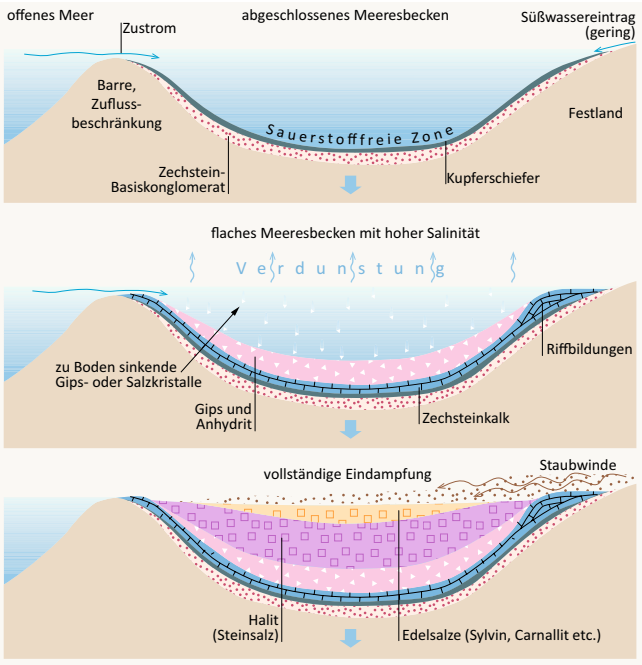


Abb. 11.31 Stark vereinfachte schematische Darstellung der Salzabscheidungsfolge zu Beginn der Zechstein-Entwicklung (Werra- und Stassfurt-Folge)

von Eis bedeckt war. Ob sich am permischen Nordpol auch eine Eiskappe entwickelt hatte, lässt sich heute nicht mehr sagen, denn zu dieser Zeit befand sich dort keine kontinentale Kruste, auf der Spuren erhalten bleiben können. Für Alfred Wegener war der Nachweis der permo-karbonischen Vereisungen, die heute z. T. in äquatorialen Positionen gefunden werden, eines der Schlüsselargumente für seine erstmalig 1912 veröffentlichte Kontinentalverschiebungstheorie (Wegener 1912, 1915, 1929). So, wie es im Pleistozän zu mehreren aufeinanderfolgenden Vereisungsphasen kam (▶ Kap. 16), die mit starken Meeresspiegelschwankungen von mehr als 100 m einhergingen, muss es während des Oberkarbons und Perms auch zyklische Schwankungen gegeben haben, die sich in der mehrfachen Wiederholung der Sedimentabfolge im Zechstein widerspiegeln. Die Rotliegend-Sedimente waren der Zyklizität nicht unterworfen, da sie sich weitestgehend unter kontinentalen Bedingungen unbeeinflusst von Meeresspiegelschwankungen in einem ariden Umfeld bildeten.

Evaporitische Sedimente des Zechsteins

Meerwasser enthält eine Reihe von gelösten Substanzen, die im Normalfall ca. 3,5 % der Masse ausmachen, wobei der größte Anteil davon mit knapp 80 % auf Kochsalz (NaCl) entfällt (Abb. 11.30). Bei der Verdunstung von Meerwasser entstehen nacheinander entsprechend ihrer Löslichkeit in Wasser verschiedene **Eindampfungsminerale**, die im Idealfall in einer typischen Reihenfolge übereinander auftreten. Zu Beginn werden die am geringsten löslichen Karbonate ausgeschieden, erst als **Calcit** ($CaCO_3$), dann als **Dolomit** ($CaMg[CO_3]_2$). Es folgen die Sulfate **Gips** ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) und **Anhydrit** ($CaSO_4$) und schließlich verschiedene Salze beginnend mit häufig sehr mächtigen Lagen von **Halit** (= Kochsalz, NaCl). Am Ende stehen bei einer vollständigen Eindampfung eines Meeresbeckens die Edelsalze, wobei hier v. a. **Sylvin** (KCl) und **Carnallit** ($MgCl_2 \cdot KCl \cdot 2H_2O$) zu nennen sind (Abb. 11.31). Dieser Salinarzyklus ist in der Zechstein-Abfolge nicht immer vollständig, da die Eindampfung des Öfteren durch erneute Meereseinbrüche unterbrochen wurde (Abb. 11.22).

Die zyklischen Abfolgen der Zechstein-Sedimente beginnen mit feinkörnigen, tonigen Sedimenten, auf die in den unteren drei Zyklen eine karbonatische Lage folgt. Die evaporitische Serie beginnt immer mit Anhydrit (griech. *anhydros*: wasserlos), einem Calciumsulfat ($CaSO_4$), das bei der Verdunstung von Meerwasser entsteht. Bei sehr hohen Temperaturen (> 66 °C) kann Anhydrit auch direkt entstehen, normalerweise wird jedoch zunächst Gips ausgefällt, der später diagenetisch zu Anhydrit umgewandelt wird. Gips enthält im Gegensatz zu Anhydrit im Kristallgitter gebundenes Wasser ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$).

Verursacht durch einen Meeresspiegelrückgang wurde das Zechsteinmeer vom Zustrom frischen Meerwassers abgeschnürt, wodurch sich zunächst der **Werra-Anhydrit** (Abb. 11.22) bildete; stellenweise erreicht er in tiefen Beckenbereichen Mächtigkeiten von mehr als 600 m. Zu Steinsalzablagerungen kam es während des ersten Zyklus (Werra-Folge, Z1) jedoch nur vereinzelt im Süden des Norddeutschen Beckens im Gebiet des Emslandes sowie in der Hessischen Senke. Die Folge endet mit einer oberen, geringer mächtigen Anhydritlage. Ein zeitweiser Anstieg des Meeresspiegels zu Beginn der Stassfurt-Folge (Z2) führte zum Zustrom von frischem Meerwasser und einer erneuten Bildung von karbonatischen Gesteinen (**Hauptdolomit**,

Stinkkalke). Karbonate finden sich vor allem in der Umrandung des Beckens, während zum Beckeninneren Anhydrite folgen. Während dieses Zyklus dampfte das Meeresbecken vollständig ein, sodass sich eine weit verbreitete, mächtige Abfolge von Steinsalz und Kalisalzen bildete. In den tiefsten Bereichen des Beckens im Gebiet der heutigen Nordsee können die Salze primäre Mächtigkeiten von über 1500 m erreichen. Zum Beckenrand hin werden die Lagen dünner, erreichen aber im Polnischen Becken auch noch Mächtigkeiten über 400 m. Die Leine-Folge (Z3) präsentiert sich nach einem erneuten Meereseinbruch, der auch zu tonigen Ablagerungen führte, in ähnlicher Weise wie die Stassfurt-Folge (Z2). Sie ist aber insgesamt geringer mächtig, obwohl es auch hier zur vollständigen Eindampfung mit der Bildung von Kalisalzen kam. Die folgenden Zyklen (Aller-, Ohre-, Friesland-, Fulda-Folge; Z4 bis Z7; Abb. 11.22) enthalten Ablagerungen von tonigen Sedimenten an der Basis, gefolgt von Anhydriten und Steinsalz. Zur Bildung von Kalisalzen kam es hier nicht mehr. Ab der Ohre-Folge (Z5) verringert sich die Beckengröße immer mehr, sodass die Zechstein-Abfolge insbesondere in den Randgebieten des Beckens häufig unvollständig ist und schon im Aller-Zyklus (Z4) endet (Abb. 11.26). Die zyklische Abfolge der Zechsteinsalze ist demnach in erster Linie von den Änderungen des Meeresspiegels geprägt. Jedoch wirken sich auch geomorphologische und klimatische Einflüsse sowie beckeninterne Konzentrationsströme aus. Randlich sind in den jüngsten Zechsteinablagerungen auch schon klastische Sedimente verbreitet, die zur terrestrisch dominierten Sedimentation in der Trias überleiten.

Salzstöcke und Salzkissen

Heute sind die Salzablagerungen des Zechsteins in der Regel nicht mehr in ihrer ursprünglichen Mächtigkeit anzutreffen. Das ist dem Umstand zu verdanken, dass Salze mit einem spezifischen Gewicht von $\rho \leq 2{,}2\ g/cm^3$ eine deutlich geringere, von der Tiefe unabhängige Dichte als Sedimentgesteine haben. Sedimente werden durch zunehmenden Überlagerungsdruck komprimiert und weisen dann Dichtewerte über $2{,}5\ g/cm^3$ auf. Dadurch entsteht ab einer Überlagerungsdicke von ca. 1000 bis 1500 m eine **Dichteinversion**, und die Ablagerungsfolge wird infolgedessen aufgrund der gravitativen Kräfte instabil. Zudem besitzt das Salz mineralogische Eigenschaften, die es unter erhöhtem Druck fließfähig machen, wobei die Fließgeschwindigkeit bis zu 0,3 mm pro Jahr betragen kann. Das sieht zwar auf den ersten Blick wenig aus, summiert sich aber bereits in einer Million Jahren zu einem Betrag von 300 m. Salze wandern so aus ihrem ursprünglichen Verband ab und sammeln sich bevorzugt an gehobenen Flanken von Störungszonen an, wo sie aufgrund ihres geringeren spezifischen Gewichtes nach oben drängen und sich in **Salzkissen** konzentrieren. Bei fortgesetzter Salzzufuhr können sich daraus **Diapire** (griech. *diapeirein*: durchdringen) entwickeln, die bis an die Oberfläche durchstoßen können (Abb. 11.32). In Abhängigkeit von der ursprünglichen Mächtigkeit des Salzlagers können sich auch ganze **Salzmauern** ausbilden. **Salzstöcke** und -mauern können sich auch vollständig von ihrem Ursprungsverband lösen.

Nach der Ablagerung der Salze im Zechstein hielt die Absenkung und die Sedimentation im Norddeutschen und Polnischen Becken an, sodass die Zechsteinsalze stellenweise schon im Mittleren Buntsandstein unter die kritische Tiefe gerieten.

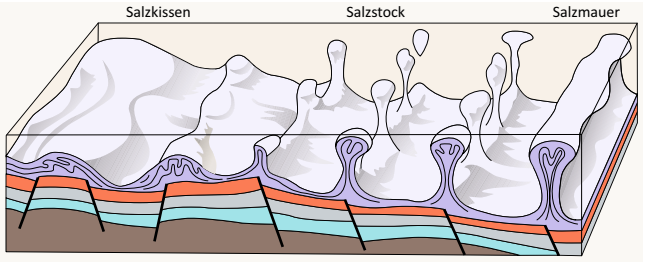


Abb. 11.32 Entwicklung von Salzkissen, Salzstöcken und Salzmauern durch seitliche Abwanderung des Salzes infolge der Überlagerung von dichteren Sedimentgesteinen. (Verändert nach Trusheim 1960)

Der Druck wurde nun groß genug, sodass die **Fließfähigkeit** des Salzes erreicht war. An Störungszonen, die in ihrer Ausrichtung oft alten, ererbten Strukturen aus früheren Deformationsphasen entsprechen, drängten die Salze nach oben und beeinflussten das Sedimentationsgeschehen über ihrem Aufstiegsort. Heute sind nahezu sämtliche Salzablagerungen des Zechsteins von dieser **Salzmigration** betroffen. Abhängig von der ursprünglichen Mächtigkeit der Salzablagerungen lassen sich im gesamten Norddeutschen und Polnischen Becken entsprechende Salzstrukturen im Untergrund nachweisen (Abb. 11.33). Die höchsten Mächtigkeiten sind im Raum nordwestlich von Hamburg im Unterelbe-Trog und Glückstadt-Graben zu finden. Hier sind mehrere nebeneinanderliegende Salzmauern entwickelt. Südlich anschließend gibt es vor allem im nördlichen Niedersachsen zahlreiche Salzstöcke, während es im Untergrund Mecklenburg-Vorpommerns und im Bereich des Polnischen Beckens vor allem zur Bildung von Salzkissen kam.

Zu Beginn der Salzmigration bilden sich Salzkissen, die zu Aufwölbungen der darüber befindlichen Schichtfolgen führen. Das Sedimentationsbecken wird dadurch in Schwellen- und Senkenbereiche gegliedert, in denen es zu Mächtigkeitsschwankungen und oft faziell unterschiedlichen Ablagerungen kommt (Abb. 11.34). Wo genügend Salz vorhanden ist, geht der Aufstieg der Salze in Salzdiapiren weiter und kann stellenweise zur Heraushebung und Erosion nicht nur des Deckgebirges, sondern auch des Salzes führen. Faziesunterschiede, starke Mächtigkeitsschwankungen, Schichtlücken und Diskordanzen innerhalb der Schichtfolge des Mesozoikums und Känozoikums zeugen von diesem als Salinartektonik zusammengefassten Prozess. Über eine detaillierte Analyse der Beckengeometrie und ihrer Veränderungen im Laufe der Zeit lässt sich die Aufstiegsgeschichte eines Salzdiapirs rekonstruieren.

Wenn die Salzstrukturen den Bereich des Süßwassers in der Grundwasserzone erreichen, werden die leicht wasserlöslichen Bestandteile gelöst und weggeführt, der oberste Teil des Salzstocks wird abgelaugt. Zurück bleiben die schwerer löslichen Bestandteile wie Anhydrit und Gips, oft vermischt mit tonigen Sedimenten. Dieser als **Gipshut** bezeichnete obere Abschluss eines Salzstocks ist an mehreren Salzstöcken in Norddeutschland über die Oberfläche hinausgedrückt worden und zeigt sich auch heute noch durch anhaltende salinartektonische Bewegungen. In Bad Segeberg ist am sog. Kalkberg, der heute durch die Karl-May-Festspiele im ehemaligen Gipssteinbruch vielerorts bekannt ist, ein Einblick in den Gipshut eines Salzstocks möglich. Der Kalkberg besteht somit auch nicht aus Kalk, sondern aus Gips und Anhydrit, der

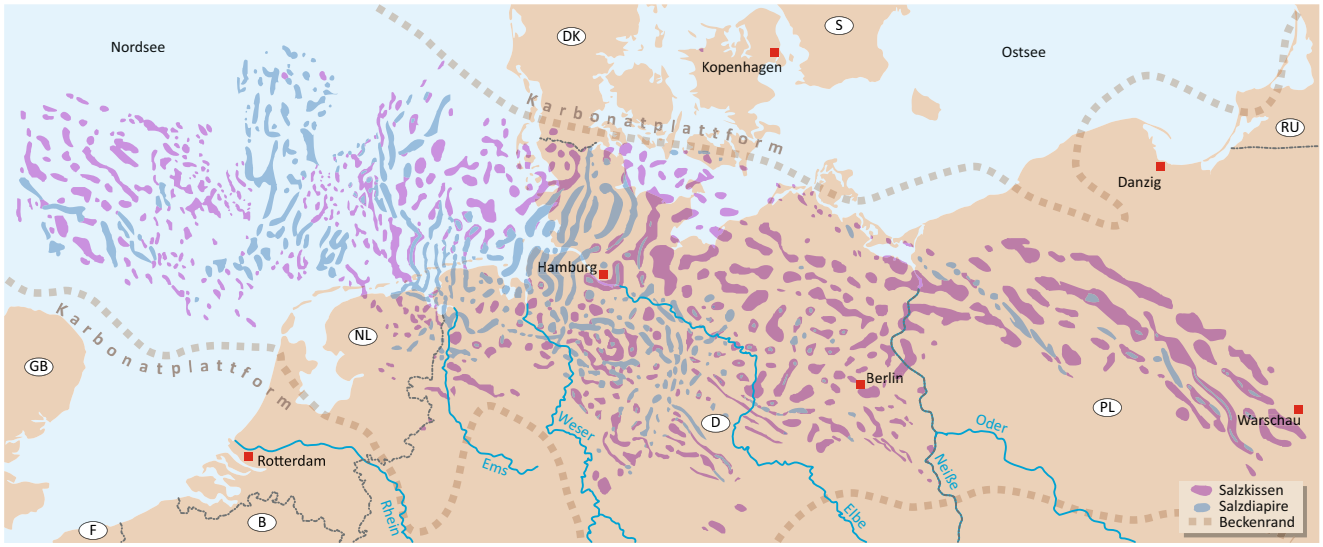


Abb. 11.33 Salzkissen- und Salzdiapirstrukturen im Untergrund der Nordsee sowie des Norddeutschen und Polnischen Beckens. Die größten Salzmächtigkeiten finden sich unter der Nordsee und Schleswig-Holstein. Salzdiapire sind dort zu Salzmauern verbunden. (Nach Lokhorst 1998; Pharaoh et al. 2010)

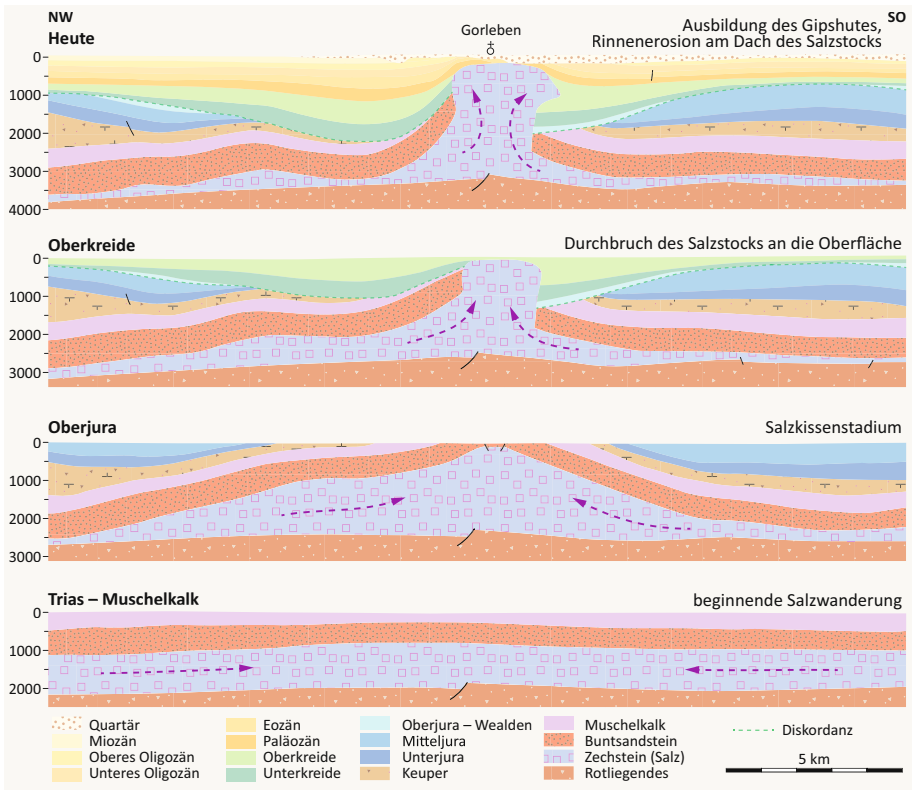


Abb. 11.34 Entwicklung eines Salzstocks über das Salzkissenstadium bis hin zum heutigen Salzstock am Beispiel des Salzstocks Gorleben. (Verändert und ergänzt nach Zirngast 1991; Bornemann et al. 2008)

hier noch bis in die 1930er-Jahre des letzten Jahrhunderts abgebaut wurde. Gipsbrüche machten auch den Diapir von Sperenberg (südlich von Berlin) bekannt. Hier wurde zudem 1867 die weltweit erste über 1000 m tiefe Bohrung abgeteuft (Endteufe 1272 m), die bei der Ermittlung der geothermischen Tiefenstufe Bedeutung erlangte (mit 3 °C/100 m bestimmt). In der Kalkgrube Lieth bei Elmshorn sind Gesteine des Rotliegenden und Zechsteins durch einen Salzstock an die Oberfläche gedrückt worden. Hier befindet sich das nördlichste oberflächlich aufgeschlossene Vorkommen von Kupferschiefer in Europa. Besonders eindrucksvolle Beispiele für die **Auslaugung** des Untergrundes lassen sich in Lüneburg beobachten, wo man die Senkungsbewegungen an vielen Stellen im Stadtgebiet an teilweise skurril schiefen Gebäuden, an Rissen in Wänden, am leider inzwischen stark beschädigten „Tor zur Unterwelt“ mit zwei übereinandergeschobenen Torflügeln oder an den schiefen Säulen der Michaeliskirche nachvollziehen kann. Durch die Auslaugung und die bergbauliche Tätigkeit des Salzabbaus in den letzten Jahrhunderten kommt es auch heute noch im Stadtgebiet zu massiven Senkungen, die oft starke Gebäudeschäden bis hin zur völligen Zerstörung zur Folge haben.

Häufiger kommt es über einem Salzstock jedoch zur Ausbildung von weitläufigen Senken als eine Folge lang andauernder

Auslaugung. Man spricht hier von **Subrosionssenken**, die mehrere Kilometer Durchmesser haben können und mancherorts sogar durch einen See gekennzeichnet sind. Beispiele dafür sind das Zwischenahner Meer im nördlichen Niedersachsen oder der Arendsee in der Altmark. Das Steinhuder Meer bei Hannover ist hingegen, obwohl es äußerlich an einen Auslaugungssee erinnert, nicht durch Subrosion, sondern durch Gletscherausschürfung während der letzten Eiszeit entstanden. An den Rändern einer Subrosionssenke sind die seitlich vom aufsteigenden Salzstock mitgeschleppten Gesteine nicht selten steil gestellt und ragen als kleinere Bergketten über die Umgebung heraus. Beispiele sind der Benther und Gehrdener Berg bei Hannover mit z. T. saiger stehenden Gesteinen des Buntsandsteins auf dem Kamm des Benther Berges (Abb. 11.35), die Asse bei Braunschweig, oder Huy und Hakel im subherzynen Becken am Nordrand des Harzes. Auch über Salzkissenstrukturen entstanden kleinere Bergrücken wie z. B. der Hildesheimer Wald und der Elm bei Helmstedt, wo die Schichten des Mesozoikums in flachen Antiklinalstrukturen emporgehoben wurden, oder die Kalkberge bei Rüdersdorf, wo sich heute inmitten eines flachen, mit quartären Sedimenten angefüllten Urstromtals ein großer Kalksteinbruch in schräggestellten Kalken des Unteren Muschelkalkes befindet.

Die Salzablagerungen des Zechsteins sind schon seit vielen Jahrhunderten ein wichtiger Wirtschaftsfaktor. Viele Ortsnamen im Norddeutschen Becken wie z. B. Halle an der Saale, Salzgitter, Salzhausen bei Lüneburg oder Salzwedel in der Altmark haben ihren Ursprung im ehemaligen Salzabbau, der den Orten oft auch zu ihrer Bedeutung verhalf. Aber nicht nur das Salz an sich, sondern auch die Randbereiche von Salzstöcken als Erdölfallen sowie in jüngerer Zeit Kavernen in Salzstöcken als Speicherort für Energierohstoffe (Erdgas, Rohöl) kommen dabei für die wirtschaftliche Nutzung in Betracht.

Die Zechsteinsalze werden und wurden in vielen Salzstöcken des Norddeutschen Beckens abgebaut. Allerdings sind von ehemals über hundert Bergwerken heute nur noch ca. zehn aktiv, wobei es hier vordringlich um die Förderung von Kalisalzen geht. Sie werden vor allem als Düngemittel verwendet und sind auch in der chemischen Industrie von Bedeutung. Steinsalz wird nur noch an wenigen Stellen abgebaut und dient neben der Speise- und Auftausalzherstellung vor allem zur Gewinnung von Chlor und Natrium. Ein unschöner Nebeneffekt der Salzförderung sind die hohen, grauen und weißlichen, fast immer unbewachsenen und weithin sichtbaren Abraumhalden. Sie bestehen fast ausschließlich aus unreinem Steinsalz, das bei der Förderung von Kalisalzen als Abraum anfällt. Durch Regenwasser werden die Halden allmählich abgelaugt (pro Jahr etwa 10 cm), wodurch es in der Umgebung trotz einiger Schutzmaßnahmen zur Versalzung des Grundwassers kommen kann – ein Problem, das sicher noch mehrere hundert Jahre bis zur vollständigen Ablaugung der Halden bestehen wird.

An über 40 Standorten in Deutschland hat man inzwischen große **Kavernen** als Speicher für Erdgas und Rohöl in Salzstöcken angelegt. Dabei werden in Tiefen von über 2,5 km in der Regel zylinderförmige Hohlräume mit bis zu 100 m Durchmesser und über 500 m Höhe künstlich mit Wasser ausgesolt. Die Speicher mit Volumina von mehr als 100.000 m^3 eignen sich aufgrund der plastischen Eigenschaften des Salzes und seiner Dichtheit hervorragend für die langfristige Einlagerung von Flüssigkeiten

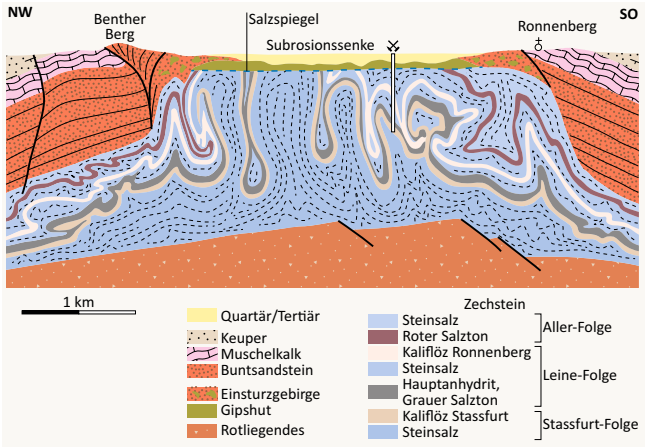


Abb. 11.35 Schnitt durch den Salzstock Ronnenberg bei Hannover. An der Flanke des Salzstocks am Benther Berg sind die Schichten des Buntsandsteins steil aufgerichtet. Über dem Salzstock hat sich eine Subrosionssenke mit mehreren Kilometern Durchmesser gebildet. (Verändert nach Ahlborn und Richter-Bernburg 1953)

und Gasen. Die gesetzlich vorgeschriebene Vorratshaltung von Energierohstoffen für Krisensituationen ist auf diese Weise in Deutschland relativ einfach und sicher möglich, wobei es von großem Vorteil ist, dass an der Oberfläche keine großen Gebäude zum Schutz oder riesige Tanks errichtet werden müssen. In erster Linie gleichen die großen Speicher jedoch die hohen, jahreszeitlich bedingten Schwankungen im Verbrauch von Öl und Gas aus.

Seit Jahrzehnten wird über die Eignung von Salzstöcken für die **Endlagerung radioaktiver Abfälle** diskutiert, bislang ohne ein befriedigendes Ergebnis. Während die Eigenschaften des Salzes durchaus für eine sichere Lagerung der Abfälle sprechen, sind es die randlichen Gegebenheiten, die zu einer kritischen Betrachtung Anlass geben. Ein bereits wirtschaftlich genutzter Salzstock wie z. B. im ehemaligen Salzbergwerk Asse ist für eine solche Lagerung ungeeignet. Wie sich herausgestellt hat, ist es nicht möglich, ein solches stark durchlöchertes Gebilde über lange Zeiträume hinweg wirkungsvoll gegen Wasser abzudichten. Eine Kontamination des Grundwassers mit radioaktiven Stoffen ist daher nicht auszuschließen. Längerfristig sollen daher die bereits eingelagerten radioaktiven Stoffe wieder aus dem Salzbergwerk Asse herausgeholt werden. Aber auch ein bislang unverritzter Salzstock, in dem es noch nie zu einer bergbaulichen Nutzung kam, ist problematisch, da er in dem Moment, in dem dort ein Bergwerk abgeteuft wird, eine Verbindung mit dem Grundwasser besitzt. Es klingt indes vermessen, wenn wir uns anschicken, äußerst gefährliche Stoffe, wie sie die hochradioaktiven Materialien darstellen, für Zeiträume wegzustecken, die weit über jegliche Vorstellungskraft und Erfahrung des Menschen hinausgehen. Wenn wir nur betrachten, wie wenig von den Bauten unserer Vorfahren zu Beginn der kulturellen Entwicklung vor 5000–10.000 Jahren übrig ist und in welchem Zustand sie heute sind, können wir dann ernsthaft annehmen, dass wir in der Lage sind, Bauten zu schaffen, die über Zeiträume von 10.000 bis zu einer Million Jahren dicht bleiben?

In der Umgebung von Salzstöcken befinden sich häufig Erdöl- und Erdgaslagerstätten, da die tektonischen Verstellungen infolge des Salzaufstiegs typische Erdöl- und Erdgasfallen an deren Flanken oder Scheitel hervorbrachten (Abb. 11.36).

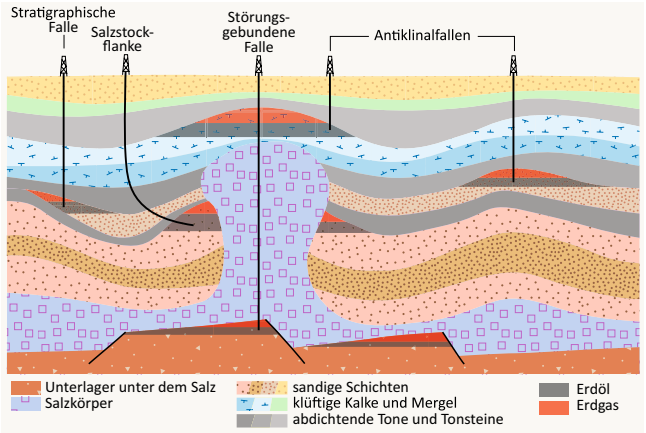


Abb. 11.36 Schematische Darstellung von möglichen Erdöl- und Erdgasfallen in der Umgebung eines Salzstockes

Hinzu kommt, dass es in der Sedimentabfolge sowohl des Juras und der Kreide als auch in älteren Formationen wie z. B. dem Perm, Oberkarbon oder Devon Sedimente mit hohen Anteilen an organischen Resten gibt, die als Erdöl- und Erdgasmuttergesteine infrage kommen. Durch die Absenkung befinden sich diese Gesteine in den Bereichen, in denen es zur Reifung kommt, sodass die **Migration der Kohlenwasserstoffe** in höher gelegene Speichergesteine ermöglicht wurde (▶ Box 14: Kohle, Erdöl, Erdgas). Oft bleiben sie dabei in Fallen gefangen, d. h. sie können nicht weiter aufsteigen, da sich nach oben hin eine abdichtende Schicht befindet. Dennoch gelangte das Erdöl stellenweise bis an die Erdoberfläche. Natürliche Austritte von Erdöl waren schon in der vorindustriellen Zeit bekannt. Man nutzte die Öle, die in sog. **Teerkuhlen** an verschiedenen Stellen in Norddeutschland gewonnen wurden, als Schmierstoffe oder als Salben. Mitte des 19. Jahrhunderts wurde in Wietze bei Celle eine der ersten Erdölbohrungen der Welt durchgeführt, noch ein Jahr bevor in Titusville in Pennsylvania/USA durch die erste erfolgreiche Erdölbohrung in Amerika der Ölboom losbrach. Allerdings hatte die Bohrung in Wietze zunächst keine nachhaltige Wirkung auf die dortige Erdölförderung, denn zunächst entstand hier ein Bergwerk, in dem ölhaltiger Sand gefördert wurde. Die Erdölförderung begann erst 40 Jahre später, deckte dann aber zu Beginn des 20. Jahrhunderts ca. 80 % des deutschen Erdölbedarfs ab. Im Jahr 1963 wurde die Ölförderung in Wietze aus wirtschaftlichen Gründen eingestellt. Bis dahin hatte man hier über 2000 Bohrungen, von denen ca. 1600 erfolgreich waren, niedergebracht. Niedersachsen ist auch heute noch das Zentrum der deutschen Öl- und Gasförderung. Aber entsprechende Funde wurden auch andernorts getätigt, so etwa im Bereich der Nordsee oder in Mecklenburg-Vorpommern. In den 60er- und 70er-Jahren des vergangenen Jahrhunderts erbohrte man im Bereich des Grimmener Walls südlich von Rügen und auf der Insel Usedom Erdöl, das z. T. noch heute in geringen Mengen gefördert wird. Die sog. Pferdeköpfe, Erdölpumpen mit dem charakteristischen, an einen Pferdekopf erinnernden Pumpenkopf, die an mehreren Stellen auf der Insel Usedom anzutreffen sind, zeugen von der anhaltenden Förderung. Der Ölspeicher befindet sich in mehr als 2,5 km Tiefe in den Stassfurt-Karbonaten des Zechsteins, die am Nordhang des Norddeutschen Beckens als Riff- und Lagunenkarbonate während des zweiten Evaporit-Zyklus (Stassfurt-Folge; Abb. 11.22) gebildet wurden. Das Öl stammt im Wesentlichen aus der an organischen Resten reicheren Beckenfazies (Erdölmuttergestein) der Stassfurt-Folge. In jüngster Zeit werden in diesen Gebieten erneut Bohrungen abgeteuft, die mit modernen Techniken (Horizontalbohrtechnik) die hier noch vermuteten Erdölvorräte fördern sollen. Das Hauptinteresse von Bohrungen im Bereich von Salzstöcken gilt heute den Erdgasvorkommen (Abb. 11.36). Die größten Vorräte liegen hier im zentralen Gebiet des Norddeutschen Beckens unter der Nordsee und in Nordwestdeutschland sowie nach Westen hin unter niederländischem Gebiet. Die infrage kommenden Muttergesteine liegen hier bereits so tief, dass sie sich unterhalb des Erdölfensters, aber noch innerhalb des Erdgasfensters befinden (▶ Box 14: Kohle, Erdöl, Erdgas), weshalb sich hier v. a. Erdgasvorräte angesammelt haben.

11.3 Perm-Trias-Grenze

An der Perm-Trias-Grenze kam es mit der Bildung des **Sibirischen Trappbasaltes** zu einem der größten vulkanischen Ereignisse der Erdgeschichte. Ursprünglich bedeckten die bis zu 3500 m mächtigen Lava- und Tuffabfolgen einmal ein Gebiet von über 7 Mio. km² im heutigen Sibirien (Abb. 11.1) (zum Vergleich: Die Fläche der Bundesrepublik Deutschland beträgt 357.000 km²). Die genaue Abschätzung der Fördermenge ist jedoch aufgrund der fortgeschrittenen Erosion und der Bedeckung durch jüngere Sedimente schwierig (Czamanske et al. 1998). Die Förderung dieser ungeheuren Mengen von vulkanischem Material fand in einem äußerst kurzen Zeitraum statt. Man nimmt an, dass dieses **Flutbasaltereignis** nur etwa 200.000 Jahre andauerte und sich unmittelbar vor der Perm-Trias-Grenze vor 251 ± 0,3 Mio. Jahren ereignete (Bowring et al. 1998).

Neben diesem herausragenden vulkanischen Ereignis ist die Perm-Trias-Grenze auch durch das größte jemals in der Erdgeschichte dokumentierte **Massenaussterbeereignis** gekennzeichnet. Die Schlussfolgerung liegt daher nahe, dass das Flutbasaltereignis für dieses Massenaussterbeereignis verantwortlich ist. Fast 96 % aller marinen Invertebraten (Wirbellose) und 70 % der terrestrischen Vertebraten (Wirbeltiere) starben an der Perm-Trias-Grenze aus, und es ist das einzige Ereignis, das zu einem Massenaussterben auch bei den Insekten geführt hat (Sole und Newman 2002; Benton 2005). Neben anderen Auswirkungen wie z. B. einem deutlichen Anstieg der CO_2-Konzentration (Abb. 11.7) wird insbesondere ein komplexer Zusammenhang zwischen der Bildung eines Mantel-Diapirs, aufsteigenden Lösungen und der Veränderung des Meerwasserchemismus durch die Freisetzung von Gasen, vor allem Methan, vermutet. Die in der Folge massiv veränderten klimatischen Bedingungen führten zu einem massenhaften Aussterben der verschiedensten Tier- und Pflanzengruppen. Der Zusammenhang zwischen aufsteigenden Mantelschmelzen, Vulkanismus, tektonischer Aktivität und der Entwicklung der Lebewelt wird an diesem Beispiel besonders deutlich, doch sind die Ursachen und Zusammenhänge weiterhin Gegenstand von heftigen Diskussionen. So werden auch Hinweise auf einen Meteoriteneinschlag diskutiert, der, ähnlich der Situation an der Kreide-Tertiär-Grenze, seinen Beitrag zum Massenaussster-

Tab. 11.1 Inkohlungsreihe

Material	Wassergehalt (%)	Kohlenstoffgehalt (%)	Brennwert (ca.; kJ/kg)
Holz	35–45	45–50	20.000
Torf	50–80	50–60	23.000
Weichbraunkohle	50–75	60–65	25.000
Mattbraunkohle	30–50	65–70	27.000
Glanzbraunkohle	10–30	70–75	28.000
Flammkohle	4–7	75–82	32.500
Gasflammkohle	3–6	82–85	33.500
Gaskohle	3–5	85–87	34.500
Fettkohle	2–4	87–89	35.000
Esskohle	2–4	89–90	35.300
Magerkohle	1–3	90–91,5	35.600
Anthrazit	> 2	> 91,5	36.000
Graphit	< 1	100	–

Box 14: Kohle, Erdöl, Erdgas – die Grundpfeiler der modernen Industriegesellschaft

Kohle, Erdöl und Erdgas sind aus unserem Leben nicht wegzudenken. Sie gehören nahezu in allen Lebensbereichen zu unserem Umfeld, auch wenn wir das in vielen Fällen gar nicht wahrnehmen und obwohl wir die damit gefertigten Produkte tagtäglich mit uns führen und manchmal sogar in unserem Körper eingebaut haben. Kohle, Erdöl und Erdgas sind weltweit die wichtigsten Energieträger und sie werden es auch noch einige Jahrzehnte bleiben. Erdöl stellt auch die Grundlage für viele Kunststoffe dar, aus der heute eine immer vielfältiger werdende Palette von Produkten hergestellt wird. Dinge wie Plastikflaschen, wasserdichte Stoffe, Herzklappen, Verbandmaterial, aber auch Farben, Cremes oder Kerzen, um einige wenige Beispiele zu nennen, gehören zu dem äußerst vielfältigen Spektrum, für das man diesen Rohstoff benötigt. Wie aber entstehen Kohle, Erdöl und Erdgas und wie sind sie zusammengesetzt? Alle diese Rohstoffe gehören zu den fossilen Energieträgern, d. h. sie bildeten sich in der geologischen Vergangenheit und werden heute im Bergbau oder mithilfe von Bohrungen gewonnen und abgebaut. Die Menge der vorhandenen Rohstoffe wird dabei natürlich immer geringer und irgendwann werden die Vorräte erschöpft sein. Schätzungen der Energiewirtschaft besagen, dass noch für etwa 50 Jahre genügend Erdöl vorhanden ist, wobei man bei diesen Berechnungen bedenken muss, dass sich die Schätzungen nach der derzeitigen Fördertechnik und den marktwirtschaftlichen Rahmenbedingungen richten. Für die Kohle werden förderfähige Reserven für 100 bis 200 Jahre prognostiziert, je nachdem wie hoch der Bedarf angesetzt wird.

Kohle, Erdöl und Erdgas sind diagenetisch umgewandelte, biogene Sedimente. Kohlen bilden sich aus Pflanzenresten, die sich in Sumpfgebieten, in Seen oder am Rand eines Meeres angesammelt haben. Erdöl und Erdgas entstehen hingegen überwiegend aus marinen Sedimenten mit einem hohen Anteil an Organismenresten (Pflanzen und Tiere, meist Mikroorganismen), die unter ganz speziellen Bedingungen abgelagert wurden. Wenn Organismen absterben, sind ihre Überreste normalerweise binnen kurzer Zeit verschwunden, da sie zerfallen und wieder in den Lebenskreislauf eingegliedert werden. Eine wesentliche Rolle dabei spielt der Sauerstoff (O_2), der den in den Organismen gebundenen Kohlenstoff (C) oxidiert, sodass er in Form von CO_2 wieder der Atmosphäre zugeführt wird. Nur wenn die Reste der Organismen unmittelbar nach dem Absterben unter Sauerstoffabschluss gelangen, bleiben sie erhalten und können zu Kohlen und den Kohlenwasserstoffen umgewandelt werden, die für die Industrie von so großer Bedeutung sind.

Kohlebildung: Kohle ist ein Umwandlungsprodukt aus Pflanzenresten. In einem Sumpfgebiet kommt es zur Ansammlung von pflanzlichen Resten z. B. aus Bäumen, Farnen, Gräsern und Moosen, die nach und nach im Sumpf versinken und dort immer mächtigere Pakete von abgestorbenen Pflanzen entstehen lassen. Es kommt zur Bildung von **Torf**. Wichtige Voraussetzung für diese Entwicklung ist, dass das Wasser im Sumpf keinen Sauerstoff mehr enthält, der zur Zersetzung der organischen Substanz beitragen würde. Unter diesen als anaerob bezeichneten Bedingungen setzen chemische Prozesse ein, bei denen die Pflanzenbaustoffe Lignin und Zellulose in Huminstoffe umgewandelt werden.

Nach der Ablagerung werden die organischen Sedimente nach und nach mit immer mächtigeren Sedimentschichten bedeckt. Dadurch wächst der Druck an und die Temperaturen erhöhen sich mit zunehmender Tiefe, sodass der Prozess der **Inkohlung** beginnen kann (Tab. 11.1). Zunächst wird das Wasser aus dem Torf herausgepresst und es entsteht die **Braunkohle**. Weichbraunkohle am Übergang vom Torf zur Braunkohle enthält noch etwa 70–75 % Wasser. Die Glanzbraunkohle am Übergang zur **Steinkohle** enthält dagegen nur noch 10 % Wasser. Während die Braunkohle vor allem durch die Wasserabnahme und die Umwandlung von Lignin gekennzeichnet ist, kommt es im Steinkohlestadium zum Entweichen von flüchtigen Bestandteilen (Gasen). Je nach verbleibendem Gasgehalt entstehen dabei unterschiedliche Steinkohletypen. Mit zunehmendem Druck und steigender Temperatur verringert sich der Gasanteil und der Brennwert erhöht sich. Die wertvollste Kohle ist deshalb der am höchsten inkohlte **Anthrazit** mit einem Gasgehalt unter 10 % und einem Kohlenstoffgehalt von über 90 %. Gerät die Kohle unter noch höhere Druck- und Temperaturbedingungen, setzt die Metamorphose ein, bei der aus Kohle das ausschließlich aus Kohlenstoff bestehende Mineral **Graphit** entsteht.

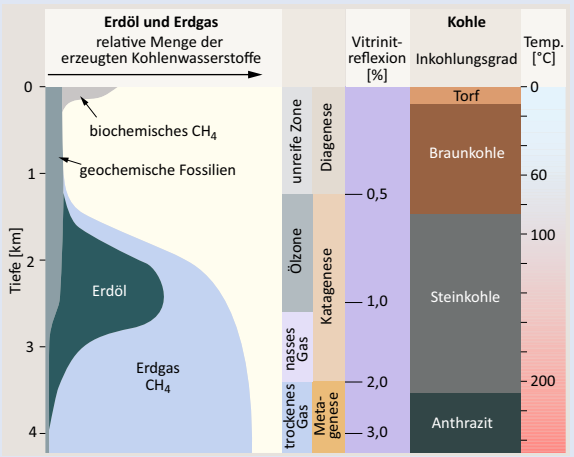
Abbaufähige Kohle kommt in Form von Flözen vor. Als **Flöze** werden sedimentär entstandene Lagerstätten eines Rohstoffes von unterschiedlicher Dicke bezeichnet. Braunkohleflöze können mehrere Zehnermeter mächtig werden, Steinkohleflöze werden meist nicht mächtiger als 3 m. Im Ruhrgebiet lassen sich in den Kohle führenden Schichten etwa 100 Kohleflöze nachweisen. Nicht alle davon sind abbauwürdig, aber jedes einzelne repräsentiert die Ausdeh-

nung eines Sumpfgebietes und dessen nachträgliche Überflutung während der Zeit des Karbons. Hier zeigt sich eine zyklische Wiederholung von Regressionen und Transgressionen in einem langsam absinkenden Molassetrog, in den die Sedimente des aufsteigenden variszischen Gebirges hineingeschüttet werden. Bei Regressionen weicht die Küstenlinie zurück, es kommt zur Verlandung und es können sich Sümpfe ausbreiten. Transgressionen überfluten die zuvor in den Sümpfen gebildeten Torfe und schützen sie durch rasch abgelagerte Sedimente vor dem Zerfall. Auf diese Weise konnte die große Anzahl von Kohleflözen während der Karbonzeit entstehen.

Erdöl- und Erdgasbildung: Während sich Kohle fast ausschließlich aus pflanzlichen Resten bildet, stellt Erdöl und auch Erdgas ein Gemisch verschiedener Kohlenwasserstoffe dar, die aus Umwandlungsprodukten von organischen Resten sowohl tierischer als auch pflanzlicher Herkunft entstehen. Algen und einzellige Lebewesen wie z. B. Foraminiferen oder Radiolarien spielen dabei eine große Rolle. Abgestorbene Organismen sinken in der Wassersäule nach unten und werden in gut durchlüftetem Wasser normalerweise schnell zersetzt. Wenn am Meeresboden jedoch sauerstoffarme oder -freie Bedingungen herrschen, kommt es, ähnlich den Vorgängen bei der Torfbildung, zur Akkumulation von Sedimenten mit einem hohen Anteil an organischem Material. Da dieses Material aufgrund des fehlenden Sauerstoffs nicht zersetzt wird, entsteht ein **Faulschlamm** und die organischen Reste werden konserviert. Durch überlagernde Sedimente wird aus dem Faulschlamm zunächst das Wasser ausgepresst, bevor es bei höheren Drücken und Temperaturen zur Umwandlung der organischen Stoffe in verschiedene Kohlenwasserstoffe kommt. Die organischen Materialien werden zu Gasen und Flüssigkeiten umgewandelt, jedoch nicht oxidiert. Sedimentgesteine mit einem hohen Anteil an organischen Resten bezeichnet man als Erdölmuttergesteine.

Die umgewandelten Kohlenwasserstoffe sind leichter als Wasser und können in den Poren des Gesteins wandern, man nennt dies „migrieren". Nach ihrer Bildung migrieren die neu gebildeten Kohlenwasserstoffe nach oben, bis sie an eine Schicht gelangen, die einen weiteren Aufstieg und auch ein Ausweichen zur Seite hin verhindert. Hier kann es, wenn die nötige Porosität der Gesteine gegeben ist (poröse Sandsteine, klüftige Kalksteine etc.), zur Ansammlung von großen Mengen der flüssigen und gasförmigen Kohlenwasserstoffe kommen und in dem Speichergestein entsteht eine Erdöl- oder Erdgaslagerstätte in einer Erdöl- oder Erdgasfalle. Derartige Lagerstätten können sich z. B. in Faltenstrukturen, am Rande von Salzstöcken oder an Störungssystemen bilden (◘ Abb. 11.36).

Für die Umwandlung des organischen Ausgangsmaterials in Kohlenwasserstoffe müssen bestimmte Rahmenbedingungen erfüllt sein. Dabei spielen Druck- und Temperaturbedingungen eine entscheidende Rolle (◘ Abb. 11.37). Erdölbildung findet ab einer Tiefe von etwa 2000 m statt (ab ca. 60 °C) und 4000 m dürfen nicht überschritten werden (Temperaturen über 180 °C). Der Bereich, in dem sich Erdöl bilden kann, wird als **Erdölfenster** bezeichnet. Erdgas kann sich auch noch bei etwas höheren Temperaturen bilden (bis über 200 °C), weshalb das **Erdgasfenster** deutlich weiter nach unten reicht und auch aus großen Tiefen noch Erdgas gefördert werden kann.



◘ **Abb. 11.37** Bildungsbedingungen für Kohle, Erdöl und Erdgas in Abhängigkeit von der Tiefe (Druckzunahme) und der Temperatur. Der Bereich, in dem sich Erdöl bilden kann, wird als „Erdölfenster", derjenige für Erdgas als „Erdgasfenster" bezeichnet. Die Vitrinitreflexion ist ein Maß für die Inkohlung eines Gesteins. Anhand einer photometrischen Bestimmung wird das Reflexionsvermögen des Vitrinits bestimmt, der eine organische, gesteinsbildende Komponente der Kohle darstellt und ein Umwandlungsprodukt aus Holz ist.

ben an der Perm-Trias-Grenze geliefert haben könnte. Allerdings fehlen Hinweise wie an der Kreide-Tertiär-Grenze, an der eine global nachweisbare, durch den Meteoriteneinschlag verursachte Iridium-Anomalie nachgewiesen werden kann (▶ Abschn. 11.8). Eine vergleichbare Lage gibt es an der Perm-Trias-Grenze nicht. Ein möglicher Ort für einen Einschlagskrater wird im marinen Bereich vor der Nordwestküste von Australien oder im Wilkesland auf der nach Australien gerichteten Seite der Antarktis diskutiert.

Insgesamt hatte sich die klimatische Situation zum Ende der Permzeit fundamental gegenüber dem Beginn dieser Periode verändert. Herrschten zu Beginn des Perms noch tropische Bedingungen, die auch noch zu Kohlebildungen führen konnten, waren die Bedingungen an der Perm-Trias-Grenze deutlich trockener mit fast durchweg aridem Klima. Dies äußerte sich auch in den Sauerstoff- und Kohlendioxidgehalten der Atmosphäre, die sich stark veränderten (◘ Abb. 11.7). Zu Beginn des Perms enthielt die Atmosphäre sehr viel mehr Sauerstoff. Der Gehalt lag mit über 30 % auch deutlich höher als heute, verringerte sich aber zum Ende des Perms um die Hälfte auf ca. 15 %. Gleichzeitig stieg der Kohlendioxidgehalt leicht an, nachdem er in der Karbonzeit drastisch verringert worden war.

11.4 Trias

Die Bezeichnung „Trias" geht auf Friedrich von Alberti (1795–1878) zurück, der sich sehr intensiv mit der Geologie um Heilbronn beschäftigte und die Dreiteilung in der Abfolge der Gesteine erkannte. Die Gegend um Heilbronn gilt heute als die Modelllandschaft für die Germanische Trias (s. unten). Die Trias-Formation (altgriech. *trias*: Dreiheit) umfasst die drei lithologisch klar voneinander abzugrenzenden Unterstufen Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper.

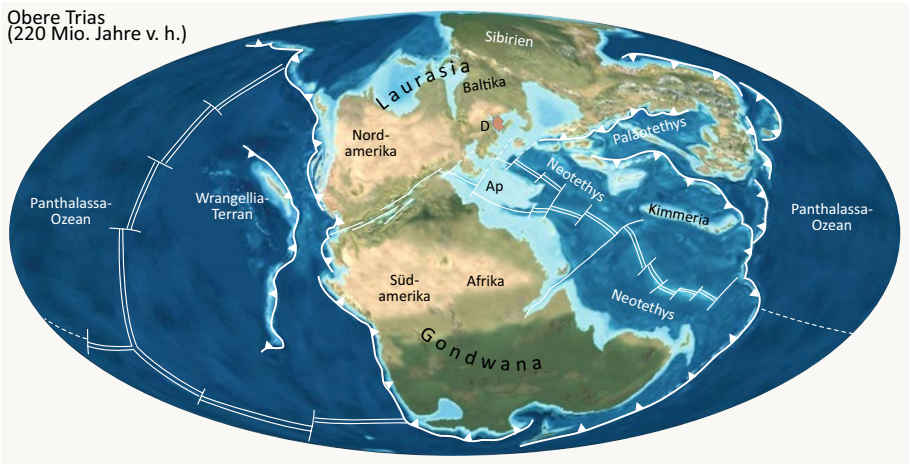


Abb. 11.38 Verteilung der Kontinente und Meere zur Zeit der Oberen Trias (220 Mio. Jahre v. h.). (Die topographische Grundlage der paläogeographischen Karte wurde von Ron Blakey, Flagstaff, Arizona, entwickelt und zur Verfügung gestellt; Blakey 2003)

Die plattentektonische Entwicklung in Mitteleuropa ist während der Trias im Wesentlichen von der nach Nordwesten fortschreitenden Öffnung des **Neotethys-Ozeans** und dem beginnenden Zerfall Pangäas bestimmt. Der triassische Neotethys-Ozean hatte zwei Vorläufer, die **Prototethys**, die am Ende des Paläozoikums bereits fast vollständig subduziert war, und die **Paläotethys**, die zwar auch schon stark der Subduktion unterworfen war, in der es aber noch bis in die Trias hinein ein ozeanisches Riftsystem gab (◘ Abb. 11.1). Ablagerungen und magmatische Gesteine, die im Umfeld der Prototethys und Paläotethys entstanden, sind heute vor allem in der nordöstlichen Umrandung der Neotethys in den Gebirgszügen des Himalajas, Pamirs und Karakorums bis hin zu den Zagros-Ketten im Iran zu finden. Der mesozoische Ast der Neotethys begann sich an der Grenze vom Karbon zum Perm teleskopartig nach Nordwesten hin zu öffnen. Dieser Meeresarm grenzte im Westen und Süden an die zu Gondwana gehörenden südlichen Anteile des Großkontinentes Pangäa. Im Nordosten und Osten spaltete sich davon das Kimmerische Land ab, das im Laufe des Mesozoikums gemeinsam mit weiteren Kontinentsplittern und kontinentalen Blöcken an den Eurasischen Kontinent angeschweißt wurde. Die Kollision des Kimmerischen Kontinentes mit Eurasien und die damit verbundene Schließung der Paläotethys wird als die **kimmerische Gebirgsbildung** bezeichnet, die in der Oberen Trias begann und bis in die unterste Kreide hinein reichte.

Zu Beginn der Trias endete die Spreizung in der Paläotethys, während sich der jüngste Ast des Neotethys-Systems weiter ausdehnte. Dehnungsbewegungen mit Grabenbrüchen und intensivem kontinentalem Vulkanismus hatten bereits im Perm den Raum der heutigen Alpen erreicht. Während der Trias kam es dann auch teilweise zur Ozeanisierung mit der Ausbildung eines etwa NW-SO verlaufenden Riftsystems, das in Kombination mit dem späteren Penninischen Ozean (▶ Abschn. 11.6) den Adriatisch-Apulischen Block im Jura vom südlichen Pangäa (bzw. Afrika) abtrennte (◘ Abb. 11.38).

Den nordwestlichen Randbereichen des Neotethys-Ozeans kommt in Bezug auf die geologische Entwicklung in Mittel- und Südeuropa eine besondere Bedeutung zu. Sie wurden wiederholt überflutet und bildeten ausgedehnte **Schelfbereiche**, auf denen sich mächtige Karbonatabfolgen bilden konnten, die sich heute in den Alpen, den Karpaten oder den Dinariden wiederfinden. Diese Schelfbereiche sind eine Folge der Dehnung im nördlichen Abschnitt des Neotethys-Ozeans, die zur Ausbildung und allmählichen Absenkung eines Passiven Kontinentrandes sowohl auf der Afrikanischen als auch auf der Eurasischen bzw. Adriatisch-Apulischen Platte führte. Hinzu kommt, dass die permo-karbonische Vereisung endete. Durch das Abschmelzen der Polkappen stieg der Meeresspiegel allmählich an und förderte die Ausdehnung der Schelfgebiete. Weite Bereiche des südlichen Mitteleuropa gehörten während der Trias zu einem Senkungsraum, der sich im Einflussbereich des nach Nordwesten progradierenden Neotethys-Ozeans befand. Insbesondere dieser Zwickelbereich am Nordwestende der Neotethys-Spreizungszone unterlag vielfältigen und lokal unterschiedlichen tektonischen Veränderungen, die den beginnenden Zerfall Pangäas hier besonders deutlich widerspiegeln.

In Mitteleuropa hielt die thermische Subsidenz im Umfeld des Zentraleuropäischen Beckens an und begründete hier eine eigenständige Entwicklung mit kontinentalen Sedimenten und der Entstehung eines nur durch schmale Meeresarme zeitweise mit dem offenen Ozean verbundenen **Epikontinentalmeeres**. Die Absenkung in diesem Becken erfolgte jedoch nicht in dem Maße, wie es bei den offenen Schelfbereichen der Fall war. Schon die Geologen des vorletzten Jahrhunderts erkannten den deutlichen Unterschied zwischen den relativ geringmächtigen Ablagerungen der sogenannten **Germanischen Trias** und der **alpin-mediterranen Trias**, auch wenn sie diese Unterschiede noch nicht in einen plattentektonischen Zusammenhang stellen konnten. Kennzeichnend für die Germanische Trias sind im Wesentlichen festländische Sedimente des Buntsandsteins, flachmarine Karbonate und z. T. hypersaline Sedimente des Muschelkalkes sowie marin-brackische und fluviatile Sedimente des Keupers. Sie stehen den oft mehrere Kilometer mächtigen marinen Abfolgen der alpin-mediterranen Trias gegenüber.

Während der Unteren Trias bildete sich im Gebiet des Zentraleuropäischen Beckens ein neues Strukturmuster aus, das v. a. Nord-Süd orientierte Grabensysteme hervorbrachte. Es steht in Zusammenhang mit einem Dehnungssystem, das einen Vorläufer des Nordatlantiks darstellt und als wichtigste Einheit den allmählich einsinkenden **Nordseegraben** umfasst. Die Dehnungsstrukturen gewannen während der Triaszeit für die Akkumulation großer Sedimentmengen, die z. T. mehrere Kilometer mächtig werden können, zunehmend an Bedeutung. Im Süden des Beckens stand die tektonische Entwicklung im Zu-

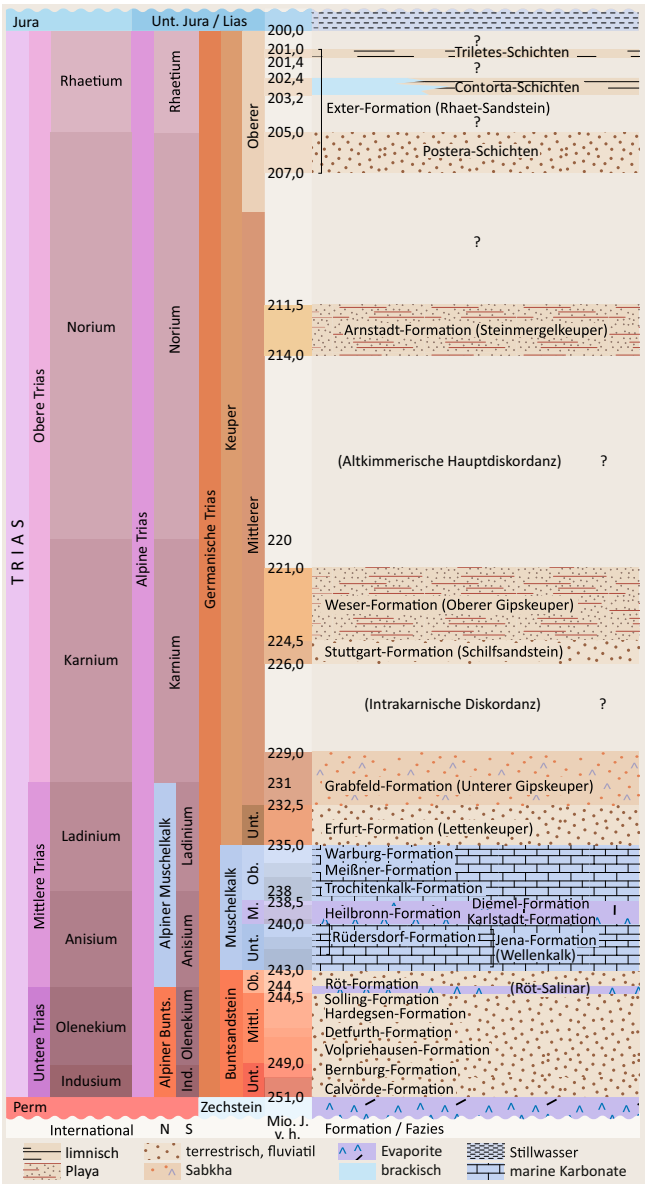


Abb. 11.39 Stratigraphische Abfolge der Trias-Sedimente im Norddeutschen Becken und angrenzenden Regionen. (Verändert nach Menning et al. 2002, 2011, 2012; Menning und Hendrich 2005; Peryt et al. 2010)

sammenhang mit der transtensionalen Entwicklung des passiven Kontinentrandes im Zuge der Neotethys-Öffnung, die sich in transtensiven und lateralen Bewegungen im Gebiet des Zentraleuropäischen Beckens manifestierte. Während der Oberen Trias machte sich die Schließung der Paläotethys infolge der beginnenden Kollision des Kimmerischen Kontinentes mit Eurasien (Sengör 1984) in einer weit übergreifenden Diskordanz bemerkbar.

11.4.1 Buntsandstein

Der Buntsandstein ist eine **lithostratigraphische Gesteinseinheit**, die überwiegend aus rotbraunen, gelben oder grünlichgrauen Sandsteinen in bunter Folge abwechselnd mit Tonsteinen und mitunter auch Kalken aufgebaut ist. Die Bezeichnung Buntsandstein, die bereits von Abraham Gottlob Werner (1786) eingeführt



Abb. 11.40 Rogenstein aus dem Unteren Buntsandstein am Heeseberg bei Jerxheim am Harznordrand. Der Durchmesser der einzelnen Ooide beträgt ca. 5 mm. [N 52°5'1" / O 10°51'22"]

wurde, ist daher manchmal etwas irreführend. Heute verwendet man diese Einheit nur noch in der Germanischen Trias als geologische Zeiteinheit für den Abschnitt von 251 bis 243 Mio. Jahre v. h. (Abb. 11.39), international wird dieser Zeitabschnitt in die nicht ganz zeitgleichen Begriffe Indusium (251–249 Mio. Jahre v. h.) und Olenekium (249–244 Mio. Jahre v. h.) eingeteilt (Menning und Hendrich 2005). Die genaue zeitliche Gliederung ist weiterhin in der Diskussion, u. a. weil die Untergrenze zum unterlagernden Zechstein nicht einheitlich ist und z. B. in Süddeutschland mit dem Eck'schen Konglomerat schon etwas früher anzusetzen ist (Menning et al. 2002). Insgesamt bereitet die stratigraphische Einordnung der überwiegend nichtmarinen Ablagerungen mithilfe von Fossilien Schwierigkeiten. Zu Beginn der Trias erschwert v. a. das Fehlen von Fossilien infolge des Massensterbens an der Perm-Trias-Grenze die notwendigen Korrelationen. Am geeignetsten für die Einstufung hat sich die Palynologie erwiesen, bei der Pollen als stratigraphische Marker Verwendung finden. Im marinen Bereich sind **Conodonten**, deren zahnähnliche Hartteile als Leitfossilien dienen, von großer Bedeutung. Allerdings starb die Conodonten tragende Tiergruppe, die, wie auch die Säugetiere, zur Gruppe der Chordata gehörte, am Ende der Trias aus.

Die Zeit des Buntsandsteins war im nördlichen Mitteleuropa wie schon im Perm durch ein sehr trockenes und warmes, wüstenartiges Klima gekennzeichnet. Diese ariden Klimabedingungen hatten ihren Grund zum einen in ihrer paläogeographischen Position wenige Zehnergrade nördlich des Äquators, eine Breite, auf der sich heute ebenfalls große Wüstengebiete wie z. B. die Sahara oder die Wüste Gobi befinden. Zum anderen machte sich die große Entfernung zu den Küsten Pangäas bemerkbar. Feuchtigkeit, die aus den Ozeanen aufgenommen wurde, regnete sich bereits an den Rändern des Großkontinentes ab, schaffte es aber meistens nicht, bis ins Landesinnere vorzudringen, sodass es in diesen Regionen nur sehr selten einmal regnete. Die Sedimente dieser Zeit bestehen vorwiegend aus **terrestrischen Ablagerungen**, die von weit verzweigten, oftmals nur episodisch Wasser führenden Flusssystemen herantransportiert wurden. Trockneten die Flüsse aus, bildeten sich abflusslose Senken, in denen sich häufig auch vom Wind abgelagerte, sog. äolische Sedimente anhäuften. Hinzu kommt, dass als Folge des umfassenden Massenaussterbens an der Perm-Trias-Grenze ein großer Mangel an



Abb. 11.41 Stromatolithenkolonie aus dem Unteren Buntsandstein am Harznordrand bei Benzingerode. Die Stromatolithenkolonie stammt vermutlich aus dem nahe gelegenen ehemaligen Rogensteinabbau zwischen Heimburg und Benzingerode [N 51°49'31" / O 10°53'14"] und liegt heute in einem Vorgarten im Ort Benzingerode. [N 51°50'01" / O 10°51'35"]



Abb. 11.42 Stromatolithenkolonie aus dem Unteren Buntsandstein im aufgelassenen Steinbruch am Heeseberg bei Jerxheim, nördliches Harzvorland. In diesem Steinbruch wurden Stromatolithen von Kalkowsky (1908) erstmalig beschrieben, weshalb er heute als die Typlokalität für Stromatolithen gilt. [N 52°5'3" / O 10°51'55"]

tiefer wurzelnden Pflanzen herrschte, die der großflächigen Bodenerosion etwas hätten entgegensetzen können.

Die schon aus der Zechsteinzeit bekannten, durch globale Klimaveränderungen verursachten Meeresspiegelschwankungen setzten sich auch im Buntsandstein fort und äußern sich in einer zyklischen Abfolge aus Sandsteinen, Schluffsteinen und Tonsteinen. An der Basis der Abfolge finden sich als Übergangssediment aus dem Zechstein Salztone, die in stark übersalzenen und des Öfteren austrocknenden Seen gebildet wurden. Sie sind durch Vorkommen von urzeitlichen Krebsen, den Conchostraken, gekennzeichnet, deren Nachfahren auch heute noch in Salzseen oder oft austrocknenden Gewässern zu finden sind. Darüber folgen die zur Bernburg-Formation (Abb. 11.39) zählenden Ablagerungen eines flachen, immer wieder einmal trockenfallenden randlichen Meeresbeckens, das noch große Teile Norddeutschlands bedeckte und dolomitische Sandsteine im Süden und Rogensteinsedimente im Norden hervorbrachte (Abb. 11.40). Die an fossile Fischeier erinnernden **Rogensteine** sind eine besonders grobkörnig ausgebildete Form oolithischer Gesteine, die sich in warmem übersättigtem Wasser durch Kalkanlagerung an kleinen, im Wasser schwebenden Kristallisationskeimen wie z. B. Sandkörnern oder Schalenbruchstücken bilden können. Die durch Ausfällung gebildeten **Ooide** mit Durchmessern bis zu mehreren Millimetern werden durch stark bewegtes Wasser in der Schwebe gehalten, bis sie zu schwer werden und zu Boden sinken. Allgemein wird heute angenommen, dass die Karbonatausfällung von Algen oder Bakterien unterstützt wird. Die Größe der einzelnen Rogenstein-Ooide beträgt im Durchschnitt 2 bis 5 mm, sie können aber auch bis zu 15 mm groß werden. Rogensteine wurden früher als Bausteine abgebaut, allerdings ist heute keine der Gruben mehr in Betrieb.

Eine Besonderheit dieses Meeres ist die Bildung von **Stromatolithen**. Sie entstanden vermutlich in einem sehr flachen, abflusslosen Seitenarm des Buntsandsteinmeeres, der zeitweilig durch starke Verdunstung übersalzen war und gelegentlich auch trockenfiel. Unter solchen extremen Umweltbedingungen, denen nur wenige Lebewesen gewachsen sind, konnten sich die Stromatolithen bilden, da sie in diesem Umfeld vor Abweidung und Zerstörung geschützt waren. Eindrucksvolle Beispiele für solche Stromatolithen, die in Wechsellagerungen mit Oolithen und Rogensteinen vorkommen, finden sich im subherzynen Becken am Harznordrand (Abb. 11.41). Da sich die Stromatolithenbänke nicht für Bauzwecke eigneten, wurden sie stehengelassen, und man kann sie in manchen aufgelassenen Abbaugruben heute noch dort beobachten. Die Typenbezeichnung „Stromatolith", die global für diese Lebensform vom Präkambrium bis heute gilt, wurde von Kalkowsky (1908) auf die in der Harzvorlandregion gefundenen Stromatolithen des Buntsandsteins erstmalig angewandt, weshalb dies heute die Typregion für diesen Begriff ist. Die von ihm beschriebene, gut erhaltene Stromatolithenkolonie befindet sich in dem heute als Geotop ausgewiesenen aufgelassenen Steinbruch am Heeseberg bei Jerxheim (Abb. 11.42).

Einzigartige Naturdenkmale mit Gesteinen des Unteren Buntsandsteins lassen sich im Pfälzer Wald wenige Kilometer westlich von Pirmasens beobachten. Die Sandsteinvorkommen des **Dahner Felsenlandes**, die durch ihre bizarren Felsformationen weithin bekannt sind, bestehen überwiegend aus den Gesteinen der Calvörder-Formation, die in dieser Region lokal als Trifels-Formation bezeichnet wird. Der „Teufelstisch" bei Hinterweidenthal (Abb. 11.43), ein geologisches Naturdenkmal, ist aus den Schichten der Bernburg-Formation aufgebaut, die hier, ebenfalls lokal abweichend, als Rehburg-Formation bezeichnet wird. Verkieselte Sandsteinbänke wechseln mit dünnplattigen Sand- und Schluffsteinen und Konglomeraten ab, denen das kieselige Bindemittel fehlt und die dadurch wesentlich anfälliger für Verwitterung und Abtransport sind. Durch die Klüftung vorgezeichnete Blöcke bleiben dann ähnlich einer Tischplatte auf dünnen Säulen aus weniger widerstandsfähigem Material liegen. Auf der dem Pfälzer Wald gegenüberliegenden Rheinseite sind Gesteine des Unteren Buntsandsteins im Durchbruchstal des Neckars aufgeschlossen. Zahlreiche Klippen zwischen Heilbronn und Heidelberg sind aus dem Neckartäler Sandstein aufgebaut, der für viele Gebäude in dieser Gegend als Baumaterial verwendet wurde (z. B. Heidelberger Schloss, Kirchen in Heidelberg und Eberbach und viele andere). Neben diesen Einzelbeispielen sind Gesteine des Unteren Buntsandsteins an vielen weiteren Stellen in Thüringen und Hessen insbesondere in Tälern und Steinbrüchen aufgeschlossen.

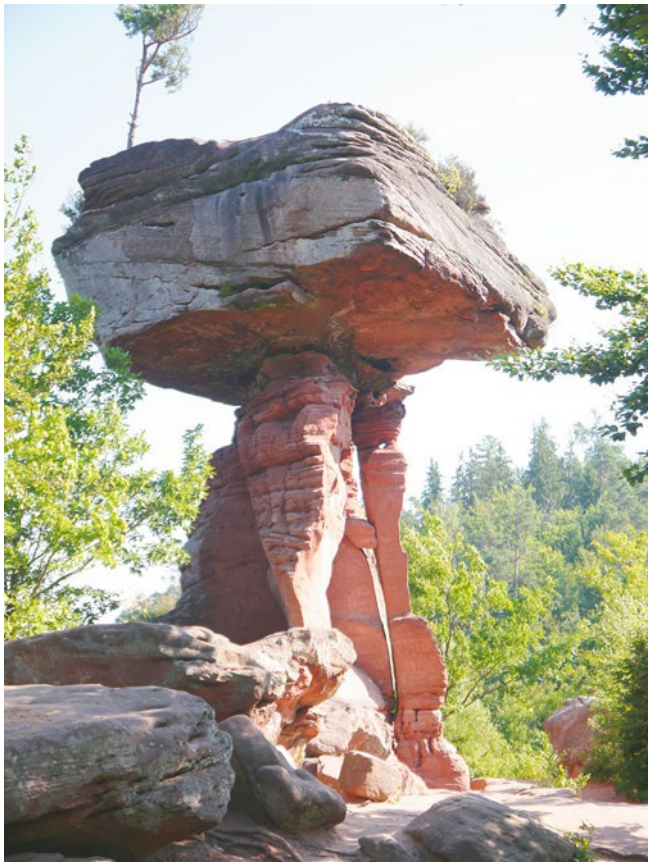


Abb. 11.43 Der „Teufelstisch" aus verkieselten Sandsteinbänken des Unteren Buntsandsteins bei Hinterweidenthal im Pfälzer Wald. [N 49°11'41" / O 7°44'37"]

Am Ende des Unteren Buntsandsteins kam es zu umfangreichen Dehnungsbewegungen im Zuge des beginnenden Zerfalls von Pangäa. Das führte zu einer strukturellen Untergliederung des Norddeutschen Beckens in eine Reihe von Senken- und Schwellenbereichen. Besonders hohe Sedimentmächtigkeiten akkumulierten im Mittleren Buntsandstein im Horn-Graben in der heutigen Nordsee mit über 3000 m und im Glückstadt-Graben in Schleswig-Holstein mit über 2000 m vorwiegend fluviatil und limnisch geprägten Sedimenten (Abb. 11.44). Hier sind die Abfolgen meistens vollständig ausgebildet, während Schwellenbereiche wie z. B. die Eichsfeld-Altmark-Schwelle Diskordanzen und Schichtlücken aufweisen, die von der unterschiedlichen tektonischen Verstellung zeugen. Insgesamt sind die Mächtigkeiten der Buntsandstein-Ablagerungen im Norddeutschen Becken mit deutlich über 1000 m durchweg höher anzusetzen als in den übrigen Regionen, wo nur vereinzelt mehr als 500 m mächtige Abfolgen angetroffen werden.

Die Volpriehausen-Formation an der Basis des Mittleren Buntsandsteins enthält fossile Muscheln (*Avicula*) und Schnecken, die von einer zumindest kurzfristigen Verbindung des norddeutschen Binnensees mit der Neotethys zeugen. Allerdings ist der Mittlere Buntsandstein ab der Detfurth-Formation durch fast ausschließlich festländische Sedimente gekennzeichnet. Typische Sedimente dieses Zeitabschnitts sind mehrere Meter mächtige schräggeschichtete Sandsteine aus Flussablagerungen und dünne, Glimmer führende Ton- und Schluffsteine, in denen häufig Trockenrisse und vereinzelt Spuren von Regentropfen vom Austrocknen flacher Seen oder Seitenarmen von Flüssen zeugen.

Am südlichen Rand des Norddeutschen Beckens bestehen die Sedimente aus Verwitterungsschutt, der aus der südlich angrenzenden Region des **Vindelizischen Festlandes** stammt, wo vorwiegend kristallines Grundgebirge abgetragen wurde. Dadurch entstanden hier feldspatreiche Arkosen, deren Feldspäte durch Verwitterung unter humiden Klimabedingungen zu **Kaolin** um-

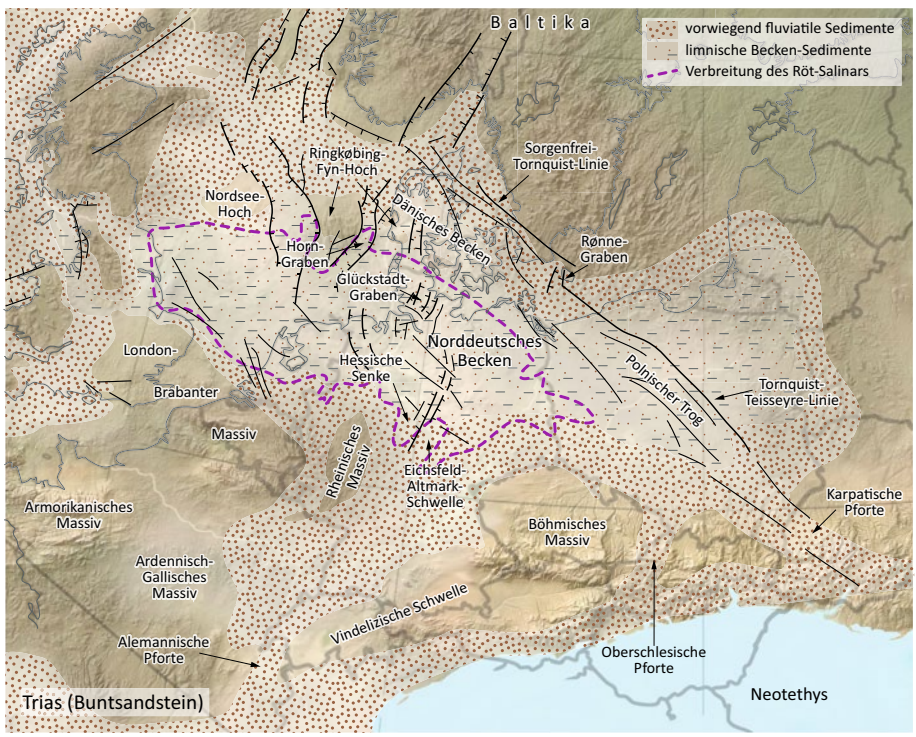


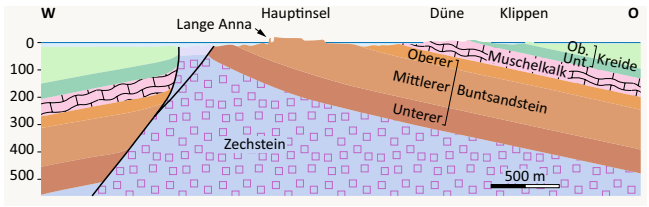
Abb. 11.44 Paläogeographische Rekonstruktion Mitteleuropas zur Zeit des Buntsandsteins. (Topographische Grundlage aus Blakey 2011; verändert und ergänzt nach Ziegler 1990; Hiete et al. 2006; Bachmann et al. 2010)

Box 15: Kaolin

Kaolin (chin. *gāo lǐng*: weiße Erde), auch als Porzellanerde bezeichnet, ist weithin bekannt als einer der Hauptrohstoffe für die Porzellanherstellung. Seine häufigste Verwendung findet er jedoch bei der Papierherstellung als Füllstoff und Pigment. Und im täglichen Leben begegnet uns Kaolin z. B. als Trägerstoff in Tabletten oder in Cremes und Puder.

Hauptbestandteil des Gesteins ist das Tonmineral **Kaolinit**, ein hydratisiertes Aluminiumsilikat ($Al_2Si_2O_5[OH])_4$), das als Verwitterungsprodukt des Feldspats entsteht. Es bildet sich bei hydrothermaler Verwitterung im humiden Klimabereich, wenn Oberflächenwasser, Grundwasser oder hydrothermale Fluide insbesondere mit alkalifeldspatreichen Ausgangsgesteinen wie z. B. Granit oder Rhyolith, aber auch mit Plagioklasen in Vulkaniten oder vulkanischen Gläsern in Berührung kommen. Lagerstätten gibt es sowohl im Ausgangsgestein als auch in umgelagerter Form als Sedimente mit linsenförmigen Anreicherungen. Auch aus feldspatreichen Arkosen können sich Kaolinvorkommen entwickeln, so wie die größten Kaolinvorkommen Deutschlands in der Umgebung von Hirschau in der Oberpfalz, die aus Arkosen des Mittleren Buntsandsteins entstanden. Die Vorkommen von Kemmlitz und Seilitz in Sachsen liefern die Rohstoffe für das berühmte Meißener Porzellan. Hier handelt es sich um ein Verwitterungsprodukt der permischen Rhyolithe (Schwerdtner et al. 2007).

gewandelt wurden (▶ Box 15: Kaolin). Die Porzellanindustrie in Kahla bei Jena hat ihren Ursprung in einem Kaolinvorkommen aus der Volpriehausen-Folge des Mittleren Buntsandsteins, so wie auch die Kaolinvorkommen in der Oberpfalz ihren Ursprung in Arkosen haben. Auf der Hochfläche des Sollings finden sich in der Solling-Formation (◘ Abb. 11.39) ebenfalls Arkosen, die in der Anfangszeit der europäischen Porzellanindustrie im 18. Jahrhundert zwar nur in kleinen Mengen den begehrten Rohstoff Kaolin lieferten, dort aber die heute weltbekannte Porzellanmanufaktur Fürstenberg begründeten. Der Solling befand sich zur Zeit des Mittleren Buntsandsteins ähnlich wie die Hessische Senke im Bereich des Hauptsedimenttransportweges von Süd nach Nord, sodass es hier zu mächtigen Sandsteinablagerungen am Rand des

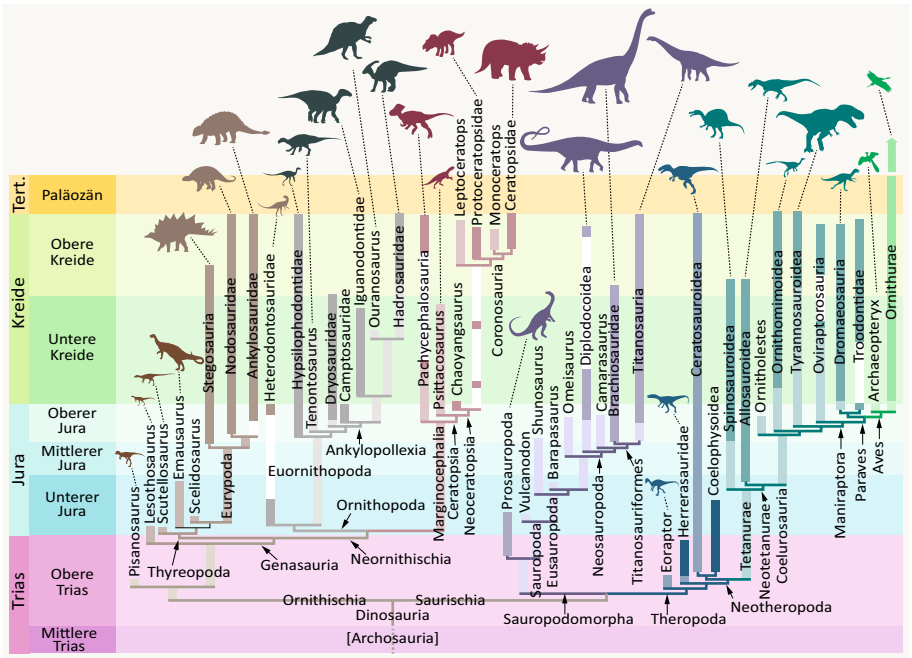


◘ **Abb. 11.45** Profilschnitt durch die Insel Helgoland, die komplett aus den Schichten des Mittleren Buntsandsteins aufgebaut ist. Unter der Helgoländer Düne befinden sich die Schichten des Muschelkalkes, die noch vor etwa 250 Jahren in einer weißen Klippe oberflächlich aufgeschlossen waren. (Verändert nach Schmidt-Thomé 1987)

Norddeutschen Beckens kommen konnte. Weit verbreitet sind die Schichten des Unteren und Mittleren Buntsandsteins auch etwas weiter südlich in der östlichen Abdachung des Odenwaldes sowie in der Umrandung des Thüringer Beckens. Gute Aufschlüsse befinden sich z. B. im Durchbruchstal der Unstrut bei Nebra.

Das wohl bekannteste Vorkommen von Mittlerem Buntsandstein dürfte der aus der Nordsee aufragende Felsen von **Helgoland** sein (◘ Abb. 11.45). Die „Lange Anna", das durch natürliche Verwitterungsprozesse stark angegriffene und einsturzgefährdete Wahrzeichen der Insel, und die Steilküste der Insel bestehen aus Gesteinen des Mittleren Buntsandsteins, die auch mehrere Fossilienfunde von Sauriern hervorgebracht haben. Hier ist die höhere Volpriehausen-Formation bis zur Solling-Formation mit Sandsteinen, Schluffsteinen und auch Tonsteinen aufgeschlossen die das auch aus anderen Regionen bekannte, während des gesamten Buntsandsteins vorherrschende aride Klima anzeigen.

Zu Beginn der Trias etwa im Mittleren Buntsandstein begann der Aufstieg der **Saurier** zu einer der erfolgreichsten Tiergruppen, die jemals auf unserem Planeten gelebt haben (◘ Abb. 11.46). Im terrestrisch geprägten Mittleren Buntsandstein Mitteleuropas hinterließen sie eine Vielzahl von Spuren im Schlamm, die als Abdrücke der Nachwelt erhalten blieben. Zu den bekanntesten **Spurenfossilien** zählen die an menschliche Hände erinnernden



◘ **Abb. 11.46** Evolution der Gruppe der Dinosaurier im Mesozoikum. (Nach Sereno 1999)

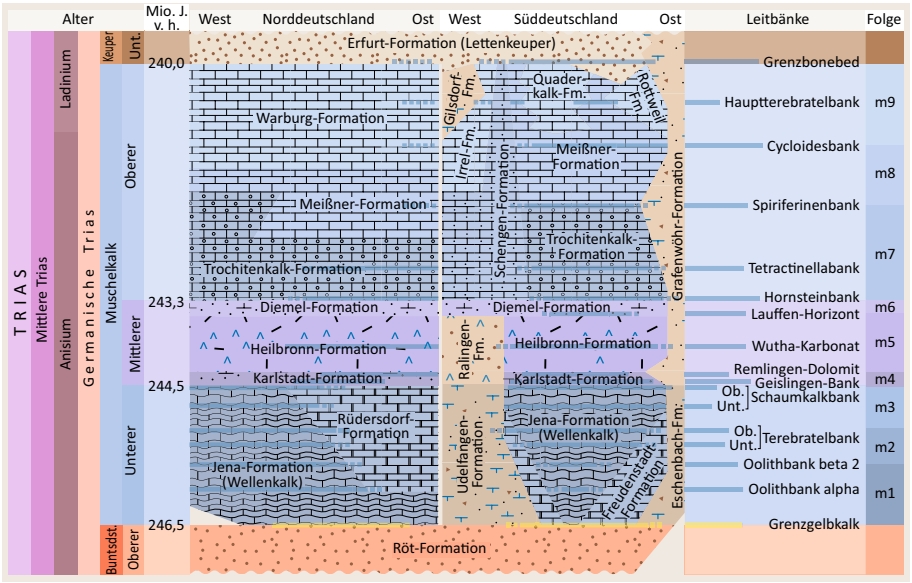


Abb. 11.47 Stratigraphische und fazielle Gliederung des Muschelkalkes in Nord- und Süddeutschland. (Verändert nach Hagdorn und Simon 2005; Menning und Hendrich 2005)

Spuren des Chirotheriums (altgriech. *cheiros*: Hand; griech *therion*: wildes Tier), die insbesondere in Thüringen, im Odenwald und am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges in den Schichten der Solling-Formation neben vielen anderen kleinen Fährten von Reptilien und auch der ältesten Schildkröten vorkommen. Das Chirotherium gehört zur Gruppe der **Archosaurier**, die als Gesamtgruppe nicht nur die **Dinosaurier**, sondern neben anderen ausgestorbenen Gruppen wie z. B. den **Flugsauriern** auch die **Vögel** und **Krokodile** als heute noch lebende Vertreter dieser Gruppe umfassen. Die Archosaurier stellten in der Trias und in den folgenden Epochen des Mesozoikums die dominierende Gruppe der Wirbeltiere an Land und in der Luft dar. Dinosaurier als Untergruppe der Archosaurier traten erstmalig in der Mittleren Trias auf und verbreiteten sich dann rasch über die gesamte Erde.

Die Abfolge des Oberen Buntsandsteins (Röt-Formation; auch einfach **Röt** genannt) beginnt mit roten Ton- und Mergelsteinen, in denen nur noch wenige sandige Zwischenlagen enthalten sind. Sie entstanden in einem großen Playa-See (▶ Box 12: Playa-Sedimente), der sich im Norddeutschen Becken ausbreitete. Zunehmend machte sich ein mariner Einfluss bemerkbar, bei dem Frischwasser aus der südlich anschließenden Neotethys über die Karpatische und Oberschlesische Pforte (Abb. 11.44) in das Zentraleuropäische Becken eindrang und dort verdampfte. Es kam daher zur Ablagerung von salinar geprägten Sedimenten mit Salztonen, Kalksteinen, Dolomiten, Gips und Steinsalzlagen. Dieser marine Einfluss lässt sich bis nach Mitteldeutschland verfolgen. In zwei Horizonten, im sog. **Röt-Salinar**, bildeten sich mächtige Steinsalzhorizonte, die mehr als 100 m Mächtigkeit erreichen können. Diese marinen Sedimente leiten über zum Muschelkalk, der eine eigenständige marine Entwicklung aufweist und mit einer kurzen Unterbrechung in der Oberen Trias (Keuper) die marine Epoche im Zentraleuropäischen Becken einleitet.

Gesteine des Buntsandsteins prägen in den Gegenden, wo sie leicht erreichbar vorkommen, oftmals das Stadtbild vor allem älterer Gebäude, wie z. B. in den Altstädten von Heidelberg (s. oben; Heidelberger Schloss u. a.), Marburg oder Erbach im Odenwald. Aber auch modernere Bauwerke wie z. B. das unter Denkmalschutz stehende Himbächel-Viadukt bei Marbach sind aus Buntsandstein erbaut. Heute sind allerdings kaum noch Steinbruchbetriebe in Gesteinen des Buntsandsteins in Betrieb. Landschaften, in denen Gesteine des Buntsandsteins zutage treten, sind von großflächigen Waldgebieten bedeckt. Das hat seinen Grund in den durchweg mageren Böden, die aufgrund des sandigen Untergrundes nährstoffarm und für die landwirtschaftliche Nutzung wenig geeignet sind. Oftmals lassen sich sogar die geologischen Grenzen des Buntsandsteins zu nährstoffreicheren benachbarten Schichten auf einfache Art und Weise am Verlauf der Waldgrenzen festlegen. Große Waldgebiete im Spessart, in der Rhön, im Pfälzer Wald und im Odenwald zeugen von den nährstoffarmen Böden des Buntsandsteins.

11.4.2 Muschelkalk

Der Muschelkalk ist in der Geologie ein Begriff, der einerseits lithologisch für die Zusammensetzung eines Gesteins verwendet werden kann, andererseits aber auch eine Zeiteinheit darstellt. Hier wird die Zeiteinheit besprochen, die in der Trias den mittleren Abschnitt von 246,5 bis 239,9 Mio. Jahren v. h. umfasst (Abb. 11.47; Hagdorn und Simon 2005; Menning et al. 2005). Mit einer Dauer von 8 Mio. Jahren ist dieser Zeitabschnitt ebenso lang wie der Buntsandstein (Abb. 11.39). Der Begriff, der heute nur noch für die **Germanische Trias** verwendet wird, stammt schon aus dem 18. Jahrhundert. Er wurde von Georg Christian Füchsel (1722–1773), einem Mitbegründer der Stratigraphie, im Jahr 1761 eingeführt. International wird die Trias, deren Dreiteilung in der Germanischen Fazies für das System namensgebend war, allerdings nicht mehr in drei Stufen gegliedert, sondern richtet sich im Wesentlichen nach den Einheiten der **Alpinen Trias**. Der Muschelkalk entspricht dabei in etwa dem Anisium und dem untersten Ladinium. Wie schon der Begriff Buntsandstein ist auch die Bezeichnung Muschelkalk etwas verwirrend, da nicht alle lithologischen Einheiten, die zum Muschelkalk gehören, auch tatsächlich aus Kalk aufgebaut sind.

Die Muschelkalkzeit war geprägt von einem flachen Meeresbecken, das mit der Neotethys über verschiedene Pforten in

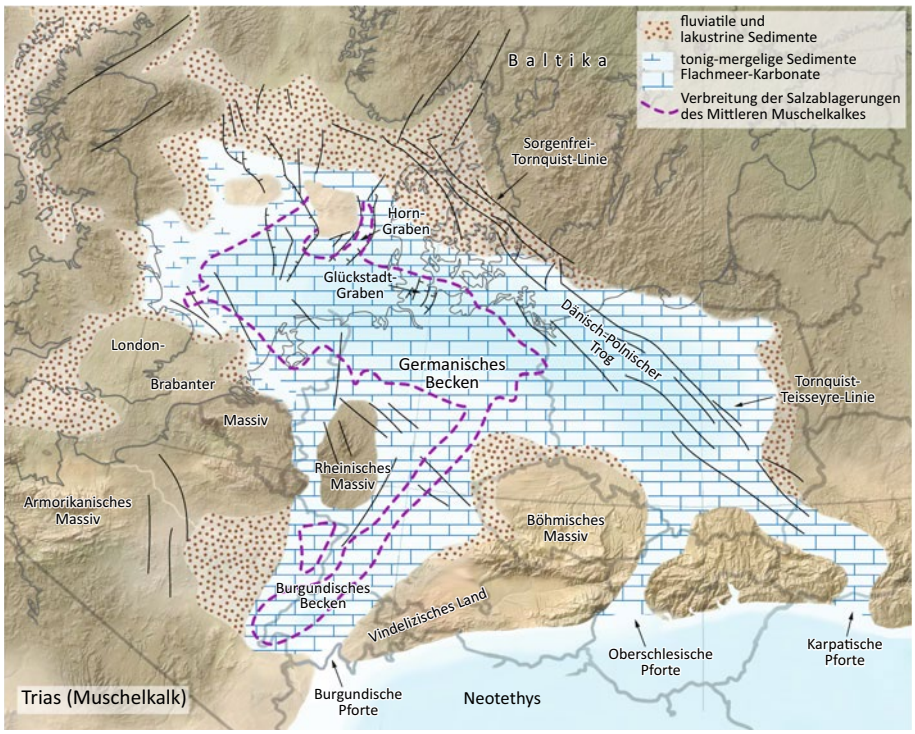


Abb. 11.48 Paläogeographische Rekonstruktion Mitteleuropas zur Zeit des Muschelkalkes. (Topographische Grundlage verändert nach Blakey 2011; Faziesbezüge verändert und ergänzt nach Ziegler 1990; Bachmann et al. 2010)

Verbindung stand (Abb. 11.48). Im Unterschied zu der Bezeichnung „Norddeutsches Becken", die nur den nördlichen Anteil des Beckens beinhaltet, wird das weiter nach Süden reichende Muschelkalkmeer als **Germanisches Becken** bezeichnet. Überwiegend kam es nach einem generellen Anstieg des Meeresspiegels zur Ablagerung von kalkigen Sedimenten, unterbrochen im Mittleren Muschelkalk von Evaporiten. Die Muschelkalk-Sedimente erreichen im gesamten Ablagerungsraum Mächtigkeiten zwischen 200 und 400 m. Lediglich in einigen Grabenstrukturen wie dem Horn- und Glückstadt-Graben sind sie auch höher. Die Faziesentwicklung ist aufgrund einer sehr einheitlichen Entwicklung über das gesamte Meeresbecken hinweg gut korrelierbar, wenngleich es auch regionale Unterschiede gibt. Die stratigraphische Untergliederung basiert vor allem auf Conodonten und Ammoniten (Kozur 1999, u. a.). Sie ist aufgrund eines großen Reichtums an Fossilien so detailreich, dass es sogar möglich ist, zyklische Abfolgen als Ausdruck des 100.000-jährigen Zyklus der Exzentrizität (▶ Box 25: Schwankungen der Erdbahnparameter) zu interpretieren. Zusammen mit isotopischen und biostratigraphischen Daten ist die Korrelation mit den zeitlichen Abfolgen in der Neotethys relativ problemlos durchführbar (Bachmann und Kozur 2004).

Der Untere Muschelkalk wird fast im gesamten Germanischen Becken durch **Wellenkalke** der Jena-Formation charakterisiert und ist durch einzelne oolithische oder fossilreiche Bänke untergliedert. Nur im Nordosten wird die Jena-Formation von der Rüdersdorf-Formation vertreten, in der bankige, Oolith-führende Kalkbänke besonders häufig auftreten (Bachmann et al. 1999). Ein Absinken des Meeresspiegels führte im Mittleren Muschelkalk zu einer starken Beeinträchtigung des Wasseraustausches mit der Neotethys und es kam in der Folge erneut zur Ablagerung evaporitischer Sedimente. Sie werden in der Heilbronn-Formation zusammengefasst, die von den Unteren und Oberen Dolomiten der Karlstadt- bzw. Diemel-Formation begrenzt ist (Abb. 11.47). Die besonderen, hypersalinen Ablagerungsbedingungen führten dazu, dass es im Mittleren Muschelkalk bis auf ganz wenige Bereiche in Schwellenpositionen so gut wie keine Fossilien gibt. Der Obere Muschelkalk, der z. T. auch als Hauptmuschelkalk bezeichnet wird, ist wieder kalkig geprägt. Die Trochitenkalk-Formation ist typischerweise durch Crinoiden führende Kalksteine gekennzeichnet, in denen die charakteristischen Stielglieder von Seelilien, die sog. **Trochiten** (im Volksmund auch „Bonifatiuspfennige" oder „Hexengeld" genannt) sehr häufig vorkommen. Die Seelilien finden im Oberen Muschelkalk sogar als Leitfossilien Verwendung, da sie während dieser Zeit eine enorme Vielfalt ausbildeten. Fossilien aus dem Muschelkalk gehörten mit zu den ersten, die in frühen Abhandlungen der Paläontologie bereits im 16. und 17. Jahrhundert eingehend beschrieben wurden. Zu den bekanntesten Fossilien gehört die Seelilie *Encrinus liliiformis*, die schon von Georgius Agricola (1494–1555) im Jahr 1546 beschrieben wurde (Hagdorn 1999). Die Meissner-Formation, die im zentralen Germanischen Becken den Hauptanteil des Oberen Muschelkalkes umfasst, ist dünnschichtiger und mergeliger ausgebildet als die Trochitenkalk-Formation. Sie ist durch das häufige Auftreten von Ammoniten der nur aus dem Oberen Muschelkalk bekannten Gattung *Ceratites* gekennzeichnet (Abb. 11.49). Die Randfazien mit dolomitisch-tonigen Sedimenten wie in der Warburg-Formation im Norden und der Rottweil-Formation im Süden (Abb. 11.47) sowie der Grafenwöhr-Formation mit klastischen Sedimenten leiten schon zum terrestrisch geprägten Keuper über.

Während der Untere Muschelkalk durch seine Armut an Fossilien auffällt, führten spezielle Ablagerungsbedingungen während des Oberen Muschelkalkes in manchen Lagen zu einem außerordentlichen Fossilreichtum. Seilacher (1999) beschreibt dies als eine besondere Art von Fossillagerstätten, die sich aufgrund der weitgehend abgeschlossenen Natur des Germanischen Beckens entwickeln konnten. Dabei kommt dem Umstand, dass

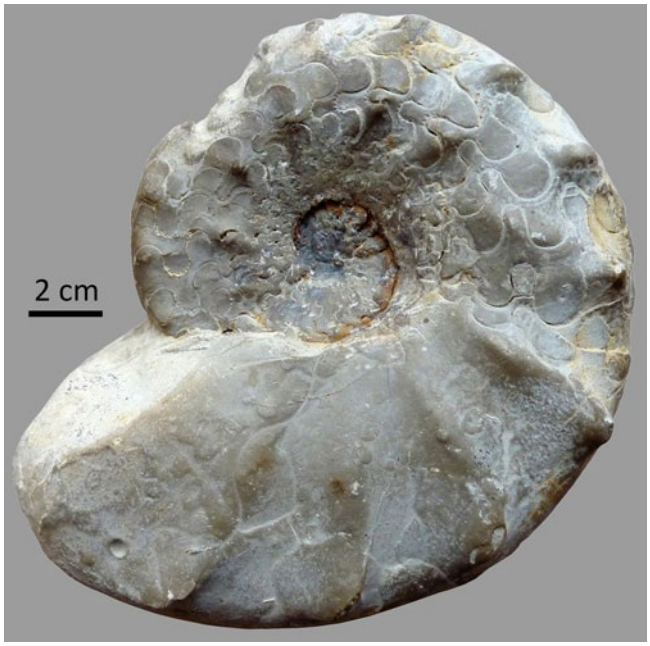


Abb. 11.49 *Ceratites nodosus* aus dem Oberen Muschelkalk, Meißner-Formation, von Erkerode am Elm bei Braunschweig. [N 52°12'17" / O 10°42'26"]



Abb. 11.50 Rollover-Antiklinale in Kalken des Unteren Muschelkalkes am Nordostrand des Freudenstädter Grabens bei Dornstetten. [N 48°28'16" / O 8°30'53"]

es sich bei diesem Becken um ein durchweg flaches Epikontinentalmeer handelt, eine besondere Bedeutung zu. Der Untere Muschelkalk führt zwar in der im süddeutschen Raum dominierenden Wellenkalkfazies Fossilien, doch sind sie hier recht dürftig vertreten. Vermutlich handelte es sich um eine übersalzene und sauerstoffarme Beckenfazies, in der nur wenige Lebewesen existieren konnten. Im Oberen Muschelkalk war das Becken hingegen gut durchlüftet, sodass sich eine reichhaltige Fauna und Flora ausbreiten konnte. Gleichzeitig war aber der Anteil an zugeführtem terrigenem Material gering, sodass sich insbesondere Schalen und Knochen in den Sedimenten anreicherten.

Unter normalen Bedingungen reicht die Wellenbasis, das ist die Tiefe, bei der Sediment durch den normalen Wellenschlag noch durcheinandergewirbelt wird, nur wenige Meter tief. **Sturmereignisse** wühlten den Meeresgrund während des Muschelkalkes jedoch mehrfach großflächig bis in Tiefen über 100 m auf und sind im gesamten Germanischen Becken aufgrund seiner geringen durchschnittlichen Tiefe verbreitet. Beim Nachlassen der Stürme wurde das aufgewühlte Sediment wieder abgesetzt und erhielt seine charakteristische Prägung. Man bezeichnet solche Sedimentlagen als **Tempestite** (lat. *tempestas*: Unwetter, Sturm). Sie erreichen Mächtigkeiten bis zu 30 cm und sind gekennzeichnet durch gradierte Schichtung mit nach oben hin abnehmender Korngröße, oft zerbrochene Fossilien und eine häufig scharfe, erosive Basis (Aigner 1985, 1999).

Der Muschelkalk ist in Deutschland in einem breiten Streifen entlang der süddeutschen Schichtstufenlandschaft landschaftsprägend (Abb. 13.9). Ganz im Süden befindet sich die Wutachschlucht, in der ein komplettes Profil durch die Abfolge der Trias aufgeschlossen ist. Die von Trias-Gesteinen dominierte fruchtbare Landschaft zwischen Kraichgau und Rhön, in der Main, Jagst und Tauber ihre Täler eingeschnitten haben, wird als Gäuland bezeichnet. Hier bieten zahlreiche Aufschlüsse in den Schichten des Muschelkalkes hervorragende Einblicke in die Gesteinsabfolge. Insbesondere die Gegend um Crailsheim ist für die reiche Echinodermenfauna aus dem Oberen Muschelkalk bekannt. Eine beeindruckende Zusammenstellung der Lebewelt des Muschelkalkes hat Hans Hagdorn im Muschelkalkmuseum in Ingelfingen bei Heilbronn zusammengetragen (Hagdorn 2004). Am Südwestrand des Streifens befindet sich der **Freudenstädter Graben**, eine junge tertiäre Struktur, in der der Untere Muschelkalk gegen den Oberen Buntsandstein versetzt ist (Abb. 8.5). Bei Dornstetten ist wenige Zehnermeter neben der Hauptstörungszone des Freudenstädter Grabens eine **Rollover-Antiklinale** im Unteren Muschelkalk an einer Abschiebung parallel zur Grabenrandstörung angeschnitten (Abb. 11.50).

Weiterhin tritt der Muschelkalk im Thüringer Becken an vielen Stellen zutage (Abb. 11.51). Der Naumburger Dom und andere Baudenkmäler in dieser Region sind aus den Kalken der Jena-Formation des Unteren Muschelkalkes erbaut worden (Koch et al. 1999). Weit verbreitet sind Muschelkalkvorkommen auch in Gebieten, in denen aufsteigende Salinarstrukturen die Schichten des Mesozoikums an die Oberfläche gepresst haben. So gibt es z. B. in Rüdersdorf bei Berlin ein auch heute noch intensiv von der heimischen Zementindustrie genutztes Muschelkalkvorkommen, der hier in der etwas fossilreicheren Rüdersdorf-Formation vorliegt. In diesem für Norddeutschland einzigartigen Tiefenaufschluss sind nicht nur die Triasgesteine vom Oberen Buntsandstein bis in den Oberen Muschelkalk aufgeschlossen, sondern hier deutete der schwedische Geologe Otto Torell (1828–1900) im Jahr 1875 Kritzungen in den herausgehobenen Muschelkalken als Gletscherschrammen und verhalf so der Inlandeistheorie zum Durchbruch (▶ Abschn. 16.2). Südöstlich von Braunschweig sind im Elm, einem Höhenzug über einem Salzkissen, Kalke des Oberen Muschelkalkes aufgeschlossen, die dort an vielen Stellen als Bausteine abgebaut wurden. Berühmte Bauwerke aus diesem Kalkstein sind z. B. der Roland in Bremen oder das Grabmal Heinrichs des Löwen in Braunschweig (Katzschmann und Lepper 1999). In der nördlichen Umrandung des Harzes sind die mesozoischen Schichten vielerorts entlang der Harznordrandstörung steilgestellt worden. In dieser für seine hervorragenden Aufschlüsse berühmten sog. **Aufrichtungszone** bilden die Gesteine des Muschelkalkes heute kleinere Bergrücken, die aufgrund ihrer höheren Erosionsbeständigkeit herauspräpariert wurden.

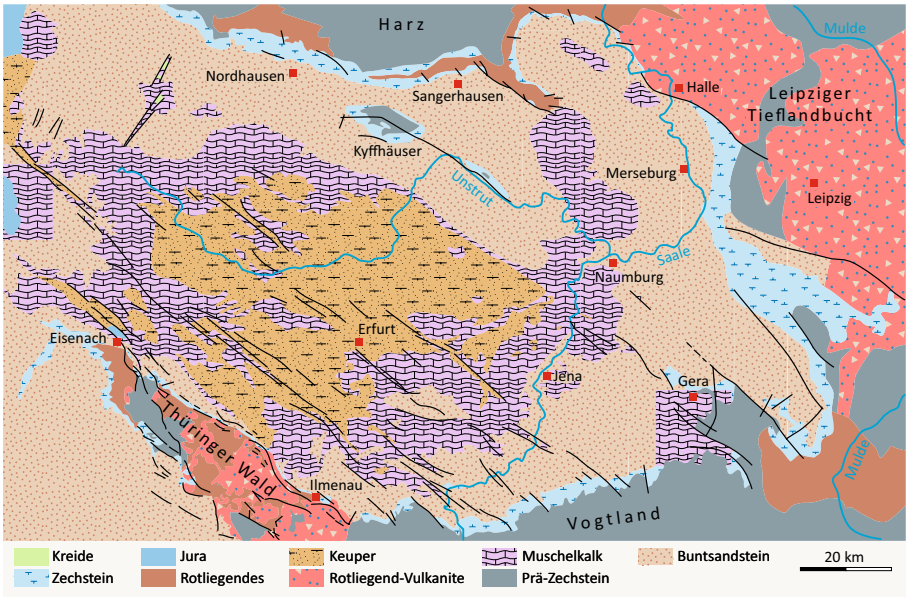


Abb. 11.51 Geologische Übersichtskarte des Thüringer Beckens. (Vereinfacht nach Seidel et al. 2002; ohne känozoische Bildungen)

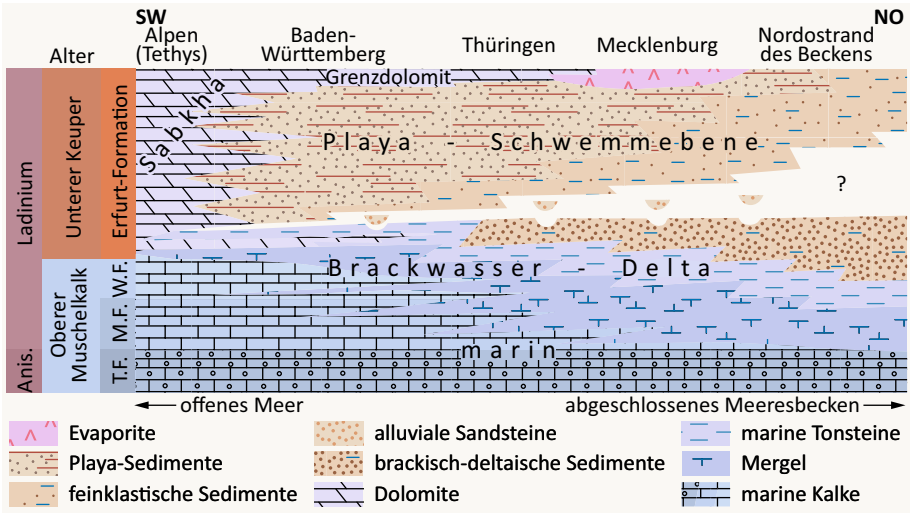


Abb. 11.52 Lithofazieller Übergang vom Muschelkalk zum Keuper im Germanischen Becken. *T.F.* Trochitenkalk-Formation, *M.F.* Meißner-Formation, *W.F.* Warburg-Formation, *Anis.* Anisium. (Verändert nach Szulc 2000)

Die **Salinarhorizonte** des Mittleren Muschelkalkes wurden an mehreren Stellen vor allem in Baden-Württemberg genutzt, entweder in Form von Solegewinnung oder im Bergwerksbetrieb. Heute ist von den Bergwerken allerdings nur noch das Salzbergwerk Stetten bei Haigerloch in Betrieb. Bis 1994 wurde dieses Salz auch noch in Bad Friedrichshall bei Heilbronn abgebaut. Das Salzlager von Stetten liegt in der nordwestlichen Fortsetzung des Hohenzollerngrabens am Übergang in den Freudenstädter Graben (Abb. 8.5), dessen Randstörung im Bergwerk aufgeschlossen ist. Das Salz tritt hier in einer Mächtigkeit von bis zu 10 m auf und ist aufgrund seiner Reinheit als Streu- und Industriesalz hervorragend geeignet.

11.4.3 Keuper

Der Keuper umfasst mit knapp 40 Millionen Jahren die mit Abstand längste Periode der Trias (Abb. 11.39). Er ist allerdings oft nur lückenhaft aufgeschlossen, da das Gebiet des Germanischen Beckens nach einer tektonisch bedingten Regression im Keuper zeitweise der Erosion unterlag, wie eine Vielzahl von Paläoböden, die in nahezu allen Formationen vorkommen, und mehrere Diskordanzen innerhalb der Schichtabfolge belegen. Der Keuper ist kein im strengen Sinne definiertes Zeitintervall, sondern stellt eine Gesteinseinheit dar. Der Name leitet sich von der fränkischen Dialektbezeichnung „Keiper“ oder „Kieber“ ab, womit bunte, bröckelige und tonige Gesteine gemeint waren. Leopold von Buch (1774–1853) führte den Begriff Keuper 1822 in die geowissenschaftliche Literatur ein (v. Buch 1822), heute wird die Bezeichnung allerdings nur noch lokal im Gebiet der Germanischen Trias verwendet. Die Keuperzeit dauerte vom Unteren/Mittleren Ladinium (240 Mio. Jahre v. h.; Menning und Hendrich 2005) bis zum Ende der Trias, dem Rhaetium (200 Mio. Jahre v. h.). Insgesamt weisen die Keuperablagerungen Mächtigkeiten zwischen 400 und 600 m auf, können aber in Grabenbruchsystemen wie z. B. dem Glückstadt-Graben auch über 5000 m erreichen.

Im Unteren Keuper, der nur eine kurze Zeitspanne von 1,2 Mio. Jahren und nur die Erfurt-Formation (traditionell als Lettenkeuper oder Lettenkohlenkeuper bezeichnet) umfasst, zog sich das aus der Muschelkalkzeit noch kurze Zeit fortbestehende Meer zurück. Die marinen Bedingungen wurden innerhalb

Box 16: Gezeiten

Aus dem Wattenmeer der Nordseeküste kennen wir das Phänomen der **Gezeiten** oder **Tiden** mit **Ebbe** und **Flut**. Jeder weiß, dass dies etwas mit dem Mond zu tun hat. Aber wie funktioniert das wirklich? Und woran liegt es, dass sich die Zeiten für das tägliche Hochwasser und auch die Höhe der Flutwasserstände ständig ändern, sodass wir Tidenkalender benötigen, um das tägliche Eintreffen des Hochwassers zu bestimmen?

Der Mond dreht sich in 29,5 Tagen einmal um die Erde. Unabhängig davon dreht sich die Erde in der gleichen Richtung in 24 Stunden einmal um ihre eigene Achse. In der Zwischenzeit ist aber der Mond auch weitergewandert, d. h. wir erreichen an unserem Beobachtungsort den Mond erst nach zusätzlichen 50 Minuten wieder genau in der gleichen Position wie am Vortag. Daraus ergibt sich eine kontinuierliche Verschiebung der Tidenzeiten. Da es immer zwei Flutberge gibt, einen auf der dem Mond zugewandten und einen auf der ihm abgewandten Seite, können wir Flut und Ebbe jeweils im Abstand von etwa 12 Stunden und 25 Minuten beobachten.

Warum aber gibt es auf der dem Mond abgewandten Seite auch immer einen Flutberg? Generell liegt der Grund für die Gezeiten im Zusammenspiel verschiedener Kräfte, die auf den Erdkörper und die darauf liegenden Wassermassen einwirken. Zwei Kräfte und ihre gegenseitige Beeinflussung spielen dabei eine entscheidende Rolle: die **Massenanziehungskraft** (Gravitation) und die **Fliehkraft** (Zentrifugalkraft). Die Erdanziehungskraft hält das Wasser auf der Erde fest, aber dennoch üben der Mond und die Sonne auf die Erde ebenfalls Anziehungskräfte aus. Zwar tun dies auch alle anderen Himmelskörper, doch sind sie so weit entfernt oder so klein, dass sie für die Gezeiten auf der Erde nicht ins Gewicht fallen. Die Anziehungskräfte von Mond und Sonne sind jedoch stark genug, dass sie das bewegliche Wasser in Flutbergen ansammeln können. Dadurch entstehen Ebbe und Flut. Eine zweite, gegenläufige Kraft entsteht durch die Drehbewegung, die Mond und Erde ausführen. Zwar sieht es für uns von der Erde her so aus, als bewege sich der Mond kreisförmig um die Erde. Tatsächlich aber drehen sich beide, Erde und Mond, um einen **gemeinsamen Schwerpunkt** herum, der zwischen den beiden Körpern liegt. Dieser Schwerpunkt liegt nicht in der Mitte zwischen Mond und Erde, sondern befindet sich, da die Erde ungefähr 80-mal schwerer ist als der Mond, etwas mehr als 4700 km vom Erdmittelpunkt entfernt noch innerhalb des Erdkörpers. Die Drehbewegung erzeugt deswegen auf der dem Mond abgewandten Seite erheblich höhere Fliehkräfte im Erdkörper. Sie sind so groß, dass sie hier ebenfalls in der Lage sind, einen Flutberg zu erzeugen (Abb. 11.53), der nur geringfügig kleiner ist als der auf der gegenüberliegenden Seite.

Auch die Anziehungskraft der Sonne wirkt sich auf die Gezeiten aus, indem sie die Höhe der Flutwasserstände beeinflusst. Die Gezeitenwirkung der Sonne beträgt allerdings nur etwa 40 % der Gezeitenwirkung des Mondes. Sie überlagert dessen Gezeitenkräfte und führt dadurch zu erheblichen Schwankungen der Tidenhöhe. Wenn Sonne, Mond und Erde sich in einer Linie befinden, wie es bei Neumond und Vollmond der Fall ist, addieren sich die Gezeitenwirkungen und die Flutberge sind höher, es kommt zu einer **Springtide**. Bei sehr ungünstigen Wetterlagen können sich daraus auch katastrophale Sturmfluten entwickeln. Stehen Sonne, Mond und Erde dagegen in einem rechten Winkel zueinander, wie es bei Halbmond der Fall ist, reduzieren sich die Gezeitenkräfte gegenseitig und es kommt zu einer niedrigeren **Nipptide** (Abb. 11.54).

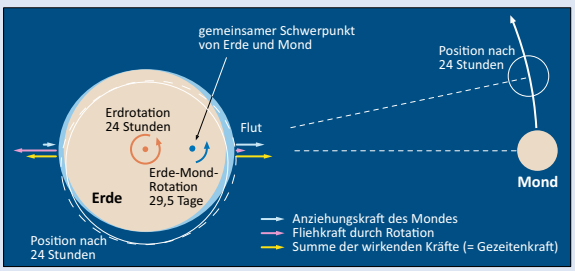


Abb. 11.53 Zusammenwirken der Gezeitenkräfte (Anziehungskraft des Mondes, Fliehkraft) bei der Rotation von Erde und Mond um einen gemeinsamen Schwerpunkt

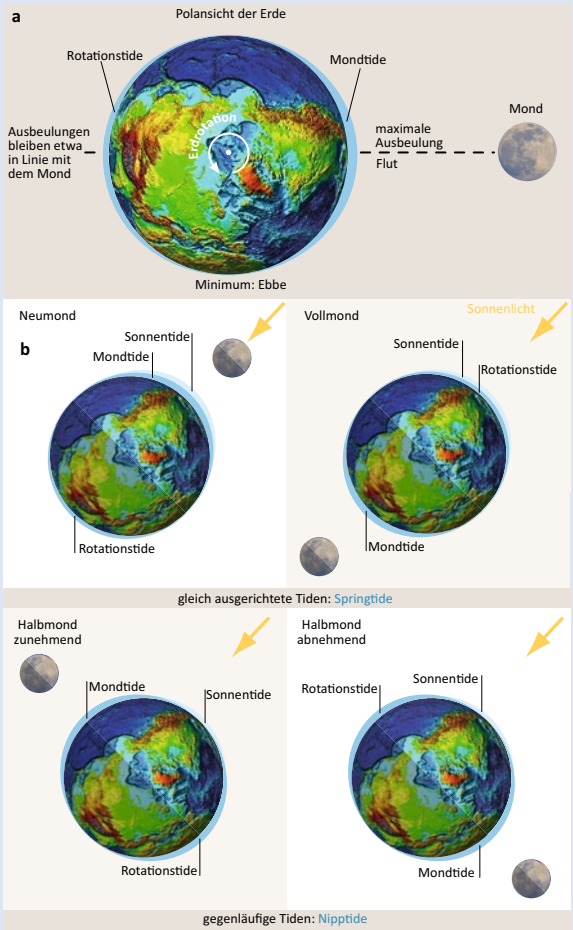


Abb. 11.54 **a** Entstehung von Flutbergen: Mondtide durch die Anziehungskraft des Mondes, Rotationstide durch die Fliehkraft der Erdrotation. **b** Tidenzyklen und die Entstehung von Spring- und Nipptiden durch die unterschiedliche Stellung von Erde, Mond und Sonne zueinander

Als **Tidenhub** wird der Unterschied zwischen den Hoch- und Tiefständen des Wassers bei Flut und Ebbe bezeichnet. Regional gibt es da sehr große Unterschiede, die von den lokalen Gegebenheiten an der Küste und der Verbindung zu den großen Weltmeeren abhängen. Wäre die gesamte Erde von einer gleichmäßig dicken Wasserschicht bedeckt, würde der Tidenhub nur knapp einen halben Meter ausmachen. An trichterförmigen Einbuchtungen entlang der Meeresküste kann sich die Flutwelle jedoch auf mehrere Meter erhöhen. An der deutschen Nordseeküste beträgt der Tidenhub im Mittel 2–3 m und kann in tidebeeinflussten Flussmündungen auch über 6 m erreichen. In der Bucht des Mont-Saint-Michel in der Normandie, Frankreich, gibt es mit 15 m einen der größten Tidenhübe weltweit. Die Nordsee ist an sich zu klein, um eine eigene Tide zu erzeugen, deshalb spiegelt sich hier im Wesentlichen die Flutwelle des Atlantiks wider. In die Ostsee kann die Flutwelle durch den engen Kattegat nur schwer eindringen, weswegen der Tidenhub hier selten über 10 cm ist und im Höchstfall 30 cm erreicht.

kurzer Zeit durch verschiedenartige deltaische bis terrestrische Ablagerungsbedingungen ersetzt (◘ Abb. 11.52). Sie gehen z. T. direkt aus der im Muschelkalk als Randfazies einsetzenden Grafenwöhr-Formation hervor (◘ Abb. 11.47). Im südlichen Bereich des Germanischen Beckens dominierten deltaische, lagunäre oder ästuarine Ablagerungen im **Einflussbereich der Gezeiten** (▶ Box 16: Gezeiten) und z. T. **Playa-Sedimente**, während in den nördlichen Regionen fluviatile und limnische Sedimente in einer großen Schwemmlandebene abgelagert wurden (Bachmann et al. 2010). Teilweise schnitten sich die Flüsse in die unterlagernden Schichten des Muschelkalkes ein. Die Flüsse kamen größtenteils aus dem nordöstlich angrenzenden kaledonischen Gebirge in Skandinavien und entwässerten in dieser Zeit nach Süden zur damaligen Küste der Neotethys. Ihre Fließrichtung ist damit entgegengesetzt zu derjenigen im Buntsandstein. Im Süden erhob sich der Schlesische Block, der ebenfalls ein Abtragungsgebiet darstellte.

Vereinzelt bildeten sich Sumpfgebiete, aus denen wirtschaftlich unbedeutende Kohleflöze entstanden, die aber eine reichhaltige Flora mit Schachtelhalmen, Farnen und Palmfarnen enthalten. Im heutigen Polen kam es sogar zur Bildung abbauwürdiger Kohleflöze. Aus limnischen und fluviatilen Ablagerungen sind neben Muscheln, Brachiopoden und Ostrakoden reichhaltige Funde von Wirbeltieren bekannt, die z. T. in regelrechten Fossillagerstätten, sog. **Bonebeds** (engl. *bone*: Knochen; engl. *bed*: Schicht) zusammengeschwemmt wurden. Bonebeds kommen über den ganzen Keuper verteilt vor. Bekannt sind an der Grenze zum Muschelkalk v. a. das sog. Grenzbonebed und das Rhät-Lias-Bonebed am Übergang vom Keuper zum Jura. Bei Kupferzell im Hohenloher Land (nördliches Baden-Württemberg) wurde in einer berühmten Fundstelle das größte jemals existierende Amphibium der Erdgeschichte, das *Mastodonsaurus giganteus*, ein salamanderähnlicher Riesenlurch mit über 5 m Länge, gefunden. In Kupferzell handelt es sich allerdings nicht um ein Bonebed, sondern um eine Konservatlagerstätte, in der neben *Mastodonsaurus* auch noch eine ganze Reihe anderer Wirbeltierreste gefunden wurden.

Im Mittleren Keuper verstärkten sich die ariden Klimaverhältnisse im Germanischen Becken wieder. Eine marine Transgression zu Beginn schuf kurzzeitig ein sehr flaches Meeresbecken, das in seinen Ausmaßen dem Muschelkalkmeer vergleichbar war und den fossilreichen Grenzdolomit hervorbrachte (Aigner und Bachmann 1992). Neben Playa-Sedimenten (▶ Box 12: Playa-Sedimente) in kurzlebigen Seen und Flüssen sowie Sabkhawüsten mit evaporitischen Sedimenten wie Gips und Steinsalz – weswegen einige Abschnitte auch als **Gipskeuper** bezeichnet werden – bildeten sich vorwiegend rote und grünlichgraue Mergel, Tone und Sandsteine. Zwar sind Salzablagerungen im gesamten Germanischen Becken weit verbreitet, doch ist insbesondere in den nördlichen Regionen ein mariner Einfluss, der das Salz hätte einbringen können, fraglich. Hier geht man davon aus, dass Zechsteinsalze im Untergrund gelöst und anschließend resedimentiert wurden, wobei sicher auch ein Eintrag aus Flüssen und durch Wind transportierte, salzhaltige Aerosole anzunehmen ist (Trusheim 1971; Nitsch 2003). In feuchteren Gebieten kam es auch im Mittleren Keuper zu lokalen, allerdings weitgehend unbedeutenden Kohleablagerungen. Mehrfach kam es in den verzweigten Flusssystemen zur Ablagerung mächtiger Sandsteine. Der in der Gegend von Nürnberg als Bausandstein bezeichnete Horizont oder der zeitlich parallel abgelagerte Schilfsandstein der Stuttgart-Formation (◘ Abb. 11.39) im Stuttgarter Raum sind als Werksteine begehrt und wurden in vielen bekannten Bauwerken (z. B. Ulmer Münster, Stuttgarter Hauptbahnhof) verwendet. Neuerdings gewinnen einige der Sandsteinlagen eine Bedeutung als potenzielle geothermisch nutzbare Grundwasserhorizonte.

Im Oberen Keuper ähnelten die Verhältnisse dem Unteren Keuper mit vorwiegend festländischen Ablagerungen. In einer großen **Schwemmlandebene** wurden neben Ton- und Siltsteinen vor allem Sandsteine abgelagert, die als Exter-Formation zusammengefasst werden und den gesamten Oberen Keuper umfassen. Drei Untereinheiten, die durch jeweils andere Fossilgemeinschaften charakterisiert sind, lassen sich unterscheiden: die Postera-Schichten durch eine artenarme Muschelfauna (*Unionites postera*), die Contorta-Schichten durch die häufig auftretende Muschel *Rhaetavicula contorta*, und die Triletes-Schichten durch die Sporengattung *Triletes*. Im Keuper tritt sowohl in der Arnstadt-Formation des Mittleren Keupers als auch in der Exter-Formation des Oberen Keupers der Stubensandstein auf, der früher zur Stubenreinigung verwendet wurde, woraus sich sein Name ableitete. Der wegen seines tonigen Bindemittels relativ gut zu bearbeitende Stubensandstein wurde außerdem in vielen Bauwerken vor allem zur Zeit der Gotik als Baustein verwendet, allerdings hat er den Nachteil, dass er nicht besonders verwitterungsbeständig ist und heute aufwendig durch widerstandsfähigere Gesteine ersetzt werden muss.

11.5 Trias-Jura-Grenze

Ähnlich wie an der Perm-Trias-Grenze führten drastische Änderungen der Umweltbedingungen an der Trias-Jura-Grenze zu einem **Massensterben**, das zu den fünf größten des Phanerozoikums gehört (Sepkoski 1996). Als wahrscheinlichste Ursache für das Massensterben werden auch hier intensive vulkanische Aktivitäten innerhalb eines sehr kurzen Zeitraums von weniger als 1 Mio. Jahren angesehen (Hesselbo et al. 2002). Allerdings

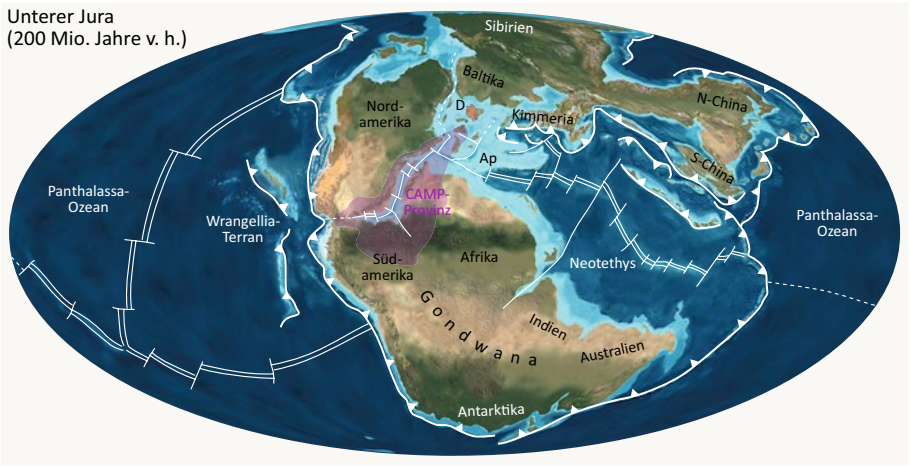


Abb. 11.55 Verteilung der Kontinente und Meere an der Trias-Jura-Grenze (200 Mio. Jahre v. h.). *CAMP* Central Atlantic Magmatic Province. (Die topographische Grundlage der paläogeographischen Karte wurde von Ron Blakey, Flagstaff, Arizona, entwickelt und zur Verfügung gestellt; Blakey 2003; die Umrisse der CAMP-Provinz wurden nach McHone und Puffer 2003 eingetragen)

können auch andere Ursachen wie ein Meteoritenimpakt (Olsen et al. 2002) oder starke Meeresspiegelschwankungen (Hallam und Wignall 1999) eine Rolle gespielt haben. Mit einer Ausdehnung von über 11 Mio. km² (zum Vergleich: Die Gesamtfläche der USA beträgt 9,6 Mio. km²) stellt die **CAMP-Provinz** das vermutlich größte Flutbasaltereignis aller Zeiten dar (CAMP: Central Atlantic Magmatic Province; Hames et al. 2003). Es steht in Zusammenhang mit der Öffnung des Zentralatlantiks und erstreckt sich heute vom Zentrum Brasiliens über Westafrika, die Iberische Halbinsel, Frankreich und durch den Osten und Süden Nordamerikas (Abb. 11.55). Durch die Freisetzung ungeheurer Mengen von Aerosolen und vulkanischen Gasen kam es in der Folge zu globalen Klimaänderungen, die das Massensterben bewirkten.

Im Gebiet des Germanischen Beckens ist die Trias-Jura-Grenze durch einen markanten Fazieswechsel charakterisiert, der sich, abgesehen von lokalen Abweichungen, innerhalb eines sehr kurzen Zeitabschnitts vollzieht. Der Wechsel von der terrestrisch dominierten Keuperfazies zur überwiegend marinen Jura-Fazies ist hier sehr viel deutlicher ausgeprägt als im offenen, durchweg marinen Ablagerungsgebiet der Neotethys. Generell machte sich nach einem Tiefstand an der Trias-Jura-Grenze ein Anstieg des Meeresspiegels mit einer weitreichenden Transgression bemerkbar. Das Jurameer reichte über die Grenzen des Muschelkalkmeeres hinaus, und es entwickelte sich ein epikontinentales Flachmeer mit einigen Inselgruppen, das fast den ganzen Jura hindurch bestehen blieb.

11.6 Jura

Im Jura setzte sich der Zerfall des Superkontinentes Pangäa weiter fort. Es kam zur vollständigen Abtrennung Nordamerikas sowohl von Südamerika und Afrika als auch von Europa und Asien. Die älteste nachgewiesene ozeanische Kruste zwischen Laurasia und Gondwana entstand am Übergang vom Unteren zum Mittleren Jura (ca. 175 Mio. Jahre v. h.). Sie ist heute auf beiden Seiten am Rand des Zentralatlantiks zu finden. Die Hochgebiete im Südwesten Europas, die noch im Keuper eine Barriere zwischen dem Germanischen Becken und der Neotethys bildeten, wurden allmählich überflutet, da sich die Erdkrustenabsenkung weiter fortsetzte und gleichzeitig ein globaler Meeresspiegelanstieg zu verzeichnen war. Zur gleichen Zeit drang das Nordmeer immer weiter nach Süden vor und stellte schließlich über das epikontinentale Flachmeer Zentraleuropas hinweg eine Verbindung der nördlichen Meeresgebiete mit der Neotethys im Süden her. Auch im Einzugsgebiet der Neotethys fanden umwälzende Änderungen statt. Bis in die Trias hinein war das NW-SO ausgerichtete Spreizungszentrum der Neotethys das dominierende tektonische Element im Süden Europas. Hier machte sich jedoch im Unteren Jura die beginnende Öffnung des **Zentralatlantiks** bemerkbar. Entlang eines Transformstörungssystems der Neotethys öffnete sich, ähnlich wie der Zentralatlantik, der ebenfalls in NO-SW-Richtung verläuft, der **Penninische Ozean**. Er kann als nordöstlicher Ast des atlantischen Spreizungssystems angesehen werden und stand mit diesem über den **Ligurischen Ozean** in Verbindung (s. unten).

Das Klima während des Juras war in Mitteleuropa im Gegensatz zu den ariden Verhältnissen in der Trias von subtropischen bis tropischen Bedingungen geprägt. Vereisungen an den Polkappen gab es im Jura nicht. Diese Klimabedingungen, die man durchaus schon als Treibhausklima (*greenhouse*) bezeichnen kann, sind jedoch nicht mit den extremen Treibhausklimabedingungen der späteren Kreidezeit zu vergleichen (▶ Abschn. 11.7.2). Während des Juras beherrschten die Dinosaurier das Leben auf dem Festland, wo sie teilweise zu gigantischen Größen heranwuchsen, während sich die Säugetiere nur in wenigen Nischen und nur mit sehr kleinen, wenige Dezimeter großen Formen weiter entwickeln konnten. Die Pflanzenwelt war von Farnen, Gingkos und Koniferen bestimmt. In den Meeren erreichten die Tintenfische mit den Ammoniten und Belemniten eine extreme Ausbreitung, wie man heute an den fast durchweg in den jurassischen Schichtfolgen auftretenden Fossilien erkennen kann.

Die Bezeichnung „Jura“ (keltisch: Waldgebirge) wurde schon 1795 von Alexander von Humboldt (1769–1859) für die Kalke des französischen Juragebirges einführt. Heute wird der Jura nach der internationalen stratigraphischen Tabelle in den Unteren, Mittleren und Oberen Jura unterteilt. Quenstedt (1843) bezeichnete die drei von v. Buch (1839) unterteilten Einheiten des Juras nach den vorherrschenden Farben der Gesteine der Schwäbischen Alb als Schwarzen, Braunen und Weißen Jura. Die

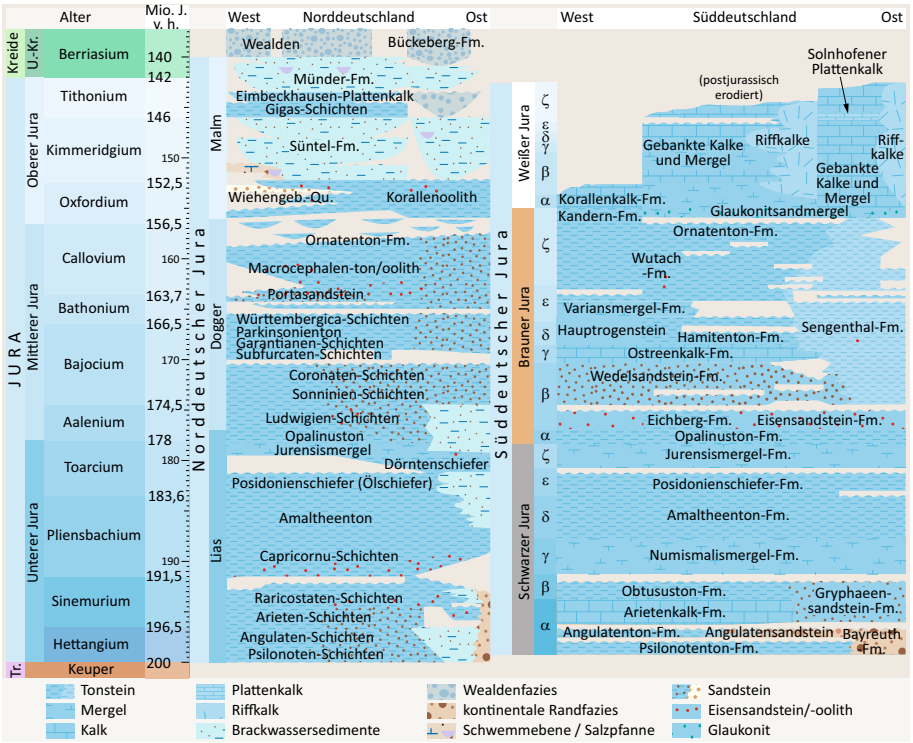


Abb. 11.56 Jura-Stratigraphie in Nord- und Süddeutschland. Fm. Formation, Wiehengeb.-Qu. Wiehengebirgsquarzit. (Verändert und vereinfacht nach Menning et al. 2002; Mönnig 2005)

englischen Bezeichnungen Lias, Dogger und Malm wurden von Oppel (1856) in die Literatur eingeführt und galten lange Zeit als die allgemeingültige Unterteilung des Juras. Die Bezeichnungen stammen ursprünglich von englischen Steinbrucharbeitern, die sie für Schichten (engl. *layers,* umgangssprachlich *lias*), für einen eisenreichen Sandstein (engl. *dogger*) und für einen hellen, gelblich gefärbten Ziegelstein (engl. *malm brick*) verwendeten.

In Süddeutschland wird der Jura nach wie vor in die Einheiten Schwarzer, Brauner und Weißer Jura eingeteilt. In Norddeutschland (z. Zt. noch vorläufig) und auch in den Alpen werden hingegen die Bezeichnungen Lias, Dogger und Malm verwendet (Menning et al. 2002; Pfiffner 2010). Diese oft verwirrende Namensgebung der Einheiten im Jura ist eine Folge des äußerst umfangreichen Fossiliengehaltes, der dazu geführt hat, dass nahezu an jeder Lokalität eigenständige Entwicklungen festgestellt werden konnten, die oft zu lokal gültigen Gliederungen führten. Als wichtigste **Leitfossilien** für die stratigraphische Einordnung der Jurasedimente gelten die **Ammoniten**, eine heute ausgestorbene Art von Kopffüßern, zu denen die heute lebenden Tintenfische gehören (► Box 3: Ammoniten). Zwar lassen sich stratigraphische Einheiten oft großflächig miteinander korrelieren, doch bestehen auch deutliche Unterschiede zwischen den einzelnen Beckenbereichen. So beginnt der Schwarze Jura im Süden nicht unmittelbar an der Trias-Jura-Grenze, sondern ein wenig danach, während der Lias im Norden unmittelbar an der Grenze einsetzt. Die internationale stratigraphische Tabelle unterscheidet im Jura in der Feingliederung insgesamt elf Stufen, die bis auf das Tithonium (benannt nach *Tithonos* aus der griechischen Mythologie) nach verschiedenen Typuslokalitäten in Deutschland, Frankreich und England benannt sind (Abb. 11.56). Quenstedt (1843) gliederte die drei Abschnitte des Juras in jeweils sechs Untereinheiten, die er mit den griechischen Buchstaben α bis ζ bezeichnete. Obwohl diese Gliederung heute eigentlich nicht mehr verwendet wird, ist sie in der stratigraphischen Übersicht dennoch aufgeführt, um auch ältere Literaturangaben einbinden zu können.

11.6.1 Unterer Jura

Der Untere Jura ist sowohl im Norden als auch im Süden Deutschlands vielerorts durch dunkle, **bituminöse Tonsteine** gekennzeichnet. An der Basis der Abfolge finden sich in den östlichen Randlagen aber auch klastische Einschaltungen mit Sandsteinen und Konglomeraten (Abb. 11.57). Im Süden beginnt die Abfolge nach ersten tonigen Lagen mit den markanten **Arietenkalken**. Sie enthalten nicht selten Anhäufungen von zusammengeschwemmten Ammoniten (im Volksmund auch „Schneckenpflaster" genannt), in denen Dutzende von großen, bis zu einem halben Meter messenden Ammoniten der Gattung *Arietites* zu finden sind. Schöne Beispiele für solche zusammengeschwemmten Ammonitenschalen sind in Ofterdingen bei Tübingen im Flussbett der Steinlach oder im Treppenaufgang des Geologischen Institutes (heute Fachbereich Geowissenschaften) der Universität Tübingen zu sehen.

Das süddeutsche Meeresbecken war im Jura zunächst nur über die **Burgundische Pforte** mit der Neotethys verbunden. Unter warmen Klimabedingungen herrschten hier Wassertemperaturen über 20 °C, und ein reichhaltiges Leben mit Ammoniten, Nautiloideen, Fischen, Krokodilen und Fischsauriern konnte sich entwickeln. Das nördliche Becken war deutlich kühler, doch auch hier entfaltete sich reiches Leben im Meeresbecken. Trotz der geringen Wassertiefe von nur etwa 150 m entwickelten sich im mitteleuropäischen Jurameer zwei entgegengesetzte Strömungen. Das schwerere kalte Wasser im Norden, das zudem einen etwas höheren Salzgehalt aufwies, strömte am Boden entlang nach Süden, während das leichtere warme Wasser an der Oberfläche nach

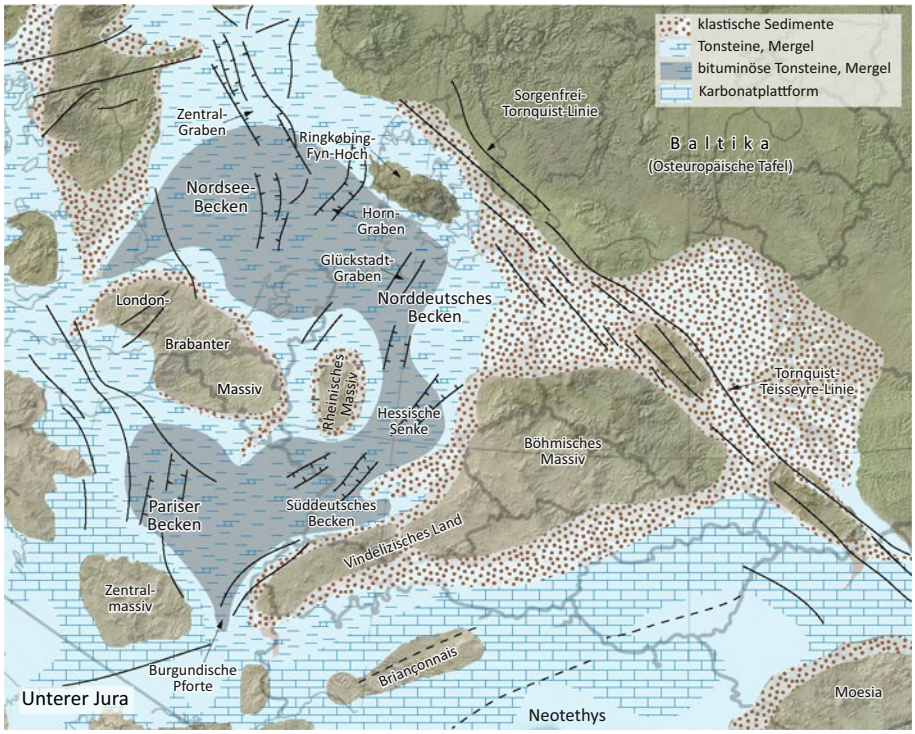


Abb. 11.57 Paläogeographische Rekonstruktion Mitteleuropas zur Zeit des Unteren Juras. (Topographische Grundlage aus Blakey 2011; verändert und ergänzt nach Ziegler 1990)

11

Norden floss. Daraus ergab sich eine merkbare **Wasserschichtung**, die zeitweise so stabil war, dass die untersten Bereiche direkt über dem Meeresboden über längere Zeiten hinweg von der Frischwasserzufuhr und damit vom Sauerstoff abgetrennt wurden. Zum Meeresboden absinkende abgestorbene Organismen verbrauchten innerhalb kurzer Zeit den anfangs noch vorhandenen Sauerstoff, und es entstand ein lebensfeindlicher **Faulschlamm**, ein sog. **Sapropel** (altgriech. *sapros*: verfault; griech. *pelos*: Ton, Schlamm). Bodenbewohnende Lebewesen wie Muscheln oder Seelilien konnten in diesem euxinischen Milieu (▶ Box 17: Euxinisches Milieu) nicht mehr existieren. Im sauerstoffreichen Oberflächenwasser konnten sie aber auf treibenden Baumstämmen Kolonien bilden. Eines der beeindruckendsten Fossilien aus diesem Umfeld ist die knapp 100 m² große Kolonie der Riesenseelilie *Seirocrinus subangularis*, die man in Ohmden nahe Holzmaden in der Nähe von Kirchheim unter Teck im Posidonienschiefer gefunden hat (◘ Abb. 11.58). Sie ist im Urweltmuseum Hauff in Holzmaden in einem eigens für sie geschaffenen Raum zu bewundern. Die Seelilien hatten in früheren Zeiten eine erschreckende Wirkung auf die Menschen, weil sie als Zeugen der Sintflut galten. Man bezeichnete sie deshalb als „Schwabens Medusenhaupt".

Die Bezeichnung **Posidonienschiefer**, die auch in der modernen stratigraphischen Tabelle noch für eine besonders bituminöse Tonsteinlage im Unteren Jura verwendet wird (◘ Abb. 11.56), ist leider gleich in zweifacher Hinsicht irreführend. Benannt wurde die Schicht schon im 19. Jahrhundert nach einer häufig vorkommenden Muschel, die damals als *Posidonia bronni* (heute: *Bositra buchii*) bezeichnet wurde. Die Gattung *Posidonia* benannte früher jedoch auch eine Muschelgattung aus dem sehr viel älteren System des Karbons (heute *Posidonomya*), wo die entsprechenden Schichten ebenfalls als Posidonienschiefer bezeichnet wurden (heute Posidonomyenschiefer) (▶ Abschn. 10.2.2). Darüber hinaus ist der Posidonienschiefer aus dem Jura auch kein Schiefer im petrographischen Sinne, womit ein metamorphes Gestein bezeichnet wird. Bei dem lagigen Gefüge dieses Gesteins handelt es sich nicht um eine Schieferung, sondern um eine sehr fein laminierte Schichtung des Sedimentgesteins. Dennoch wird die Gesteinsbezeichnung wegen ihrer weiten Verbreitung hier noch beibehalten, auch um weitere Verwirrung mit wieder anderen Namen zu vermeiden.

Am Boden des Jurameeres sammelte sich eine große Menge an Organismenresten an, die aufgrund des fehlenden Sauerstoffs nicht mithilfe von Bakterien abgebaut werden konnten. In den Faulschlämmen am Boden entstand daraus giftiger Schwefelwasserstoff, der das Leben am Boden so gut wie unmöglich machte. Abgesunkene Kadaver von Wirbeltieren wie Fischen, Krokodilen oder Fischsauriern, aber auch Ammoniten und Muschelschalen und selbst Weichtierreste blieben daher erhalten und wurden nicht von Aasfressern oder Bakterien zerstört. In einigen Fällen blieb sogar die Haut der Lebewesen erhalten. Die schwarze Farbe der Tonsteine, Mergel und Kalke stammt aus diesen organischen Resten, die durch die Verfestigung des Gesteins in Bitumen und fein verteilten Pyrit (FeS_2) umgewandelt wurden. Berühmt sind die Fundstellen um Holzmaden für ihre zahlreichen Funde vollständig erhaltener Ichthyosaurier, Plesiosaurier und Krokodile, die heute in nahezu allen Naturkundemuseen der Welt anzutreffen sind. Vereinzelt wurden sogar trächtige Muttertiere der Ichthyosaurier im Stadium der Geburt gefunden (zu sehen u. a. im Treppenaufgang des Tübinger Geologischen Institutes), woraus sich schließen lässt, dass die den heutigen Delphinen ähnelnden Saurier lebend gebaren. Vermutlich handelt es sich bei dieser besonders denkwürdigen Momentaufnahme aus dem Schwarzen Jura um eine Notgeburt, die durch Stress infolge einer lebensbedrohlichen Situation ausgelöst wurde. Eine Erklärung wäre ein Sturmereignis, das zur Verwirbelung der giftigen Bodenwässer geführt hatte, aus denen das Muttertier keinen Ausweg mehr fand und zugrunde ging.

Box 17: Euxinisches Milieu

Normalerweise unterliegt das Wasser im offenen Meer einer ständigen Durchmischung aufgrund von Meeresströmungen. Man spricht hier auch von einer guten „Durchlüftung" des Meeres, womit der Gehalt an Sauerstoff, der im Wasser gelöst ist, auf einem mehr oder weniger konstanten Level gehalten wird. Am Meeresboden gibt es aber gelegentlich Bereiche mit sehr ruhigem, unbewegtem Stillwasser, bei denen in abgeschlossenen Meeresbecken oder in Senken der Wasseraustausch stagniert. Häufig ist auch eine Wasserschichtung von kaltem, salzreicherem und damit schwererem Wasser, das von wärmerem, leichtem Wasser überlagert wird, die Ursache für den stagnierenden Wasseraustausch. Wenn sich eine solche Situation einstellt, ist der vorhandene freie Sauerstoff schnell durch Zersetzungsprozesse der herabrieselnden abgestorbenen Lebewesen verbraucht und am Grund des Meeres kann sich dann ein sauerstofffreies Milieu entwickeln. Zusätzlich bildet sich in diesen Schichten durch die bakterielle Reduktion von Sulfaten Schwefelwasserstoff. Diese Ablagerungsbedingungen werden als **euxinisches Milieu** in einer Stillwasserfazies bezeichnet. Es ist benannt nach dem *mare euxinium*, dem Schwarzen Meer, an dessen Grund es eine Senke gibt, in der es nicht zum Austausch der Wassermassen kommt und sich daher eine sauerstofffreie Zone mit reduzierendem Milieu entwickelt hat. Ablagerungen, die in einem sauerstofffreien Milieu entstehen, zeichnen sich durch einen hohen organischen Anteil aus. Sie sind in der Regel durch die Ausfällung von Eisensulfiden (FeS, FeS_2) sehr dunkel bis schwarz und riechen unangenehm nach Schwefelwasserstoff, wenn man sie anschlägt und zerreibt. Der hohe organische Anteil stammt von Organismenresten, die in das Sediment eingelagert wurden, die aber aufgrund des fehlenden Sauerstoffs nicht verwesten. Bei dieser Art der Ablagerung entstehen schwarzgefärbte feinkörnige Sedimente (engl. *black shales*), die als bituminöse Sedimente bezeichnet werden und unter Umständen eine hohe wirtschaftliche Bedeutung erlangen können. Einerseits stellen sie die Muttergesteine für das Erdöl dar, das sich in Speichergesteinen sammelt und dann gefördert werden kann. Andererseits sind sie in letzter Zeit durch ihren potenziellen Gehalt an Gas in die Diskussion geraten, wo es um die Erschließung neuer und noch nicht erkundeter Rohstoffe geht. Allerdings ist die Gewinnung von Gas aus Tonsteinablagerungen (das sog. Schiefergas, engl. *shale gas*) in geringen Tiefen (bis ca. 1000 m) oft nur über massive zerstörerische Eingriffe in die Natur zu erreichen, weshalb es große Widerstände gegen Projekte dieser Art gibt.

Je nach Grad der Diagenese bis hin zur Metamorphose werden die bituminösen Gesteine als Tonsteine, Tonschiefer, Schiefertone oder einfach Schiefer klassifiziert, wobei der Begriff Schiefer strenggenommen nur für metamorphe Gesteine gilt. Häufig lassen sich in den bituminösen Gesteinen exzellent erhaltene Fossilien finden, die z. T. sogar noch mit ihren Weichteilen erhalten sind. Eine berühmte Fundstätte für Fossilien aus schwarzen Tonsteinen befindet sich am Fuß der Schwäbischen Alb bei Holzmaden. In den Ablagerungen des Unteren Jura (Schwarzer Jura) hat man hier während des Baus der Autobahn 8 in den 30er-Jahren des vergangenen Jahrhunderts zahlreiche vollständig erhaltene Ichthyosaurier-Skelette gefunden. Sie können in einem äußerst sehenswerten Museum in Holzmaden besichtigt werden. Das Museum wurde in den Jahren 1936/1937 von Bernhard Hauff (1866–1950), einem Steinbruchbesitzer aus Holzmaden begründet. Es umfasst heute eine der vollständigsten Sammlungen von Fossilien aus dem Unteren Jura der Schwäbischen Alb.

Es gibt mehrere Abschnitte der Erdgeschichte, in denen sich Sedimente in einem euxinischen Milieu in größerer Verbreitung bildeten. Die ältesten stammen schon aus dem Präkambrium, doch kommen sie in Mitteleuropa nur sehr untergeordnet vor. In Deutschland gibt es einige wenige Vorkommen im obersten Präkambrium des Schwarzburger Antiklinoriums, die jedoch nur von lokaler Bedeutung sind. Aus dem Paläozoikum sind in Deutschland z. B. die Bundenbacher Schiefer aus dem Silur mit einer Vielzahl von Schlangensternen, Trilobiten und Seelilien, die Kellwasserkalke im Devon, die gleichzeitig ein Massenaussterbeereignis markieren, oder der permische Kupferschiefer mit seinen Fischfossilien bekannt. Im Mesozoikum gibt es im Unteren Jura die Tonstein-Ablagerungen der Schwäbischen Alb mit Sauriern und Ammoniten in großer Zahl sowie die Unterkreide-Tone in Norddeutschland mit ihren Ammoniten, Belemniten und vielen anderen Fossilresten. Für das Tertiär sind Ablagerungen des Geiseltals bei Halle oder die bituminösen Tonsteine der Grube Messel zu nennen, die zeigen, dass sich auch in Seen die Verhältnisse eines euxinischen Milieus einstellen können. Dunkle Tonsteine, die reich an organischem Kohlenstoff sind, enthalten häufig exzellent erhaltene Fossilien. Ihre Diversität ist in diesen Ablagerungen bis zu 1000-mal höher als in den darüber und darunter liegenden „normalen" Gesteinen. Die Gründe dafür liegen sowohl in biologischen als auch in anorganischen Vorgängen. So laufen Zerfallsvorgänge ohne Sauerstoff wesentlich langsamer ab. Außerdem können Aasfresser in dem sauerstofffreien Milieu ebenso wenig überleben wie wühlende Organismen, sodass die abgestorbenen Reste der Lebewesen wesentlich häufiger ohne nachträgliche Zerstörung und Beeinflussung im Sediment eingebettet werden und als Fossilien erhalten bleiben.

Im Süden können die Abfolgen des Unteren Juras Mächtigkeiten bis zu 80 m erreichen, während sie unter Norddeutschland und vor allem unter der Nordsee mit über 200 m deutlich mächtiger werden. Die in dieser Abfolge enthaltenen bituminösen Tonsteine bilden die Grundlage für zahlreiche Erdöllagerstätten, die im Bereich Norddeutschlands, der Niederlande und der Nordsee und dort vor allem in den jurassischen Grabensystemen gefunden wurden. Man nimmt an, dass es nicht die großen Tiere wie Fische oder Saurier waren, die den Hauptanteil zur Bildung des Faulschlamms beitrugen, sondern die Fülle an Kleinstlebewesen (Plankton), die ständig wie ein Regen auf den Boden des Jurameeres herabrieselten. Die organischen Bestandteile, die bis zu einem Viertel des Sediments ausmachen konnten, wurden während der Diagenese zu höherwertigen Kohlenwasserstoffen umgewandelt, die sich heute unter günstigen Umständen in Bohrungen als Erdöl oder Erdgas fördern lassen. In den Ölschiefergruben in Süddeutschland wurden die erdölhaltigen Gesteine früher abgebaut und erhitzt, um das in ihnen enthaltene Erdöl zu gewinnen.



Abb. 11.58 „Schwabens Medusenhaupt", die größte jemals präparierte Seelilienplatte mit der Riesenseelilie Seirocrinus subangularis aus dem Schwarzen Jura von Ohmden/Holzmaden, angewachsen an einem großen Stück Treibholz. Die Seelilienplatte befindet sich im Urweltmuseum Hauff in Holzmaden (▶ www.urweltmuseum.de). (Mit freundlicher Genehmigung durch das Urweltmuseum Hauff) [N 48°38'6" / O 9°31'41"]

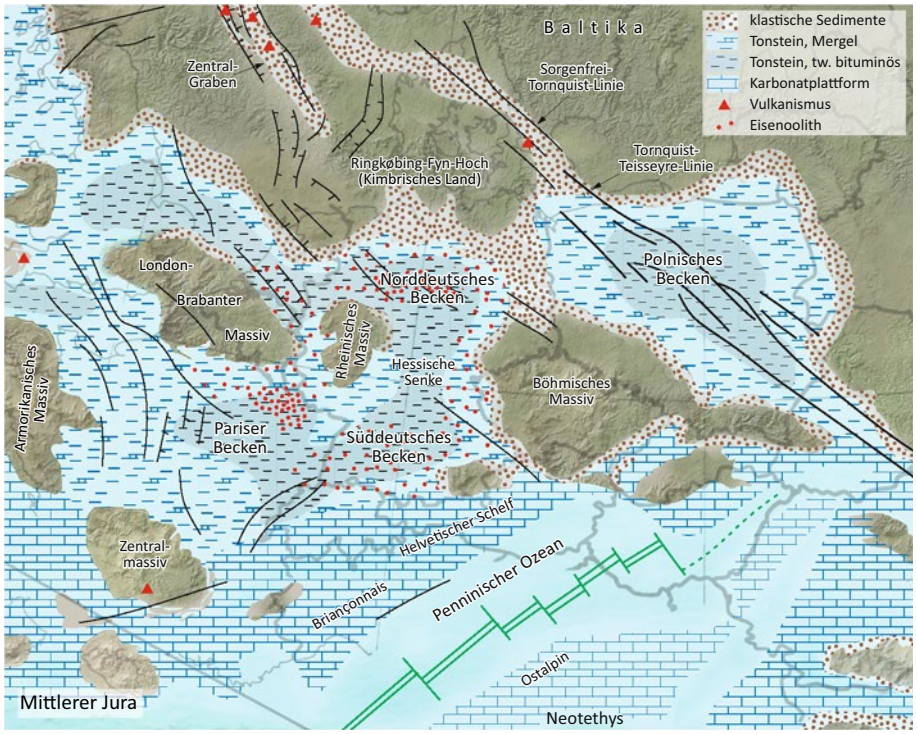


Abb. 11.59 Paläogeographische Rekonstruktion Mitteleuropas zur Zeit des Mittleren Juras. (Topographische Grundlage aus Blakey 2011; verändert und ergänzt nach Ziegler 1990)

11

Box 18: Oolith

Unter einem Oolith (Eierstein; griech. *oon*: Ei; griech. *lithos*: Stein) versteht man ein Sedimentgestein, das aus kleinen kugelförmigen Bestandteilen besteht, die von einem kalkigen oder tonigen Bindemittel zusammengehalten werden. Die Ooide sind in den allermeisten Fällen aus Kalk (Calcit oder Aragonit; $CaCO_3$) aufgebaut, können aber bei entsprechendem Eisenangebot auch aus Eisenhydroxid ($Fe_2O_3 \cdot nH_2O$) bestehen. Ihr Durchmesser liegt meistens zwischen 0,5 und 2 mm, sie können aber im Extremfall auch Zentimetergröße erreichen (z. B. der Rogenstein im Buntsandstein; ▶ Abschn. 11.4.1; ◘ Abb. 11.40).

Ooide benötigen für ihr Wachstum starke Wellenbewegung und warmes, kalk- oder eisenübersättigtes Wasser. Sie sind daher gute Anzeiger für bewegtes Wasser und eine gute Sauerstoffdurchlüftung. Kleine Partikel wie z. B. Sandkörner oder Schalenbruchstücke, die durch die Wasserbewegung in der Schwebe gehalten werden, bilden Kristallisationskeime, an denen Kalk oder Eisenhydroxid in konzentrischen Lagen anwächst. Die Kristalle wachsen in radial-faseriger Form an, was ihnen in Dünnschliffen ein charakteristisches Aussehen verleiht. Abhängig von der Stärke der Wasserbewegung sinken die Ooide, wenn sie zu schwer geworden sind, um noch in der Schwebe gehalten werden zu können, zu Boden und werden dort noch eine Zeit lang hin und her gerollt, bevor sie als Bestandteil des Sedimentes kompaktiert und später verfestigt werden. Durch die Diagenese wird aus ooidhaltigen Sedimenten ein Oolith.

Aufschlüsse im Unteren Jura sind im Norden seltener, da die Juragesteine meistens unter einer mächtigen Decke aus jüngeren Sedimenten verborgen sind. Am Rand des Norddeutschen Beckens im heutigen niedersächsischen Bergland sind jedoch eine Reihe von Aufschlüssen zugänglich, in denen z. T. noch heute die Tonsteine des Lias abgebaut werden. In Mecklenburg-Vorpommern wurden bei Grimmen in der Nähe von Greifswald über einem Salzkissen Tonsteine des Lias in einer Tongrube abgebaut. Hier fand man in den 1960er-Jahren den bislang einzigen, für die Phylogenie der Dinosaurier aber äußerst wichtigen *Emausaurus ernsti* (benannt nach der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, EMAU) (◘ Abb. 11.46).

Die im Unteren und später auch im Mittleren Jura (s. unten) eingebetteten Fossilien sind zwar häufig hervorragend erhalten, ihre Dicke ist aber in den meisten Fällen auf Papierstärke reduziert. Sie wurden bei der Diagenese, bei der die Tonschlämme in Tonsteine umgewandelt wurden, extrem zusammengepresst. Die Tonschlämme verlieren bei der Diagenese ca. 70–90 % ihres ursprünglichen Volumens, das vor allem aus Wasser bestand. Im Lias Norddeutschlands gibt es jedoch mehrere Lagen mit **Geoden**, in denen auch eine körperliche Erhaltung von Fossilien möglich ist. Die Geoden entstehen durch sekundäre Kalkausfällung im Sediment während der Diagenese. Bei der Zersetzung von organischen Resten bildet sich Ammoniak, das zu einer lokalen Erhöhung des pH-Wertes um die verwesenden Organismenreste herum führt. Gelöstes Calciumhydrogenkarbonat ($Ca\,[HCO_3]_2$) wird hier ausgefällt und es kommt zur Bildung einer ellipsoidförmigen Geode, in der Fossilien vor der weiteren Verformung geschützt sind. Auf diese Weise bleiben sie in den Geoden plastisch erhalten.

11.6.2 Mittlerer Jura

Im Mittleren Jura öffnete sich die Meeresverbindung zur Neotethys auf breiter Front, als das Vindelizische Festland infolge der anhaltenden **Transgression** überflutet wurde. Im Norden verlief die Entwicklung jedoch gegen den Trend des globalen Meeresspiegelanstiegs. Im Gebiet des Zentralgrabens und im südlichen Vikinggraben im Gebiet der heutigen Nordsee kam es zu submariner Basaltförderung, vermutlich ausgelöst durch einen Manteldiapir. Die Kruste wurde hier um mehr als 2 km angehoben, wodurch weite Teile der Region einschließlich des

Ringkøbing-Fyn-Hochs trockenfielen und erodiert wurden (Abb. 11.59). Schon zum Ende des Mittleren Juras sank das Landgebiet, das auch als **Kimbrisches Land** bezeichnet wird, allerdings wieder ab und es bildete sich eine Schwelle heraus, die das London-Brabanter Massiv mit dem Rheinischen Massiv und der Böhmischen Masse verband.

Global gesehen erfolgte im Mittleren Jura die endgültige Abtrennung Gondwanas von Laurasien. Dadurch veränderte sich das gesamte Spannungssystem in Mitteleuropa. Während noch bis in den Unteren Jura hinein die schon in der Trias aktiven Gräben in NO-SW-Richtung vorherrschten (z. B. Glückstadt-Graben, Horn-Graben), bildeten sich nun zunehmend Senkungsstrukturen in NW-SO-Richtung heraus (z. B. Niedersächsisches Becken, Lausitzer Becken).

Über Mitteleuropa breitete sich weiterhin ein flaches Meer aus, in dem sich in den Meeresstraßen zwischen den Inseln des London-Brabanter, Rheinischen und Böhmischen Massivs starke Strömungen entwickelten. In der Nähe der Küsten kam es dadurch zu starker Wellenbildung, welche die Entstehung von **Oolithen** begünstigte (▶ Box 18: Oolith). Ein hoher Eiseneintrag vom Land führte dazu, dass es vorwiegend zur Bildung von **Eisenoolithen** kam. Der Eisengehalt in den Sedimenten des Mittleren Juras ist verantwortlich für deren oft braune oder braunrote Farbe, worauf die Bezeichnung „Brauner Jura" zurückzuführen ist. Das Eisen stammt dabei aus Verwitterungsprodukten des umgebenden Festlandes, auf dem sich unter tropischen Bedingungen **Lateritböden** bildeten. Das darin enthaltene Eisen wurde in die angrenzenden Küstengewässer geschwemmt, wo es in Form von Limonit (Brauneisenstein, ein Gemisch verschiedener Eisenhydroxide) in sich bildende Ooide eingebaut werden konnte. Umlagerungen und Seifenbildungen durch Gezeitenströme in flachen Küstenbereichen führten stellenweise zur Konzentration der Eisenoolithe. In den feinkörnigen Sandsteinen entlang der Küsten sind daher des Öfteren Eisenoolithflöze ausgebildet, die mehrere Meter Mächtigkeit erreichen können und als Eisenerz abgebaut wurden. Die Eisengehalte dieser Erze liegen in der Regel zwischen 20 und 40 %, unter besonders günstigen Umständen können auch 50 % erreicht werden. Zu diesen Eisenerzlagerstätten gehören die lothringischen Minette-Erze (abgeleitet von der Verkleinerungsform für franz. *la mine*: Bergwerk, Erzgang), die in der Umgebung von Metz und Thionville in Frankreich bis 1994 abgebaut wurden, wie auch die Doggererze, die im schwäbischen und fränkischen Jura bis in die erste Hälfte des 20. Jahrhunderts abgebaut wurden. Wirtschaftliche Bedeutung erlangten dabei vor allem die zur Eisensandstein-Formation über dem Opalinuston gehörenden Eisenoolithe (Abb. 11.56). In Norddeutschland bildeten sich im Mittleren Jura die wirtschaftlich sehr bedeutenden limonitischen Eisenerze von Salzgitter, die in der Unterkreide aufgrund von Salzkissenhebungen z. T. erodiert und in den sog. Trümmereisenerzen resedimentiert wurden (▶ Abschn. 11.7.1).

11.6.3 Oberer Jura

Das Norddeutsche Becken war im Oberen Jura von einer durchgehenden Landverbindung, die vom London-Brabanter Massiv über das Rheinische Massiv bis hin zum Böhmischen Massiv reichte, vom Süddeutschen Becken abgetrennt (Abb. 11.60). Eine Meeresverbindung zur Neotethys bestand durch die Sächsische Straße hindurch, die das Böhmische Massiv teilweise überflutete. Während im Norden zu Beginn vorwiegend tonige, z. T. auch weiterhin bituminöse Sedimente abgelagert wurden, entwickelte sich im Süden eine **Karbonatplattform**, die zum passiven Kontinentrand des Penninischen Ozeans hin offen war. Die Plattform war durch Schwellen untergliedert, an denen sich Mi-

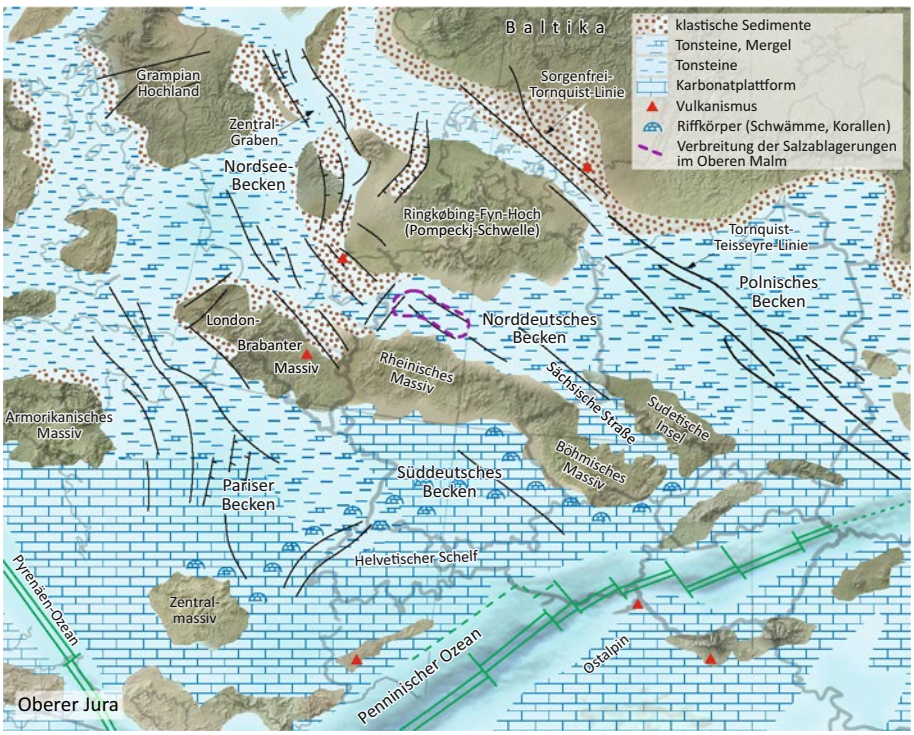


Abb. 11.60 Paläogeographische Rekonstruktion Mitteleuropas zur Zeit des Oberen Juras. (Topographische Grundlage aus Blakey 2011; verändert und ergänzt nach Ziegler 1990; Schmidt-Kaler 2003)



Abb. 11.61 Schwammriffe im Naturpark Altmühltal in der Felsgruppe der „Zwölf Apostel" bei Solnhofen. [N 48°53'38" / O 11°1'5"]

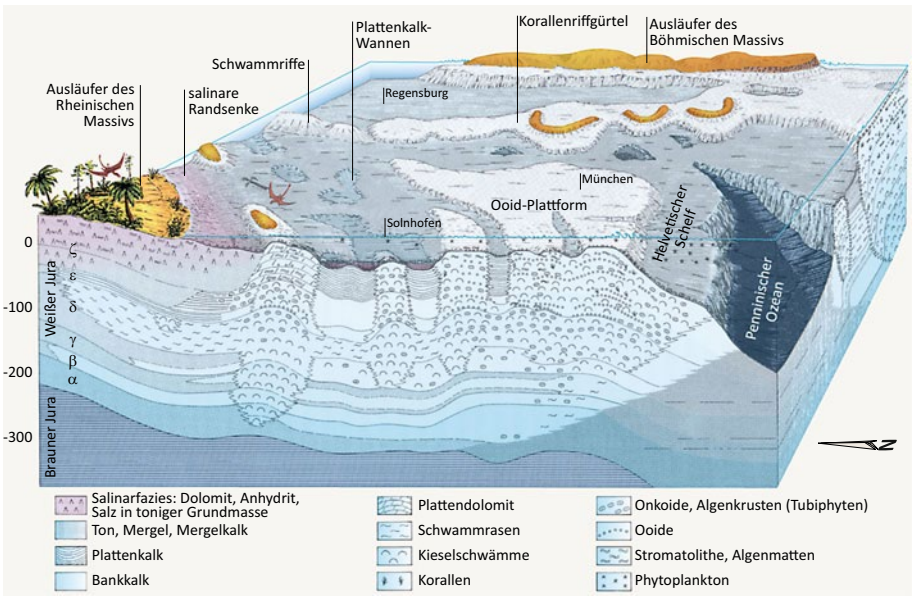


Abb. 11.62 Verbreitung von Plattenkalk-Becken („Wannen") und Riffkalken im Oberen Jura der Fränkischen Alb. (Verändert nach Röper et al. 2000)

krobenschwammriffe (z. B. Kalk abscheidende Cyanobakterien) und teilweise auch Korallenriffe mit massigen Kalken bilden konnten (Abb. 11.61). In den dazwischenliegenden seichten Lagunen wurden feinkörnige und gebankte Kalke abgelagert.

Normalerweise wurde der schlammige Meeresboden von einer Vielzahl im Boden lebender Organismen zerwühlt, sodass am Ende die im Oberen Jura in Süddeutschland, im Juragebirge und im Pariser Becken weit verbreiteten, grob gebankten Kalke entstanden. In einigen besonders ruhigen Lagunen des süddeutschen Oberjurameeres war die Verdunstung jedoch so hoch, dass es zu einer starken Übersalzung kam und sich dadurch eine sauerstoffarme Bodenwasserzone entwickelte, in der kein Leben mehr möglich war (Abb. 11.62). Abgestorbene und zu Boden gesunkene Organismenreste wurden nur sehr langsam zersetzt und sind in einer oft einzigartigen Art und Weise als Fossilien überliefert worden. Ein nachträgliches Durchwühlen des Sedimentes durch im Boden lebende Organismen erfolgte nicht, weshalb die feine Schichtung der Kalke mit ihrem reichen Fossilinhalt erhalten blieb. Durch die Nähe zum Land hat man neben einer großen Artenvielfalt an Fischen, Krebsen, Ammoniten, Muscheln und Seelilien auch eine ganze Reihe von landlebenden und fliegenden Tieren in diesen Ablagerungen gefunden. Weltweit bekannt sind die **Solnhofener Plattenkalke** aus dem Oberen Jura (Tithonium; Abb. 11.56), die in einer sehr ruhigen, flachen Lagune am Rand des Süddeutschen Beckens abgelagert wurden. Dabei handelt es sich um äußerst feinkörnige und fein laminierte helle Plattenkalke. Kleinere Vorkommen in ähnlicher fazieller Entwicklung gibt es in der Nähe von Nusplingen mit den **Nusplinger Plattenkalken** und den deutlich fossilärmeren sog. Kolbinger Kalksteinen.

Besondere Berühmtheit erlangten in den Solnhofener Plattenkalken die bisher elf bekannten Fossilienfunde des **Urvogels** Archäopteryx (altgriech. *archaîos*: uralt; altgriech. *ptéryx*: Flügel, Feder), dem ältesten bisher bekannten Vorläufer der heutigen Vögel (Abb. 11.46). Das bekannteste und vollständigste Exemplar des Archäopteryx ist im Museum für Naturkunde in Berlin ausgestellt. Dieses ca. 1874 bei Eichstätt gefundene Fossil hat wie kein anderes die Diskussion um die Darwinsche Evolutionstheorie befördert und wird daher sicher zu Recht als das berühmteste Fossil der Erde angesehen. Ein weiteres, anfänglich noch

als kleiner Saurier *(Compsognathus)* beschriebenes Exemplar des Archäopteryx befindet sich im außerordentlich sehenswerten Jura-Museum auf der Willibaldsburg in Eichstätt, das daneben auch einen tiefen Einblick in die reiche Lebewelt des Oberen Juras bietet (◘ Abb. 11.63).

Der Solnhofener Plattenkalk wird schon seit vielen Jahrhunderten als Baumaterial verwendet und ist auch heute noch für Wandverkleidungen und Fliesen im Abbau. Im 19. Jahrhundert kam die Nutzung für die Lithographie hinzu, weshalb der Plattenkalk auch als „Lithographenschiefer" bezeichnet wurde. Für diese Verwendung war die Feinkörnigkeit und die hohe Dichtigkeit des Gesteins Voraussetzung. Vor allem für den Druck von topographischen Karten (◘ Abb. 11.64) erwies es sich darüber hinaus von großem Vorteil, dass sich die Platten auch bei Feuchtigkeit nicht verzogen. Die Lithographie war im 19. Jahrhundert das einzige Verfahren, das größere Auflagen farbiger Drucksachen erlaubte. Heute wird es allerdings nur noch sehr selten im künstlerischen Bereich angewendet.

Am Ende der Jurazeit kam es zu einem ausgeprägten Rückgang des Meeresspiegels, bei dem große Teile des Süddeutschen Beckens trockenfielen. Das Klima wurde kurzfristig kälter und trockener und es gibt sogar Hinweise darauf, dass es an der Wende Jura/Kreide am Nordpol möglicherweise zu einer Vereisung kam. Fortan herrschte im Süden Erosion, bei der die Karbonatplattform nicht mehr von Wasser bedeckt war und in der Folgezeit der Verkarstung unter tropischen Bedingungen unterlag (▶ Box 23: Verkarstung). Es entstand ein Gebiet mit den typischen Verwitterungsformen des tropischen Kegelkarstes, in dem es während der Kreidezeit erneut zur Ablagerung mariner Sedimente kam (s. unten). Im Norddeutschen Becken wurden nach der anfänglichen Ablagerung kalkig-mergeliger und oolithischer Sedimente (Korallenoolith-Formation im Oxfordium) und stellenweise deltaisch-fluviatilen Ablagerungen (Wiehengebirgsquarzit; ◘ Abb. 11.56) Brackwassersedimente mit bituminösen Kalken (Eimbeckhausen-Plattenkalk) gebildet. Das Meer zog sich auf das zentrale Niedersächsische Becken zurück, in dem es zur Eindampfung kam. Neben Sulfatgesteinen konnten in der Münder-Formation auch Salzablagerungen von mehreren hundert Metern Mächtigkeit entstehen. Die brackischen und hypersalinen Sedimente der Münder-Formation reichen über die Jura-Kreide-Grenze hinaus und gehen in der Unterkreide in die klastischen und fluviatilen Sedimente der Bückeberg-Formation über. Der Übergang vom Jura zur Kreide ist indes nicht klar definiert. Durch die starke Regression an der Jura-Kreide-Grenze kam es zu einer deutlichen Faziesdifferenzierung, die dazu führte, dass es kaum durchgehende Horizonte gibt, die miteinander korreliert werden können.



◘ **Abb. 11.63** *Archaeopteryx lithographica* (Eichstätter Exemplar) aus dem Eichstätter Jura-Museum auf der Willibaldsburg. (Abbildung mit freundlicher Genehmigung durch das Jura-Museum Eichstätt) [N 48°53'31" / O 11°10'11"]

11.7 Kreide

Nach einer kurzen, in Norddeutschland sehr ausgeprägten **Regressionsphase** am Übergang vom Jura zur Kreide ist die Kreidezeit insgesamt durch immer weiter vordringende Meeresvorstöße gekennzeichnet (◘ Abb. 11.65), die durch markante **Transgressionshorizonte** belegt werden. In der Oberen Kreide stand der Meeresspiegel zeitweise um ca. 170–250 m höher als heute (Haq et al. 1987; Haq und Al-Qahtani 2005), und die Fläche der epikontinentalen Flachmeere hatte sich weltweit innerhalb kurzer Zeit auf das Doppelte vergrößert (◘ Abb. 11.65). Abgesehen von dem Umstand, dass es in der Kreidezeit keine Eiskappen an den Polen gab, lag die Ursache für den ungewöhnlichen **Meeresspiegelhochstand** vor allem in der globalen plattentektonischen Entwicklung (Hays und Pitman 1973). Neben einer starken Aktivität von Manteldiapiren, die in der Mittleren Kreide mit einem „Superplume"-Ereignis ihren Höhepunkt erreichten (Larson 1991), brachen während der Kreide gleich mehrere Ozeane auf, die nun auch den verbliebenen südlichen Anteil des Großkontinentes Pangäa (Gondwana) endgültig zerteilten. Der Atlantische und Indische Ozean öffneten sich und vergrößerten damit die Gesamtlänge der mittelozeanischen Rückensysteme (Seton et al. 2009), durch die Meeresvolumen verdrängt wurde. Vor allem aber waren die Spreizungsraten an den Mittelozeanischen Rücken in der Mittleren Kreide mit bis zu 40 cm pro Jahr wesentlich höher als heute, wo am zentralen Ostpazifischen Rücken die höchsten Werte mit 15 cm pro Jahr erreicht werden. Dadurch wurde in einem geologisch sehr kurzen Zeitraum eine große Menge junger ozeanischer Lithosphäre geschaffen. Da sich die Gesamtfläche der Ozeane aufgrund der Kugelgestalt der Erde jedoch nicht ausdehnen kann, müssen komplementär zur neu geformten Lithosphäre entsprechend große ältere Lithosphärenanteile subduziert werden. Das hat eine Verringerung des Durchschnittsalters der ozeanischen Lithosphäre zur Folge. Junge ozeanische Lithosphäre ist aber leichter als ältere und sinkt daher weniger in die Asthenosphäre ein. Ozeanische Lithosphäre wird im Zuge ihrer Abkühlung allmählich dicker und schwerer und senkt sich daher im Laufe der Zeit ab, wodurch sich die Tiefseeebenen bilden. Wenn nun, wie in der Kreidezeit, deutlich mehr junge Lithosphäre entsteht, verringert sich die Fläche der großen Tiefseeebenen und damit insgesamt die durchschnittliche Tiefe der Ozeane. Da die Wassermenge jedoch gleich blieb, musste das Wasser zu dieser Zeit auf die Kontinentalschelfe ausweichen und diese überfluten (◘ Abb. 11.66). Das äußert sich in den weitreichenden Transgressionen der Kreidezeit.



Abb. 11.64 Lithographenplatte aus dem Solnhofer Plattenkalk als Druckstock für eine topographische Karte – Blatt Hahausen (Nordwestrand des Harzes), 1878 herausgegeben von der Königlich-Preußischen Landesaufnahme. (Mit freundlicher Genehmigung durch die Geowissenschaftliche Sammlung der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Berlin, BGR)

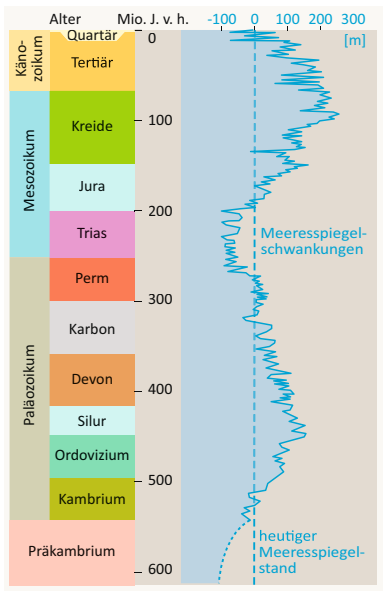


Abb. 11.65 Meeresspiegelschwankungen im Phanerozoikum (600 Mio. Jahre v. h. bis heute). (Verändert nach Haq et al. 1987; Haq und Al-Qahtani 2005)

11.7.1 Untere Kreide

In der Unterkreide entwickelte sich zunächst ein durchgehendes Festlandsgebiet von Schottland über das Ardennisch-Rheinisch-Böhmische Massiv bis in das Ostsudetische Becken hinein (Abb. 11.67). Dadurch kam es zu einer faziellen Trennung der nördlichen und südlichen Meeresgebiete. Am Rand der Rheinisch-Böhmischen Masse wurden vorwiegend siliziklastische Sedimente abgelagert, wobei Sand- und Tonsteine vorherrschten. Kalkige Siltsteine, Mergel und Kalke waren jedoch ebenfalls vertreten. Vorkommen dieser festländisch dominierten Abfolgen gibt es am Nordrand des Rheinisch-Böhmischen Massivs im Raum Aachen, in der Münsterländer Kreidebucht, im Niedersächsischen Becken und im Sächsischen Kreidebecken. Am Südrand des Massivs gibt es ähnliche Entwicklungen im Raum Regensburg und in der Oberpfalz.

An der Wende vom Oberen Jura zur Unterkreide senkte sich in Norddeutschland das Niedersächsische Becken ab, das als ein **Transtensionsbecken** innerhalb einer Reihe von staffelartig angeordneten Becken entstand (Sole-Pit-Becken, Westniederländisches Becken, Niedersächsisches Becken, Subherzynes Becken, Ostsudetisches Becken; Scheck-Wenderoth et al. 2008; Abb. 11.67). Ein Transtensionsbecken entsteht entlang einer Seitenverschiebungszone, wenn zur Seitenverschiebung auch eine dehnende Komponente hinzukommt. Die sinistrale Scherbewegung ergab sich aus den großräumigen Plattenbewegungen, die sich in fortgesetzten Dehnungsbewegungen im Bereich des

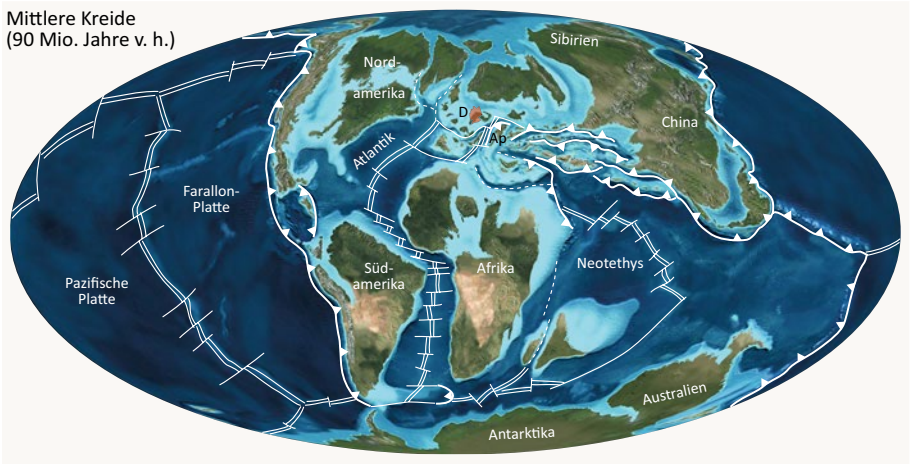


Abb. 11.66 Verteilung der Kontinente und Meere zur Zeit der Mittleren Kreide (90 Mio. Jahre v. h.). (Die topographische Grundlage der paläogeographischen Karte wurde von Ron Blakey, Flagstaff, Arizona, entwickelt und zur Verfügung gestellt; Blakey 2003)

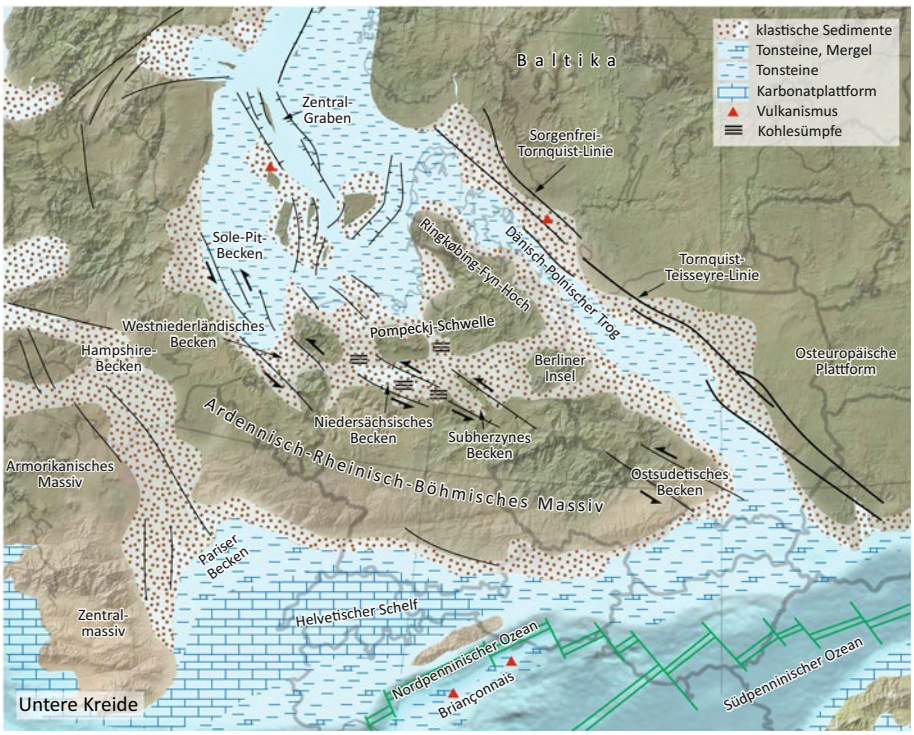


Abb. 11.67 Paläogeographische Rekonstruktion Mitteleuropas zur Zeit der Unteren Kreide. (Topographische Grundlage aus Blakey 2011; verändert und ergänzt nach Ziegler 1990; Scheck-Wenderoth et al. 2008)

Zentralgrabens in der Nordsee und in der Öffnung des Atlantiks äußern (▶ Abschn. 12.5; ◘ Abb. 12.5). Gleichzeitig verstärkten sich die Salinarbewegungen im Untergrund, die schon im obersten Jura (etwa ab dem Oxfordium) zu Erosionen über den aufsteigenden Diapirstrukturen führten. Die Erosionen hatten vielerorts deutliche Diskordanzen zur Folge, die über die Aufstiegsgeschichte der Diapire Auskunft geben (◘ Abb. 11.34).

Die Beckenbildungen im Oberen Jura und in der Unteren Kreide stehen in Zusammenhang mit der jungkimmerischen Phase, die den jüngsten Abschnitt der kimmerischen Gebirgsbildung darstellt. Der während dieser Orogenese entstandene Faltungsgürtel erstreckte sich vom Balkan bis nach Südostasien und ist heute in die alpidisch geformten Gebirge integriert. Die Orogenese markiert die Kollision des Kimmerischen Kontinentes mit Eurasien (◘ Abb. 11.38; Sengör 1984). In Mitteleuropa wirkten sich die tektonischen Bewegungen in Form von Transtensionsbecken aus (◘ Abb. 11.67).

In Norddeutschland führte die Regressionsphase zu einer eigenständigen Entwicklung, die nach den Mergel- und Salinarabfolgen der Münder-Formation (▶ Abschn. 11.6.3; ◘ Abb. 11.56) in eine vorwiegend lagunär und fluviatil geprägte Sedimentation im Niedersächsischen Becken und den östlich daran angrenzenden Regionen überging. Sie wird in der älteren Literatur mit dem Begriff **deutscher Wealden** umschrieben und heute als Bückeberg-Formation zusammengefasst. Aufgrund von Ähnlichkeiten zu fossilreichen Ablagerungen aus Flüssen, Seen und Lagunen wurde diese Einheit nach der englischen Wealden-Formation benannt, die bereits zu Beginn des 19. Jahrhunderts in der Landschaft Weald im südöstlichen England beschrieben wurde. Allerdings hat sich inzwischen herausgestellt, dass die englische Wealden-Formation aus dem Barrêmium (127–121 Mio. Jahre v. h.) stammt und damit erheblich jünger ist als der deutsche Wealden, dessen Sedimente schon im Berriasium (142–137 Mio. Jahre v. h.), der untersten Einheit der Kreide, abgelagert wurden.

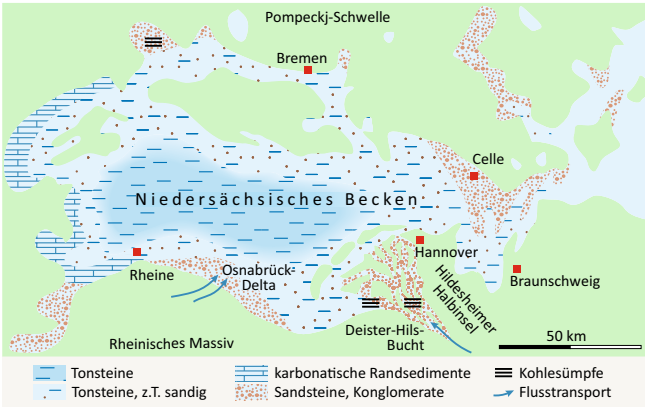


Abb. 11.68 Faziesverteilung im Niedersächsischen Becken zur Zeit des Berriasiums (Unterkreide). (Verändert nach Kemper 1976; Richter 2007)

Das **Niedersächsische Becken** war in der Unterkreide ein Süßwassersee, der mit dem offenen Meer nur über enge und flache Korridore verbunden war, die zeitweilig auch trockenfallen konnten (Abb. 11.68). Das Becken war nach Norden hin durch die Pompeckj-Schwelle begrenzt und es herrschten wärmere, subtropische Klimabedingungen, bei denen zypressenähnliche Bäume, Koniferen, Ginkgoarten, Farne und Palmen in ausgedehnten Sumpfwäldern gedeihen konnten. Stellenweise bildeten sich am Rand des Beckens Sumpfgebiete, aus denen Kohleflöze entstanden. Im Gebiet des Deisters bei Hannover wurden bis zu fünf Kohleflöze abgelagert, von denen einige noch bis 1957 bei Barsinghausen abgebaut wurden. Die ehemalige Bergbautätigkeit kann man heute in einem Besucherbergwerk (Klosterstollen Barsinghausen) besichtigen.

Besondere Aufmerksamkeit erlangten in den Sedimenten der Bückeberg-Formation eine Vielzahl von **Saurierfährten**, die bei Münchehagen in den Rehburger Bergen und in der jüngsten Zeit in großer Vielfalt in den Obernkirchener Sandsteinen des Bückeberges bei Minden gefunden wurden. Insgesamt sind solche Spuren, die von mehreren verschiedenen Sauriern stammen, inzwischen an 13 verschiedenen Lokalitäten gefunden worden, von denen einige auch öffentlich zugänglich sind und die heute zu den bedeutendsten Fundstätten von Saurierspuren weltweit gehören. Spuren u. a. von *Iguanodon* (Abb. 11.69) und Theropoden (z. B. Raptoren) sind auf einer Fläche im Obernkirchener Sandsteinbruch so zahlreich, dass die freigelegte Platte mit den Spuren von den dort arbeitenden Paläontologen als „Hühnerhof" bezeichnet wurde (Hornung et al. 2012). Der hier gewonnene Sandstein ist aufgrund seiner Verwitterungsresistenz ein sehr begehrter Baustein, der unter anderem an einigen Stellen im Kölner Dom, im Ulmer Münster und sogar im Weißen Haus in Washington verwendet wurde.

Am Rand des Niedersächsischen Beckens entstanden in der Unteren Kreide mit dem allmählich transgredierenden Meer auch die **Trümmereisenerze**, die im Großraum Salzgitter die Grundlage für die bis heute dort beheimatete Stahlindustrie lieferten. In den 1930er-Jahren wurde hier das Volkswagenwerk gegründet, in dessen Folge sich die Industriestadt Wolfsburg in einem zuvor stark ländlich geprägten Umfeld entwickelte. Das Eisen in den Erzen stammt aus Sedimenten des Unteren und



Abb. 11.69 Fährten eines Dinosauriers der Gattung *Iguanodon* auf einer Sandsteinplatte in den Obernkirchener Sandsteinen. [N 52°15'54" / O 9°12'32"]

Mittleren Juras, die durch aufsteigende Salze bereits in der Unterkreide an die Oberfläche gedrückt und dort erodiert wurden. Toneisensteingeoden (Siderit) aus dem Unteren und Mittleren Jura reicherten sich in der Brandungszone des Unterkreidemeeres an und wurden durch Oxidation in Limonitknollen umgewandelt. **Limonit**, auch Brauneisenstein genannt, ist ein Gemisch verschiedener wasserhaltiger Eisenoxide, das durch Wasseraufnahme aus Hämatit oder Siderit entsteht. In kleineren Senken, sog. Kolken, wurden die Limonitknollen und Eisenerztrümmer zusammengeschwemmt, wo sie vermischt mit Eisenooiden die Trümmereisenerze bilden. Stellenweise lassen sich darin auch abgerollte Überreste von umgelagerten jurassischen Ammoniten finden. Das Alter der Trümmereisenerze im Raum Salzgitter reicht vom Valanginium bis zum Aptium. Die Trümmereisenerze im nördlich davon gelegenen Ilsede stammen hingegen aus der Oberkreide (Coniacium/Santonium). Die Letzteren stehen direkt mit kompressiven Bewegungen während der Oberkreide in Zusammenhang (▶ Abschn. 11.7.2), die in Kombination mit dem fortgesetzten Salzaufstieg auch die älteren Eisenerz führenden Schichten steil aufgerichtet und an der Oberfläche zugänglich gemacht haben.

Box 19: Ozeanische anoxische Ereignisse

Im Laufe der Erdgeschichte kam es mehrfach zu sog. **ozeanischen anoxischen Ereignissen** (OAE). Damit sind relativ kurzfristige Ereignisse gemeint, bei denen die Ozeane unterhalb der Oberflächenschicht soweit an Sauerstoff verarmen, dass dort kein Leben mehr möglich ist. Während die lichtdurchflutete Oberflächenschicht (photische Zone) gut durchlüftet ist und aufgrund eines hohen Nährstoffeintrages reichhaltiges Leben hervorbringt, stirbt in der Wasserschicht unmittelbar darunter alles Leben ab und sinkt auf den Meeresboden, wo selbst zersetzende Mikroorganismen nicht mehr weiter existieren können. Als Ergebnis bilden sich Meeresbodensedimente mit einem hohen Anteil an organischem Kohlenstoff. Ausgelöst werden solche anoxischen Ereignisse vermutlich durch extrem starke vulkanische Ereignisse, bei denen riesige Mengen vulkanischer Gase in die Atmosphäre gelangen. Insbesondere wird eine starke Erhöhung der Kohlendioxidkonzentration angenommen, die kurzfristig zu einer Art Supertreibhausklima führt. Die globalen Durchschnittstemperaturen steigen massiv an und die Ozeane werden so stark aufgeheizt, dass selbst in Polarregionen noch Durchschnittswerte bis zu 27 °C herrschen. Gleichzeitig steigen die Erosionsraten, wodurch der Nährstoffeintrag durch Flüsse zunimmt und die Bioproduktion in den Ozeanen erhöht wird. Als Folge entstehen die Sedimente mit einem hohen Anteil an organischem Kohlenstoff. Dadurch kehrt sich der Treibhauseffekt aber allmählich wieder um, da mit der Zeit immer mehr Kohlendioxid aus der Atmosphäre entfernt wird. In der Folge fallen die Durchschnittstemperaturen und es stellt sich wieder der normale Gleichgewichtszustand ein. Dieser Erklärungsansatz lässt sich recht gut mit dem Auftreten von großen magmatischen Provinzen (engl. *large igneous provinces*, LIP) korrelieren, bei denen innerhalb kurzer Zeit große Mengen an vulkanischen Gasen freigesetzt werden. Im Mesozoikum stimmen die Alter der magmatischen Großereignisse des Karoo-Ferrar-Basaltes (183 Mio. Jahre v. h.), des Ontong-Java-Plateaus (125–120 Mio. Jahre v. h.) und der Karibik (95–88 Mio. Jahre v. h.) ziemlich gut mit entsprechenden anoxischen Ereignissen im Toarcium, im Unteren Aptium und an der Grenze Cenomanium/Turonium überein.

Das Eisenerz, das in den Lagerstätten in der Umgebung von Salzgitter durchschnittliche Eisengehalte von 25–35 % aufweist, wurde im nordöstlichen Harzvorland schon vor etwa 2000 Jahren verhüttet, wie Funde von Roherz und Eisenschlacke belegen. Heute wird hier allerdings kein Erz mehr gewonnen. 1982 stellte die Grube Haverlahwiese, die einst die größte Eisenerzgrube Deutschlands war, als Letzte die Förderung ein. Die Eisenerzgrube von Lengede-Broistedt wurde 1963 einer breiten Öffentlichkeit durch ein Grubenunglück bekannt, bei dem es zu einer nicht mehr für möglich gehaltenen Rettung von elf in einer Tiefe von 60 m verschütteten Bergleuten kam. Dieses Ereignis wird auch als das „Wunder von Lengede" bezeichnet. Der seit 1976 stillgelegte Schacht Konrad im Stadtgebiet Salzgitter wird, obwohl kein Erz mehr gefördert wird, weiterhin genutzt. Da sich das Bergwerk als ein außergewöhnlich trockenes Bergwerk herausgestellt hat, wird es zurzeit als ein Endlager für „radioaktive Abfälle mit vernachlässigbarer Wärmeentwicklung" ausgebaut.

Am Rand des Teutoburger Waldes bei Detmold befinden sich die **Externsteine**. Sie sind sicherlich eines der markantesten Beispiele für die unterkretazischen Sandsteinhorizonte. Durch spätere **Einengungstektonik** in der Oberkreide (▶ Abschn. 11.7.2) wurden die Schichten herausgehoben und steilgestellt. Da sie durch kieselige Bindemittel häufig sehr hart sind und bisweilen an Quarzit erinnern, wurden sie infolge der Erosion freigelegt und ragen heute mit z. T. vertikal stehenden Schichten aus der Landschaft heraus. Entlang der Klüftung zeigen sie die charakteristischen Merkmale der Wollsackverwitterung. Die Externsteine bestehen aus dem Osning-Sandstein (Osning ist eine alte Bezeichnung für den Teutoburger Wald und das Eggegebirge), der in der Unterkreide entstand und einen ehemaligen Strand mit einem vorgelagerten Watt darstellt.

Die kontinentalen Sedimente der Unterkreide in Norddeutschland gehen nach oben hin zunehmend in tonige, marine Ablagerungen über. Schon im Hauterivium und Barrêmium entwickelten sich ruhige Meeresbecken, in denen Sedimente mit einem hohen organischen Anteil abgelagert werden konnten. So wurden in der Umgebung von Hannover zahlreiche Tongruben betrieben, in denen fossilreiche Tone aus der Unterkreide abgebaut wurden. Die meisten von ihnen sind allerdings heute verfüllt oder rekultiviert. Die dunklen Tone setzen sich in Norddeutschland bis ans Ende der Unterkreide ins Albium hinein fort, bis sie im Cenoman von Mergeln und Kalken abgelöst werden. Auch die weltweit korrelierbaren **ozeanischen anoxischen Ereignisse** (▶ Box 19: Ozeanische anoxische Ereignisse) lassen sich in den dunklen Tonen der Mittleren Kreide in Norddeutschland wiederfinden. International bekannt wurden die unter- und mittelkretazischen Tone durch ihre reichhaltige Ammonitenfauna, die insbesondere eine Vielzahl von heteromorphen Ammoniten hervorbrachte, die häufig in Konkretionen eingebettet und körperlich erhalten sind (◘ Abb. 11.70).



◘ **Abb. 11.70** *Crioceratites sp.*, eine aberrante (teilweise abgerollte) Ammonitenform aus der Unteren Kreide, Tone des Barrêmiums (aus der [heute verfüllten] Tongrube der ehemaligen Ziegelei Moorberg bei Sarstedt). [N 52°14'48" / O 9°52'57"]

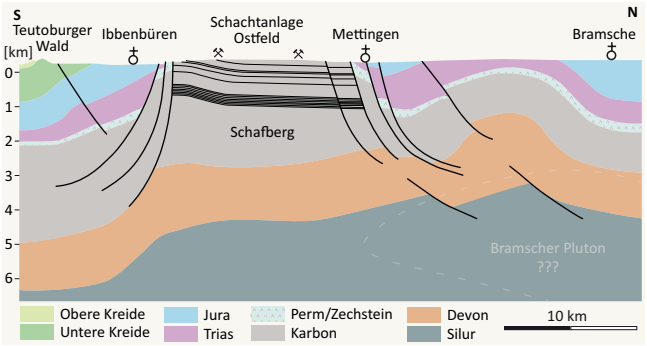


Abb. 11.71 Geologischer Schnitt durch die Horststruktur des Schafberges bei Osnabrück als Teil der Ibbenbürener Bergplatte. Die starke Inkohlung der oberkarbonischen Kohleflöze, die in der Schachtanlage Ostfeld abgebaut werden, galt lange Zeit als eine Folge der Intrusion eines Plutons („Bramscher Pluton"); nach neueren Untersuchungen ist sie jedoch das Ergebnis einer tektonisch bedingten Versenkung. (Verändert und ergänzt nach RAG Anthrazit Ibbenbüren GmbH 2002)

Am Südrand des Rheinisch-Böhmischen Massivs bildeten sich im Cenoman ähnlich wie im Niedersächsischen Becken Eisenerze, die ihr Eisen aus aufgearbeiteten eisenhaltigen Sedimenten des Mittleren Juras erhielten. Während der Unterkreide war die im Oberjura geschaffene Karbonatplattform Süddeutschlands zum Festland geworden und unterlag einer intensiven Verkarstung, durch die sich Karstrinnen, große Dolinen und langgestreckte, poljenartige Täler bildeten. In den dadurch entstandenen Trögen konnten sich in einem marin-terrestrischen Übergangsbereich beim Vordringen des Meerwassers infolge der Cenomantransgression die Eisenerze als Ausfällungsprodukte (Siderit – $Fe[CO]_3$ – unter reduzierenden Bedingungen, Goethit – FeO[OH] – unter oxidierenden Bedingungen) bilden. Im Gebiet von Amberg und Sulzbach wurden die Eisenerze noch bis 1977 bergmännisch gewonnen.

Im Untergrund von Bramsche nordwestlich von Osnabrück wird aufgrund von geophysikalischen Untersuchungen (Geomagnetik, Gravimetrie, Seismik) schon seit langer Zeit die Existenz eines dort eingedrungenen Intrusivkörpers diskutiert. Er wird als Bramscher Pluton (oder auch Bramscher Massiv) bezeichnet, der während der höheren Unterkreide bis in die Schichten des Oberkarbons hinein in eine Tiefe von etwa 5 km eingedrungen sein soll und dort einen Lakkolith bildete (Abb. 11.71). Ähnliche Erscheinungen hat man, ebenfalls basierend auf geophysikalischen Untersuchungen, in der Umgebung von Osnabrück bei Vlotho, Uchte und Loccum gefunden. Vor allem die hoch inkohlten Flöze im Ibbenbürener Steinkohlenrevier galten als Hinweis auf das Eindringen eines Lakkoliths, der die umgebenden Gesteine erhitzt und Veränderungen bis hin zu einer schwachen Metamorphose bewirkt haben soll.

Es gibt jedoch auch andere Erklärungen für solche thermischen Veränderungen an Gesteinen, die heute im Raum Osnabrück in relativ geringer Tiefe angetroffen werden (Brink 2013). Als wahrscheinlichste Ursache für die erhöhte Inkohlung im **Ibbenbürener Revier** vermutet man derzeit eine überdurchschnittlich tiefe Absenkung des Niedersächsischen Beckens während der Unterkreide. Zu dieser Zeit kam es zur Ausbildung von Transtensionsbecken (s. oben; Abb. 11.67) und dadurch bedingt zu starken lokalen Absenkungen, wodurch die Kohle führenden Schichten des Karbons in Tiefen gerieten, in denen sich **Anthrazit** bilden konnte (▶ Box 14: Kohle, Erdöl, Erdgas). Durch Hebungsbewegungen in der Oberkreide, die man wegen ihrer Gegenläufigkeit zur vorhergehenden Beanspruchung auch als **Inversionstektonik** (Cooper und Williams 1989) bezeichnet (s. unten; z. B. Abb. 11.80), wurden die Gesteine später wieder nach oben gedrückt, sodass auch tief versenkte, höher inkohlte Bereiche heute in relativ geringer Tiefe anzutreffen sind.

Die Anthrazitkohle wird noch heute in den Oberkarbon-Schichten der Ibbenbürener Bergplatte abgebaut. Sie gehört mit ihrem hohen Inkohlungsgrad zu den wertvollsten Kohlen Deutschlands, bei der sich der Abbau weiterhin lohnt. Während im Ruhrgebiet hauptsächlich Flamm- und Gasflammkohlen gefördert werden, handelt es sich hier um Ess- und Magerkohlen und in größeren Tiefen um die höchste Inkohlungsstufe mit Anthrazitkohlen. Auch die jüngeren, in der Nähe der Oberfläche liegenden Kohlen aus der untersten Kreide (Wealden-Kohle) zeigen mit Gas- bis Fettkohlen deutlich höhere Inkohlungsgrade als vergleichbare Kohlen aus anderen Regionen. Normal wäre hier eine Inkohlung als Glanzbraunkohle (Stadler und Teichmüller 1971).

Im Bereich der Ibbenbürener Bergplatte kam es auch zur Mobilisierung von hydrothermalen Lösungen und zur Ausfällung von Erzen auf Störungen. In den Randbereichen des Schafberges, der einen Teil der Ibbenbürener Bergplatte darstellt, reicherten sich v. a. in den Gesteinen des Zechsteins Eisenerze und sulfidische Buntmetallerze an, die bis in die 20er-Jahre des 20. Jahrhunderts abgebaut wurden. Die Ibbenbürener Bergplatte ist einer von mehreren Karbonaufbrüchen, die als Horststrukturen im Zuge der kompressiven Bewegungen in der Oberkreide (s. unten) herausgehoben wurden. Dazu zählen neben dem Schafberg der Piesberg im Norden Osnabrücks, dessen oberkarbonische Sandsteine in einem der größten Steinbrüche Europas abgebaut werden, sowie der Hüggel, in dem bis in die 1940er-Jahre Erze abgebaut wurden.

11.7.2 Obere Kreide

Mit dem Beginn der Oberkreide hatte sich das Kreidemeer nahezu flächendeckend über ganz Norddeutschland ausgebreitet, und die im Oberjura entstandenen Festlandsgebiete im nördlichen Mitteleuropa gerieten mit der im Aptium verstärkt einsetzenden Transgression wieder unter Meeresbedeckung. Das Nordmeer erstreckte sich von Skandinavien und dem nördlichen Schottland bis zum Rheinisch-Böhmischen Massiv, das als Liefergebiet für klastische Sedimente am Südrand des Beckens erhalten blieb (Abb. 11.72). Dieses Massiv schottete das flache, kühle (boreale) Nordmeer vom wärmeren südlichen Kreidemeer ab, das in direkter Verbindung zum Penninischen Ozean stand und in den Helvetischen Schelf des alpinen Ablagerungsraumes überging.

In der Oberkreide veränderten sich die plattentektonischen Rahmenbedingungen. Der Nordatlantik öffnete sich, während gleichzeitig die alpinen Ozeane (Penninischer Ozean, Ligurischer

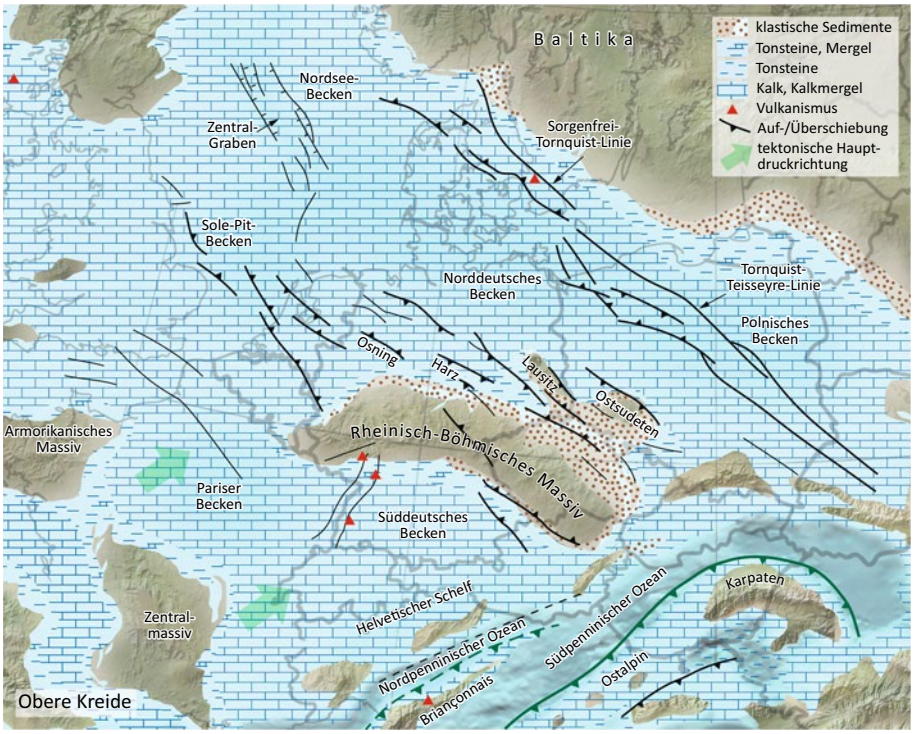


Abb. 11.72 Paläogeographische Rekonstruktion Mitteleuropas zur Zeit der Oberen Kreide. (Topographische Grundlage aus Blakey 2011; verändert und ergänzt nach Ziegler 1990; Vejbæk et al. 2010)

Ozean, Pyrenäen-Ozean, Valais-Ozean) wie auch das Spreizungszentrum im Golf von Biskaya deaktiviert wurden (Torsvik et al. 2002). Während die tektonischen Bewegungen in Mitteleuropa noch während der Unterkreide von Dehnungen dominiert waren, kommt es in der Oberkreide weit verbreitet zu kompressiven Bewegungen. Störungen, die als Grabenstörungen angelegt wurden, werden invertiert und fortan als Auf- oder Überschiebungsstörungen genutzt. Die Ursache für diese Einengungen liegt jedoch nicht, wie früher vielfach angenommen (z. B. Ziegler et al. 1995), in einer frühen Phase der Kollision des Alpen-Karpaten-Bogens mit der Europäischen Platte. Es handelt sich vielmehr um die großräumige Änderung der Plattenbewegungsrichtung der Afrikanischen Platte in Bezug auf Europa (▶ Abschn. 12.5; ◘ Abb. 12.5). In der Unterkreide bewegte sich Afrika in südöstlicher Richtung von Europa weg und ermöglichte so die dehnenden Bewegungen, die zur Bildung der Transtensionsbecken führte. In der Unteren Oberkreide änderte sich dies jedoch in eine Bewegung in nordöstliche Richtung, die man für die nachfolgenden kompressiven Bewegungen verantwortlich macht. Der **Pyrenäen-Ozean** war bereits geschlossen, sodass es hier zu einer direkten Spannungsübertragung kommen konnte (Kley und Voigt 2008). Zwischen dem sich allmählich entwickelnden alpinen Orogen und der Europäischen Platte befand sich hingegen noch ein schmaler Restozean, der die direkte Spannungsübertragung verhinderte. Auch die Druckrichtung des alpinen Orogens in NNW-Richtung passt nicht zur generellen Ausrichtung der kompressiven Störungen. Die NW-SO (bis NNW-SSO) streichenden Auf- und Überschiebungen im Intraplattenbereich sind das Resultat einer Einengung in nordöstlicher Richtung, die sich aus der **Bewegungsrichtung der Afrikanischen Platte** ableiten lässt und in der **Faltung der Pyrenäen** ihren direkten Ausdruck findet (◘ Abb. 11.73).

In Mitteleuropa zeigen sich die Auswirkungen der oberkretazischen Kompressionstektonik in vielfältiger Art und Weise (◘ Abb. 11.74). Das bekannteste Beispiel ist die **Harznordrandstörung** (◘ Abb. 11.75). Hier wurde der Harz vom Santonium bis zum Campanium als **Pultscholle** ungefähr 6000–7000 m herausgehoben (Franzke et al. 2004; Voigt et al. 2006; von Eynatten et al. 2008). Weitere Beispiele finden sich in der **Osning-Überschiebung** im Teutoburger Wald, am Kyffhäuser, im Thüringer Wald, in der **Gardelegen-Störung** (◘ Abb. 11.74), in der **Lausitzer Überschiebung** und an vielen anderen Stellen von Südschweden bis nach Südfrankreich, Spanien und Nordafrika (◘ Abb. 11.73). Schon während der Heraushebungen kam es zur Abtragung der mesozoischen Sedimentdecke des Harzes und weiterer gehobener Schollen. Gleichzeitig senkten sich aber auch Bereiche ab (z. B. das subherzyne Becken), in denen die Abtragungsprodukte sedimentiert wurden. Aus der lithofaziellen Gleichförmigkeit älterer Schichten (z. B. der über weite Strecken gleichförmigen Trias-Schichtenfolge) lässt sich ableiten, dass diese Sedimente die herausgehobenen Schollen ehemals vollständig bedeckten.

Die Harznordrandstörung ist ein klassisches Beispiel für den Zusammenhang zwischen Tektonik und Sedimentation. In der **Aufrichtungszone** am Harznordrand, die in Geologenkreisen auch als die „klassische Quadratmeile der deutschen Geologie" bezeichnet wird, sind die Gesteine des Mesozoikums steilgestellt bis hin zur Überkippung (◘ Abb. 11.75). Ab dem Coniacium wandelte sich die bis dahin dehnende Tektonik in eine kompressive um, und Störungen, die als Dehnungsstörungen z. B. an Grabenstrukturen angelegt worden waren, wurden als Aufschiebungen reaktiviert (◘ Abb. 11.76). Man bezeichnet diesen Prozess als Inversionstektonik (▶ Abschn. 11.7.1). Die Steilstellung der bis dahin sedimentierten Schichten erfolgte vom Santonium bis zum Campanium. Die Sedimentation setzte sich während der

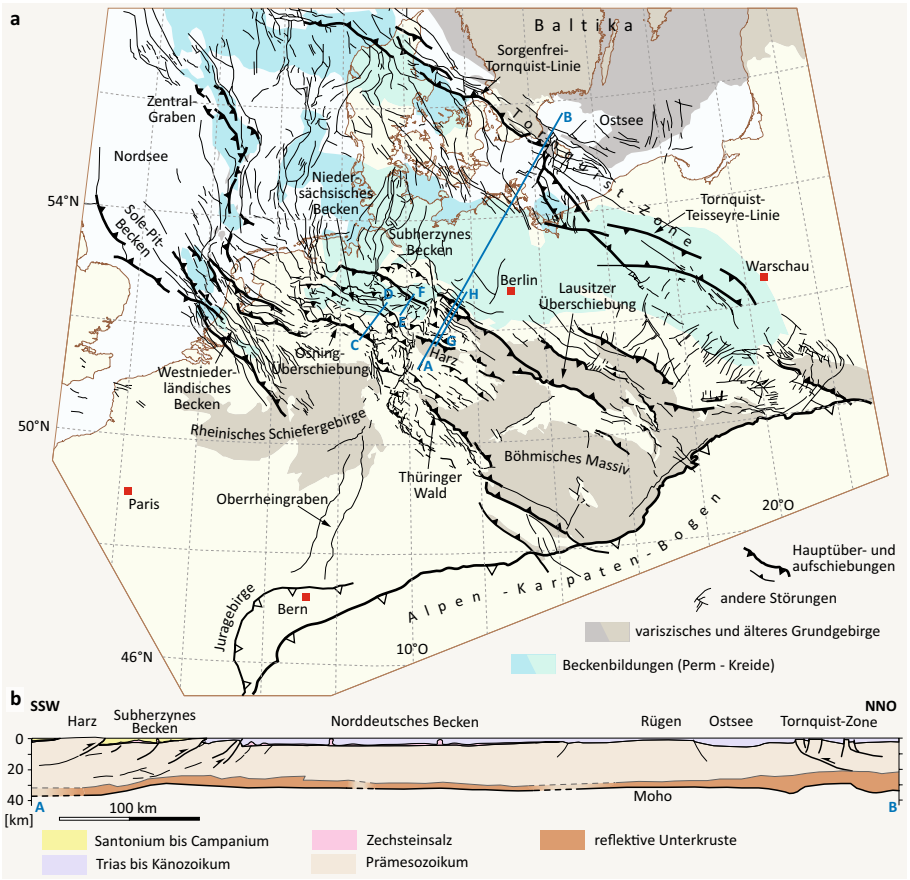


Abb. 11.73 **a** Störungssysteme und Grundgebirgsaufbrüche in Mitteleuropa; **b** Profil (*A–B*; Lage des Profils s. Abb. 11.73a) durch die kontinentale Kruste vom Harz bis zur Tornquist-Zone nach tiefenseismischen Untersuchungen der DEKORP BASIN research group (1999). Profile *C–D*, *E–F* und *G–H* in Abb. 11.74. (Verändert nach Kley und Voigt 2008)

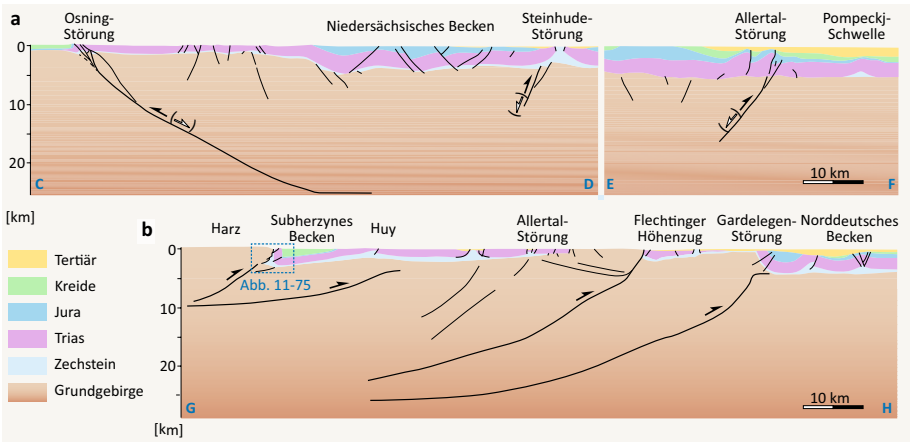


Abb. 11.74a,b Kreidezeitliche Aufschiebungen und Überschiebungen im Zentraleuropäischen Becken; **a** Inversionstektonik (als Aufschiebungen reaktivierte Abschiebungen) im Niedersächsischen Becken, **b** herausgehobene Grundgebirgsschollen in Verbindung mit Überschiebungen. (Verändert nach Kley et al. 2008)

Aufschiebungsbewegungen fort und bewirkte mehrere **Diskordanzen** innerhalb der Schichtabfolge. Die Diskordanz zwischen den Schichten der Unterkreide und den Trias- und Juraablagerungen dokumentiert die bereits im Oberjura und Unterkreide einsetzende Wanderung der Zechsteinsalze. Sie wurde durch die Inversionstektonik zusammen mit den mesozoischen Sedimenten bis zum Coniacium/Santonium verfaltet und steilgestellt. In der Aufrichtungszone am Harznordrand kam es schon während der kompressiven Bewegungen zur Erosion der allmählich immer steiler gestellten Schichten und dadurch zu einer erneuten Winkeldiskordanz (Abb. 11.75). Während die jüngsten noch verkippten Sedimente aus dem Santonium, teilweise auch noch aus dem Untercampanium stammen, liegen die Ablagerungen des Obercampaniums diskordant und noch heute fast horizontal auf den steilgestellten älteren Ablagerungen. Mit diesen beiden Zeitmarken wird der Zeitraum, in dem die kompressiven Bewegungen stattfanden, klar begrenzt. Insgesamt dauerte der Vorgang danach vom Mittleren Coniacium bis zum Unteren Campanium und umfasste nur einen Zeitraum von etwa 2 bis 4 Mio. Jahren, in denen die Heraushebung des Harzes und die tektonischen Bewegungen an den anderen NW-SO-ausgerichteten Überschiebungen stattfanden.

In dieser Zeit kam es am Harznordrand auch zu differenzierten Faziesentwicklungen, bei denen sich lokal begrenzte, mächtige Sandsteinkörper bildeten. Sie werden als kleinräumige Deltakörper interpretiert, die von der aufsteigenden und dann

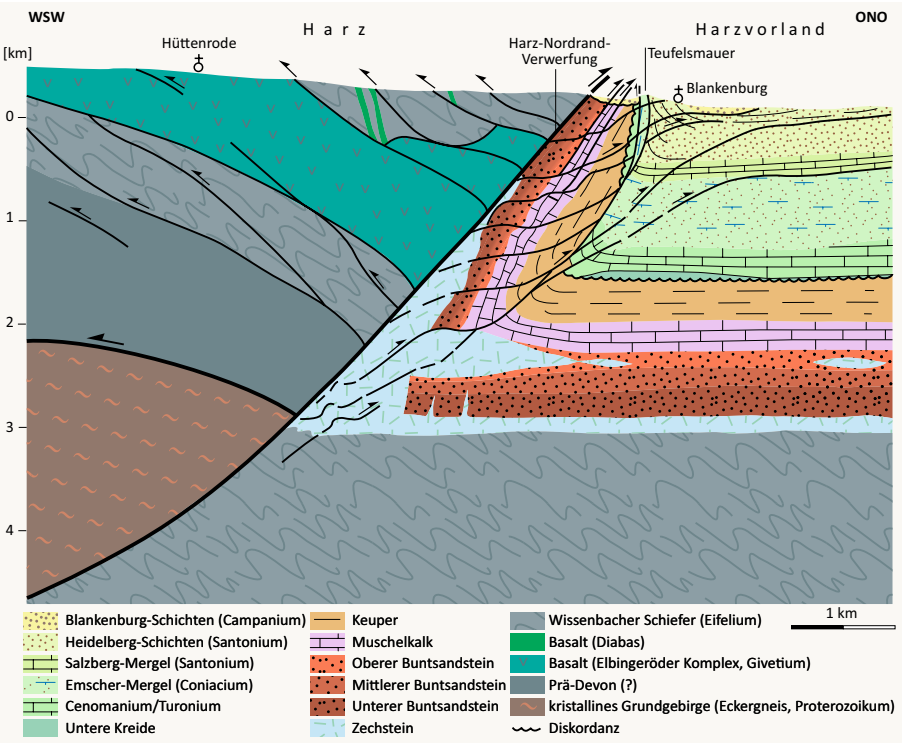


Abb. 11.75 Geologisches Profil durch die Harznordrandstörung bei Blankenburg. (Verändert nach Franzke et al. 2004)

der Erosion unterliegenden Pultscholle des Harzes nach Norden geschüttet wurden. Beispiele dafür finden sich bei Blankenburg, an der Burg Regenstein oder am Hamburger Wappen. In der weiteren Umgebung gehen die Sandsteine in eher geringmächtige Lagen von wenigen Metern Mächtigkeit über, die allerdings durch zirkulierende Wässer silikatisch zementiert und dadurch sehr widerstandsfähig wurden. Das Gestein wird deshalb mitunter auch als Quarzit bezeichnet, was allerdings petrologisch nicht ganz korrekt ist, da es sich bei einem Quarzit im strengen Sinne um ein metamorphes Gestein handelt. Der Härte des Gesteins hat man es zu verdanken, dass die vertikal gestellten Sandsteine in der Aufrichtungszone mauerartig herausgewittert sind und heute ein beeindruckendes Naturdenkmal darstellen. Die **Teufelsmauer**, deren einzelne Segmente nicht überall aus dem gleichen Sandsteinhorizont bestehen (teilweise Coniacium – Involutus-Sandstein, teilweise Santonium – Heidelberg-Sandstein), lässt sich über mehr als 20 km von Blankenburg über Neinstedt (Abb. 11.77) bis nach Ballenstedt verfolgen und ist an mehreren Stellen mit entsprechenden Hinweistafeln versehen worden.

Eine erneute Reaktivierung erfuhr die Harznordrandstörung wie auch andere Störungssysteme im Bereich der Mittelgebirgsschwelle während des Tertiärs. Die Schollen wurden erneut z. T. um Beträge von mehreren hundert Metern herausgehoben und wuchsen zu den Mittelgebirgen heran, wie wir sie heute kennen. Im Harz weisen einige wenige Vorkommen von randmarinen und fluvialen Tertiärsedimenten (Abb. 10.37; Kiese, Sande und Silte aus dem Oligozän; König 2008) auf Verebnungsflächen in einer durchschnittlichen Höhe von 500–600 m darauf hin, dass sich diese Pultscholle seit dem Oligozän um etwa 500 m gehoben hat. Die Hebung des Harzes dauert bis heute an.

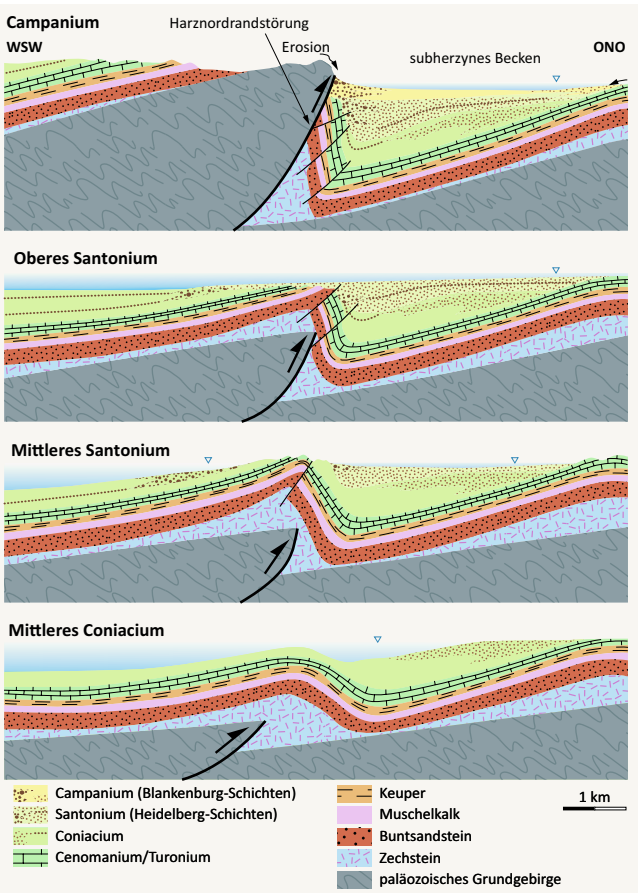


Abb. 11.76 Tektonische und sedimentäre Entwicklung der Harznordrandstörung im Gebiet von Blankenburg vom Mittleren Coniacium bis zum Campanium. (Verändert nach Voigt et al. 2006)



Abb. 11.77 Teufelsmauer zwischen Neinstedt und Weddersleben am Harznordrand. Steilgestellte silifizierte Quarzsandsteine des Heidelbergsandsteins aus dem Santonium. [N 51°45'27" / O 11°4'58"]



Abb. 11.78 Grünsandstein aus dem Cenomanium (Essener Grünsandstein-Formation). In den grünen, stark glaukonithaltigen Bereichen des Gesteins sind Wühlspuren erkennbar. Steinbruch Kirsch, Rüthen an der Möhne, Mildental. [N 51°30'3" / O 8°25'19"]



Abb. 11.79 Geklüftete Sandsteine aus dem Coniacium in den Schrammsteinen des Elbsandsteingebirges. Horizontal gelagerte Schichten und senkrecht zueinander stehende vertikale Klüfte begünstigen die quaderförmigen Verwitterungsformen mit hohen Felstürmen, steilen Wänden und Überhängen. [N 50°54'40" / O 14°12'1"]

Im Cenomanium erreichte die Kreidetransgression ihren Höhepunkt und der darauf folgende Meeresspiegelhochstand dauerte bis zum Untercampanium an. Die Transgression ist an ihrer Basis häufig durch Sandsteine aus dem Albium bis Cenomanium markiert, die einen hohen Anteil an **Glaukonit** enthalten und dem Gestein eine charakteristische grüne Färbung verleihen (z. B. der Rüthener Grünsandstein aus dem Cenomanium, Essener Grünsandstein-Formation; Abb. 11.78). Glaukonit ist ein Tonmineral (Schichtsilikat), das als Umwandlungsprodukt unter reduzierenden Bedingungen aus Biotit oder Illit entsteht. Solche Bedingungen sind nur unter marinen Verhältnissen gegeben, sodass Glaukonit als ein guter Indikator für vollmarine Ablagerungsbedingungen angesehen wird. Glaukonithaltige Ablagerungen sind in der gesamten Oberkreide verbreitet, allerdings gibt es immer wieder Horizonte, in denen sie besonders häufig vertreten sind (z. B. Essener Grünsandstein – Cenomanium, Bochumer Grünsandstein – Mittleres Turonium, Soester Grünsandstein – Oberes Turonium/Coniacium).

Die Sandsteine des **Elbsandsteingebirges** in der Nähe von Dresden (Abb. 11.79) entstanden in einer randlichen Bucht des Kreidemeeres vom Cenomanium bis zum Coniacium (Abb. 11.72). Durch Flüsse wurden vom nordöstlich angrenzenden Prignitz-Lausitzer Wall (Abb. 11.80) Verwitterungsprodukte des Grundgebirges und der überlagernden mesozoischen Schichten in die Meeresbucht transportiert, wo sich vorwiegend sandige, z. T. auch sandig-tonige Sedimente ablagerten (Voigt 2009). Auch hier sind im Turonium Grünsandsteine verbreitet. Die tektonische Entwicklung des Prignitz-Lausitzer Walls mit den davor liegenden Senkungsgebieten des Ostbrandenburgisch-Nordsudetischen und Sächsisch-Böhmischen Kreidebeckens ist der Heraushebung des Harzes und der Eintiefung des subherzynen Beckens sowohl zeitlich als auch vom Ablauf der tektonischen Bewegungen her sehr ähnlich. Aus einem Senkungsgebiet (Prignitz-Lausitz-Becken) entwickelte sich im Laufe der Oberkreide durch Inversionstektonik eine Horststruktur, die fortan als Liefergebiet für die klastischen Sedimente in den umgebenden Becken diente. Der Hebungsbetrag erreichte dabei z. T. mehr als 4000 m und führte u. a. zur Freilegung des Lausitzer Granodiorits.

Das Elbsandsteingebirge, das zum 1990 gegründeten Nationalpark Sächsische Schweiz gehört, ist durch seine weitständig gebankten, horizontal gelagerten Sandsteine charakterisiert, die durch ein ausgeprägtes Kluftsystem in große quaderförmige Blöcke zerlegt sind (Abb. 11.79). An den Klüften konnte die Erosion ansetzen, durch die oft bizarre und schroffe Formen mit steilen Türmen, Tafelbergen und Höhlen entstanden. Sie werden als das Produkt verschiedener zusammenwirkender Verwitterungsprozesse angesehen, wobei Frost- und Salzsprengungen, Windschliff, aber auch Verkarstungen als hauptsächliche Ursachen diskutiert werden. Auch in Gesteinen, die wie die Sandsteine des Elbsandsteingebirges eigentlich eher untypisch für Karstphänomene sind, kann es zur Lösungsverwitterung bis hin zur Höhlenbildung kommen. Randlich sind die Sandsteine an der Lausitzer Überschiebung nach Nordosten auf die Granite des Lausitzer Massivs aufgeschoben und z. T. steilgestellt worden (Abb. 11.80, 11.81 und 11.73).

Über den glaukonithaltigen Sandsteinen und Dolomiten, die insbesondere am Rand der Münsterländer Kreidebucht zu finden sind, lagerten sich im gesamten norddeutschen Raum mächtige gut gebankte Serien von Kalken und Kalkmergeln ab, die als **Plänerkalke** bezeichnet werden. Sehr häufig kommen darin Muscheln der Gattung *Inoceramus* vor, die oft sehr groß werden und im Extremfall bis zu 3 m lang werden können. In der Oberkreide dienen sie z. T. auch als Leitfossilien. Auch die Ammoniten (▶ Box 3: Ammoniten) kommen in dieser Zeit mit riesenhaften Formen vor. So stammt der weltweit größte bislang bekannte Ammonit mit einem Gehäusedurchmesser von etwa 1,8 m aus der Münsterländer Kreidebucht, wo er 1895 in einem Steinbruch bei Seppenrade südwestlich von Münster gefunden wurde (*Parapuzosia seppenradensis*, Unteres Campanium; Kennedy und Kaplan 1995).

Sedimente der Oberkreide sind in Norddeutschland flächendeckend verbreitet, allerdings liegen sie meistens unter einer mächtigen Bedeckung von jüngeren tertiären und quartären Sedimenten verborgen im Untergrund. Lediglich am Südrand des Kreidebeckens sind die hellen Kreidekalke nur von einer dünnen Sedimentschicht bedeckt und streichen fast an der Oberfläche aus, sodass ein Abbau im Tagebau möglich ist. In großen Kalksteinbrüchen bei Höver und Misburg östlich von Hannover werden Kalke des Campaniums für die Herstellung von Zement abgebaut. Aus der Oberkreide (Turonium bis Campanium) stammen auch die Kalke, aus der die Kreideküste von Dover (Großbritannien) aufgebaut ist. Bei Lägerdorf nordwestlich von Hamburg werden Kalke aus dem Coniacium bis Campanium abgebaut, die durch aufsteigende Zechsteinsalze aus mehreren Kilometern

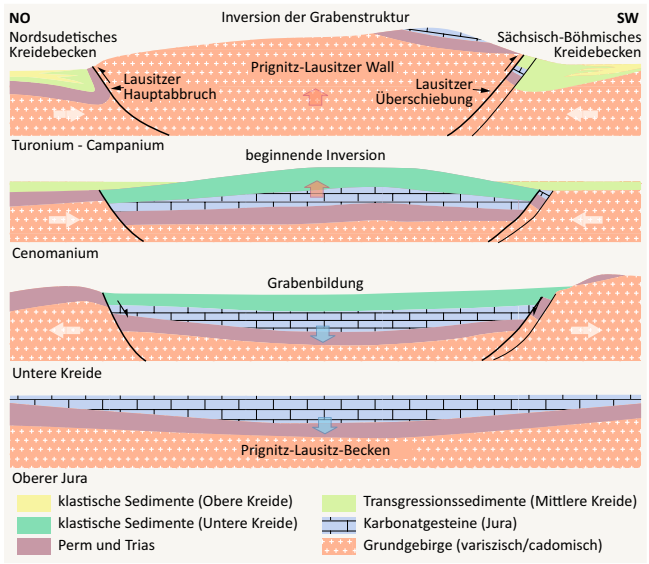


Abb. 11.80 Entwicklung des Prignitz-Lausitz-Beckens zum Prignitz-Lausitzer Wall durch Inversionstektonik während der Oberkreide. (Verändert nach Voigt 2009)

Tiefe an die Oberfläche gedrückt wurden, wo man sie heute in Steinbrüchen gewinnen kann.

Im Obercampanium und Maastrichtium setzte eine Regression ein, die im Unteren Tertiär dazu führte, dass weite Teile von Deutschland mit Ausnahme der nördlichsten und südlichsten Anteile trockenfielen. Im Norden kam es bis an den Rand des Baltischen Schildes noch zu mächtigen Ablagerungen von hellen Kalken, die bis ins Maastrichtium hinein und stellenweise auch darüber hinaus reichen. Die fast reinweiße **Schreibkreide**, aus der die berühmten Kreidefelsen auf Rügen aufgebaut sind und die für die stratigraphische Einheit der Kreide namensgebend war, stammt wie auch die Kreidefelsen auf Møn (Dänemark) aus dem Maastrichtium (Abb. 11.82). Die Kreideablagerungen sind sowohl auf Rügen als auch auf Møn durch spätere Glazialtektonik in Schuppen gelegt und aufeinander geschoben worden (▶ Kap. 16; Abb. 16.14). Auf Rügen wurde die Kreide Anfang des 20. Jahrhunderts in über 30 Kreidebrüchen abgebaut und zur Zementherstellung verwendet. Heute gewinnt man die Kreide aufgrund der ihr zugeschriebenen Heilkräfte im einzigen noch aktiven Kreidebruch in der Nähe von Sassnitz auf Rügen („Rügener Heilkreide"). Die Geschichte der Rügener Heilkreide und die Abbaumethoden der als Schlämmkreide gewonnenen Vorkommen kann man im

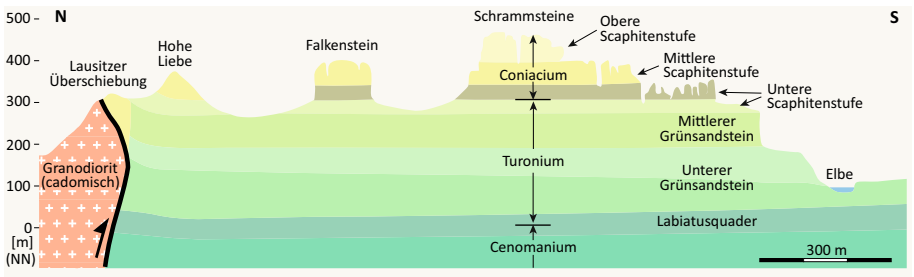


Abb. 11.81 Geologisches Profil durch das Elbsandsteingebirge im Gebiet der Schrammsteine von der Elbe bis zur Lausitzer Überschiebung (nicht überhöht). (Verändert nach Richter 1999)



Abb. 11.82 Rügener Schreibkreide (Maastrichtium) unterhalb des Königsstuhls auf der Halbinsel Jasmund/Rügen. Die lagig angeordneten Feuersteine zeigen die während der letzten Eiszeit durch Gletscherdruck verursachte Faltung der Kreideablagerungen. [N 54°34'50" / O 13°38'41"]

äußerst sehenswerten Kreidemuseum Gummanz in der Nähe von Sassnitz erkunden.

Die Kreideablagerungen im Norden entstammen einem kühlen, borealen Flachmeer, in dem vor allem **Kalkalgen** zur Produktion der mächtigen Sedimente beigetragen haben. Die Wassertiefen dürften zwischen 50 und 200 m betragen haben. Die Kalkalgen der Ordnung *Coccolithophorida* enthalten kalkige Schuppen, die als **Coccolithen** bezeichnet werden. Diese Coccolithen werden nur wenige Mikrometer groß, treten aber in solchen Mengen auf, dass sie in der Lage sind, mächtige Sedimentpakete anzuhäufen. So enthält ein Kubikzentimeter der Rügener Kreide schon ungefähr 800 Millionen Coccolithen.

Die Schichtung in den weichen Kalken der Schreibkreide ist häufig durch lagenartig angeordnete **Feuersteine** (oder – synonym – Flinte) markiert. Die Feuersteine sind aus SiO_2 (kryptokristalliner Quarz, Kristallinität ist nur bei sehr großer Vergrößerung unter dem Mikroskop erkennbar) aufgebaut und während der Diagenese im allmählich immer dichter werdenden Kalk entstanden. Um abgestorbene Organismen herum bildeten sich chemische Ungleichgewichte durch die Veränderung der pH-Werte aus. Dadurch wurden chemische Ausfällungen begünstigt, die, wenn sie erst einmal um einen Keim herum begonnen hatten, zu rundlichen Knollen heranwachsen konnten. Es bildeten sich Konkretionen, die in der Schreibkreide massenhaft vorkommen und aufgrund ihrer großen Härte als Strandgerölle übrig bleiben, während die weichen, mergeligen Kalke an der Küste längst vom Wasser weggespült wurden. Nicht selten sind in den Feuersteinknollen auch Fossilien wie Seeigel, Schwämme oder Belemniten eingeschlossen, wobei die ursprünglich kalkigen Gehäuse dann vollständig silifiziert sein können (Abb. 11.83). Vielerorts belegen prähistorische Funde, dass die Feuersteine (auch als **Silex** bezeichnet) in der Frühzeit der Menschheit ein begehrter Rohstoff waren und für die Herstellung von Werkzeugen (Faustkeile, Pfeilspitzen, Messer etc.) verwendet wurden (Abb. 2.1). Weitläufig bekannt sind dafür die Feuersteinvorkommen auf der Insel Rügen aus der Schreibkreide. Mitunter wurden die Feuersteine vermutlich bei Sturmereignissen mehrere Kilometer entlang der Strände transportiert und in angrenzenden Landzungen wieder angelagert. Auf diese Weise entstanden z. B. die mehrere Quadratkilometer großen Feuersteinfelder von Mukran auf der Insel Rügen.

11.8 Kreide-Tertiär-Grenze

Ähnlich wie die Perm-Trias- oder die Trias-Jura-Grenze ist auch die **Kreide-Tertiär-Grenze** durch ein ausgeprägtes Massenaussterbeereignis gekennzeichnet, dem neben anderen Tier- und Pflanzengruppen die Ammoniten, die Belemniten und insbesondere die Dinosaurier zum Opfer fielen. Lediglich ein Seitenzweig der Saurier, die Vögel (vgl. Abb. 11.46), die heute auf der ganzen Erde verbreitet sind, überlebte die katastrophalen Klimaänderungen, die sich an dieser Zeitmarke ergaben. Obwohl es noch nicht endgültig geklärt ist, wird als Grund für das Massenaussterben heute allgemein eines der bekanntesten Ereignisse der Erdgeschichte, der **Meteoritenimpakt** an der Kreide-Tertiär-Grenze, angesehen. Durch einen Zufall entdeckten Alvarez et al. (1980) in der Grenzschicht zwischen den Kreide- und Tertiärablagerungen eine dramatisch erhöhte Konzentration des Elementes Iridium (Ir), einem Element aus der Platingruppe, das in Meteoriten sehr häufig, auf der Erde dagegen normalerweise nur in äußerst geringen Konzentrationen vorkommt. Da diese Iridium-Anomalie auch in anderen Aufschlüssen weltweit nachgewiesen werden konnte, in denen der Übergang von der Kreide zum Tertiär störungsfrei erhalten ist, interpretierten sie dies als eindeutigen Hinweis auf einen Meteoritenimpakt, der so stark gewesen sein muss, dass sich der beim Einschlag entstandene Staub mit dem Iridium auf der ganzen Erde verteilte.

In Deutschland gibt es keine Aufschlüsse, an denen die Kreide-Tertiär-Grenze direkt aufgeschlossen ist. Doch nur etwa 100 km nordwestlich von Rügen befinden sich auf der zu Dä-



Abb. 11.83 Feuerstein mit verkieseltem Seeigel aus der Schreibkreide von Rügen. [N 54°31'43" / O 13°40'30"]

nemark gehörenden Insel Seeland die Klippen der Halbinsel Stevns (Stenvs Klint). Hier ist der **Fischton** zu finden, in dem die inzwischen weltweit nachgewiesene Iridium-Anomalie erstmalig von Luis und Walter Alvarez festgestellt wurde. Heute zählt dieser Aufschluss zu den wichtigsten Lokalitäten für den Nachweis der Veränderungen, die an der Kreide-Tertiär-Grenze stattfanden.

Im Umfeld der Kreide-Tertiär-Grenze kam es zu gravierenden Umweltveränderungen, die sich in einem relativ kurzen Zeitraum von nur etwa einer Million Jahren ereigneten und zu einem starken Wechsel in Flora und Fauna führten. Als Hauptursache für die Klimaänderungen wird derzeit der Meteoriteneinschlag auf der Halbinsel Yucatán in Mexiko angenommen, der den Anfang der 1990er-Jahre nachgewiesenen Chicxulub-Krater schuf (Hildebrandt et al. 1991). Doch auch andere Ursachen werden insbesondere von den Kritikern der Impakttheorie ins Feld geführt. So kam es zur gleichen Zeit zu einem der größten vulkanischen Ereignisse der Erdgeschichte, der Bildung des Dekkan-Trapps in Indien. Der Vulkanismus dauerte vermutlich nur wenige hunderttausend Jahre und leistete, selbst wenn er vielleicht nicht die Hauptursache darstellt, doch einen wichtigen Beitrag zu den Umweltveränderungen.

Die Entwicklung der Alpen

12.1 Übersicht über die tektonische Gliederung der Alpen – 162
12.1.1 Helvetikum – 162
12.1.2 Penninikum – 162
12.1.3 Ost- und Südalpin – 162
12.2 Entwicklung des alpinen Raumes während des Perms – 163
12.3 Die Alpine Trias – 164
12.4 Der Alpine Jura – 165
12.5 Der Alpenraum in der Kreidezeit und im frühen Tertiär – 167
12.6 Die tektonische Entwicklung der Alpen – 169

M. Meschede, *Geologie Deutschlands,*
DOI 10.1007/978-3-662-45298-1_12, © Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2015

Die permo-mesozoische und känozoische Entwicklung im alpinen Raum verlief z. T. deutlich anders als im übrigen Mitteleuropa, obwohl es am europäischen Rand der Neotethys und später des Penninischen Ozeans (Öffnung im Jura; ▶ Abschn. 12.4) durchaus parallele Entwicklungen gibt. Heute sind die Alpen ein Hochgebirge, das durch die Kollision der Europäischen Platte mit der seit dem Jura eigenständigen Adriatisch-Apulischen Platte entstand. Die tektonische Gliederung der Alpen in Helvetikum (Europäische Platte), Penninikum (Penninischer Ozean) und Ost- und Südalpin (Adriatisch-Apulische Platte) spiegelt diese Entwicklung wider.

12.1 Übersicht über die tektonische Gliederung der Alpen

12.1.1 Helvetikum

Der südliche europäische Kontinentrand wird gemeinhin als Helvetikum (lat. *Helvetia*: Schweiz) bezeichnet, wobei in den französischen Alpen das *Dauphinois* dem Helvetikum entspricht. Während der Trias liegt das Helvetikum noch innerhalb des Kontinentes und ist Teil des Germanischen Faziesraums. Erst im Jura kommt es in die Position eines passiven Kontinentrandes am Nordrand des Penninischen Ozeans, infolgedessen sich die Subsidenz ab dem Jura verstärkt. Das ist ein deutlicher Unterschied zum Ost- und Südalpin ▶ Abschn. 12.1.3). Während des Juras war der europäische Kontinentrand fast durchweg von einem flachen, nach Süden hin etwas tiefer werdenden **Schelfmeer** bedeckt. Durch stetige Absenkungen kam es hier zu größeren Mächtigkeiten der Jura- und Kreidesedimente, die überwiegend kalkig und mergelig ausgebildet sind, wobei stellenweise fazielle Übergänge zu den nördlich angrenzenden epikontinentalen Flachmeeren zu beobachten sind. Das variszisch geprägte Grundgebirge des europäischen Kontinentrandes ist in mehreren autochthonen Massiven in den Zentral- und Westalpen aufgeschlossen. Dazu gehören das Aar- und das Aiguilles-Rouge-/Mont-Blanc-Massiv sowie das Belledonne-, Pelvoux- und das Mercantour-(Argentera-)Massiv (◘ Abb. 12.1). Auf den variszischen Massiven wurden die sedimentären Abfolgen des Mesozoikums abgelagert, die andererseits durch die Kollision der Europäischen mit der Adriatisch-Apulischen Platte in den Helvetischen Decken gestapelt und z. T. weit nach Norden und Nordwesten transportiert wurden. Während der letzten Phase der Alpenfaltung im ausgehenden Miozän erfolgte die Faltung des Juragebirges, das durch seine regelmäßigen Faltenzüge mit langgestreckten Antiklinalen und Synklinalen charakterisiert ist. Am Übergang zum südlich an das Helvetikum anschließenden Penninischen Ozean befindet sich das sog. **Ultrahelvetikum**, in dem überwiegend Tiefwassersedimente (Tiefseetone, pelagische Tiefseekalke) des Kontinentabhangs abgelagert wurden.

12.1.2 Penninikum

Mit dem Begriff Penninikum (lat. *mons penninus*: Großer Sankt Bernhard) werden die von ozeanischer Kruste unterlagerten Zonen des **Südpenninischen** und **Nordpenninischen Ozeans** sowie die dazwischenliegenden Schwellenbereiche des **Briançonnais** (nach der Landschaft um Briançon in den französischen Westalpen) mit kontinentaler Kruste zusammengefasst. Die ozeanischen Bereiche sind durch z. T. mehrere Kilometer mächtige Abfolgen der **Bündner Schiefer** charakterisiert. Die auch als Glanzschiefer und im französischen Sprachgebiet als *Schistes lustrés* bezeichneten Bündner Schiefer sind nach ihrem verbreiteten Vorkommen im Schweizer Kanton Graubünden benannt. Klastische Tiefwassersedimente mit Kalksanden, Quarzsanden und Tonen wurden in den tiefen Becken der Ozeane abgelagert und später durch die alpidische Metamorphose in Schiefer und Kalkphyllite umgewandelt. Darüber hinaus finden sich ophiolithische Gesteine mit metamorph umgewandelten Basalten, Gabbros und Serpentiniten. Häufig sind sie mit Radiolarien führenden Tonsteinen oder kieseligen Kalken vergesellschaftet. Die Schwellen des Briançonnais werden auch zum Penninikum gezählt, sie bestehen aber aus variszisch verformter kontinentaler Kruste. Die auflagernden Gesteine des Mesozoikums sind hier in ihrer Mächtigkeit stark reduziert und stark schwankend. Das Penninikum ist in mehrere Decken gestapelt, die heute z. T. als Klippen (das sind vom ursprünglichen Deckenverband durch Erosion abgetrennte Anteile) auf dem Helvetikum liegen. Die größte Klippe bilden die Präalpen (Préalpes Romandes) im Nordwesten der Zentralalpen (◘ Abb. 12.1).

12.1.3 Ost- und Südalpin

Im Süden der Zentralalpen schließt sich direkt an das Penninikum das Südalpin an, von dem in der **Ivrea-Zone** ein tiefer Teil der Unterkruste mit Übergang zum Mantel heute mit granulitfaziellen Gesteinen an der Oberfläche zu finden ist. In den Ostalpen ist das Penninikum hingegen großflächig unter dem Ostalpin verborgen, das während der alpidischen Gebirgsbildung als tektonische Decke nach Norden auf das Penninikum überschoben wurde. Im Wesentlichen ist das Ostalpin in zwei Bereiche gegliedert: (1) die **Nördlichen Kalkalpen** mit größtenteils unmetamorphen, mesozoisch gebildeten Gesteinen, die an der Basis z. T. von deformierten Gesteinen der variszischen Grauwackenzone unterlagert werden, und (2) das **zentrale Ostalpin**, in dem das variszisch und alpidisch deformierte Grundgebirge überwiegt, in dem es aber auch mesozoische Anteile gibt. Auch das zentrale Ostalpin ist in zahlreiche Decken gelegt (◘ Abb. 12.1). Die Metamorphose reicht hier z. T. bis in die Eklogitfazies.

Lediglich am Nordrand des Ostalpins sowie in einigen tektonischen Fenstern (Engadiner, Tauern- und Rechnitzer Fenster; ◘ Abb. 12.1) streicht das Penninikum in den Ostalpen oberflächlich aus. Ost- und Südalpin gingen als tektonische Einheiten aus der Adriatisch-Apulischen Platte hervor. Die Begriffe „Ostalpin“ und „Südalpin“ sind als Bezeichnungen für tektonische Einheiten von den geographischen Begriffen „Ostalpen“ und „Südalpen“ zu unterscheiden. Das Ostalpin liegt heute in Decken gestapelt auf dem Penninikum, während das Südalpin auf der Adriatisch-Apulischen Platte verblieben ist. Auch im Südalpin sind an der Oberfläche variszisch deformierte Grundgebirgskomplexe anzutreffen (z. B. der Brixener Quarzphyllit, in der Ivrea-Zone oder das Kristallin der Seealpen im südwestlichen Teil der Alpen). Beide

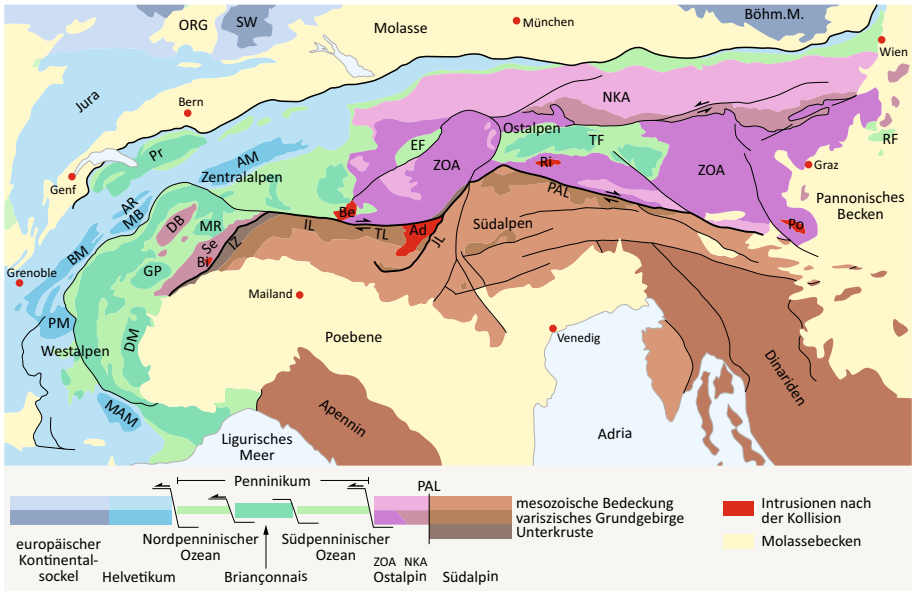


Abb. 12.1 Übersicht über die tektonische Gliederung der Alpen mit einer schematischen Darstellung der ursprünglichen tektonischen Position der alpinen Einheiten. *Ad* Adamello, *AM* Aar-Massiv, *AR* Aiguilles-Rouge-Massiv, *Be* Bergell, *Bi* Biella, *BM* Belledonne-Massiv, *Böhm.M.* Böhmisches Massiv, *DB* Dent Blanche, *DM* Dora-Maira-Massiv, *EF* Engadiner Fenster, *GP* Gran Paradiso, *IL* Insubrische Linie, *IZ* Ivrea-Zone, *JL* Judikarien-Linie, *MB* Mont Blanc, *MAM* Mercantour-(Argentera-)Massiv, *MR* Monte Rosa, *NKA* Nördliche Kalkalpen, *ORG* Oberrheingraben, *PAL* Periadriatisches Lineament, *PM* Pelvoux-Massiv, *Po* Pohorje, *Pr* Präalpen, *RF* Rechnitzer Fenster, *Ri* Rieserferner, *Se* Sesia-Decke, *SW* Schwarzwald, *TF* Tauern-Fenster, *TL* Tonale-Linie, *ZOA* zentrales Ostalpin. (Vereinfacht und ergänzt nach Bousquet et al. 2012)

Regionen sind durch mächtige triassische Karbonatplattformen gekennzeichnet. Die Karbonatentwicklung ging im Ost- und Südalpin im Jura zwar vielerorts weiter, wurde aber durch tektonische Bewegungen im Zuge der Öffnung des Penninischen Ozeans stark differenziert.

In den Zentralalpen gehören die **Dent-Blanche-** und **Sesia-Decke** (Abb. 12.1) zum Ostalpin. Hier liegt das variszisch deformierte Grundgebirge der Adriatisch-Apulischen Platte als tektonische Decke auf dem Penninikum. Zur Dent-Blanche-Decke gehört u. a. das Matterhorn, wo heute variszisch deformierte Gneise über deutlich jüngeren ophiolithischen Gesteinen des Penninikums (Jura bis Unterkreide) aus der Zermatt-Saas-Fe-Zone liegen.

Das Ostalpin ist heute vom Südalpin durch das **Periadriatische Lineament** (oder die Periadriatische Naht) getrennt, das mit über 700 km Länge das bedeutendste tektonische Lineament der Alpen darstellt und sich morphologisch durch große Ost-West und Nordost-Südwest verlaufende Täler hervorhebt. Der Nordost-Südwest verlaufende Mittelteil ist die **Judikarien-Linie**, im weiteren Verlauf nach Westen folgt erst die **Tonale-Linie**, dann die **Insubrische Linie** (Abb. 12.1).

12.2 Entwicklung des alpinen Raumes während des Perms

Auch im alpinen Raum kam es, ähnlich wie in der Umgebung von Halle oder im Saar-Nahe-Gebiet (▶ Abschn. 11.2.1), zu Beginn des Perms zur Eruption von rhyodazitischen Magmen, die sich im **Etschtaler Vulkanitkomplex** oder in den Vulkaniten der Monte-Cinto-Caldera auf der Insel Korsika dokumentieren. Sie sind das Ergebnis ausgeprägter Dehnungstektonik, durch die Riftstrukturen und Grabensysteme entstanden. Die Vulkanite können noch als eine Spätphase des variszischen Magmatismus angesehen werden, möglicherweise deutet sich hier aber bereits der beginnende Zerfall Pangäas an.

Im Gebiet der Alpen kam es im Perm zur Ablagerung des sog. **Alpinen Verrucano**. Benannt wurden die ursprünglich nur „Verrucano" bezeichneten Schichten nach einem Vorkommen im Apennin am Monte Verruca, allerdings hat sich inzwischen herausgestellt, dass diese Vorkommen in die Trias gehören, während die alpinen Vorkommen im Perm gebildet wurden. Deswegen werden sie zur Unterscheidung als Alpiner Verrucano bezeichnet. Es handelt sich um die für die Permzeit typischen kontinentalen Ablagerungen mit schlecht gerundeten Geröllen des aufgearbeiteten variszischen Untergrundes und permischen Vulkaniten in einer feinsandig-tonigen Grundmasse. Sie sind zumindest zum Teil als Fanglomerate unter den heiß-ariden Klimabedingungen des Perms entstanden. Lokal sind auch basische bis saure Vulkanite im Alpinen Verrucano anzutreffen. Insbesondere in den Zentralalpen sind die Schichten des Alpinen Verrucano häufig metamorph überprägt worden. Berühmt ist das Vorkommen an der Lochsite (schweizerdt. für „Lochseite") bei Glarus in der Schweiz, wo der metamorph überprägte Alpine Verrucano auf tertiäre Flyschsedimente oder Kalke aus der Kreide überschoben wurde. Diese als Glarner Überschiebung bekannte Struktur wurde 2008 als Teil der Tektonikarena Sardona in die Weltnaturerbeliste der UNESCO aufgenommen.

In den Südalpen kam es nach einer Transgressionsserie mit Fanglomeraten und Konglomeraten (Waidbrucker Konglomerat) auf dem erodierten variszischen Untergrund und der Bildung des Etschtaler Vulkanitkomplexes zur Ablagerung kontinentaler Sedimente mit Sandsteinen und Konglomeraten, die in der Gröden-Formation zusammengefasst werden. Nachfolgend kommt es zu ersten marinen Ingressionen, bei denen in flachen Küstengewässern und seichten Lagunen Kalke und Dolomite der Bellerophon-Formation (benannt nach einer in der Trias ausgestorbenen Schneckengattung) abgelagert wurden. In den flachen Lagunenbereichen kam es wiederholt zu einer solch starken Eindampfung, dass sich auch Gipse bilden konnten, die heute lagenweise in den Bellerophon-Schichten anzutreffen sind.

In den Nördlichen Kalkalpen sind die permischen Sedimente ebenfalls mit Verrucano-Vorkommen vertreten, in denen sich im Nordwesten vor allem Einschaltungen von meist rhyolithischen Vulkaniten finden. Im Südosten findet sich darüber hinaus

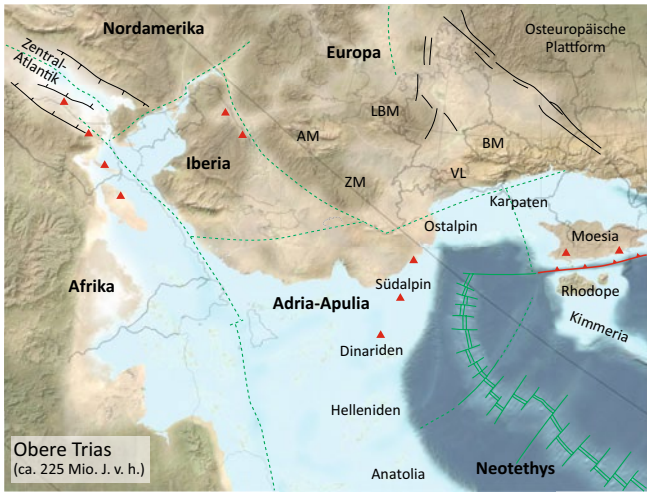


Abb. 12.2 Plattentektonische Rekonstruktion des nördlichen Neotethysraumes zur Zeit der Oberen Trias. *AM* Armorikanisches Massiv, *BM* Böhmisches Massiv, *LBM* London-Brabanter Massiv, *VL* Vindelizisches Land, *ZM* Zentralmassiv. (Topographische Grundlage aus Blakey 2011; verändert und ergänzt nach Frisch 1979; Dercourt et al. 2000; Ziegler 1990)

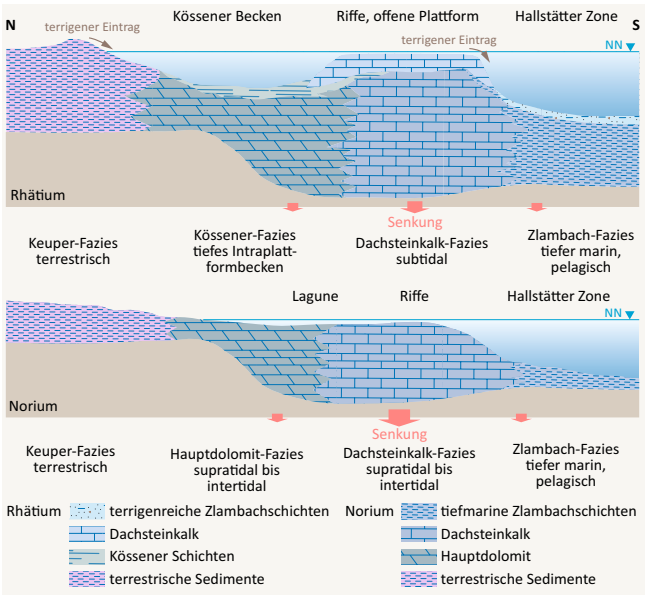


Abb. 12.3 Faziesentwicklung in den Nördlichen Kalkalpen im Norium und Rhätium. (Vereinfacht nach Gawlick 2000)

das sog. **Haselgebirge** des Oberen Perms, das zeitlich etwa den Serien des norddeutschen Zechsteins entspricht. Das Haselgebirge besteht aus Salztonen, Anhydrit, Gips und Steinsalz und erreicht Mächtigkeiten von mehreren 100 m. Salzlagerstätten in diesen Schichten wurden in der Umgebung von Hallstatt im Salzkammergut sogar schon während der Bronze- und Eisenzeit (Hallstattkultur, ca. 1200–450 v. Chr.) abgebaut. Ortsnamen wie Hallstatt, Hallein, Hall in Tirol, Bad Reichenhall oder Salzburg zeugen von der Bedeutung der Salzgewinnung und dem Handel mit Salz in früheren Zeiten. Die Wörter „Hall" und „Hasel" leiten sich von einem keltischen Begriff für Salz ab.

12.3 Die Alpine Trias

Bis in die frühe Trias hinein herrschte auch im späteren alpinen Gebirge noch kontinentale Sedimentation vor. Im Westteil der Nördlichen Kalkalpen (Ostalpin) und stellenweise auch in den Südalpen ist der alpine Buntsandstein zu finden, der mit größtenteils fluviatilen Sedimenten ähnlich abgelagert wurde wie der Buntsandstein der Germanischen Trias. Nach Süden und Osten hin gehen diese Schichten in die vor allem marin geprägten Werfener Schichten mit Sandsteinen, Tonsteinen und kalkigen Sedimenten, die in seichten Meeresbecken abgelagert wurden, über. Marine Einflüsse machten sich schon im höheren Perm im Südalpin durch Ablagerung der Bellerophon-Schichten und im südlichen Ostalpin durch die Evaporitbildungen des Alpinen Haselgebirges bemerkbar. Im Westen bzw. Norden dominierten hingegen grobe klastische Sedimente des Alpinen Verrucanos. In der frühen Mitteltrias (Unteres und Mittleres Anisium) sind flachmarine Karbonate kennzeichnend.

Die schon seit dem Perm aktive Spreizung des Neotethys-Ozeans setzte sich ab dem höheren Anisium in den nordöstlichen Randgebieten Pangäas mit der Bildung eines Ozeans fort, sodass sich dort ein passiver Kontinentrand entwickelte. Die spätere Adriatisch-Apulische Platte (Adria-Apulia; Abb. 12.2) gehörte zu dieser Zeit noch zu Pangäa. Am passiven Kontinentrand der späteren Adriatisch-Apulischen Platte kam es in der Trias durch die anhaltende Subsidenz zur Ablagerung mehrerer Kilometer mächtiger Plattform- und Beckenkarbonate. Darin liegt der wesentliche Unterschied zwischen der Alpinen und der Germanischen Trias, bei der in einem Flachmeer nur vergleichsweise geringmächtige Kalkablagerungen angehäuft wurden (s. oben). Im warmen Wasser der westlichen Neotethys, die sich zur Zeit der Trias in niedrigen Breiten befand, konnten sich Kalk abscheidende Organismen außerordentlich gut entwickeln. Das führte zu einer enormen Kalkproduktion, wobei die **Karbonatplattformen** aus der Trias in Einzelfällen mehrere Kilometer mächtig werden konnten: Die Wetterstein-Plattform erreichte ca. 1 km Mächtigkeit, die Dachstein-Plattform sogar ca. 2 km. Insgesamt lagerten sich bis zu 3 km mächtige Kontinentrandsedimente ab. Das Riffwachstum konnte mit der anhaltenden Subsidenz Schritt halten, sodass über lange Zeit flachmarine, teils lagunäre Ablagerungsbedingungen herrschten. Ähnliche Ablagerungsbedingungen herrschen heute am Großen Barriere-Riff vor der Ostküste Australiens oder auf den Bahamas in der nördlichen Karibik. Die älteren Riffe (Wetterstein-Plattform in Abb. 12.3) wurden größtenteils von Schwämmen und Kalkalgen aufgebaut, während in den Riffen der höheren Obertrias vor allem Korallen (am häufigsten: *Thecosmilia*) als Riffbildner auftraten.

Die Nördlichen Kalkalpen und die Südalpen hingen während der Trias und dem Jura, vermutlich sogar noch bis in die Mittlere Kreide hinein zusammen und durchliefen daher die gleiche sedimentäre Entwicklung. Zu Beginn der Trias kam es zur Ablagerung der Werfener Schichten, die in beiden Regionen an der Basis der mächtigen Karbonatabfolge zu finden sind. In der Mittleren Trias unterlagen sowohl die Südalpen als auch die Ostalpen infolge der Öffnung der Neotethys einer Dehnung. Die dabei entstandenen **Horst- und Grabenstrukturen** treten auch geomorphologisch in Erscheinung. In der höheren Mitteltrias ist

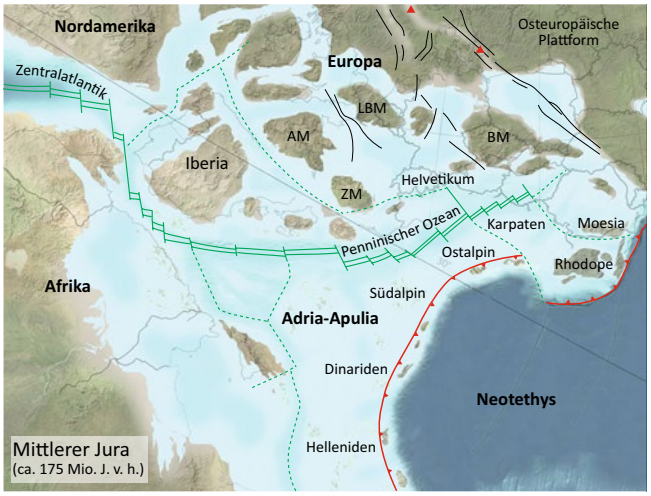


Abb. 12.4 Plattentektonische Rekonstruktion der weiteren Umgebung des Mittelmeerraumes im Mittleren Jura. *AM* Armorikanisches Massiv, *BM* Böhmisches Massiv, *LBM* London-Brabanter Massiv, *ZM* Zentralmassiv. (Topographische Grundlage aus Blakey 2011; verändert und ergänzt nach Frisch 1979; Dercourt et al. 2000; Handy et al. 2010; Missoni und Gawlick 2011)

die Verbreitung von Karbonatplattformen und tieferen Becken weitgehend auf diese Topographie zurückzuführen. Die älteren Flachwasserkarbonate werden in den Südalpen Schlern- und Cassian-Dolomit und in den Ostalpen Wetterstein-Plattform genannt. Erst in der Obertrias ab dem höherem Karnium wird durch das Verfüllen der älteren Becken innerhalb der Plattformen die Möglichkeit zur Bildung der enorm großen und weit verbreiteten Hauptdolomit/Dachsteinkalk-Plattform geschaffen. In den Südalpen bezeichnet man den Hauptdolomit als *Dolomia principale*. Die innerhalb der Plattformen gelegenen Becken des älteren Plattformzyklus werden im Mittleren Karnium durch die klastischen Sedimente der Raibler und Lunzer Schichten verfüllt. In ihnen sind mehrfache Regressionen und Transgressionen des Meeres zu beobachten, die ein vielfältiges Gesteinsspektrum von Kalken, Dolomiten, Mergeln und klastischen Sedimenten bis hin zu Tonsteinen und Evaporithorizonten hervorbrachten. In den östlichen Nördlichen Kalkalpen werden die Raibler Schichten von den Lunzer Schichten vertreten. Sie ähneln den Keuperschichten des Germanischen Beckens und werden als Bildungen eines Deltas und als Ablagerungen eines seichten marinen oder brackischen Milieus interpretiert. Stellenweise entwickelten sich Kohlen, die im 19. und Anfang des 20. Jahrhunderts sogar an einigen Orten abgebaut wurden.

In den Nördlichen Kalkalpen kann die Schichtfolge der Trias in drei Faziesbereiche eingeteilt werden. Die Hauptdolomit-Fazies (früher als Bayerisch-Nordtiroler Fazies bezeichnet) hatte im Zeitraum Oberperm bis tiefere Mitteltrias noch große Ähnlichkeiten mit dem Faziesraum der Germanischen Trias. Ab dem höheren Anisium entwickelte sich dieser Faziesraum jedoch infolge der Öffnung der Neotethys hin zu offen marinen Verhältnissen. Ab der Ladinium/Karnium-Grenze entwickelten sich erste **Plattformkarbonate** (Wettersteinkalk und -dolomit) sowohl in Riff- als auch in Lagunenfazies. Da sich weiter im Süden andere Wettersteinplattformen entwickelten, kam es im Zeitraum höchstes Ladinium bis tieferes Karnium zu einem recht komplexen Muster aus Plattformen und Becken. In den Becken zwischen den Plattformen wurden die Partnachschichten abgelagert. Später im Karnium, nachdem die zwischen den Plattformen liegenden Becken durch die klastischen Sedimente der nordalpinen Raibler Schichten oder durch die Lunzer Schichten verfüllt waren, kam es in der höheren Obertrias zur Bildung des Hauptdolomits. Im Rhät verminderte sich durch den erneuten Eintrag von klastischen Sedimenten die Karbonatproduktion und es bildete sich eine übertiefe Lagune, das Kössener Becken (Abb. 12.3).

Die Dachsteinkalk-Fazies (früher als Berchtesgadener Fazies bezeichnet) entwickelte sich im Zeitraum Mitteltrias bis zum Karnium ähnlich wie der Hauptdolomit-Faziesraum. Erst in der höheren Obertrias zeigen sich mit der Entstehung der Hauptdolomit/Dachsteinkalk-Plattform Unterschiede. Der Dachsteinkalk ist gekennzeichnet durch eine **lagunäre Entwicklung** (Lofer-Fazies) und **Riffe**. Der Übergangsbereich von den Riffen in die Becken hinein leitet über in die Hallstätter Fazies, die den tieferen Bereich des passiven Kontinentrandes kennzeichnet (Abb. 12.3). Hier entwickeln sich ab dem höheren Anisium die offen marinen Hallstätter Kalke, deren Entwicklung bis in das Norium reicht. Das Rhätium ist gekennzeichnet durch die mergelige Sedimentation der Zlambachschichten.

In der Oberen Trias kommt es im alpinen Raum verstärkt zu tektonischen Bewegungen, die mit der weiter im Osten ab der Mitteltrias stattfindenden Kollision der Kimmerischen Kontinente zusammenhängen (Abb. 11.38). Dehnungsbewegungen und ein begleitender Vulkanismus sind Vorboten der Öffnung des Penninischen Ozeans im Unteren Jura. Das Massensterbeereignis an der Trias-Jura-Grenze (▶ Abschn. 11.5; Abb. 10.12) bringt die Karbonatproduktion im alpinen Raum weitgehend zum Erliegen. Ab dem Unteren Jura beeinflusst die Dehnung im Penninischen Raum vor allem den Hauptdolomit-Faziesraum, wo sich Horst- und Grabenstrukturen herausbilden. Die kontinentale Kruste reißt im höheren Unterjura durch, und der Penninische Ozean beginnt sich zu öffnen. Der ostalpine und südalpine Raum bilden ab dieser Zeit den südlichen passiven Kontinentrand des Penninischen Ozeans.

12.4 Der Alpine Jura

Im Jura kam es insbesondere im Alpenraum zu weitreichenden tektonischen Umstellungen, die sich am deutlichsten in der Öffnung des **Penninischen Ozeans** ab dem Mittleren Jura zeigten (Abb. 12.4). Mit der Öffnung dieses Ozeans entstand auch der Adriatische Sporn, aus dem sich in der Kreide die Adriatisch-Apulische Platte als eigenständige plattentektonische Einheit entwickelte (Frisch 1979). Der Penninische Ozean wird in einigen Publikationen als „Piemont-Ligurischer Ozean“ oder „Piemont-Ozean“ bezeichnet. Wieder andere bezeichnen ihn als „Alpine Tethys“ (z. B. Handy et al. 2010). Damit ist der südliche, größere Anteil des Penninischen Ozeans gemeint, der in den Ostalpen als **Südpenninischer Ozean** bezeichnet wird. Ab dem obersten Jura öffnet sich nördlich davon ein weiterer Ozean, der in den Ostalpen als **Nordpenninischer Ozean** bezeichnet wird. Er liegt in der Verlängerung des **Valais-Ozeans** in der Schweiz (auch als „Walliser Ozean“ bezeichnet) und stellt die Fortsetzung

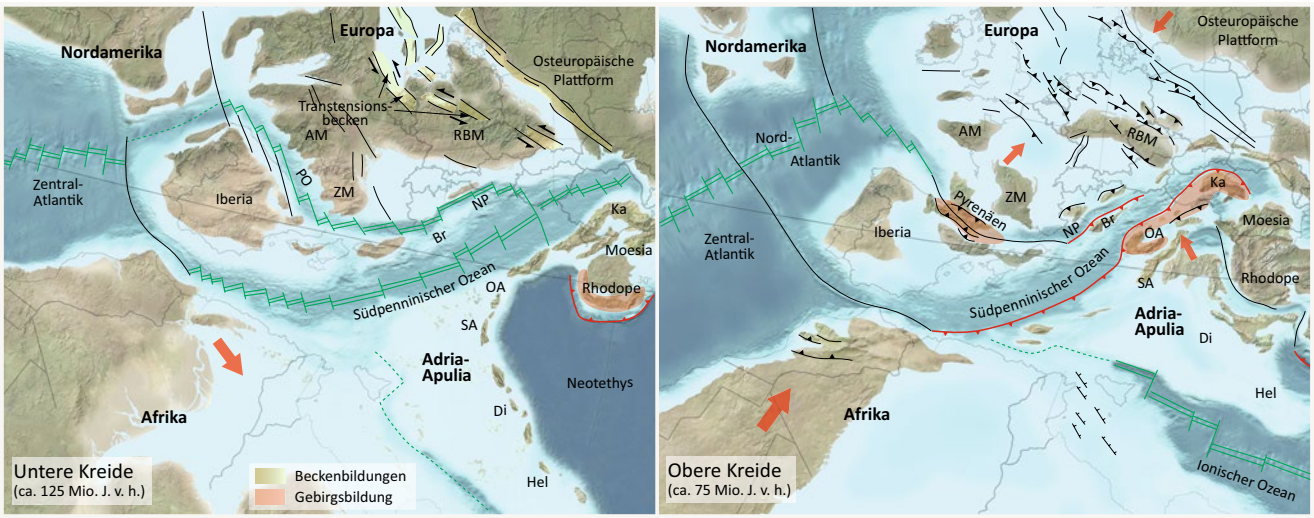


Abb. 12.5 Plattentektonische Rekonstruktion der weiteren Umgebung des Mittelmeerraumes in der Unteren und Oberen Kreide. Wechselnde Bewegungsrichtungen der Afrikanischen und Europäischen Platte führten zur Inversionstektonik in Mitteleuropa. *AM* Armorikanisches Massiv, *Br* Briançonnais, *Di* Dinariden, *Hel* Helleniden, *Ka* Karpaten, *NP* Nordpenninischer Ozean, *OA* Ostalpin, *PO* Pyrenäen-Ozean, *RBM* Rheinisch-Böhmisches Massiv, *SA* Südalpin, *ZM* Zentralmassiv. (Verändert und ergänzt nach Kley und Voigt 2008; Handy et al. 2010; topographische Grundlage aus Blakey 2011)

des Pyrenäen-Ozeans dar, der Iberia von Resteuropa abtrennt (▶ Abschn. 12.5; ◘ Abb. 12.5). Insbesondere der Begriff „Alpine Tethys" wird hier, um den Unterschied zum älteren und regional anders ausgerichteten System der Neotethys zu verdeutlichen, nicht verwendet. Die Öffnung des Südpenninischen Ozeans geht einher mit der Öffnung des Zentralatlantiks, der durch eine große Transformstörung mit dem Penninischen Ozean verbunden war. In neueren Arbeiten wird dieser Ozean daher auch als der „Alpine Atlantik" bezeichnet (z. B. Missoni und Gawlick 2011). Im Wesentlichen lassen sich im Gebiet der späteren Alpen ab dem Jura drei tektonisch voneinander getrennte Einheiten unterscheiden (◘ Abb. 12.4): der südliche europäische Kontinentrand mit dem Helvetikum, der Penninische Ozean mit seinem nördlichen (erst ab der Kreide) und südlichen Teil (Penninikum) und die Schelfbereiche des Adriatischen Sporns (Ostalpin und Südalpin).

Am Nordwestrand des Adriatischen Sporns kam es zu Beginn des Juras zum Zerbrechen der triassischen Karbonatplattform. Es entstand eine Horst- und Grabenstruktur, in der sich im Unteren Jura die Beckensedimente der **Bündner Schiefer** (Tauernfenster) und in den Nördlichen Kalkalpen die Allgäuschichten und Fleckenmergel ablagerten, während auf Schwellen die charakteristisch rötlich gefärbten **Adneter Kalke** in einer kondensierten Sedimentationsabfolge entstanden. Kondensationshorizonte zeichnen sich durch eine sehr geringe Sedimentationsrate aus. Im Mittleren und Oberen Jura folgten die **Klauskalke** sowie die **Radiolarite** der Ruhpoldinger-Radiolarit-Gruppe. Die Radiolarite sind am Rand der Tethys z. T. turbiditisch ausgebildet und wurden unterhalb der CCD abgelagert, die zu dieser Zeit wegen einer verringerten Karbonatproduktion etwas höher lag. Die **CCD** (engl. *calcite compensation depth*: Calcit-Kompensationstiefe) markiert die Tiefe, ab der es im Wasser zur vollständigen Auflösung von absinkenden Kalkpartikeln kommt.

Die Öffnung des Penninischen Ozeans lässt sich in drei Phasen unterteilen: (1) Im untersten Jura erfolgen Dehnungen mit Grabenstrukturen, die (2) im Oberen Lias zur Entwicklung des Südpenninischen Ozeans mit der Bildung ozeanischer Kruste führen; (3) im obersten Jura kommt die Öffnung des nördlich angrenzenden Nordpenninischen bzw. Valais-Ozeans hinzu. Grundsätzlich müssen die Bereiche der Dehnung im Umfeld des Penninischen Ozeans von den durch Konvergenz und Deckenüberschiebungen gekennzeichneten Gebieten am Rand der Tethys getrennt werden. Verursacht durch die Dehnungsbewegungen kam es im Ostalpin vor allem am Südrand des Penninischen Ozeans vielerorts zu rutschungsbedingten Brekzienbildungen an submarinen Steilhängen. Ausgelöst wurden die Rutschungen vermutlich durch seismische Aktivitäten. Im Oberen Jura veränderte sich die Sedimentation hin zu einer kalkigen Fazies mit Einschaltungen von immer gröberen Turbiditen.

Im Südalpin sind die Ablagerungen ab dem späten Unteren Jura durch die charakteristischen rötlichen Knollenkalke des **Rosso Ammonitico** gekennzeichnet, die den Adneter und Klauskalken des Ostalpins weitgehend entsprechen. Zahlreiche Fossilien von Ammoniten und die durch hämatitisches Eisenerz verursachte rötliche Farbe haben diesem Gestein den Namen gegeben, das als pelagischer Kalk in größeren Wassertiefen (tiefer als 200 m) abgelagert wurde und wie die Adneter Kalke eine kondensierte Sedimentationsabfolge darstellt. Die roten Kalke des Rosso Ammonitico werden schon seit der Römerzeit als Baumaterial und Dekorsteine verwendet und finden sich daher weit verbreitet in historischen Gebäuden in ganz Europa.

Mit dem Aufreißen des Penninischen Ozeans beginnt eine intraozeanische Subduktion in der Neotethys, die am Ende des Mittleren Juras zu den ersten Deckenbewegungen am südöstlichen Rand des Adriatischen Sporns führte (Frisch und Gawlick 2003; ▶ Abschn. 12.6; ◘ Abb. 12.7). Der Hallstätter Faziesraum und die Dachsteinkalke wurden während dieser Kollisionsphase zu Decken gestapelt. In den sedimentären Abfolgen der Hallstätter Decken mit synorogenen Sedimenten, Mélangezonen, Olistostromen und Trübestrom-Ablagerungen (Turbiditen) wurden

metamorphe Gesteine nachgewiesen, in denen sich die zu dieser Zeit aktive Subduktionstätigkeit widerspiegelt (Frisch und Gawlick 2003; ◘ Abb. 12.4). Von Südosten her wurden im Mittleren Jura aus der Neotethys stammende Ophiolithe auf das Ostalpin obduziert (d. h. als großer Block auf die überfahrende Platte übertragen). Sie sind heute in den Westkarpaten und vielfach auf dem Balkan erhalten, während in den Ostalpen nur umgelagerte Reste davon in den Hallstätter Decken zu finden sind. Insgesamt ergibt sich eine komplizierte tektonische Entwicklung, die sich in der inzwischen recht zahlreichen Namensgebung für die Ozeane zeigt, denen die Ophiolithe zugeordnet werden. Je nach lokaler Zugehörigkeit werden sie als Meliata-, Maliac-, Hallstatt-, Dinariden-, Vardar- oder Pindos-Ozean bezeichnet (z. B. Schmid et al. 2004, 2008; Handy et al. 2010; u. a.), sie gehören aber vermutlich alle zum nördlichsten Teil der Neotethys.

12.5 Der Alpenraum in der Kreidezeit und im frühen Tertiär

In der untersten Kreide ist der südöstliche Rand der Adriatisch-Apulischen Platte noch durch leichte Nachbewegungen der Deckenüberschiebungen gekennzeichnet. Die Auswirkungen der jurassischen Gebirgsbildung klingen ab, und die im obersten Jura begonnene Hebung des Gebirges ist weitgehend abgeschlossen. In der tieferen Unterkreide ist die Sedimentation in den verbleibenden Becken, die man als Vorland- oder Molassebecken bezeichnen kann, durch den Erosionsschutt dieses Gebirges geprägt. Die Sedimentationsbereiche des Ost- und Südalpins entwickelten sich während der Kreide unterschiedlich. Zunächst waren beide Bereiche durch Ablagerungen in größerer Wassertiefe gekennzeichnet. Im Südalpin ging die Entwicklung stellenweise bis in das Miozän kontinuierlich weiter. In den Ostalpen wie auch in den Westkarpaten und im pannonischen Raum kommt es in der höheren Unterkreide jedoch zu einer erneuten Gebirgsbildungsphase, die mit Hochdruckmetamorphose und großräumigen Seitenbewegungen verbunden ist. Die Gründe für die Gebirgsbildung sind allerdings noch weitgehend unbekannt und werden sehr unterschiedlich mit fortgesetzter Subduktion der Neothethys, einer sich nach Norden verlagernden intrakontinentalen Einengung oder großen Seitenverschiebungen diskutiert. Die erneut einsetzenden einengenden orogenen Bewegungen mit Deckenüberschiebungen und Deformationen führten schon frühzeitig zur Heraushebung und Abtragung. Ab dem Turonium wurden die ersten **Gosauschichten** (benannt nach der Ortschaft Gosau am Dachstein) diskordant auf den gefalteten Schichten des älteren ostalpinen Mesozoikums abgelagert. In kleineren Becken wurden zunächst terrestrische Sedimente mit Konglomeraten und Sandsteinen abgelagert, wobei es stellenweise auch zu Kohlebildungen kam. Nach Abschluss der Gebirgsbildungsphase in der Mittleren Kreide stellten sich mit der Ablagerung der Gosauschichten ruhigere Sedimentationsbedingungen ein. Die Gosausedimentation dauerte bis in das Paläogen. Auf die flachmarinen Bildungen folgten von der Oberkreide bis zum Paläozän tiefmarine Kalke, die stellenweise schon im Campanium von mächtigen tiefmarinen, meist turbiditisch geprägten Sedimenten abgelöst wurden. Die Vertiefung der Sedimentationsbecken ist auf Dehnungen im ostalpinen Raum zurückzuführen.

Die Öffnung des Südpenninischen Ozeans setzt sich in der Unterkreide fort. Hinzu kommt in dieser Zeit die Öffnung des Nordpenninischen Ozeans, der sich nördlich des Briançonnais befindet, das als kontinentaler Block zwischen den beiden Teilen des Penninischen Ozeans liegt. Die Öffnung des Nordpenninischen Ozeans steht, wie schon die des Südpenninischen Ozeans, mit der **Öffnung des Atlantiks** in Verbindung. Während der Unterkreide entwickelte sich ein Spreizungs- und Transformstörungssystem über den Golf von Biscaya und den Pyrenäen-Ozean in den Nordpenninischen Ozean hinein (◘ Abb. 12.5), das allerdings in der Oberkreide schon wieder deaktiviert wurde, weil sich die Spreizung des Atlantiks nach Norden in dessen heutige Position verlagerte. Im Nordpenninischen Ozean kam es zu mächtigen Ablagerungen klastischer Tiefseesedimente (Bündner Schiefer), die nach oben hin bei zunehmender Einengung des ozeanischen Beckens in den Prättigau-Flysch übergehen. Der Bündner Schiefer und seine Fortsetzung im Prättigau-Flysch ist v. a. in den West- und Zentralalpen vertreten, während in den penninischen Serien der Ostalpen ab der Oberkreide die Sedimentation des Rhenodanubischen Flysches einsetzt. Zu beachten ist, dass die Bündner Schiefer im Nordpenninischen Ozean aus der Unteren Kreide stammen, während sie im Südpenninischen Ozean bereits im Jura abgelagert wurden.

Die verschiedenen Becken des Penninischen Ozeans vor der heranrückenden Adriatisch-Apulischen Platte wurden im Zeitraum von der Oberkreide bis zum Eozän zum Auffangbecken für turbiditische Sedimente, die typischerweise bei einer Orogenese in der vorgelagerten Tiefseerinne entstehen. Diese Sedimente, die vor allem aus sandigen und tonigen Gesteinen und harten Sandsteinbänken bestehen, wurden im Alpenraum schon zu Beginn des 19. Jahrhunderts lokalen Dialekten folgend als **Flysch** bezeichnet. Diese Bezeichnung hat sich heute allgemein für diese Art von Sedimenten durchgesetzt. Sie entstehen aus Trübeströmen, die durch Abrutschungen von unverfestigtem Sedimentmaterial an einem aktiven Kontinentrand entstehen. Innerhalb kurzer Zeit (d. h. innerhalb weniger Stunden oder Tage) werden z. T. bis zu mehrere Meter dicke Sedimentpakete – die einzelnen Turbidite haben Mächtigkeiten von wenigen dm oder cm – abgelagert, die einen charakteristischen Aufbau mit einer gradierten Schichtung aufweisen (▶ Box 20: Turbidite). Die dazwischenliegenden Tonsteine oder Mergel entstammen der Hintergrundsedimentation, die über lange Zeiträume hinweg die normale Sedimentation in der Tiefsee darstellt. Die Flyschsedimentation dauerte im Alpenraum während des gesamten Subduktionsvorgangs stellenweise bis in das Eozän hinein an, in den westlichen Ostalpen endete sie bereits etwas früher, vermutlich schon in der späten Oberkreide. Die Flysche liegen tektonisch unter den ostalpinen Decken, die über das Penninikum überschoben wurden. Gemeinsam mit den überlagernden Decken des Ostalpins wurde der Rhenodanubische Flysch gegen Ende des Eozäns und im Oligozän herausgehoben und erodiert. Daraus entwickelte sich im Tertiär die Molasse, die das Vorlandbecken vor den Alpen füllt (▶ Abschn. 13.3).

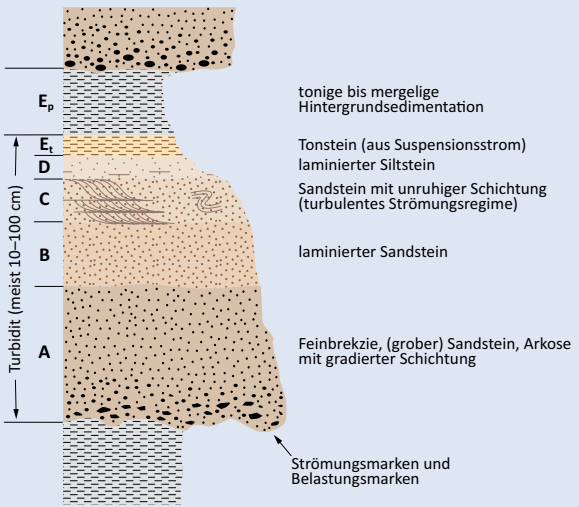
Ab der Mittleren Kreide veränderten sich die plattentektonischen Rahmenbedingungen besonders im alpinen Raum. Die Afrikanische Platte änderte ihre Bewegungsrichtung, sodass die Öffnung der alpinen Ozeane (Südpenninischer Ozean, Pyrenä-

Box 20: Turbidite

In Sedimentgesteinen sind Wechsellagerungen mit deutlich voneinander abgegrenzten sandigen und tonigen, oft auch mergeligen Gesteinsbänken weit verbreitet. Die sandigen Lagen sind dabei häufig turbiditischer Natur, d. h. sie sind aus einem turbulent einen Abhang hinunter fließenden **Trübestrom** (oder Suspensionsstrom) entstanden. Dieser Sedimentationsprozess wurde in den 60er-Jahren des vorigen Jahrhunderts erkannt und konnte die bis dahin unerklärbaren Wechsel von eindeutigen Tiefseesedimenten und solchen, in denen sich zahlreiche Merkmale von Flachwassersedimenten fanden, erklären. Durch Trübeströme wurden große Sedimentmengen vom flachen Schelfrand innerhalb kurzer Zeit in die Tiefe transportiert. Ausgelöst z. B. durch Erdbeben, ist die Sedimentation aus einem Trübestrom heraus ein nach geologischen Maßstäben sehr schnell ablaufender Prozess. Innerhalb weniger Stunden können sich Sandlagen von bis zu mehreren Zehnermetern Dicke bilden. Ein Trübestrom fließt am Grunde des Meeres einen Abhang hinunter und kann dort Geschwindigkeiten bis über 100 km/h erreichen, wobei schon relativ geringe Hangneigungen von 2–3° ausreichen, um einen Trübestrom in Gang zu setzen.

Räumlich gesehen bilden Trübeströme am Fuß eines Abhangs ähnlich wie Lawinen Schuttkegel aus, die als **Turbiditfächer** bezeichnet werden. Die Dimension kann von wenigen Zehnermetern in Seen bis zu mehreren hundert Kilometern an Kontinentabhängen reichen. Die einzelnen Turbiditlagen werden, je weiter sie sich vom Ursprungsort des Sedimentmaterials befinden, immer feinkörniger. Man spricht von **proximalen Turbiditen**, wenn diese nur einen kurzen Transportweg hinter sich haben und gröberes Material enthalten, und von **distalen Turbiditen**, die nur noch aus feinen Partikeln bestehen und große Distanzen zurückgelegt haben. Doch nicht nur in der Horizontalen lässt sich eine Korngrößenänderung erkennen. Ein sehr charakteristisches Merkmal von Turbiditen ist ihre **gradierte Schichtung** mit nach oben hin abnehmender Korngröße. Sie entsteht dadurch, dass aus einem Gemisch verschiedenster Korngrößen im Trübestrom zu Beginn vorwiegend die groben Partikel nach unten fallen und am Boden liegen bleiben, während die feineren Anteile in der Suspension weiter transportiert werden. Bei abnehmender Geschwindigkeit und Transportkraft bleiben nach oben wie auch zum Rand des Fächers hin immer weniger grobe Partikel übrig. Das Ergebnis ist eine in mehrere Horizonte unterteilbare Schichtung, die erstmalig von Arnold H. Bouma (1932–2011) beschrieben wurde (Bouma 1962) und heute nach ihm als Bouma-Sequenz benannt ist (◘ Abb. 12.6). Eine vollständige **Bouma-Sequenz** beginnt mit einer mitunter deutlich gradierten Lage, in der die groben Bestandteile zu finden sind (A-Horizont). Der sandige B-Horizont bezeichnet die untere, oft fein horizontal geschichtete Lage. Im sandig-siltigen C-Horizont finden sich Schrägschichtungen und verwirbelte, an Falten erinnernde Sedimentstrukturen, die durch das Entweichen von Wasser entstehen (engl. *convolute bedding*). Darüber befindet sich im D-Horizont die obere feingeschichtete Lage aus Silt und manchmal auch Ton. Im E-Horizont (oder E_t-Horizont; *t* für turbiditisch) sammeln sich im unteren Teil die feinsten Kornfraktionen aus dem Trübestrom, der zu diesem Zeitpunkt bereits zum Stillstand gekommen ist. Der obere Teil des E-Horizontes (oder E_p-Horizont; *p* für pelagisch) gehört nicht mehr zum Turbidit. Hier zeigt sich die Hintergrundsedimentation, d. h. die langsame, aber kontinuierliche Sedimentation feinen Materials in größeren Wassertiefen. Abhängig von der Entfernung zum Ursprungsort und von der Transportkraft des Trübestroms ist die Bouma-Sequenz nicht immer vollständig ausgebildet. Je weiter man sich vom Ursprungsort befindet, desto häufiger kommt es vor, dass die unteren Horizonte nicht ausgebildet sind. Turbiditströme haben zu Beginn ihres lawinenartigen Transportes eine hohe Erosionskraft, die sich im oberen Teil eines Turbiditfächers in tief eingeschnittenen Tälern (engl. *canyon*) zeigt. Solche Täler können viele hundert Meter breit werden und sind an einigen Kontinentabhängen selbst in mehreren Kilometern Wassertiefe mit mäandrierenden Systemen bekannt. Die Erosionskraft der Trübeströme zeigt sich auch in **Sohlmarken**, die häufig an der Basis von gröberen Turbiditen auf der Schichtunterseite zu finden sind. Man kann zwischen Schleifmarken, Fließmarken, Kolkmarken und Belastungsmarken unterscheiden.

In Deutschland sind turbiditische Gesteine vor allem in der oberdevonisch/unterkarbonischen Kulmfazies zu finden, wo sie als **Grauwacken** bekannt sind. Nach Vinx (2011) ist der Begriff Grauwacke allerdings heute veraltet. Man spricht vom variszischen Flysch, der im Rheinischen Schiefergebirge, im Harz und im Thüringer Schiefergebirge vorkommt. In den Alpen sind turbiditische Gesteine hauptsächlich im Rhenodanubischen Flysch und im Bündner Schiefer als Füllung des Penninischen Ozeans anzutreffen. Die Bezeichnung **Flysch** stammt aus einem lokalen Dialekt des Schweizerdeutschen (gesprochen: *Fliesch*) und bezieht sich auf lehmige Gesteine, die oft tiefgründig verwittert sind und wenig inneren Zusammenhalt besitzen. Sie neigen zum Fließen am Hang und bringen i. d. R. sanfte Hügel und rundliche Bergkuppen hervor.



◘ **Abb. 12.6** Gliederung eines Turbidits in die typischen fünf Abteilungen (*A* bis *E*) einer Bouma-Sequenz. Die Ablagerung erfolgte durch einen Trübestrom. (Verändert nach Kuhlemann et al. 2009)

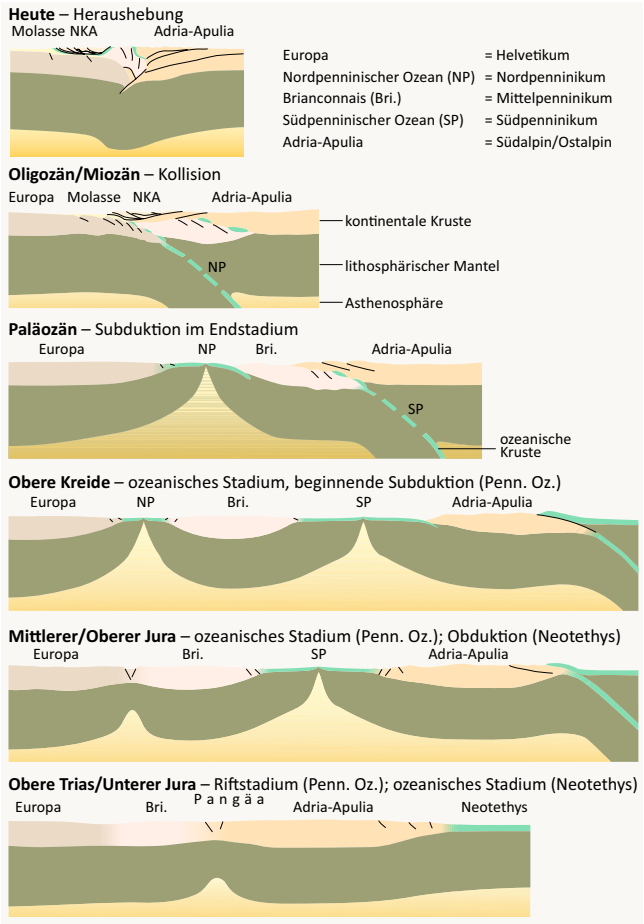


Abb. 12.7 Entwicklung des Alpenraumes im Sinne eines Wilson-Zyklus. (Verändert und ergänzt nach Frisch und Meschede 2013; Frisch und Gawlick 2003)

en-Ozean, Nordpenninischer Ozean) gestoppt wurde und die Subduktion der europäischen Platte unter die Adriatisch-Apulische bzw. Afrikanische Platte begann (Abb. 12.5). Der Beginn der Subduktion ist allerdings noch nicht endgültig geklärt und wird derzeit in der höheren Oberkreide angesetzt (Santonium; Putis et al. 2008).

Am europäischen Kontinentrand (Helvetischer Schelf; Abb. 11.72) wurden in der Kreidezeit überwiegend Kalksteine, Mergel und Tone mit einem untergeordneten Anteil von Sandsteinen abgelagert. Sie sind heute in den Einheiten des Helvetikums zu finden und am besten in den Westalpen erhalten. Die relativ ungestörte Abfolge der Sedimente, die erst in den späten Phasen der alpinen Gebirgsbildung in das tektonische Geschehen miteinbezogen wurden (ab dem Oligozän), reicht bis ins Untere Tertiär, wo es zur Ablagerung des helvetischen Flysches kam.

12.6 Die tektonische Entwicklung der Alpen

Betrachtet man die tektonische Entwicklung der Alpen im Sinne eines Wilson-Zyklus (Abb. 5.5), wird offensichtlich, dass es sich bei den Alpen eigentlich um **zwei Orogene** handelt: Das Erste entwickelte sich im Umfeld der Neotethys, die sich an der Wende Perm/Trias in Richtung Nordwesten mit einem Spreizungszentrum teleskopartig öffnete. Das ozeanische Stadium war damit erreicht, doch setzte sich der Wilson-Zyklus hier nur unvollständig fort. Während es am Nordende der Neotethys zu einer ersten Kollision kam, begann im Jura ein neues Riftstadium, das nicht mehr mit der Neotethys in Verbindung stand, sondern die Fortsetzung des atlantischen Spreizungssystem darstellte. Ungefähr senkrecht zum Spreizungssystem der Neotethys öffnete sich zunächst der Südpenninische Ozean, später gefolgt vom parallel dazu verlaufenden Nordpenninischen Ozean. Während die Subduktion am Neotethysrand schon im Mittleren Jura begann, wurden die beiden penninischen Ozeane erst ab der späten Kreide wieder subduziert.

Die Spreizung der Ozeane hielt noch an, während am Rand schon die Subduktion einsetzte (Abb. 12.7). Im frühen Tertiär begann die Kollision der Adriatisch-Apulischen und der Europäischen Platte, wodurch der Südpenninische Ozean geschlossen wurde. Die Schließung des Nordpenninischen Ozeans folgte etwas später im Eozän. Damit endete die Subduktion im Alpenraum. Im Oligozän kam es zum Abriss der subduzierten ozeanischen Lithosphäre und damit verbunden zum Aufstieg von größtenteils tonalitischen Schmelzen entlang des Periadriatischen Lineaments (z. B. die Intrusionen des Bergell-Plutons oder des Rieserferners; Abb. 12.1). Ein Tonalit ist ein granitähnliches Gestein, das im Wesentlichen aus Quarz, Plagioklas, Hornblende und Biotit aufgebaut ist und keinen Alkalifeldspat enthält. Mit dem Abriss der subduzierten ozeanischen Lithosphäre setzte auch die **Heraushebung der Alpen** als Folge des isostatischen Ausgleichs ein, der bis heute andauert (▶ Box 21: Isostatischer Ausgleich und Gebirgshebung).

Deckenüberschiebungen ereigneten sich in den Alpen ab dem Mittleren Jura und erfassten zunächst nur die südöstlichen Einheiten des Ostalpins, das durch die Überschiebungen in mehrere Untereinheiten unterteilt wurde. Im Ostalpin, dem höchsten tektonischen Stockwerk der Alpen, liegt das Unterostalpin zuunterst, darüber folgt das Oberostalpin, das man in einen unteren (früher auch als Mittelostalpin bezeichneten) und einen oberen Bereich einteilt (Abb. 12.9). Sie sind vor allem räumlich getrennt. Das Obere Oberostalpin ist mit seinen permo-mesozoischen Sedimenten im Wesentlichen auf die Nördlichen Kalkalpen und den Drauzug südlich des Tauernfensters beschränkt, findet sich in liegen gebliebenen Resten aber auch auf dem Kristallin des Unteren Oberostalpins. Das Untere Oberostalpin (auch als Zentralostalpin bezeichnet) mit vorwiegend variszisch und alpidisch deformierten Gesteinen tritt vor allem südlich der Nördlichen Kalkalpen bis an das Periadriatische Lineament und in den unteren Decken des Oberostalpins (Grauwackenzone) unterhalb der Nördlichen Kalkalpen auf. Der Hauptanteil der Deckenüberschiebungen im Ostalpin erfolgte bis zum Ende der Oberen Kreide. Nach einer Phase der Ruhe im Paläozän bewirkte die eozäne Kollision schließlich, dass der gesamte Deckenstapel auf das Penninikum überschoben wurde.

Die Ablagerung der Gosau-Gruppe erfolgte nach der gebirgsbildenden „Phase“ der Mittleren Kreide, in deren Folge sich im Bereich des Ostalpins ein Meer mit einigen Inseln gebildet hatte. Es gibt verschiedene Interpretationsansätze für die Entstehung der **Gosaubecken**. In der höheren Oberkreide kam es im ostalpinen Deckenstapel zur Bildung von Dehnungsbecken, die in Zu-

Box 21: Isostatischer Ausgleich und Gebirgshebung

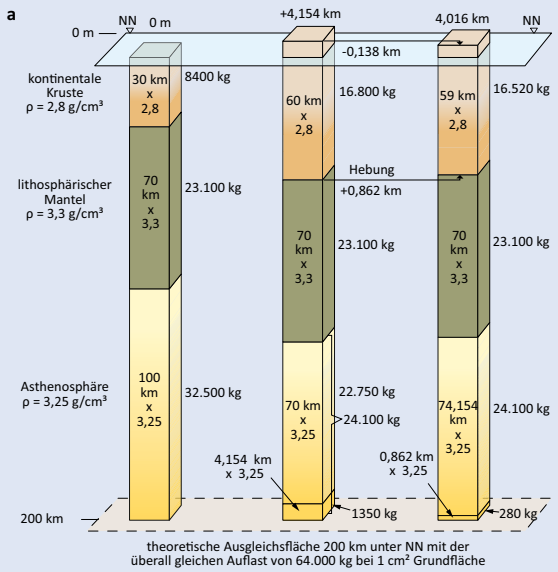
Isostatischer Ausgleich

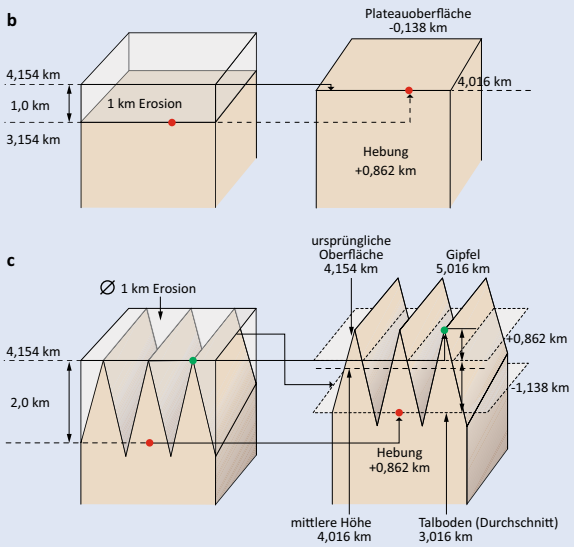
Die Kollision zweier kontinentaler Lithosphärenplatten bewirkt das Übereinanderschieben tektonischer Decken und schließlich die Heraushebung eines Gebirges. Zwei mächtige Krustenpakete werden übereinandergestapelt, miteinander verzahnt und stark deformiert. Falten und tektonische Decken mit zahlreichen Störungen entstehen. In der Tiefe werden Gesteine durch hohe Drücke und Temperaturen zu metamorphen Gesteinen umgewandelt. Gesteine schmelzen auf und steigen als Magma nach oben, magmatische Tiefengesteine entwickeln sich, und an der Oberfläche entstehen Vulkane. Insgesamt erfährt die kontinentale Lithosphäre durch die Kollision eine starke Verdickung, wodurch sie einerseits stärker in die Asthenosphäre hineingedrückt wird, andererseits ragt sie aber auch höher über normal dicke Krustenbereiche heraus. Man kann dies mit zwei Holzblöcken vergleichen, die man im Wasser schwimmend übereinander stapelt und miteinander verbindet. Gemeinsam tauchen sie dann zwar tiefer ins Wasser hinein, ragen aber gleichzeitig auch höher über die Wasseroberfläche hinaus. Das bezeichnet man als **isostatischen Ausgleich**. Genauso verhält es sich mit der kontinentalen Kruste.

Ein einfaches Gedankenexperiment verdeutlicht den Effekt dieses isostatischen Ausgleichs. Wir betrachten in einer normal dicken kontinentalen Lithosphärenplatte eine Säule von 1 cm² Grundfläche und einer Höhe von genau 200 km (Abb. ◘ Abb. 12.8). Eine gedachte Ebene in 200 km Tiefe wird dabei als Bezugshorizont für die Ausgleichsbewegungen definiert. Basierend auf durchschnittlichen Dichtewerten für die Lithosphäre (Mantel: 3,3 g/cm³; kontinentale Kruste: 2,8 g/cm³) und Asthenosphäre (3,25 g/cm³) stellen wir uns eine Säule vor, die aus 100 km beweglicher Asthenosphäre, 70 km lithosphärischem Mantel und 30 km kontinentaler Kruste besteht (◘ Abb. 11.54a, linke Säule). Sie hat ein Gewicht von 64.000 kg:

$$
\begin{aligned}
&(100\,\text{km} \times 1\,\text{cm}^2 \times 3{,}25\,\text{g/cm}^3)\\
&+ (70\,\text{km} \times 1\,\text{cm}^2 \times 3{,}3\,\text{g/cm}^3)\\
&+ (30\,\text{km} \times 1\,\text{cm}^2 \times 2{,}8\,\text{g/cm}^3)\\
&= 32.500\,\text{kg} + 23.100\,\text{kg} + 8400\,\text{kg}\\
&= 64.000\,\text{kg}
\end{aligned}
$$

Wenn wir diese Säule verändern, indem wir die Krustenmächtigkeit auf 60 km erhöhen – das würde einer Kollision zweier kontinentaler Platten entsprechen –, verringert sich das Gewicht bei einer gleichbleibenden Säulenhöhe





◘ **Abb. 12.8** **a** Auswirkungen von Gebirgsbildungen (Krustenverdickung) und Gesteinsabtrag (Erosion) auf das isostatische Gleichgewicht (Schwimmgleichgewicht). Es wird eine theoretische Ausgleichsfläche in der Asthenosphäre angenommen (hier in 200 km Tiefe), an der der Druck pro Flächeneinheit (hier in kg/cm²) überall gleich ist. Die Verdickung der Kruste (hier von 30 auf 60 km) führt zur Hebung. Erosion führt zwar an der Erdoberfläche zur Erniedrigung des Reliefs, hat aber eine weitere Hebung der Lithosphäre zur Folge. **b**, **c** Auswirkungen von Erosion und Reliefbildung auf Hebung und topographische Oberflächengestaltung. Während durch Erosion die mittlere Höhe erniedrigt wird, bewirkt das Einschneiden von Tälern einen Aufstieg der Gipfelpartien. Bei gleichmäßiger Erosion von 1000 m (**b**) wie auch bei Erosion mit Herausbildung von Tälern und Gipfeln bei gleichem Erosionsvolumen (**c**) wird die Oberfläche bzw. die mittlere Höhe in diesem theoretischen Beispiel um 138 m erniedrigt, während die Gesteine und damit auch die Gipfel um 862 m aufsteigen. (Verändert nach Frisch und Meschede 2013)

von 200 km um 1350 kg (Abb. 12.8a, mittlere Säule). Dieser Betrag wird von unten durch die fließfähige Asthenosphäre ausgeglichen, damit in 200 km Tiefe wieder ein Gewicht von 64.000 kg auf der Ausgleichsebene lastet. 1350 kg Asthenosphärenmaterial ergeben eine Säule von 4,154 km Höhe. Diesen Betrag müssen wir nun zu unserer 200 km langen Säule hinzurechnen, denn er entspricht dem Hebungsbetrag, um den sich die verdickte Kruste aufgrund des isostatischen Ausgleichs nach oben bewegt.

Gebirgshebung und Erosion

Nun wissen wir, dass die höchsten Berge z. B. im Himalaja nicht nur etwas mehr als 4 km hoch sind, sondern ihre Gipfel mehr als das Doppelte, nämlich fast 9 km (Mount Everest, 8848 m ü. NN) über den Meeresspiegel aufragen können. Diese Höhen sind durch isostatische Ausgleichsbewegungen allein nicht zu erklären. Hier kommt als wichtiger Faktor die Erosion des Gebirges ins Spiel. Das klingt zunächst widersinnig, da Erosion ja die Wegnahme von Gesteinsmaterial bedeutet, also genau das Gegenteil von dem, was man eigentlich erwarten würde. Es liegt daran, dass das Gesteinsmaterial nicht gleichmäßig aus dem Gebirge heraustransportiert wird. Während Täler tief eingeschnitten werden, bleiben Gipfel mit ihren Höhen erhalten. Auch hier können wir uns den Prozess wieder mit einem Gedankenexperiment verdeutlichen. Angenommen, von der soeben beschriebenen Säule mit doppelter Krustendicke (60 km) und 70 km lithosphärischem Mantel wird oben 1 km Gesteinsmaterial durch Erosion entfernt, dann muss das Gleichgewicht mit 64.000 kg durch isostatische Ausgleichsbewegungen wieder neu eingestellt werden (Abb. 12.8a, rechte Säule; Abb. 12.8b). 1 km kontinentale Kruste, die oben weggenommen wurde, wird unten durch nachfließendes Asthenosphärenmaterial ersetzt. Die entfernte kontinentale Kruste wiegt 280 kg. Das entspricht wegen des höheren spezifischen Gewichtes der Asthenosphäre einer etwas kleineren Säule von 862 m Höhe. Um genau diesen Betrag wird die Lithosphäre angehoben. Sie hebt sich also trotz Erosion heraus, obwohl sie dünner wird. Allerdings wird die Säule bis zur angenommenen Ausgleichsfläche insgesamt um 138 m niedriger sein als zuvor, da 1000 m Wegnahme durch Erosion nur 862 m durch isostatische Hebung entgegenstehen. Wenn die Erosion nicht überall gleichmäßig verläuft, sondern Täler einschneidet (Abb. 12.8c), hebt sich die Lithosphäre dennoch um den gleichen Betrag von 862 m, wenn die erodierte Masse die gleiche ist. Die Spitzen der Berge werden dementsprechend um 862 m in die Höhe gehoben, wenn man davon ausgeht, dass sie ihre ursprüngliche vertikale Dimension beibehalten. Gleichzeitig schneiden sich aber die Talböden ein. Wenn sich in unserem Gedankenexperiment im Durchschnitt 2 km tiefe Täler bilden, wird der Talboden im Durchschnitt 1138 m (2000 m Talerosion minus 862 m isostatische Hebung) tiefer liegen als die Oberfläche vor der Erosion. Aus diesem Grund ist die Erosion und die Schaffung eines starken Reliefs eine wichtige Voraussetzung für die Heraushebung eines Hochgebirges.

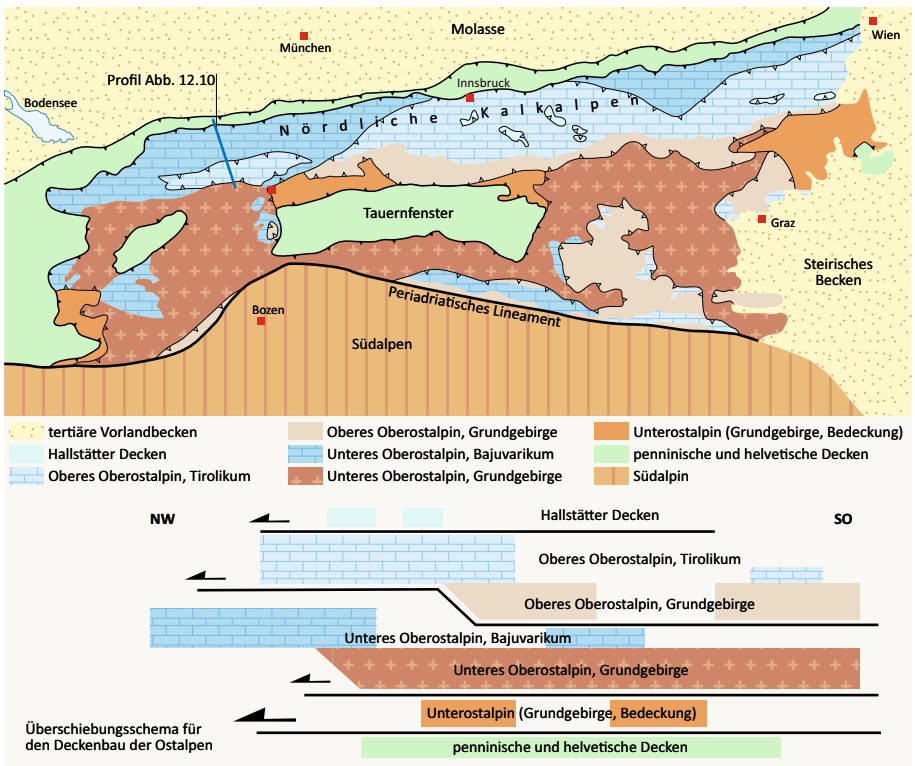


Abb. 12.9 Tektonische Karte und schematische Darstellung der Überschiebungen im Gebiet der Ostalpen. (Verändert und ergänzt nach Janak et al. 2004)

sammenhang mit einem **Zurückweichen der Subduktionszone** (*subduction roll-back*) nach Nordwesten entstanden sein können. Eine andere Interpretation sieht in den Dehnungen das Ergebnis eines Vorgangs in der Subduktionszone, in der es zur **Subduktionserosion** kam. Dieser Vorgang führt zu Absenkungen und Dehnungen in der überfahrenden Platte (Wagreich 2003). Die Gosaubecken wurden später im Eozän zusammen mit den älteren Gesteinen der Nördlichen Kalkalpen auf das Penninikum und schließlich mit diesem auf das Helvetikum überschoben.

Im Ostalpin der Nördlichen Kalkalpen bildete sich ein Falten- und Überschiebungsgürtel, der in Abhängigkeit von der Widerstandsfähigkeit der Gesteinseinheiten mehr oder weniger intensiv deformiert wurde (Linzer et al. 1995). Die dickbankigen und daher schwer zu faltenden Kalke der Berchtesgadener Fazies (Abb. 12.3) liegen als große, wenig verformte Platten meistens noch horizontal, während tonreichere und evaporitische Horizonte wie die Partnach-Formation, die Raibler-Formation oder das permische Haselgebirge häufig stark deformiert sind und

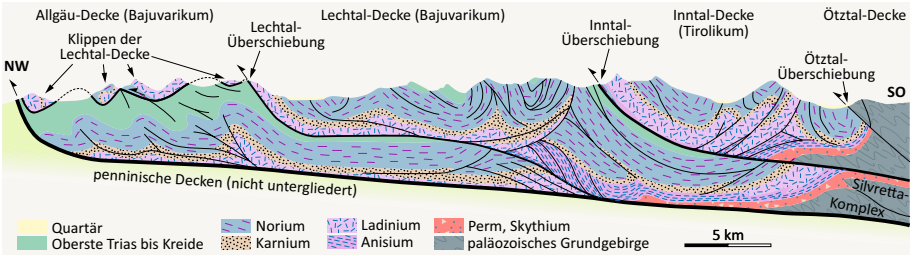


Abb. 12.10 Geologischer Schnitt durch den Westteil der Nördlichen Kalkalpen. Lage des Profils s. Abb. 12.7. (Verändert nach Eisbacher et al. 1990)

als Abscherhorizonte für die Deckenüberschiebungen dienten (Abb. 12.10).

Die alpine Metamorphose im Zuge der Deckenstapelung erfasste während der Kreide nur die unteren Einheiten des Ostalpins. Während ein Teil der Nördlichen Kalkalpen unmetamorph blieb – zum Westrand hin und an der Basis der Nördlichen Kalkalpen ist allerdings eine zunehmende metamorphe Überprägung erkennbar –, gibt es in den tieferen tektonischen Stockwerken teilweise bis hin zur Eklogitfazies überprägte metamorphe Gesteine. Solche Gesteine finden sich im variszisch deformierten Sockel, der durch die alpidische Metamorphose erneut überprägt wurde. Das Südalpin wurde von den Deckenüberschiebungen sehr viel weniger erfasst. Es wurde erst später während der **Hauptkompressionsphase im Eozän** in Blöcke zerlegt und z. T. aufeinandergeschoben (Abb. 13.16). Deckenüberschiebungen in der Größenordnung, wie wir sie aus den Nördlichen Kalkalpen kennen, gibt es hier nicht.

Das Ostalpin liegt tektonisch auf den Penninischen Decken, die in den Ostalpen nur in einer schmalen Zone am Nordrand der Alpen ausstreichen und in drei größeren tektonischen Fenstern (von West nach Ost: Engadiner Fenster, Tauernfenster, Rechnitzer Fenster; Abb. 12.1) zutage treten. Im Tauernfenster finden sich Gesteine des variszischen Sockels der europäischen Platte, die durch die alpine Metamorphose überprägt wurden und mit dem Briançonnais in Verbindung gebracht werden können. Sie gehören zur Venedigerdecke, die das tiefste tektonische Stockwerk im Tauernfenster darstellt. In der Glocknerdecke ist teilweise ozeanische Kruste des penninischen Ozeans und dessen sedimentäre Bedeckung (z. B. Bündner Schiefer) erhalten. Manche Autoren vertreten auch die Ansicht, dass Teile der Schichtenfolge des Tauernfensters zum Helvetikum gezählt werden müssen (z. B. Tollmann 1977; Pfiffner 2010). Das Tauernfenster wird in diesem Sinne als penninisch-helvetisches Doppelfenster betrachtet. In den Westalpen sind die Penninischen Decken großflächig vertreten, wobei die untersten Decken von den Gesteinseinheiten des Nordpenninischen Ozeans gebildet werden, darüber folgen die kontinentalen Schollen des Briançonnias, die wiederum überlagert werden von den Gesteinseinheiten des Südpenninischen Ozeans.

Im Eozän war der Südpenninische Ozean bereits vollständig subduziert, und es fehlte nur noch die Subduktion des schmalen Nordpenninischen Ozeans bis zur endgültigen **Kollision** der Adriatisch-Apulischen Platte mit der Europäischen Platte (Abb. 12.11). Diese letzte Kollisionsphase dauerte z. T. bis ins Oligozän. In dieser Zeit wurden vor allem die Penninischen Decken gefaltet und übereinandergestapelt, wobei die Flyschabfolgen, die bis ins Eozän hinein in den verbliebenen ozeanischen Becken abgelagert wurden, in die Deckenbildung einbezogen wurden. Der ostalpine Deckenstapel war im Wesentlichen schon in der Oberkreide übereinandergeschoben worden und wurde nun als Paket weit nach Norden bis über das Helvetikum geschoben. In den Zentralalpen wurden die Dent-Blanche-Decke und die Sesia-Decke auf das Penninikum überschoben.

Das unterste Deckenstockwerk der Alpen bilden die Helvetischen Decken. Sie setzen sich aus der permo-mesozoischen sedimentären Bedeckung des Europäischen Kontinentrandes zusammen und wurden in einer späten Phase der Alpenorogenese im Unteren Miozän von ihrer Grundgebirgsunterlage abgestreift und nach Norden geschoben. Auch die Helvetischen Decken sind am Nordrand der Ostalpen nur in einem schmalen Streifen zu sehen, während sie in den Zentral- und Westalpen großflächig ausstreichen (Abb. 12.1).

Die Adriatisch-Apulische Platte drang bei der Kollision wie ein Rammbock in die Europäische Platte ein. Man bezeichnet dies als einen **Indenter** (engl. *indent*: eindrücken, einbeulen). Infolge dieser Kollision kam es zu weitreichenden horizontalen Ausweichbewegungen, in deren Verlauf die Ostalpen zusammengedrückt und entlang großer Seitenverschiebungsstörungen nach Osten hinausgepresst wurden. Dieser Vorgang, der von Ratschbacher et al. (1991) als **laterale Extrusion** beschrieben wird, führte in den Ostalpen zu einer Verkürzung in Nord-Süd-Richtung bei gleichzeitiger Streckung in Ost-West-Richtung um durchschnittlich 30–40 %. Dabei wurde die Kruste in mehrere tektonische Blöcke zergliedert, wobei ehemals zusammenhängende Decken in Segmente zerteilt und oft viele Kilometer gegeneinander verschoben wurden (Abb. 12.12). Die Verkürzung lässt sich ähnlich wie bei einem Puzzle wieder zurücknehmen, um die Position der Blöcke vor dem Eindringen des Alpen-Indenters vor ca. 30 Millionen Jahren zu rekonstruieren (Frisch et al. 1998). Die großen Seitenverschiebungsstörungen, die bei der Extrusion entstanden, sind heute geomorphologisch leicht in langen, oft tief eingeschnittenen Tälern erkennbar. Die Verschiebungsbeträge in den Störungszonen können dabei bis zu 100 km betragen (z. B. entlang der SEMP-Linie oder entlang des Periadriatischen Lineaments; Abb. 12.12). Entlang des östlichen Periadriatischen Lineaments, das während der Heraushebung der Alpen entstand und an dem die nördlich gelegenen ostalpinen Decken z. T. um mehrere Kilometer herausgehoben wurden, kam es infolge der Extrusion ebenfalls zu weitreichenden Seitenverschiebungen.

Die **Heraushebung der Alpen** begann im Oligozän vor ca. 32 Mio. Jahren als eine Folge des Plattenabrisses (▶ Box 22: Plattenabriss). Über dieses Ereignis weiß man relativ gut Bescheid, da es entlang des Periadriatischen Lineaments eine Reihe von zeitgleich eingedrungenen Plutonen gibt, die sich radiometrisch exakt datieren lassen. Dazu gehören der Bergell-Pluton

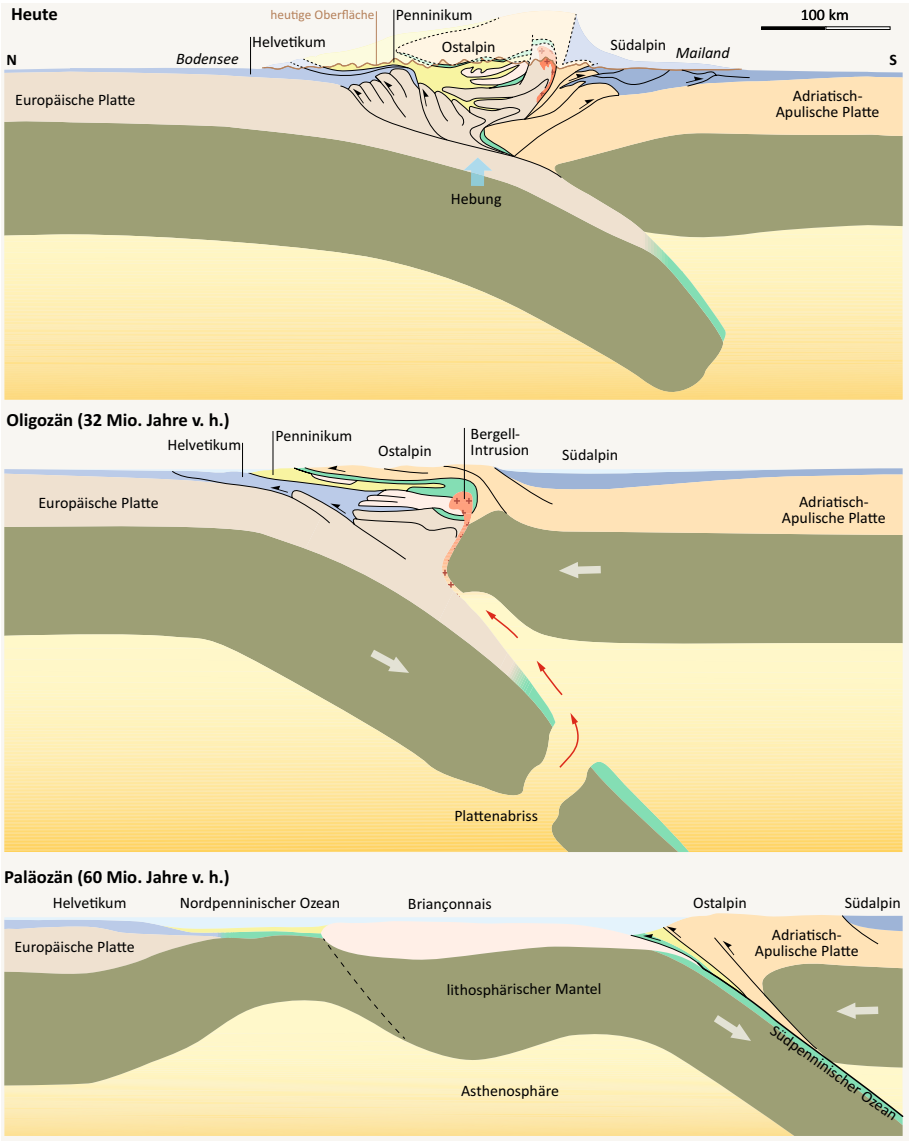


Abb. 12.11 Deckenbildung und Faltung in den Alpen als Folge der Kollision zwischen der Adriatisch-Apulischen Platte und der Europäischen Platte. Schematische Darstellung der alpinen Orogenese an einem Querprofil durch die östlichen Zentralalpen. (Verändert und ergänzt nach Schmid et al. 1996, 2004; Froitzheim et al. 2003)

(Abb. 12.11), der Adamello-, Biella- und Rieserferner-Pluton sowie einige kleinere Intrusivkörper, die alle etwa zur gleichen Zeit entlang des Lineaments aufstiegen. Durch den Plattenabriss wurde der stark verdickte Deckenstapel plötzlich seines nach unten ziehenden Gewichtes beraubt, sodass es aufgrund des nun entstandenen Ungleichgewichtes zum isostatischen Ausgleich kam (▶ Box 21: Isostatischer Ausgleich und Gebirgshebung). Dadurch begann ab dem Oligozän die Heraushebung der Alpen, die auch heute noch nicht vollständig abgeschlossen ist. Derzeit beträgt der maximale Hebungsbetrag in den zentralen Alpen noch über 1 mm/Jahr. Erst die Heraushebung durch den isostatischen Ausgleich hat die Alpen zu dem Hochgebirge gemacht, das wir heute kennen. Der mit 4810 m höchste Berg der Alpen, der Mont Blanc, ist demnach eine recht junge, im geologischen Sinne aber auch nicht besonders dauerhafte Bildung. Ihre heutige geomorphologische Prägung haben die Alpen vor allem durch die erosive Tätigkeit der Gletscher während der letzten Kälteperioden erhalten.

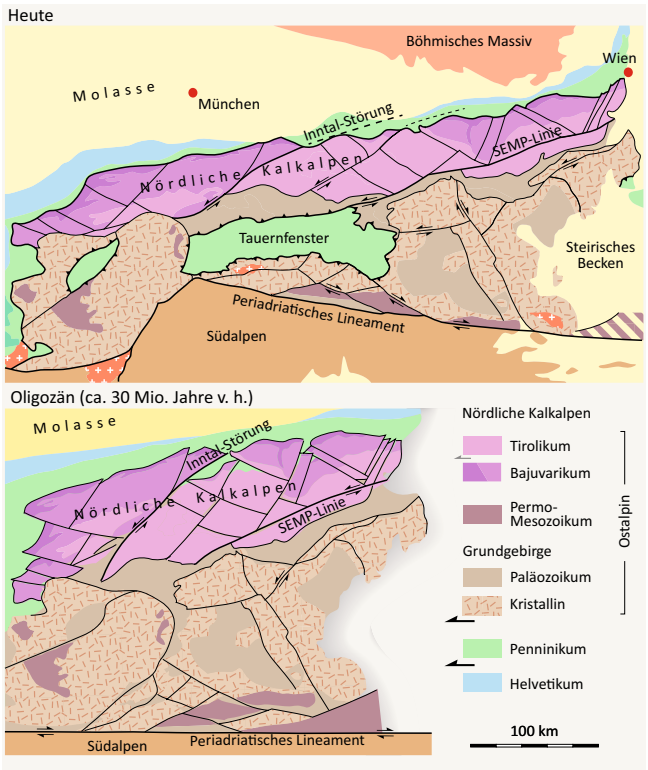


Abb. 12.12 Tektonische Übersichtskarte der Ostalpen und ihre Unterteilung in tektonische Blöcke. Die untere Karte zeigt die rekonstruierte Lage der Blöcke zueinander im Oligozän vor dem Beginn der Extrusion. SEMP-Linie = Salzachtal-Ennstal-Mariazell-Puchberg-Linie. (Vereinfacht und ergänzt nach Frisch et al. 1998)

12

Box 22: Plattenabriss

Bei der Schließung eines Ozeans an einem konvergenten Plattenrand mit einer Subduktionszone kommt es zur Kollision zweier kontinentaler Platten. Die Subduktion der unterfahrenden Platte geht unmittelbar nach der Kollision mit der kontinentalen Kruste noch eine Weile weiter, wobei der unterschobene Kontinentrand von der Subduktionszone nach unten gezogen wird. Dies bildet anfangs noch ein Gegengewicht gegen den Auftrieb, der durch die bei der Kollision verdickte, leichte kontinentale Kruste erzeugt wird. Die kollidierenden Kontinente verkeilen sich ineinander und es bilden sich immer neue tektonische Decken. Doch der spezifisch leichte, verdickte Krustenstapel gerät schnell in Tiefen, in denen die Plattenzugkräfte nicht mehr ausreichen, ihn weiter nach unten zu ziehen. Die Hebungskräfte des isostatischen Ausgleichs werden zu groß, sodass die Subduktion stoppt. Die ozeanische Lithosphäre des gerade zuvor geschlossenen Ozeans hingegen gerät in eine Zone, in der die basaltischen Gesteine in die spezifisch deutlich schwereren **Eklogite** umgewandelt werden und so die Abwärtsbewegung verstärken (Abb. 12.13). Die ozeanische Lithosphäre bewegt sich daher weiter nach unten. Nach einer Weile reißt sie von der kontinentalen Lithosphäre ab und sinkt in den Erdmantel. Dieser Vorgang wird als **Plattenabriss** (engl. *slab break-off*) bezeichnet. Durch den Abriss verliert die verdickte kontinentale Kruste ihr schweres Gegengewicht, sodass die isostatischen Hebungskräfte nun für den Aufstieg sorgen. Die verdickte kontinentale Kruste hebt sich, und an der Oberfläche entsteht in relativ kurzer Zeit ein Hochgebirge. Durch den Plattenabriss entstehen in der Lithosphäre Bruchzonen, an denen Magmen aus dem asthenosphärischen Mantel schnell aufsteigen können. Aus den aufsteigenden Magmen entstehen **Tonalite**, die eine granitähnliche Zusammensetzung haben. Ihnen fehlen jedoch die Alkalifeldspäte und sie enthalten als dunkle Bestandteile Amphibole (Hornblende), Glimmer (Biotit) und selten auch Pyroxene (Augit). Eine helle Varietät der Tonalite sind die **Trondhjemite**, die nur sehr wenige dunkle Bestandteile enthalten.

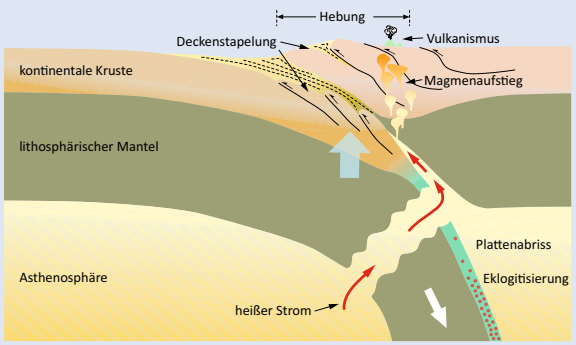


Abb. 12.13 Abriss der schweren subduzierten ozeanischen Lithosphäre nach der Kollision. Basaltische Bestandteile der ozeanischen Lithosphäre werden in Ekolgit umgewandelt und verstärken die Abwärtsbewegung. Der Plattenabriss befördert dadurch den Auftrieb der verdickten kontinentalen Lithosphäre und die Entstehung eines Gebirges an der Oberfläche. (Geringfügig verändert nach Frisch und Meschede 2013)

Tertiäre Senken

13.1 Braunkohleablagerungen des Tertiärs – 177

13.2 Der Oberrheingraben – 180

13.3 Das nordalpine Vorlandbecken – die Molasse – 186

M. Meschede, *Geologie Deutschlands,*
DOI 10.1007/978-3-662-45298-1_13, © Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2015

Um den Begriff Tertiär als Bezeichnung für den Zeitabschnitt zwischen Kreide und Quartär hat es in den letzten Jahren einige Verwirrung gegeben. Die Benennung der Periode stammt aus der Anfangszeit der geologischen Wissenschaft und wurde im 18. Jahrhundert zusammen mit Primär, Sekundär und Quartär von dem italienischen Geologen Giovanni Arduino (1714–1795) eingeführt, wobei die Begriffe Primär (Paläozoikum) und Sekundär (Mesozoikum) schon seit langer Zeit nicht mehr verwendet werden. Im internationalen Sprachgebrauch wird inzwischen vorwiegend in Paläogen und Neogen unterteilt, wobei das Quartär (im Englischen *Quaternary*) eine eigenständige Einheit bildet. Die internationale stratigraphische Kommission schlug vor, den Begriff Tertiär zu streichen und stattdessen die Unterteilung in Paläogen und Neogen (inkl. des Quartärs) vorzunehmen. Diese Neuordnung war sehr umstritten und ist mittlerweile wieder zurückgenommen worden. Die Begriffe **Tertiär** und **Quartär** werden nach den neuesten Beschlüssen der stratigraphischen Kommissionen weiterhin verwendet und sollen auch in Zukunft gelten. Auch die Abgrenzung des Quartärs gegen das Tertiär ist nicht einheitlich. International wurde die Grenze nach marinen Ablagerungen im Süden Italiens bei 1,8 Mio. Jahren v. h. gesetzt, während sie in Mitteleuropa traditionell bei 2,59 Mio. Jahren v. h. gesehen wird. Seit Neuestem wird sie von der Internationalen Kommission für Stratigraphie an die Grenze zwischen Piacenzium und Gelasium (2,59 Mio. Jahre v. h.) gelegt.

Ablagerungen aus dem Tertiär sind in Deutschland weit verbreitet, sie bedecken nahezu die Hälfte des gesamten Gebietes. Allerdings sind sie insbesondere im Norden in den meisten Fällen von mehrere hundert Meter mächtigen quartären Ablagerungen überdeckt und dadurch dem direkten Zugriff verborgen. Die Ablagerungen erfolgten im marinen und im festländischen Bereich, wobei tonig-sandige Sedimente überwiegen. Tertiäre Kalke sind eher selten zu finden. Typisch für die tertiäre Entwicklung sind Senkungsgebiete, die auf tektonische Dehnungsvorgänge zurückgehen. Das markanteste Beispiel dafür ist zweifellos der Oberrheingraben, dazu gehören aber auch die Hessische Senke, die Niederrheinische Bucht und das Egergrabengebiet. Vor den Alpen breitet sich im Tertiär das Molassebecken aus, während der Norden weitgehend von einem Epikontinentalmeer bedeckt ist.

Im nördlichen Mitteleuropa sind **Braunkohleflöze** verbreitet, die sich insbesondere in Buchten an den südlichen Küsten des tertiären Schelfmeeres bildeten. Ab dem Eozän kam es zur Entwicklung von dichten Sumpfwäldern und Mooren, die unter Sauerstoffabschluss gerieten und dadurch zu Braunkohle umgewandelt wurden. Im Tertiär kommt es darüber hinaus an mehreren Stellen zu vulkanischen Ereignissen von z. T. beträchtlichen Ausmaßen (▶ Kap. 14). Im Mittleren Miozän wurde das Gebiet der Schwäbisch-Fränkischen Alb von einem Asteroiden getroffen, der seine heute noch sichtbaren Spuren hinterließ (▶ Kap. 15).

Die globale plattentektonische Entwicklung ist im Tertiär durch den fortgesetzten Zerfall Pangäas gekennzeichnet, wobei jetzt auch der südliche Großkontinent Gondwana in vier große Platten zerlegt ist (◘ Abb. 7.1). Die Neotethys wird an ihrem nördlichen Rand subduziert, wodurch Afrika und Europa aufeinander zu wandern und die dazwischenliegenden kleineren Platten in die folgenden Gebirgsbildungsprozesse mit einbeziehen. Mitteleuropa ist im Tertiär ganz wesentlich von der Kollision der Adriatisch-Apulischen Platte mit der Europäischen Platte geprägt, was zur Deckenstapelung und Faltung und schließlich im späteren Tertiär zur Heraushebung der alpidischen Gebirgszüge im europäischen Raum (Alpen, Karpaten Apennin, Dinariden, Helleniden, Pyrenäen, Betische Kordillere) führte.

Im nördlichen Teil Mitteleuropas von Polen bis nach Südengland bildete sich ein flaches Randmeer, in dem es vorwiegend zur Ablagerung von sandigen und tonigen Sedimenten kam. Die größten Sedimentmächtigkeiten akkumulierten in der Nordsee, wo sich der Vikinggraben, der sich infolge der Atlantiköffnung bereits seit dem Jura einsenkte, ab dem Paläozän vermehrt mit Sedimenten anfüllte (◘ Abb. 13.1). Vor allem im Bereich des Vikinggrabens weisen die tertiären Abfolgen Mächtigkeiten von über 3000 m auf und haben als Erdölspeichergesteine eine hohe wirtschaftliche Bedeutung. Hier befinden sich heute die wichtigsten europäischen Erdölreserven.

Im Paläogen, dem untersten Abschnitt des Tertiärs, der früher als Alttertiär bezeichnet wurde, war es sehr viel wärmer als heute. Die höchsten Temperaturen herrschten zu Beginn des Eozäns mit Jahresmittelwerten um 30 °C. Man spricht hier vom **Paläozän/Eozän-Temperaturmaximum** (PETM), in dem es vor etwa 55 Mio. Jahren zu einem globalen Temperaturanstieg aufgrund eines stark erhöhten Eintrags von Treibhausgasen kam. Die Ursache für den Temperaturanstieg ist noch weitgehend unklar, wird aber mit einer starken Freisetzung von Methangas als Folge einer starken Vulkaneruption in Verbindung gebracht. Erst zum Ende des Tertiärs hin wurde es kälter, was schließlich im Quartär zu Vereisungsphasen während der Eiszeiten führte (▶ Kap. 16).

In Europa waren im Tertiär über mehrere Millionen Jahre hinweg bis nach Skandinavien hinauf subtropische Wälder verbreitet. Insbesondere im Oberen Eozän waren große Teile Skandinaviens und der heutigen Ostsee mit den sog. **Bernsteinwäldern** bedeckt. Hier produzierten heute ausgestorbene Bäume große Mengen an **Baumharz**, das als Bernstein im baltischen Raum weit verbreitet ist (◘ Abb. 13.2). Einer der häufigsten Bernsteine ist der Succinit, der von der „Bernsteinkiefer“ gebildet wurde (Langenhain 2003). Bernstein, der streng genommen kein Mineral oder Gestein, sondern eine feste, amorphe (nicht kristalline) Substanz aus Harz ist, zählt als Schmuckstein und wird heute fast ausschließlich in der Schmuckindustrie verwendet.

Die eozänen Bernsteinwälder erstreckten sich in einem breiten Gürtel von Skandinavien bis hin zum Ural und südlich des Norddeutschen Beckens (◘ Abb. 13.1). Die Hauptlagerstätten der baltischen Bernsteine sind am südöstlichen Rand der heutigen Ostsee von Litauen über das Samland (Gebiet um Kaliningrad/Russland) und Polen bis über Danzig hinaus zu finden. Dieser Abschnitt der Ostseeküste wird auch als **Bernsteinküste** bezeichnet. Zur Zeit der Bernsteinumlagerung befand sich dieser Küstenabschnitt am Nordrand des eozänen Meeres, das sich über weite Teile des heutigen mitteleuropäischen Tieflandes erstreckte. In das eozäne Meer hinein entwässerte ein weitläufiges Flusssystem (Eridanos; benannt nach einem großen Fluss am Ende der Welt in der griechischen Mythologie; ◘ Abb. 13.1) aus dem Norden, mit dem die Bernsteine schon kurz nach ihrer Bildung verfrachtet wurden. Aus tonigen, glimmerreichen Feinsanden entstand im Oberen Eozän vor ca. 35 Mio. Jahren die sog. Blaue Erde (◘ Abb. 13.1), in denen sich die Bernsteine anreicherten

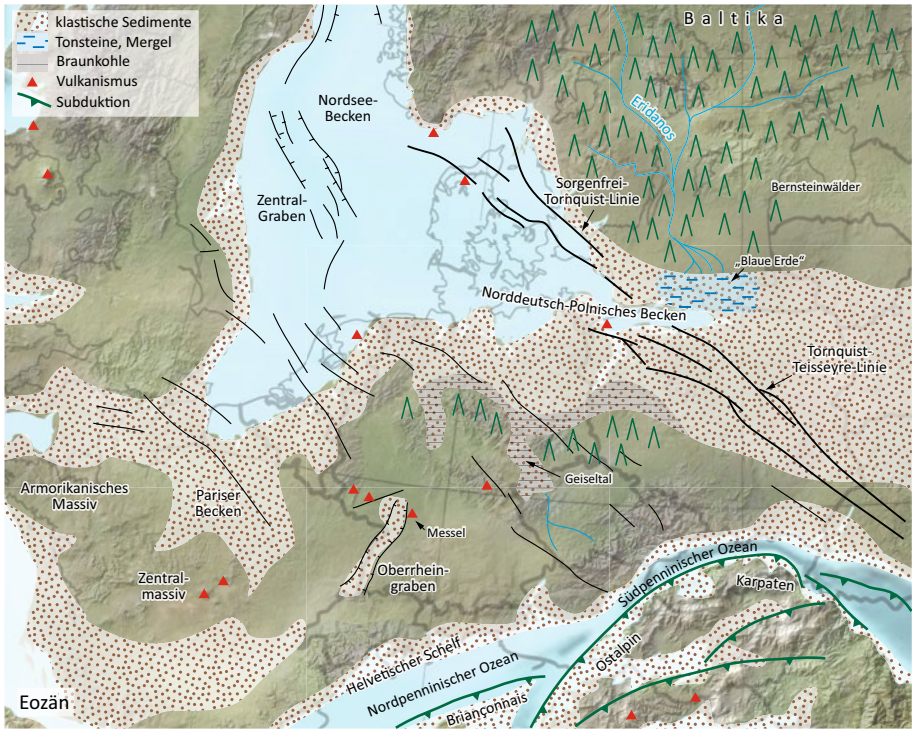


Abb. 13.1 Paläogeographische Rekonstruktion Mitteleuropas zur Zeit des Eozäns. (Topographische Grundlage aus Blakey 2011; verändert und ergänzt nach Ziegler 1990)

und dadurch äußerst reichhaltige Lagerstätten bildeten (Schlüter 1990). Einige Autoren sind der Ansicht, dass sämtliche im baltischen Raum gefundenen Bernsteine ihren Ursprung in den eozänen Bernsteinwäldern im Norden dieses Ablagerungsgebietes haben. Die Bernsteine sind aber zu späteren Zeiten vielfach umgelagert und resedimentiert worden und sind daher heute an vielen Stellen im baltischen Raum zu finden. Und in der Gegend von Bitterfeld und im nördlichen Sachsen wird ein eigenes Bernsteinvorkommen vermutet, da sich hier im Oberen Eozän und Unteren Miozän ebenfalls Bernsteinwälder ausbreiteten (Fuhrmann 2005). Während der Vereisungen im Quartär kam es zu umfangreichen Umlagerungen bernsteinhaltiger Sedimente durch Schmelzwasserflüsse, sodass Bernsteine heute auch in der südlichen Ostsee bis hinein in die Nordsee vorkommen. Besonders bei Stürmen werden sie durch starke Wasserbewegungen dem Meeresboden entrissen, wodurch sie, da sie leichter sind als Wasser, aufschwimmen und an die Küsten gespült werden.



Abb. 13.2 Bernstein aus quartärzeitlichen Sedimenten in Greifswald. (Mit freundlicher Genehmigung der Staatlichen Landessammlung Mecklenburg-Vorpommern, Greifswald)

13.1 Braunkohleablagerungen des Tertiärs

Weit verbreitet sind in Deutschland Braunkohleflöze aus dem Tertiär. Sie bildeten sich zu unterschiedlichen Zeiten in Buchten am Rande des tertiären Meeres, das weite Teile Norddeutschlands und Polens überflutete (Abb. 13.1 und 13.3). Darüber hinaus entstanden in flachen Seen und Lagunen Sumpfwälder und Moore, in denen sich mächtige Ablagerungen von Torfen ansammeln konnten. Die Torfablagerungen wurden von klastischen Sedimenten überdeckt und gerieten unter Sauerstoffabschluss, sodass der Inkohlungsprozess beginnen konnte (▶ Box 14: Kohle, Erdöl, Erdgas). Schließlich entstand aus diesen Ablagerungen eine der größten zusammenhängenden Braunkohlelagerstätten der Erde. Stellenweise erreichen die Flöze Mächtigkeiten von über hundert Meter, wobei Senkungserscheinungen im Umfeld von Salzstöcken oft eine Rolle bei der Flözdicke spielen. Im Wesentlichen werden in Deutschland in drei Revieren Braunkohlen abgebaut: (1) im **Lausitzer Revier** südlich von Cottbus, das sich nach Osten hin bis in die Gegend von Łódź in Polen fortsetzt, (2) im **Mitteldeutschen Revier** bei Halle und Leipzig zu dem auch das Helmstedter Revier gehört und (3) im **Rheinischen Revier** in der Kölner Bucht. Weitere kleinere Vorkommen, die inzwischen nicht mehr abgebaut werden, gibt es in der Hessischen Senke südlich von Kassel, im Egergraben und in der Nähe von Schwandorf in Ostbayern. Mit noch etwa 40 Mrd. Tonnen abbaubarer Braunkohlevorkommen verfügt Deutschland immerhin über mehr als 10 % der weltweiten Braunkohlereserven, was einem Energiegehalt aller bekannten Erdölvorkommen in der

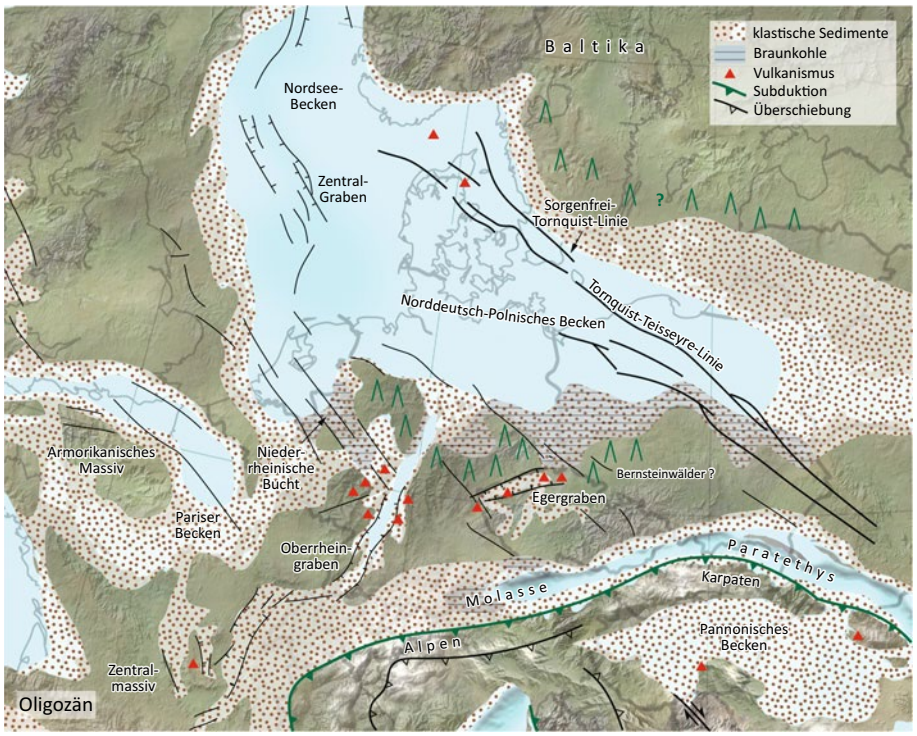


Abb. 13.3 Paläogeographische Rekonstruktion Mitteleuropas zur Zeit des Oligozäns. (Topographische Grundlage aus Blakey 2011; verändert und ergänzt nach Ziegler 1990)

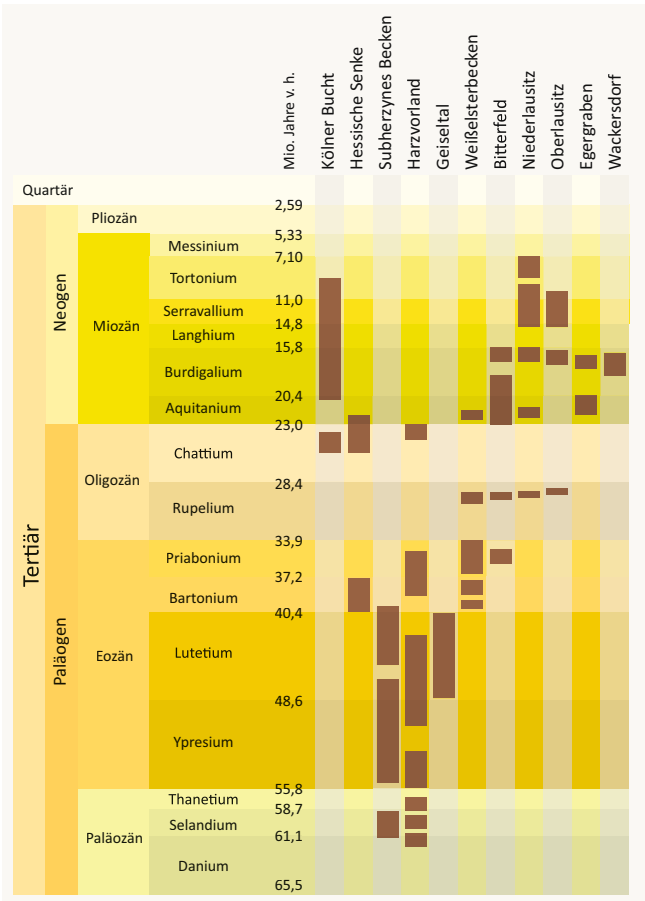


Abb. 13.4 Altersverteilung der Braunkohlen in Deutschland. (Verändert und ergänzt nach Henningsen und Katzung 2006)

Nordsee entspricht. Allerdings verursacht die Gewinnung von Braunkohle in erheblichem Maße Eingriffe in die Umwelt der Bergbaureviere. Durch den Abbau im Tagebauverfahren werden riesige Flächen verbraucht, was wiederholt zur Umsiedlung ganzer Ortschaften und damit einhergehend zu Konflikten mit der Bevölkerung geführt hat. Das Dorf Garzweiler, nach dem einer der größten Tagebaue im Rheinischen Revier benannt ist, wurde bereits in den 1980er-Jahren umgesiedelt und gilt heute bei Tagebaugegnern als ein Synonym für die umstrittenen Tagebauerweiterungen.

Die Braunkohlen des Rheinischen Reviers entstanden im Miozän im Einzugsgebiet der **Niederrheinischen Bucht**, die sich seit dem Oligozän als Grabenstruktur bemerkbar machte und seitdem stetig bis zu einem Kilometer tief einsank. Im Pliozän kam es nicht mehr zur Braunkohlebildung, dafür verstärkten sich aber die tektonischen Bewegungen, wobei das tertiäre Sedimentbecken in mehrere Schollen zerbrach und unterschiedlich abgesenkt wurde: Rurscholle, Erftscholle, Kölner Scholle, Venloer Scholle und Krefelder Scholle (Abb. 8.4). Am stärksten senkte sich dabei die Erftscholle ab, an deren Nordostflanke die Braunkohleflöze heute von bis zu 600 m mächtigen jüngeren Sedimenten überdeckt werden. Die Braunkohle führenden Schichten in der Niederrheinischen Bucht werden in drei Abschnitte untergliedert: Die Unterflözgruppe repräsentiert das Obere Oligozän und reicht bis ins Miozän. Zu diesem Abschnitt gehören auch die Blätterkohlen von Rott bei Hennef, in denen sich einzigartige fossile Pflanzen und Tiere aus dem Oberoligozän erhalten haben. Die Hauptflözgruppe, die auch als Ville-Schichten bezeichnet werden, entstand im Unteren Miozän. Sie erreicht im zentralen Teil der Niederrheinischen Bucht die höchsten Mächtigkeiten bis 70 m. Die jüngsten Braunkohleablagerungen entstanden im Oberen Miozän mit den Indener Schichten der Oberflözgruppe, die vor allem auf der Rurscholle im Westrevier zu finden sind.

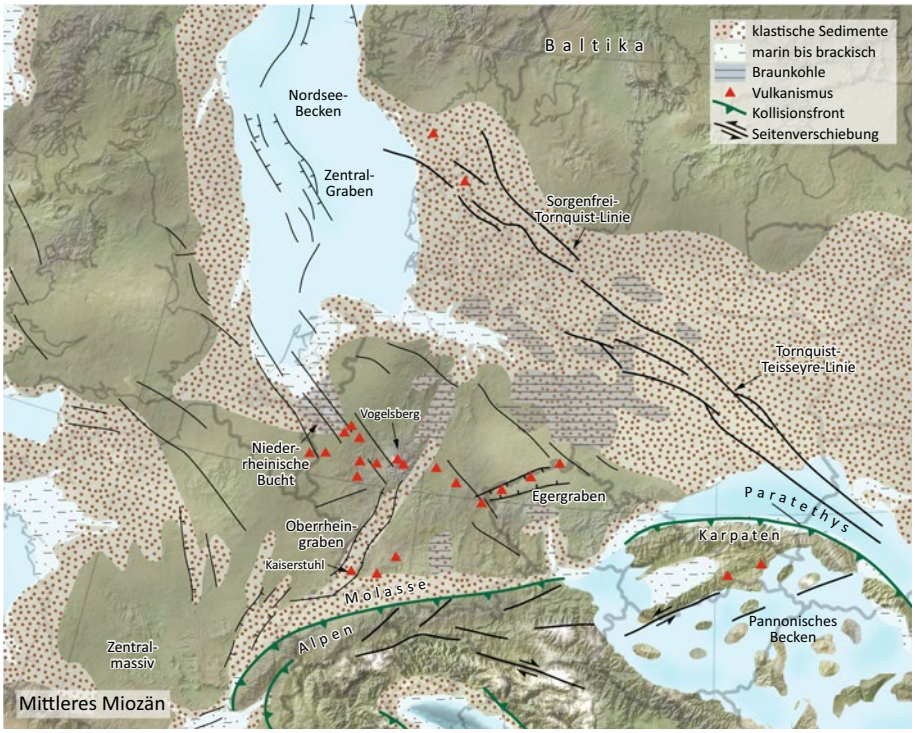


Abb. 13.5 Paläogeographische Rekonstruktion Mitteleuropas zur Zeit des Miozäns. (Topographische Grundlage aus Blakey 2011; verändert und ergänzt nach Vinken et al. 1988; Ziegler 1990)

Im Mitteldeutschen Revier begann die Braunkohlebildung schon im Eozän, vereinzelt in nicht abbauwürdigen Lagen auch schon im Paläozän (Abb. 13.4). Das tertiäre Schelfmeer im nordeuropäischen Raum drang wiederholt in Buchten bis in den Raum südlich von Leipzig vor (Abb. 13.1, 13.3 und 13.5). In einer dieser Buchten, die sich von Helmstedt über Magdeburg bis südlich von Leipzig erstreckte und auch als das **Weißelsterbecken** bezeichnet wird, bildete sich im Eozän zunächst ein Delta oder Ästuar mit limnisch-fluviatilen Sedimenten aus. Im Mittleren Eozän begann die Bildung von Braunkohlen in sumpfigen Gebieten. Unter anderem entstand ein küstennahes Moor mit der weltberühmten Fossillagerstätte im **Geiseltal** südwestlich von Halle (Saale). Die Braunkohleflöze sind hier insgesamt bis zu 120 m mächtig. Unter den Fossilien, die häufig in den Zwischenschichten der Braunkohlen vorkommen, finden sich vollständig erhaltene Urpferde, Schildkröten, Amphibien und viele andere Wirbeltiere sowie diverse Insekten und Pflanzen. Teilweise sind selbst die Weichteile wie Haare oder Federn und bei Pflanzen sogar das Chlorophyll erhalten. Insgesamt umfasst die Geiseltal-Abfolge einen Zeitraum von etwa 6 Mio. Jahren (50–44 Mio. Jahre v. h.). Nur der unterste Abschnitt, die sogenannte Unterkohle des Geiseltalflözes, entspricht der Messel-Formation (▶ Abschn. 14.3), die einen wesentlich kürzeren Zeitraum umfasst.

Am Ende des Eozäns kam es zu einer Regression, die vielerorts eine Schichtlücke bewirkte. Die folgenden oligozänen Sande und Schluffe, die allmählich in die über 100 m mächtigen Rupeltone übergehen, enthalten Fossilien wie z. B. Haifischzähne, Foraminiferen und Spurenfossilien, die den marinen Charakter der Sedimente belegen. Während des Oligozäns entstanden Braunkohlen vorwiegend in marinen Randgebieten als paralische Kohlen, und die Sumpfgebiete verlagerten sich etwas nach Norden in den Raum Bitterfeld. Diese als Oberflözkomplex zusammengefassten Braunkohlelagen werden meistens von marinen Sanden überlagert. Kleinere Lagerstätten von oligozänen Braunkohlen bildeten sich südlich und östlich des Kyffhäusers.

Die tertiäre Sedimentation endet im Mitteldeutschen Revier im Unteren Miozän, während sie im östlich anschließenden Lausitzer Revier erst im Oberen Oligozän beginnt. Die Lausitzer Braunkohlen wurden dementsprechend im Miozän gebildet (Abb. 13.4 und 13.5). Sowohl im Mitteldeutschen als auch im Lausitzer Revier sind noch große Tagebaue aktiv. Im Raum Halle – Bitterfeld – Leipzig entsteht aus vielen inzwischen aufgelassenen Tagebauen, die sich nach und nach mit Wasser füllen, eine neue „Seenplatte". Was nach einer einfachen und umweltfreundlichen Nutzung der wassergefüllten Tagebaue aussieht, kann jedoch schnell zu einer großen Gefahr werden. Die oft sehr tiefen Abbaulöcher haben durchweg steile Hänge, und wenn das Grundwasser ansteigt, saugt sich der Boden allmählich mit Wasser voll. Dadurch verlieren die lockeren Sedimente ihre innere Festigkeit, und die Hänge kommen ins Rutschen. Im Jahr 2009 wurde uns das deutlich vor Augen geführt, als ein 350 m breiter Streifen mit einer Straße und anderthalb Häusern der Ortschaft Nachterstedt abrutschte.

Eine Besonderheit von tertiären Kohlen kommt im Gebiet des **Hohen Meißner** in der Nähe von Kassel vor. Hier überdeckte vor 11,5 Mio. Jahren eine Lavadecke aus Basalt die zuvor in einer Senke gebildeten Braunkohlen und erhitzte sie stark (Abb. 13.6). Durch diese Erhitzung wurde der Inkohlungsprozess stark beschleunigt, sodass aus der Braunkohle stellenweise anthrazitische Steinkohle wurde. Steinkohle ist energetisch viel höherwertiger als die Braunkohle, sodass es hier sogar lohnte, sie im Untertagebau zu fördern. Schon vor über 400 Jahren begann der Bergbau am Hohen Meißner und dauerte bis 1929 unter Tage und bis 1970 im Tagebauverfahren an.

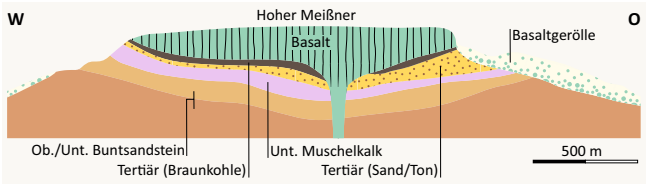


Abb. 13.6 Profilschnitt durch den nördlichen Abschnitt der Basaltdecke am Hohen Meißner. (Verändert und ergänzt nach Finkenwirth 1978)

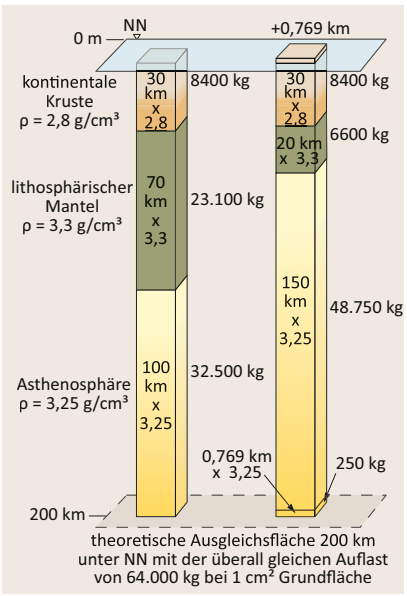


Abb. 13.7 Auswirkungen eines aufsteigenden Manteldiapirs mit heißem Asthenosphärenmaterial auf das isostatische Gleichgewicht (Schwimmgleichgewicht). Es wird eine theoretische Ausgleichsfläche in der Asthenosphäre angenommen (hier in 200 km Tiefe), an der der Druck pro Flächeneinheit (hier in kg/cm²) überall gleich ist. Die Ausdünnung des lithosphärischen Mantels (hier von 70 auf 20 km) führt zur Hebung, da die Asthenosphäre mit $\rho = 3{,}25$ g/cm³ geringfügig leichter ist als der lithospärische Mantel mit $\rho = 3{,}3$ g/cm³. Das entstehende Massendefizit wird von unten her durch die fließfähige Asthenosphäre ausgeglichen.

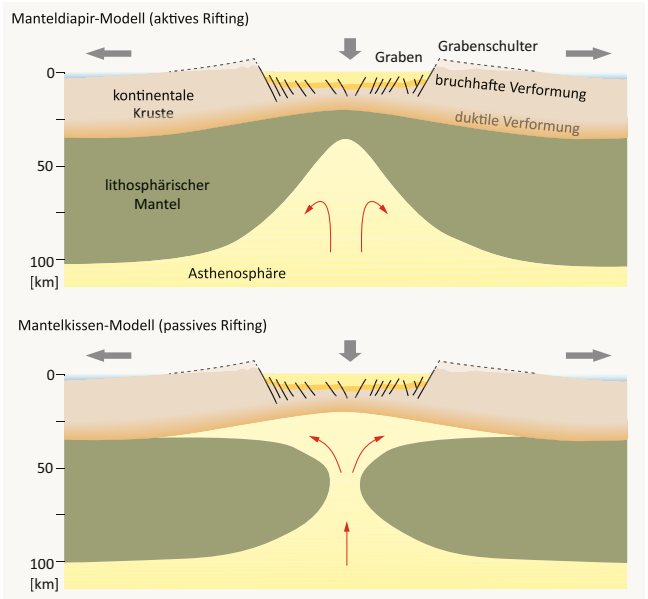


Abb. 13.8 Ein aufsteigender Manteldiapir führt bei aktivem Rifting (Dehnung wird durch den Aufstieg des Manteldiapirs in Gang gesetzt) oder passivem Rifting (Dehnung wird durch das Auseinanderdriften der kontinentalen Platte an einer Bruchzone hervorgerufen) zur Grabenbildung. Durch den isostatischen Ausgleich (Abb. 13.7) kommt es zu einer Aufwölbung, bei der sich im Scheitelbereich eine Grabenstruktur bildet.

Im Süden breitete sich im Tertiär das Molassemeer aus. In einer Bucht am Nordrand dieses Meeres, in der **Bodenwöhrer Bucht**, bildeten sich im Miozän ebenfalls Braunkohlelagerstätten aus, die über einen Zeitraum von fast 100 Jahren hinweg bis 1982 im Tagebau des Wackersdorfer Reviers abgebaut wurden.

13.2 Der Oberrheingraben

Der Oberrheingraben im Südwesten Deutschlands ist eines der weltweit markantesten Grabensysteme. Er ist schon seit langer Zeit ein viel besuchtes Untersuchungsobjekt für die Geowissenschaften und ist zusammen mit dem sehr viel größeren Ostafrikanischen Grabensystem quasi eine **Typlokalität** für den geologischen Begriff des **Grabens**. Schon Eduard Suess (1831–1914) brachte ihn mit seinem Standardwerk *Das Antlitz der Erde* (1883) als international gebräuchlichen Fachbegriff in die geologische Wissenschaft ein. Heute versteht man darunter eine lang gestreckte Dehnungszone, die von gegeneinander einfallenden Störungen oder Störungszonen begrenzt ist. Im plattentektonischen Rahmen steht die Grabenbildung am Anfang eines Wilson-Zyklus (▶ Kap. 5). Wird die Lithosphäre durch Zugspannungen gedehnt oder dringt über einem aufsteigenden Manteldiapir nach oben, kann heißes und fließfähiges Asthenosphärenmaterial höher aufsteigen, als dies normalerweise unter kontinentaler Kruste möglich ist (▶ Box 21: Isostatischer Ausgleich und Gebirgshebung; Abb. 13.7). Über der ausgedünnten Zone des lithosphärischen Mantels kommt es dadurch zu einer Aufwölbung. Da die oberen Bereiche der kontinentalen Kruste auf die Verbiegung, die mit einer Dehnung einhergeht, jedoch bruchhaft reagieren, sinkt im Scheitelbereich der Aufwölbung eine Grabenstruktur ein (Abb. 13.8).

Der Oberrheingraben ist in seiner NNO-SSW-Erstreckung ungefähr 300 km lang und durchschnittlich 40 km breit (Abb. 13.9). Im Süden wird er durch das Jura-Faltengebirge begrenzt, das als eine spätalpidische Bildung den Südrand des Grabens überprägt und teilweise in die Faltenstrukturen mit einbezieht. Das Grabenbruchsystem geht hier nach Westen hin in ein diffuses Seitenverschiebungssystem über (Rhein-Bresse-Transformzone; Laubscher 1970), das den Oberrheingraben mit seiner südlichen tektonischen Fortsetzung im ECRI-System (*European Cenozoic Rift System*; ▶ Kap. 8), dem Bressegraben, verbindet. Dieses diffuse Störungssystem wird als ein heute inaktives Transformstörungssystem angesehen (Frisch und Meschede 2013). Im Norden grenzt der Oberrheingraben an die WSW-ONO verlaufende südliche Randstörung des Rheinischen Schiefergebirges. In seiner Fortsetzung nach Norden folgt nach einigen kleineren Senken (Wetterau-Senke, Horloff-Graben) das im Miozän aktive Vulkangebiet des Vogelsberges (▶ Abschn. 14.2).

Das Prä-Riftstadium des Oberrheingrabens geht einher mit dem Ende der Subduktion des Penninischen Ozeans und der

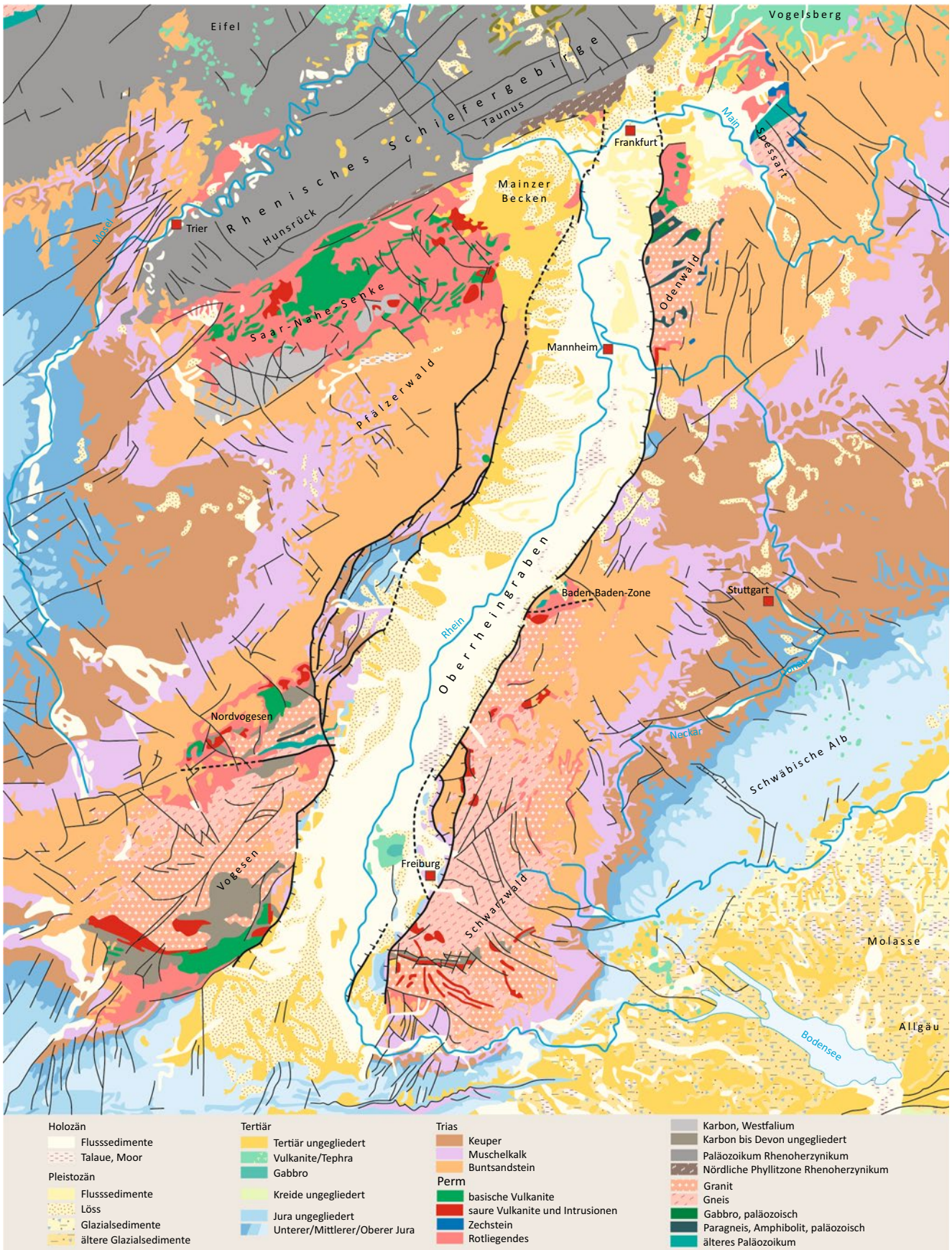


Abb. 13.9 Geologische Übersichtskarte des Oberrheingrabens in Südwestdeutschland. (Vereinfacht nach der Geologischen Karte der Bundesrepublik Deutschland 1:1.000.000, BGR 1993)

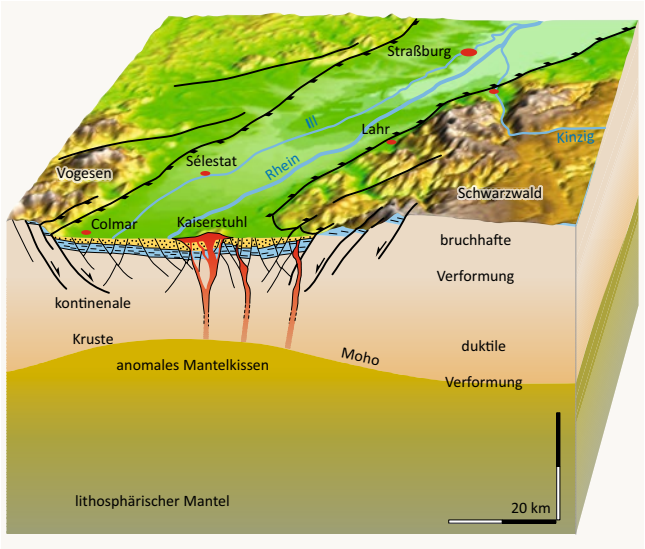


Abb. 13.10 Blockbild des Oberrheingrabens im Umfeld des Kaiserstuhls. Der obere Teil der kontinentalen Kruste ist durch abschiebende Brüche gekennzeichnet, während in der tieferen Kruste duktile (plastische) Verformung vorherrscht. (Nach Frisch und Meschede 2013)

Kollision der Adriatisch-Apulischen Platte mit Eurasien, was schließlich zur Bildung der Alpen führte (▶ Abschn. 12.6). Die auf das europäische Festland einwirkenden Kräfte führten zur Reaktivierung alter Störungssysteme, zu denen auch das unterkarbonisch angelegte Oberrhein-Scherzonensystem gehört (Illies 1965; Edel et al. 2007). Etwa an der Wende Paläozän/Eozän begann sich entlang dieser Naht, die den Verlauf des späteren Grabensystems vorgab, eine domartige Struktur aufzuwölben, die im Süden etwas stärker ausgeprägt war als im Norden. Seismische und Schweredaten im Gebiet des Oberrheingrabens zeigen, dass unter dem Grabensystem eine Anomalie besteht. Sie weist auf Gesteine mit relativ geringer Dichte hin, wobei es sich vermutlich um teilweise geschmolzenes Mantelmaterial der Asthenosphäre handelt (Abb. 13.7). Unter dem Graben wird durch den Aufstieg dieses geringfügig leichteren Mantelmaterials ein **Mantelkissen** erzeugt, das die Aufwölbung bewirkt (Abb. 13.10). Die Aufwölbung macht sich über 100 km zu beiden Seiten des Oberrheingrabens bemerkbar. So liegen die bis zu ca. 4° geneigten oberjurassischen Kalke der Schwäbischen Alb heute in den westlichen Bereichen, die an den Schwarzwald grenzen, auf Höhen bis knapp über 1000 m (z. B. der Plettenberg, 1002 m, in der Nähe von Balingen). Im Schwarzwald und auf der Gegenseite in den Vogesen ist das mesozoische Deckgebirge großflächig bis auf den paläozoischen Untergrund mit metamorphen Gesteinen und Magmatiten abgetragen worden. Hier werden Hebungsbeträge von über 2500 m angenommen (Abb. 13.13). Die Heraushebung der mesozoischen Schichten und ihre nachfolgende Abtragung führten seit dem Oligozän zur Formung der Schichtstufenlandschaft, die den gesamten mesozoisch geprägten Süden Deutschlands charakterisiert (▶ Box 7: Schichtstufenlandschaft) und zu einer weiteren starken Verkarstung der kalkigen Ablagerungen führte (▶ Box 23: Verkarstung).

Die Tatsache, dass der Oberrheingraben im Süden und Norden klar begrenzt ist, hat ihre Ursache in den rheologischen Eigenschaften des Untergrundes (griech. *rhei*: fließen; die Rheologie beschäftigt sich mit dem Verformungs- und Fließverhalten von Materie) und der tektonischen Position. Im Süden wird der Graben durch den Nordrand der Alpen begrenzt, wobei der durch die Kollision zwischen Eurasischer und Adriatisch-Apulischer Platte aufgebaute Druck auf das europäische Vorland der Grund für die Grabeneintiefung ist. Während unter dem Oberrheingraben kristalline Gesteine wie Metamorphite und vorwiegend saure Magmatite überwiegen, sind im nördlich anschließenden Rheinischen Schiefergebirge vorwiegend weichere Schiefer und Grauwacken zu finden. Magmatite und Metamorphite finden sich erst in großen Tiefen. Das führt dazu, dass die alten ererbten Strukturen im Gebiet des Oberrheingrabens reaktiviert wurden und bruchhaft mit seitlichem Ausweichen auf die Einengung durch die Alpenorogenese reagierten, während im Norden das Rheinische Schiefergebirge als Block herausgehoben und die Deformationsenergie in tieferen Bereichen mit plastischen Verformungen abgebaut wurde.

Insgesamt beträgt der Störungsversatz an den Grabenrändern im Süden des Grabens ungefähr 5000 m, übersteigt aber auch im Nordteil noch 4000 m. Der Versatz ist an der östlichen Grabenseite bis zu 1000 m höher als auf der westlichen Grabenseite, wo sich der Graben etwas weniger einsenkte. Die Aufwölbung ist mit einem Hebungsbetrag über 2500 m im Süden im Schwarzwald und in den Vogesen am höchsten. Im Nordteil erreicht sie dagegen nicht mehr als 1000 m. Allerdings ist hier die Einsenkung mit über 3000 m deutlich höher als im Süden, sodass der Störungsversatz am Grabenrand über die ganze Länge des Grabens hinweg über 4 km bis maximal knapp über 5 km beträgt. Die vor dem Beginn der Grabeneinsenkung vorhandene, inzwischen jedoch längst erodierte Einebnungsfläche würde heute in den Vogesen und im Schwarzwald auf über 2500 m über dem Meer liegen (Abb. 13.13). Die höchsten Gipfel im Schwarzwald liegen heute bei 1493 m (Feldberg) und in den Vogesen bei 1424 m (Grand Ballon). Dementsprechend hat die Erosion dort schon mindestens 1000 m, stellenweise auch bis mehr als 2000 m der oberen Deckschichten seit dem Beginn der Grabeneinsenkung abgetragen, ein Prozess, der als **Denudation** bezeichnet wird. Die Aufwölbung um mehrere Kilometer ging einher mit einer Dehnung des Grabens in horizontaler Richtung, bei dem die Grabenflanken um etwa 4 bis 7 km auseinandergedriftet sind. Diese Dehnungsbewegung ist heute stark reduziert, denn sie ist einer dehnenden Seitenverschiebungsbewegung gewichen, da sich das mitteleuropäische Spannungsfeld seit dem jüngeren Tertiär (vor etwa 6–7 Mio. Jahren) im Gegenuhrzeigersinn gedreht hat. Heute ist die Hauptdruckspannungsrichtung NW-SO ausgerichtet, was in einer Dehnung in NO-SW-Richtung resultiert. Zur Zeit der Entstehung des Oberrheingrabens im Eozän war die Hauptdruckspannungsrichtung jedoch in NNO-SSW-Richtung und damit in etwa parallel zur Grabenachse ausgerichtet, sodass sich der Graben in WNW-OSO-Richtung öffnen konnte. Heute sind tektonische Bewegungen im Oberrheingraben, die durchaus gelegentlich vorkommen und auch Erdbeben verursachen können (Abb. 8.1), überwiegend auf dehnende Seitenverschiebungsbewegungen zurückzuführen.

Zu Beginn des Känozoikums bedeckten Sedimentablagerungen des Mesozoikums vermutlich noch das gesamte Gebiet des Oberrheingrabens und seiner Grabenschultern. Das Alter der

Box 23: Verkarstung

Grundsätzlich kommen alle Gebiete, in denen für die Lösungsverwitterung anfällige Gesteine auftreten, für die Verkarstung in Frage, allerdings spielt die Menge des Niederschlags eine große Rolle. Mit dem Begriff **Verkarstung** werden die Folgen der **Lösungsverwitterung** zusammengefasst, die vorwiegend in Kalken und Anhydriten bzw. Gipsen vorkommt, die aber unter bestimmten klimatischen Bedingungen durchaus auch silikatische Gesteine betreffen kann (► Box 10: Silikatverwitterung). Karst (benannt nach der dinarischen Landschaft *Kras* in Norditalien und Slowenien) kann sich von der Küste bis hinauf in Hochgebirgsregionen bilden, wobei Wasser in flüssiger Form eine zwingende Voraussetzung ist. Am häufigsten sind Karsterscheinungen in massigen Kalksteinen.

Die Löslichkeit von Kalk (bzw. Calcit) in reinem Wasser ist nicht besonders hoch: In einem Liter Wasser lösen sich gerade einmal 14 mg Kalk. Dieser Wert erhöht sich aber um ein Vielfaches, wenn z. B. im Regenwasser CO_2 gelöst ist: Bei Vorhandensein von gelöstem CO_2 können sich bis zu 500 mg Kalk lösen. Das liegt daran, dass CO_2 in Verbindung mit Wasser **Kohlensäure** bildet, die mit Kalk ($CaCO_3$) zu Calciumhydrogenkarbonat reagiert:

$$CaCO_3 + H_2O + CO_2 \rightleftarrows Ca(HCO_3)_2$$

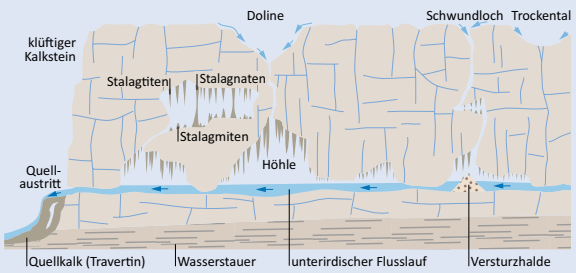
Die Menge gelösten Kalkes hängt dabei unmittelbar von der Menge des gelösten CO_2 ab. Wenn Wasser erwärmt wird, verliert es das gelöste CO_2 sehr schnell wieder, sodass der gegenteilige Effekt eintritt und Kalk ausgefällt wird. Die Reaktion – Lösung bzw. Ausfällung – ist jederzeit umkehrbar, was dazu führt, dass wir in Karstgebieten ein Nebeneinander von Lösung mit der Bildung von oft riesigen Hohlräumen und Ausfällung mit dem Aufbau mächtiger **Sinterkalke** oder **Travertine** beobachten können. Die Lösung bzw. Ausfällung von Kalk hängt von drei nebeneinander wirksamen Faktoren ab: **Temperatur**, **Druck** und **Gehalt an gelöstem CO_2**. Bei zunehmender Temperatur sinkt die Löslichkeit von Kalk, da wärmeres Wasser weniger CO_2 aufnehmen kann. Andererseits steigt die Löslichkeit von Kalk mit zunehmendem Druck. Das bedeutet, dass in Klüften eindringendes Wasser auf seinem Weg nach unten immer größerem Druck ausgesetzt wird (entsprechend der Höhe der Wassersäule darüber) und dabei immer mehr Kalk lösen kann. Gelangt es aber in einen unterirdischen Hohlraum, sinkt der Druck ganz plötzlich und es kommt beim Eintritt in den Hohlraum zur Ausfällung von Kalk, der sich in **Tropfsteinen**, die von der Höhlendecke herabhängen (**Stalagtiten**), absetzt (◘ Abb. 13.11 und 13.12). Der herunterfallende Tropfen enthält jedoch auch noch gelösten Kalk und gelöstes CO_2, das beim Auftreffen auf dem Boden durch die mechanische Wirkung des Aufpralls entweicht. So kommt es auch am Höhlenboden zur Ausfällung von Kalk und zur Bildung von Tropfsteinen (**Stalagmiten**). Wachsen ein Stalagtit und ein Stalagmit zusammen, spricht man von einem **Stalagnaten** (◘ Abb. 13.12).

Das aus einem Karstwassersystem herausfließende Wasser enthält in der Regel sehr viel gelösten Kalk, der sich an der Karstquelle oft in **Sinterterrassen** niederschlägt. Insbesondere im Sommer erwärmt sich das Wasser beim Austritt aus der Höhle, sodass sich die Lösungsbedingungen ändern und Kalk ausfallen kann. Es kann auch dazu kommen, dass das Wasser einen Wasserfall hinunterstürzt, was einen Verlust an gelöstem CO_2 zur Folge hat und ebenfalls zur Ausfällung von Kalk führt. Beeindruckende Beispiele für die Ausfällung von Travertinkalken an Wasserfällen finden sich auf der Schwäbischen Alb z. B. am Uracher Wasserfall bei Bad Urach, wo ein Bach fast 40 m in die Tiefe stürzt, oder im Echaztal bei Reutlingen direkt unterhalb der Honauer Steige, wo sich an einer Steilstufe eine Höhle (Olgahöhle, N 48°24'49" / O 9°15'39") in den Travertinkalken gebildet hat. Bei der Olgahöhle handelt es sich um den seltenen Fall einer **Primärhöhle**. So bezeichnet man eine Höhle, die gleichzeitig mit dem umgebenden Gestein entstand. Der Hohlraum wurde nicht, wie in den Karsthöhlen, durch Lösung des Gesteins geschaffen, sondern entstand durch Überwachsen mit einer **Travertinschürze**.

Sekundäre Karsthöhlen sind das Ergebnis einer kontinuierlichen Lösung von Kalken in unterirdischen Karstwassersystemen. Regenwasser mit gelöstem CO_2 wandert auf Klüften und Schichtfugen durch das Gestein und führt in massiven Kalksteinen zu weit verzweigten Höhlensystemen mit teilweise riesigen Hohlräumen, die mehrere Zehnermeter Deckenhöhe erreichen können (z. B. der 30 m hohe Mörikedom im Höhlensystem des Blautopfs bei Blaubeuren). Allein auf der Schwäbischen Alb sind rund 2500 Höhlen bekannt, von denen eine ganze Anzahl als Schauhöhlen ausgebaut sind und besichtigt werden können. Bricht das Dach einer instabil gewordenen Höhle ein, kommt es zur Bildung von Einsturztrichtern, sogenannten **Dolinen**, an der Erdoberfläche (◘ Abb. 13.12). Solche Dolinen entstehen oft ohne Vorwarnung und können auch heute in den Karstgebieten große Schäden verursachen.



◘ **Abb. 13.11** Höhlendecke mit Stalagtiten in der Bärenhöhle bei Erpfingen auf der Schwäbischen Alb. [N 48°22'14" / O 9°12'54"]



◘ **Abb. 13.12** Schematische Darstellung möglicher Verkarstungserscheinungen in einem klüftigen Kalkstein

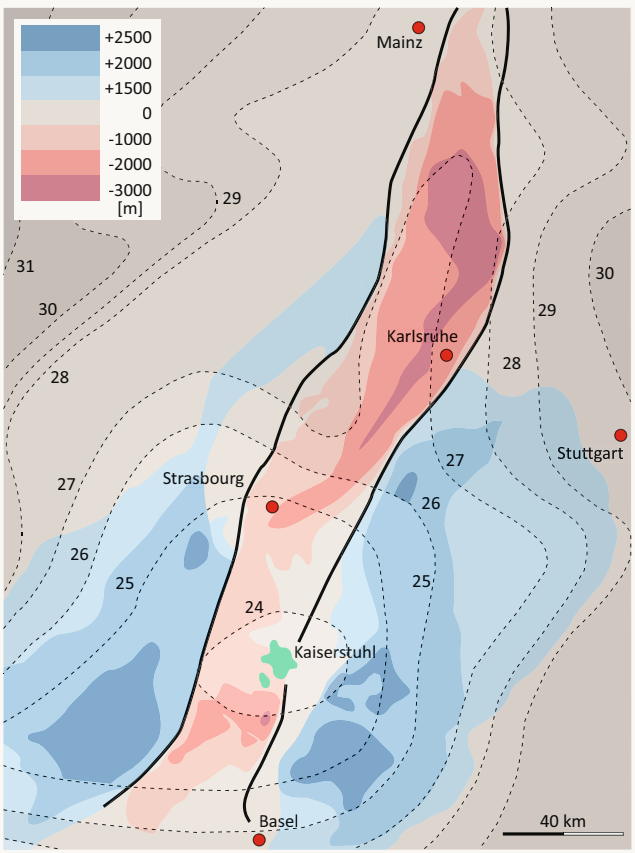


Abb. 13.13 Hebungs- und Senkungsbeträge der Grabenschultern und des Grabeninneren im Oberrheingraben. *Rote Bereiche* zeigen die Tiefenlage, blaue Bereiche die Höhenlage der Erosionsfläche an (in m über bzw. unter dem Meeresspiegel). *Gestrichelten Linien* zeigen die Tiefenlage der Krustenbasis (Moho) an (in km unter dem Meeresspiegel). (Nach Frisch und Meschede 2013)

zu dieser Zeit an der Oberfläche anstehenden Gesteine variierte jedoch und wurde von Süden nach Norden hin älter. Diese ehemalige Oberfläche ist tief verborgen unter den tertiären Sedimenten im Graben erhalten und durch zahlreiche Bohrungen nachgewiesen. Im Süden schloss die mesozoische Abfolge mit Kalken des Oberjuras ab, während im Norden permische Sedimente auftraten. Mit der Aufwölbung begann die Erosion auf den Grabenflanken und mit dem Beginn der Einsenkung auch die Sedimentation im Graben. Heute sind Reste des mesozoischen Auflagers auf den Grabenschultern noch im mittleren Teil des Grabens, an seiner Westflanke in der nördlichen Hälfte und an den randlichen Staffelbrüchen erhalten (Abb. 13.9). Im Schwarzwald, in den Vogesen und im Odenwald hat die Erosion jedoch bereits die Gesteine des paläozoischen Untergrundes mit Metamorphiten und Magmatiten freigelegt. Insgesamt haben sich etwa 20.000 km³ tertiäre Sedimente im Oberrheingraben angesammelt (Roll 1979), die meisten davon dürften sich als Abtragungsprodukte von den Grabenschultern ableiten lassen. Entsprechend finden sich an den Rändern des Grabens oftmals grobe klastische Sedimente mit Konglomeraten und schlecht sortierten Sandsteinen, die auf einen geringen Transportweg schließen lassen. Die Zusammensetzung der Sedimente spiegelt die Erosion des mesozoischen Auflagers auf den Grabenschultern wider. Im Süden finden sich in Konglomeraten des Eozäns vorwiegend Gerölle des Oberjuras und nur wenige aus dem Mittleren und Unteren Jura, da die oberste, zuerst abgetragene Schicht aus Oberjura-Sedimenten bestand. In Konglomeraten des Unteren Oligozäns hingegen überwiegen Gerölle aus dem Mittleren Jura, worin sich die allmählich tiefer greifende Erosion des Auflagers ausdrückt. Die Größe und Form der Komponenten zeigt ferner an, dass sich an den Grabenrändern infolge der zunehmenden Versteilung und dem immer stärker werdenden Relief wildbachartige Ablagerungen bildeten. Die Sprunghöhe hat hier in kurzer Zeit einen Betrag von 1000 m überschritten. Zur Grabenmitte hin werden die Sedimente feiner mit Sandsteinen, Siltsteinen und Tonsteinen sowie Kalken, Dolomiten und Mergeln neben lokalen Vorkommen von Eindampfungsgesteinen (Salze).

Die **Einsenkung** des Oberrheingrabens begann im Süden im Unteren Eozän, im Norden setzten die Bewegungen etwas später im Oberen Eozän ein. Zunächst kam es zu lokalen Einsenkungen kleinerer Becken verteilt über den Graben bis in die nördlich anschließende Hessische Senke (Abb. 13.14). Im Mittleren Eozän kam es mehrfach zu marinen Ingressionen, die sich in Brackwassersedimenten bis fast über den gesamten Oberrheingraben hinweg äußern. Da es in diesen Sedimenten keine Nummuliten gibt, die auf eine mediterrane Herkunft deuten würden, nimmt man an, dass die Ingressionen mit atlantischem Wasser über das Pariser Becken den Graben erreichten. Im Oberen Eozän entwickelt sich dann im gesamten Gebiet des Oberrheingrabens unter warmen subtropischen bis tropischen Bedingungen eine Seenlandschaft. In der Folgezeit drang das Meer mehrfach von Norden und Süden in die langgestreckte Senke ein und verband zeitweise das Meer im Norden über die Hessische Senke und die Wetterau mit dem Molassemeer vor den allmählich aufsteigenden Alpen (Abb. 13.1, 13.3 und 13.5). Dabei kam es auch zur Ablagerung von Tonen und Mergeln, die zum Teil recht hohe organische Anteile aufwiesen und sie zu Erdölmuttergesteinen machten (▶ Box 14: Kohle, Erdöl, Erdgas). Durch die fortgesetzte Absenkung dieser Sedimente in mehrere Kilometer Tiefe erwärmten sie sich, und es konnte sich im Laufe der Zeit aus den organischen Resten Erdöl und Erdgas entwickeln, das an vielen Stellen im Oberrheingraben erbohrt und z. T. noch heute gefördert wird.

Das **Hauptriftstadium** des Oberrheingrabens begann im Unteren Oligozän bei anhaltenden nordwärts gerichteten Bewegungen der Alpen (Dézes et al. 2004). Zu dieser Zeit wurden mit über 2000 m nur für die oligozäne Abfolge die mächtigsten Sedimentablagerungen der Tertiärzeit gebildet. Insgesamt spiegelt die Einsenkung des Oberrheingrabens einen großräumigen tektonischen Umbau in Mitteleuropa und im Mittelmeerraum wider, der mit der alpinen Orogenese sowie der im Mittelmeer beginnenden Drift des Korsika-Sardinien-Bogens (Abb. 13.3 und 13.5) weg vom europäischen Kontinent zusammenhängt.

Im Oligozän und Miozän drang das Meer fünfmal in den Oberrheingraben ein (Martini 1990), und zwar sowohl von Norden als auch von Süden. Eine Verbindung zum Nordmeer erfolgte über die Hessische Senke oder über das zur damaligen Zeit noch tiefer liegende Rheinische Schiefergebirge hinweg durch die Niederrheinische Bucht. Mehrfach trocknete das Meer beim Rückzug aus, wodurch sich insbesondere im Eozän und frühen

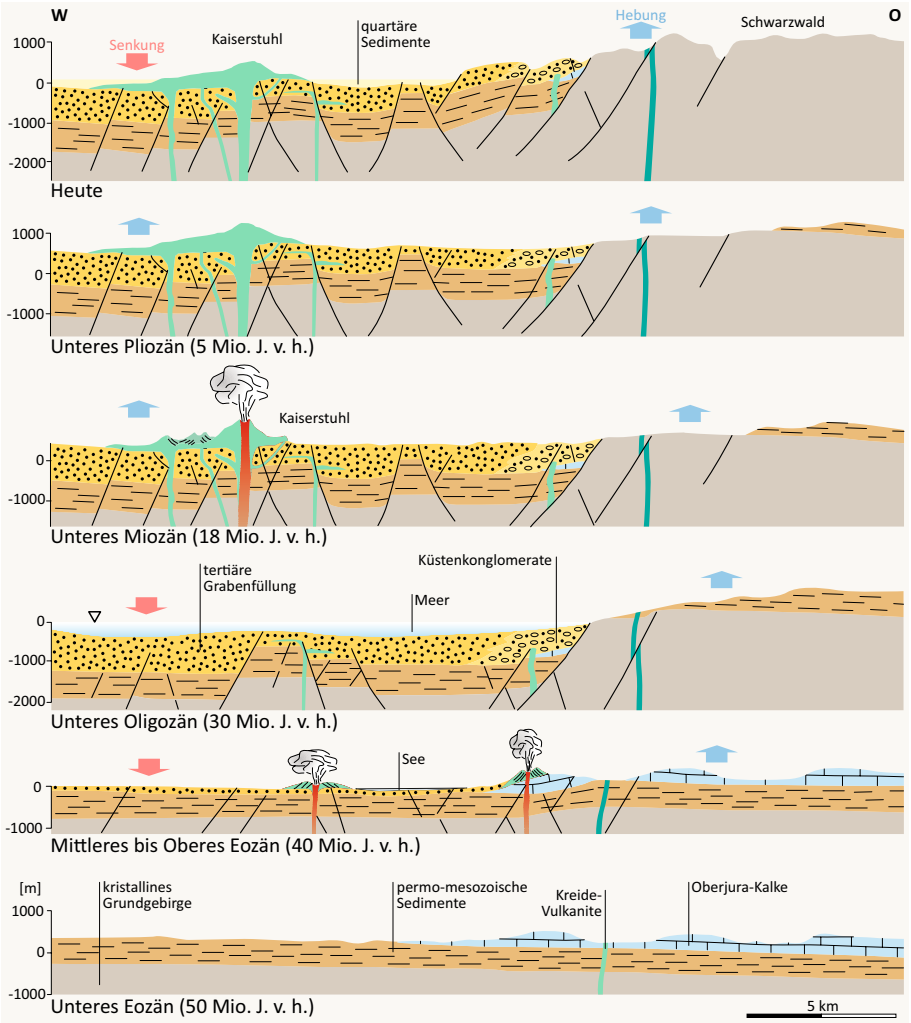


Abb. 13.14 Entwicklung des südlichen Oberrheingrabens im Bereich des Kaiserstuhls vom Eozän bis heute. (Verändert nach Schreiner 1977)

Oligozän **Eindampfungssedimente** mit der typischen Salzabscheidungsfolge bis hin zu Kalisalzen bildeten. Letztere bilden 1 bis 3 m mächtige Kalisalzflöze, die heute in Tiefen zwischen 400 und 1100 m liegen und z. B. in der Nähe von Mühlhausen im Elsass im Tiefbau noch bis 2002 abgebaut wurden. Stellenweise wurden die Salzablagerungen so mächtig, dass sie wegen ihrer geringeren Dichte und hohen Mobilität als Diapire aufstiegen. Salze weisen im Vergleich zu anderen Sedimentgesteinen eine geringere Dichte auf (Salz: 2,2 g/cm³; Sedimente: 2,4–2,5 g/cm³) und sind aufgrund ihrer Kristallstruktur in der Lage, bei genügend hohem Druck zu fließen. Werden sie von mehrere hundert Meter mächtigen dichteren Sedimentschichten bedeckt, beginnen sie zunächst Salzkissen und später Salzdiapire zu bilden.

Die sedimentäre Abfolge im Oberrheingraben spiegelt die tektonische Entwicklung wider, bei der es im Unteren Miozän vor ca. 18 Mio. Jahren zu einer drastischen Änderung der geodynamischen Situation kam (Grimm et al. 2011). Der südlichste Teil des Oberrheingrabens wurde in die alpine Überschiebung einbezogen und angehoben. Hier bildete sich der sog. Rhein-Dom, der teilweise zur Erosion der aufliegenden Deckschichten und zur Herausbildung einer Wasserscheide im Bereich des Kaiserstuhls führte. Damit endete die kontinuierliche Sedimentation in der südlichen Hälfte des Oberrheingrabens, die bis zu diesem Zeitpunkt mit der Sedimentationsentwicklung des nordalpinen Molassebeckens einherging. In der nördlichen Hälfte wurden zunächst brackische und später bis ins Mittlere Miozän hinein limnische, fluviatile und kontinentale Sedimente abgelagert. Im Oberen Miozän entwickelte sich eine Ur-Oberrheinebene, in der es stellenweise zur Ablagerung der Dinotheriensande kam. Der Rhein, dessen Quelle sich zu dieser Zeit noch nicht in den Alpen befand, reichte damals vom Kaiserstuhl bis zum Mainzer Becken (s. unten). Er wird auch als „Kaiserstuhlrhein" bezeichnet, der zur Nordsee hin entwässerte. Im Pliozän wurden dann noch einmal weit verbreitet fluviatile und kontinentale Sedimente abgelagert. Erst im Oberen Pliozän kam es durch Hebungen im südlich angrenzenden Faltenjuragebiet zur Verlagerung der Entwässerungssysteme. Zunächst wurde die Verbindung zum Bressegraben nach Westen geschlossen, wodurch die Aare in den Oberrheingraben hinein entwässerte und kurze Zeit später über diesen Weg auch der „Alpenrhein" angeschlossen wurde.

Die jüngsten Sedimente im Oberrheingraben sind Dünensande und Lössablagerungen, die während der Vereisungsphasen im Pleistozän entstanden. Zu keiner Zeit gelangten jedoch Gletscher bis in das Gebiet des Oberrheingrabens. Die heutige Oberrheinebene ist geprägt von fluviatilen Sedimenten des Rheins, der bis in historische Zeiten seinen Lauf in einem mäandrierenden System ständig verlagerte (Abb. 13.15). Durch die Flussbegradigung im 19. Jahrhundert durch den badischen

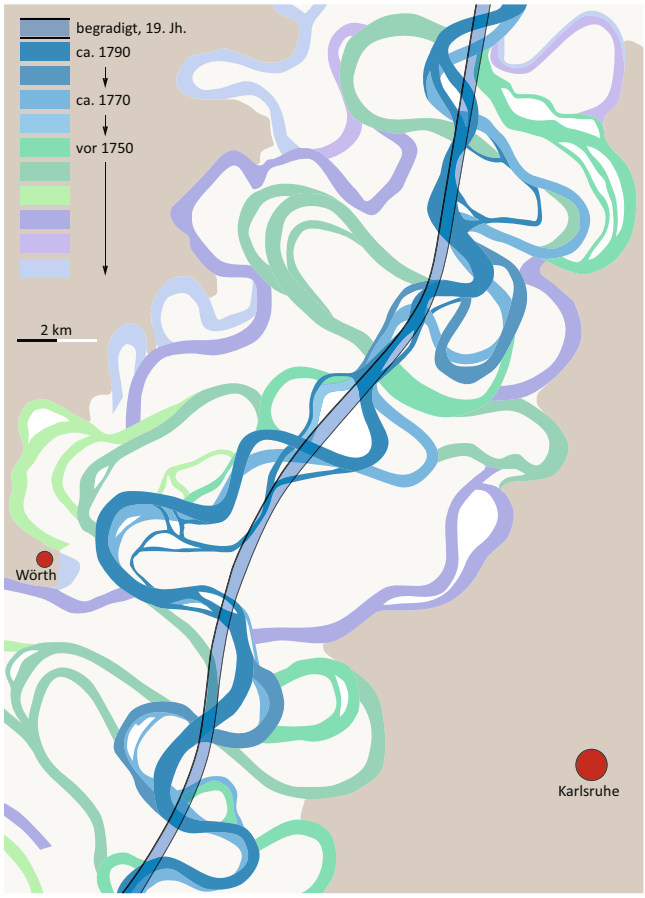


Abb. 13.15 Mäander der Rheinaue bei Karlsruhe, die heute teilweise noch Altarme bilden und im 19. Jahrhundert begradigt wurden. (Verändert nach Thürach 1912)

Ingenieur Johann Gottfried Tulla (1770–1828) wurden lange Mäander verkürzt und der Fluss durchgehend schiffbar gemacht – mit weitreichenden Folgen. Zwar sank der Hochwasserspiegel durchschnittlich um einen Meter, doch die gestiegene Erosionskraft des Flusses durch die höhere Fließgeschwindigkeit wurde unterschätzt. Stellenweise grub sich der Rhein bis zu zehn Meter tief in den Untergrund ein, vormals nasse Talauen trockneten aus und der Grundwasserspiegel sank, sodass nicht einmal mehr eine landwirtschaftliche Nutzung infrage kam. An einigen wenigen Stellen sind noch Reste der Altarme des Rheins mit einer ursprünglichen Vegetation erhalten, so z. B. der Taubergießen in der Nähe von Freiburg im Breisgau, der heute unter Naturschutz steht.

Am Nordwestrand des Oberrheingrabens befindet sich das **Mainzer Becken**, das nach strenger Definition eigentlich kein Becken im Sinne eines abgeschlossenen Ablagerungsraumes darstellt, sondern ein Bruchfeld am Rand des Grabensystems ist (Abb. 13.9). Der Begriff ist jedoch historisch eingeführt und bleibt deshalb als regionaler Begriff erhalten. Das Mainzer Becken ist Teil des im Permo-Karbon entstandenen Saar-Nahe-Beckens (▶ Abschn. 11.2.1), das am Ende der variszischen Orogenese verfaltet wurde. Bis zum Jura wurden hier Plattformsedimente abgelagert, und ab der Unterkreide bis ins Untereozän hinein unterlag dieses Gebiet der Abtragung. Die Sedimentationsabfolge lief im Wesentlichen parallel zum nördlichen Teil des Oberrheingrabens. Allerdings ist die Mächtigkeit der Sedimente mit wenigen hundert Metern weitaus geringer als im Oberrheingraben. Auch bildeten sich hier zum Ende der Entwicklung Lagunen, in denen limnisch-brackische und kalkig-mergelige Sedimente mit vereinzelten Braunkohlelagen entstanden.

13.3 Das nordalpine Vorlandbecken – die Molasse

Vor den Alpen breitete sich im Tertiär ein weites Becken aus, in dem sich der Abtragungsschutt aus dem aufsteigenden Gebirgsstrang der Alpen sammelte. Das **Nordalpine Vorlandbecken**, das als **Molassebecken** bezeichnet wird, ist dabei in direkter Folge zur Tiefseerinne des subduzierten Penninischen Ozeans zu sehen, in dessen Endphase sich die Ablagerungen des **Rhenodanubischen Flysches** und weiter im Westen die Flyschserien der Schweiz bildeten (Abb. 11.72). Die Flyschserien, deren jüngste Ablagerungen bis ins Untere Eozän hineinreichen, werden im tektonischen Sinne noch als Teil des Penninikums, d. h. als Ablagerungen im sich schließenden Ozean zwischen der Europäischen und der Adriatisch-Apulischen Platte angesehen (▶ Abschn. 12.6). Die Subduktion des Südpenninischen Ozeans endete im Bereich der Ostalpen im beginnenden Eozän und nach Westen hin im Nordpenninischen Ozean etwas später im Eozän mit der Kollision zwischen der Adriatisch-Apulischen und der Eurasischen Platte, wobei die Eurasische unter die Adriatisch-Apulische Platte abtauchte. Die Tiefseerinne wanderte somit auf die helvetischen Schichtfolgen über dem europäischen Kontinentrand und wurde dadurch zum Vorlandbecken des alpinen Orogens, das nach einer anfänglichen noch flyschartigen Sedimentation ab dem Oligozän verstärkt mit von Flüssen eingebrachten Sanden und Schottern angefüllt wurde und schließlich verlandete. Es entstand die **Molasse** des nordalpinen Vorlandbeckens, die heute weltweit als Typlokalität für Vorlandbecken (oder Vortiefe, engl. *foredeep*) vor einem Kollisionsorogen anerkannt ist und generell Sedimente bezeichnet, die in einem flexurartig abgesenkten Becken vor einem aufsteigenden Gebirge abgelagert wurden. Der Begriff „Molasse“ wurde von dem französischen Naturforscher Horace-Bénédict de Saussure (1740–1799) geprägt, seine Herkunft ist jedoch nicht eindeutig geklärt (entweder bezogen auf frz. *molle*: weich, oder auf lat. *mola*: Mühlstein – aus den vorwiegend feinkörnigen Sandsteinen des Alpenvorlandes wurden viele Mühlsteine gefertigt). Auch im rückwärtigen Bereich des alpinen Orogens entwickelte sich eine Senke, in der sich große Mächtigkeiten von klastischen Sedimenten ansammelten. Das jüngere, vorwiegend im Quartär entstandene Po-Becken (Abb. 13.16) stellt das südliche Vorlandbecken der Alpen dar, in dem es auch heute noch zu Senkungen bis zu 1 mm/Jahr kommt und in dem sich ebenfalls mehrere Kilometer mächtige Molassesedimente angehäuft haben.

Molassesedimente enthalten vorwiegend terrestrische, limnische oder flachmarine Ablagerungen, insbesondere zu Beginn des Molassestadiums gibt es aber auch Sedimente aus tiefen Meeresbecken, die erst allmählich zugeschüttet werden. Das Spektrum reicht von groben Geröllen über Sand und Schluff bis

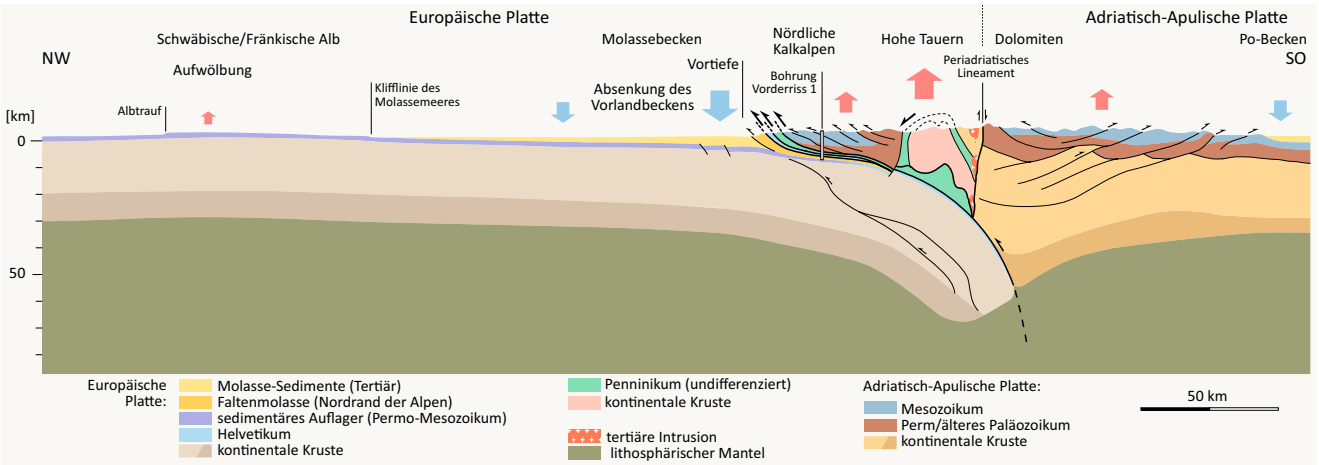


Abb. 13.16 Querprofil durch die Ostalpen vom Po-Becken bis zur Schwäbischen Alb. (Verändert und ergänzt nach Schmid et al. 2004; Pfiffner 2010)

hin zu Tonen, die von Flüssen aus dem aufsteigenden Gebirge herantransportiert und im Molassebecken abgelagert werden. In der Nähe des Gebirgsrandes entstehen große Deltas, in denen Konglomerate und Sandsteine überwiegen, während in größeren Entfernungen zur Beckenmitte hin vor allem feine Sande und Schluffe neben Seesedimenten abgelagert werden. Es kommt auch zur Ablagerung von mergeligen und kalkigen Sedimenten und zur Ausbildung von kleineren Karbonatplattformen. Auch am nördlichen Rand des nordalpinen Molassebeckens werden Schüttungskörper gebildet, die vorwiegend Geröllmaterial aus den nördlich anschließenden mesozoischen Gesteinsserien der Schwäbischen und Fränkischen Alb enthalten. Weiter im Osten gibt es Schuttfächer, deren Gerölle hauptsächlich aus dem Böhmischen Kristallin stammen.

Die Entwicklung der nordalpinen Molasse umfasst aufgrund von großräumig angelegten Meeresvorstößen und -rückzügen (Transgressionen und Regressionen) vier große Stufen, bei denen jeweils eine durch marinen Einfluss geprägte sogenannte Meeresmolasse nach oben hin von einer terrestrisch geprägten Süßwassermolasse abgelöst wird. Man unterscheidet die **Untere Meeresmolasse** (UMM) im Oligozän, die **Untere Süßwassermolasse** (USM) im Oberen Oligozän und untersten Miozän, die **Obere Meeresmolasse** (OMM) im Unteren Miozän und die **Obere Süßwassermolasse** (OSM) im Mittleren und Oberen Miozän (Abb. 13.17). Im zentralen Teil der Molasse entwickelt sich am Übergang von der OMM zur OSM am Ende des Unteren Miozäns ein brackisches Stadium, das auch als **Süß- bis Brackwassermolasse** (SBM) bezeichnet wird. Im östlichen Molassebecken ist insgesamt ein länger andauernder Meereseinfluss zu bemerken als im Westen. Zwischen der Faziesverteilung im Vorlandbecken, der Menge des eingebrachten Sedimentmaterials und der tektonischen Entwicklung des alpinen Orogens ist ein kausaler Zusammenhang zu erkennen, da sich Phasen verstärkter tektonischer Aktivität durch eine erhöhte Sedimentzufuhr auszeichnen, die wiederum einen Wechsel von marinen zu terrestrischen Ablagerungen nach sich ziehen (Kuhlemann und Kempf 2002). Doch auch äußere, global wirksame Faktoren, wie eustatische Schwankungen des Meeresspiegels (Haq et al. 1988; Abb. 13.17), haben ihre Auswirkungen auf das Sedimentationsgeschehen im nordalpinen Molassetrog.

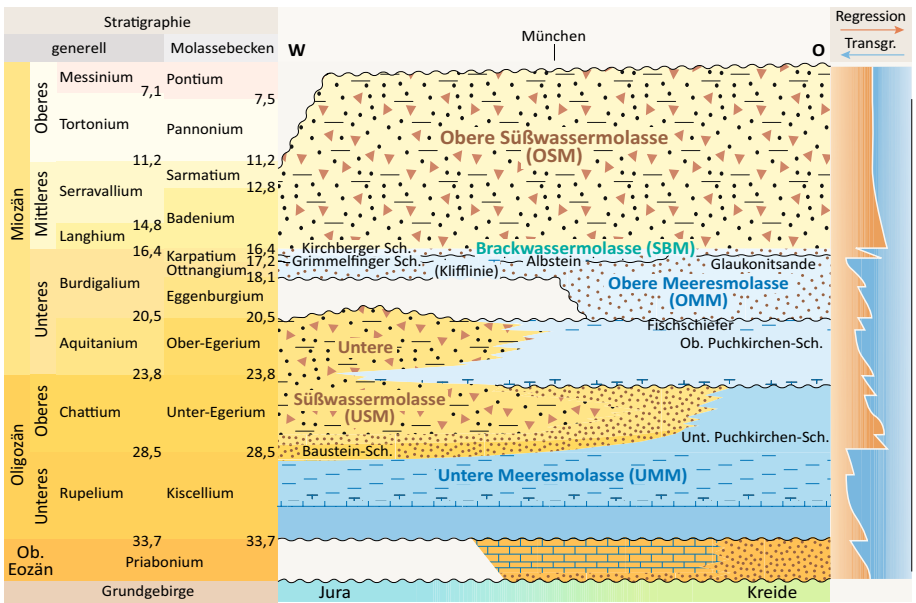


Abb. 13.17 Stratigraphie der alpinen Vorlandmolasse mit einer schematischen Darstellung der faziellen Änderungen von West nach Ost. *UMM* Untere Meeresmolasse, *USM* Untere Süßwassermolasse, *OMM* Obere Meeresmolasse, *SBM* Süß- bis Brackwassermolasse, *OSM* Obere Süßwassermolasse. (Verändert nach Lemcke 1988; Kuhlemann und Kempf 2002; Menning et al. 2002; Meeresspiegelkurve nach Haq et al. 1988)

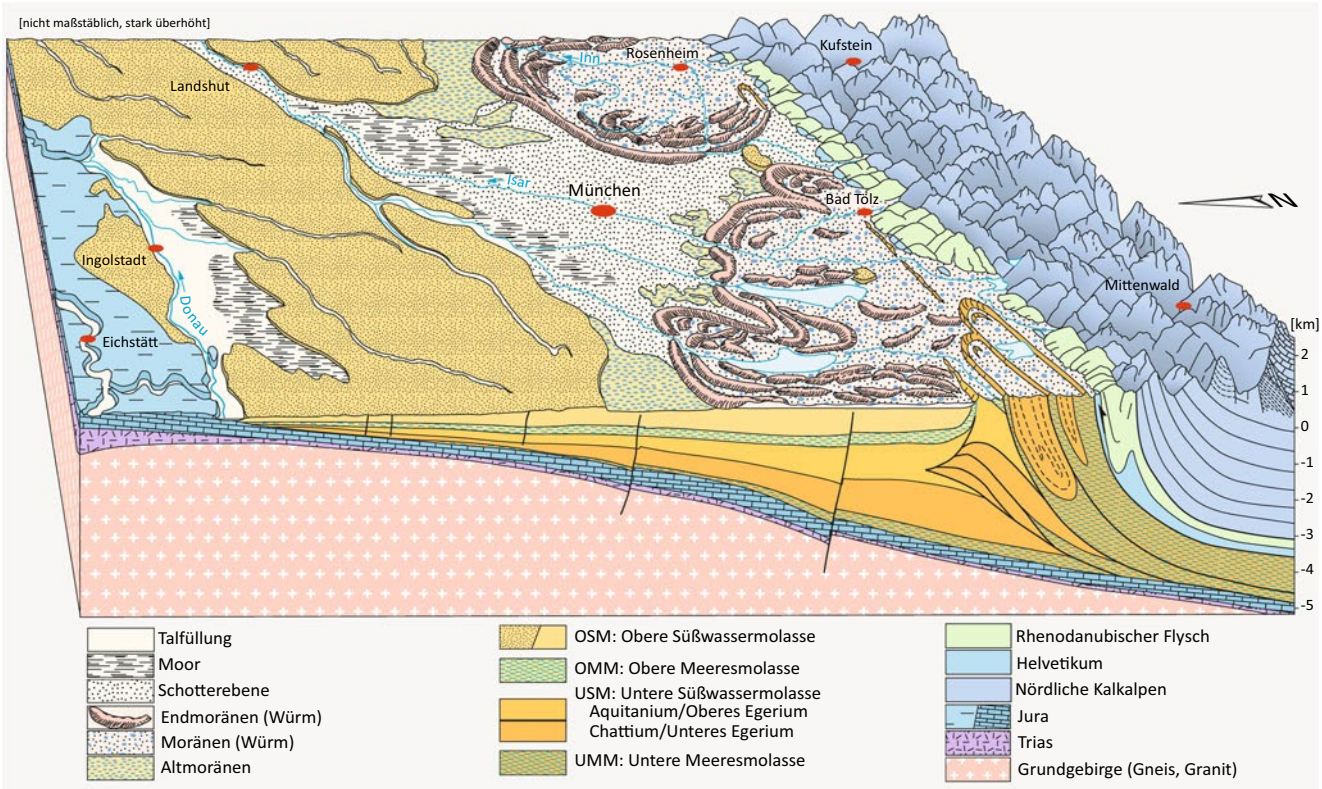


Abb. 13.18 Blockbilddarstellung des nordalpinen Vorlandbeckens im Raum München. (Verändert und ergänzt nach Wellnhofer 1983; Glaser et al. 2008)

Die Kollision zwischen Adriatisch-Apulischer und Eurasischer Platte bewirkte durch die Übereinanderstapelung der beiden kontinentalen Platten eine starke Verdickung der Kruste (Abb. 13.16). Durch die Auflast des heranrückenden alpinen Orogens wurde die nördlich angrenzende Lithosphäre flexurartig abgesenkt. Dadurch entstand ein im Querprofil asymmetrisches, keilförmiges Vorlandbecken, das schon während der Absenkung fortlaufend mit Sedimenten aufgefüllt wurde. Mit bis zu 5000 m erreicht das Vorlandbecken seine größte Mächtigkeit direkt am Rand des heranrückenden Orogens. Hinter dem Abknickpunkt der Lithosphärenflexur ungefähr 150–200 km nördlich der Überschiebungsfront ergab sich als unmittelbare Folge der **Flexur** eine sattelförmige **Aufwölbung** (engl. *forebulge*), die zur Hebung der Jurakalkplatte der Schwäbischen und Fränkischen Alb um mehrere hundert Meter führte. Die Jurakalkplatte ist deshalb heute um wenige Grad nach Südosten geneigt. Durch die zusätzliche Aufwölbung als Folge der Oberrheingrabenbildung (▶ Abschn. 13.2) ist die Verkippung im westlichen Bereich der Jurakalkplatte mit bis zu 7 % (ca. 3–4°) am stärksten.

Der europäische Kontinent setzt sich unter dem nordalpinen Molassestrog hinweg bis weit unter die Deckeneinheiten der Alpen fort (Abb. 13.16). Der Untergrund ist dabei aus zahlreichen Bohrungen gut bekannt. Im östlichen Becken besteht er aus Kristallingesteinen der Böhmischen Masse sowie aus Sedimentgesteinen des Oberkarbons und des Rotliegenden, daran anschließend sind es Gesteine der Ober- und Unterkreide und im zentralen Teil liegen die Oberjura-Kalke, die in der Schwäbischen und Fränkischen Alb zutage treten, an der Basis. Die älteren Molassesedimente sind im Süden in die Nordüberschiebung der Alpen mit einbezogen, wodurch ein Teil von ihnen bereits wieder der Erosion unterliegt. Dieser Vorgang, bei dem die Sedimente unmittelbar nach ihrer Ablagerung wieder aufbereitet und in demselben Becken etwas weiter außerhalb abgelagert werden, wird als „Kannibalisierung" bezeichnet. Die Einbeziehung der Molasse in die Überschiebungsbewegungen dokumentiert sich in der **Faltenmolasse**, die man auch als Subalpine Molasse bezeichnet. In einem etwa 20 km breiten Streifen vor dem Nordrand der Alpen sind die Molassesedimente in weitgespannten Mulden verfaltet, wobei die dazwischenliegenden Sättel sehr stark zusammengepresst und häufig durch Überschiebungen abgeschert wurden, sodass manchmal der Eindruck entsteht, es handele sich hier um Mulden ohne Sättel (Abb. 13.18). Auch die jüngsten Ablagerungen der OSM sind in einer Aufrichtungszone direkt vor der Faltenmolasse schon von der beginnenden Einengung erfasst und verstellt worden. Die Molassesedimente setzen sich mehrere Zehnerkilometer weit unter den überschobenen Decken der Alpen fort (Abb. 13.16). In der Bohrung Vorderriss 1, die in den 1970er-Jahren ca. 20 km hinter der Überschiebungsfront im Isartal abgeteuft wurde, erreichte man in einer Tiefe von über 6400 m zwar nicht die Molasse, sondern nur das Helvetikum unter den Ostalpinen Decken. Es ist aber anhand geophysikalischer Untersuchungen mit großer Sicherheit zu vermuten, dass die Molasse dort in einer Tiefe von ca. 7 km erbohrt worden wäre. Man kann davon ausgehen, dass die ältesten überschobenen Molassesedimente bereits ungefähr 40–50 km hinter der nördlichen Überschiebungsfront liegen.

Die Sedimentationsgeschichte des nordalpinen Molassetroges durchlief verschiedene Stadien, die von Regressionen und Transgressionen des Meeres geprägt waren und ihren Ausdruck

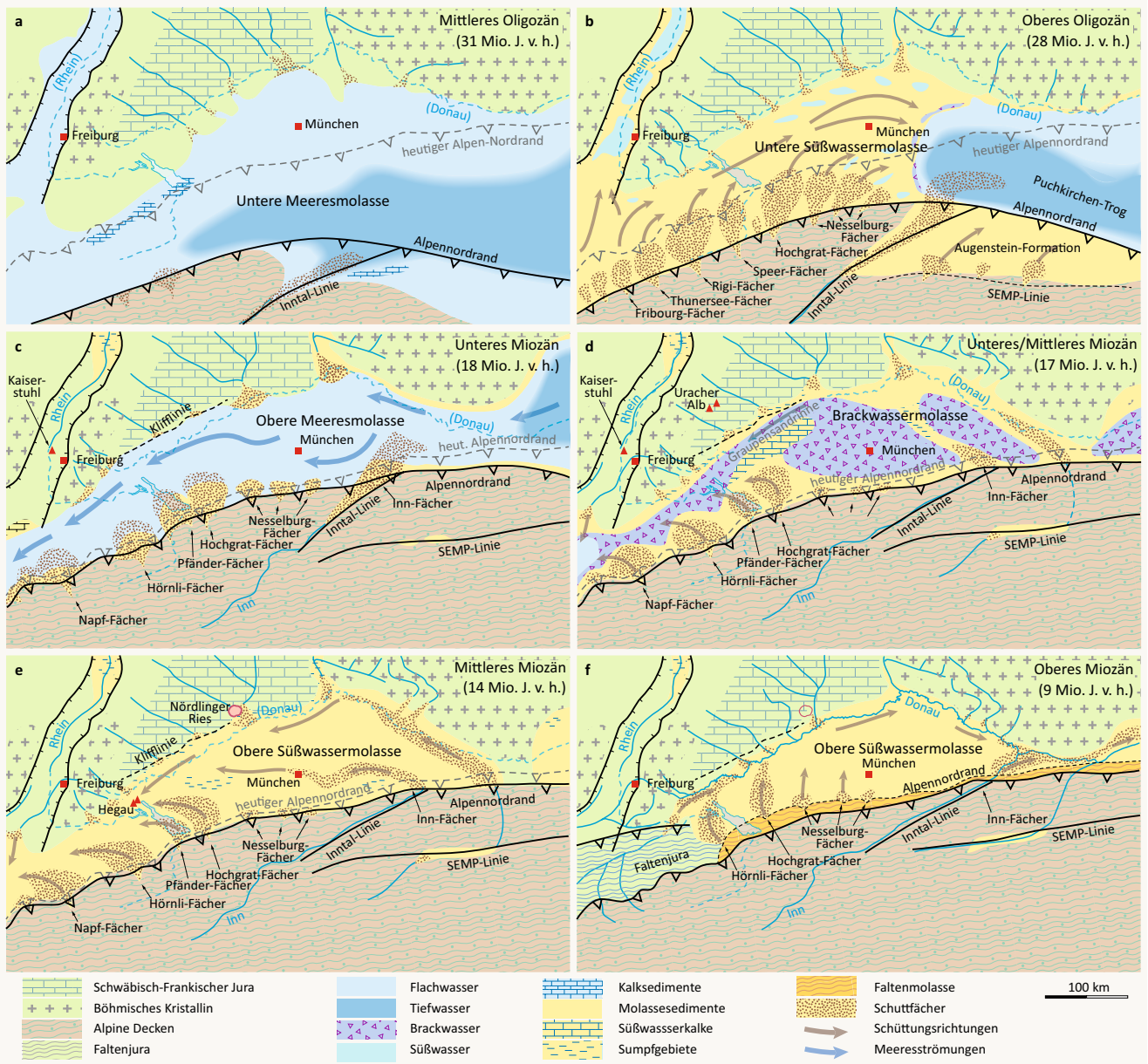


Abb. 13.19 Entwicklungsstadien der Molasse vom Oligozän bis zum Miozän. Weitere Erläuterungen im Text. (Verändert und ergänzt nach Kuhlemann und Kempf 2002; Bayerisches Geologisches Landesamt 1996)

in der wechselnden Folge von Meeres- und Süßwassermolasse finden (Abb. 13.17, Abb. 13.19). Diese Einheiten lassen sich zumindest teilweise mit großen Meerestransgressionen, die auch im Oberrheingraben zu beobachten sind, korrelieren. Über den Rheingraben hinweg bestand im Oligozän eine Meeresverbindung des nordalpinen Vorlandbeckens sowohl zu den südlichen Meeresregionen als auch zu der nördlich gelegenen Norddeutsch-Polnischen Senke (▶ Abschn. 13.2).

Die Molassesedimentation beginnt mit einer Abfolge von marinen Sedimenten (UMM), die am Alpennordrand z. T. verfaltet wurde und von den Deckenstapeln des Rhenodanubischen Flysches und des Helvetikums überschoben wurde. Nach Norden greifen die Molassesedimente diskordant auf die Plattformsedimente des europäischen Kontinentrandes über. Hierbei handelt es sich um Kalke des Oberen Malm und im östlichen Molassebecken auch der Unterkreide sowie stellenweise um **Bohnerzbildungen** und Verwitterungsprodukte der Oberkreide und des Alttertiärs. Vor dem Inntal, das einer wichtigen tektonischen Verwerfungslinie in den topographisch noch wenig herausgehobenen Alpen folgt, bildete sich ein submariner Fächer, in dem sich Schuttmaterial aus den Alpen ansammelte (Abb. 13.19a). Östlich davon wurde ein Teil der späteren Nördlichen Kalkalpen, die ab dem Oberen Eozän eine flache Hügellandschaft bildeten und verkarsteten, unter siliziklastischem Schutt begraben und zunächst als Teil des Ablagerungsraumes in das nordalpine Vorlandbecken einbezogen. Rund um das nordalpine Vorlandbecken entwickelten sich **Schotterfächer**, in denen die ersten Konglomerate der nordalpinen Molasse entstanden. Den Übergang zur USM bilden sandige Ablagerungen der Baustein-Schichten (Abb. 13.17), die nach oben in eine

terrestrische Abfolge von Tonsteinen, Sandsteinen und Konglomeraten übergehen.

Es folgte eine regressive Phase im Oberen Oligozän bis ins Miozän hinein (Abb. 13.17b), als der nordalpine Molassetrog erstmalig durch die verstärkte Zufuhr von klastischem Sedimentmaterial aufgefüllt wurde und im westlichen und zentralen Teil verlandete (USM). Die Gesamtmächtigkeit der terrestrischen Sedimente der USM erreicht in der Nähe des Alpenrandes bis 2500 m, während die darunterliegenden marinen Sedimente der UMM bereichsweise nur etwa 300 m mächtig sind. Die Regressionsphase stimmt einerseits zeitlich mit dem beginnenden raschen Aufstieg des alpinen Orogens überein, der sich zunächst vor allem im Westteil der Alpen bemerkbar machte. Andererseits zeigt die globale Kurve der Meeresspiegelschwankungen (Haq et al. 1988), dass sich die für das gesamte Tertiär stärkste Regressionsphase (Abb. 13.17) im Oberen Oligozän vor ca. 28,5 Mio. Jahren ereignete (Beginn der Vereisung in der Antarktis; Berggren et al. 1995), ein Ereignis, dass sich sicher auch auf die Molassesedimentation ausgewirkt hat. Allerdings setzte die Regressionsphase in der nordalpinen Molasse, bedingt durch die finalen Phasen der alpinen Kollision, bereits etwas früher ein. In den Westalpen und entlang des Periadriatischen Lineaments kam es vor ca. 32–30 Mio. Jahren zu verstärkten vulkanischen und magmatischen Aktivitäten (► Abschn. 12.6), die sich auch in den Geröllspektren der älteren Molasse-Konglomerate entlang des Alpennordrandes widerspiegeln (Frisch et al. 1998). Insbesondere andesitische Vulkanite, die einer Vulkankette entlang des Periadriatischen Lineaments entstammen, von der es heute keine Überreste mehr gibt, sind hier sehr zahlreich vertreten.

Rund um das nordalpine Molassebecken entwickelten sich während der USM verschiedene Flusssysteme, die sowohl aus den allmählich aufsteigenden Alpen als auch von der nördlich anschließenden Jurakalkplatte und dem Böhmischen Kristallin in das Molassebecken hinein entwässerten (Abb. 13.19b). Der Hauptabfluss erfolgte zu dieser Zeit nach Osten hin, wo der marine Sedimentationsraum weiterhin bestand (Paratethys; Abb. 13.3). Die Küstenlinie blieb über einen Zeitraum von ca. 9 Mio. Jahren relativ stabil in einer Position östlich von München. Im Osten breitete sich der **Puchkirchen-Trog** aus, in dem tiefmarine Ablagerungsbedingungen mit Wassertiefen über 1000 m herrschten. Dieser topographische Kontrast zwischen dem westlichen, terrestisch dominierten, und dem östlichen, marinen Teil des nordalpinen Molassebeckens reflektiert die Unterschiede in der Entwicklungsgeschichte der West- und Ostalpen. Während die Westalpen und der westliche Teil der Ostalpen bereits zum Ende des Oligozäns ein starkes Relief mit Hochgebirgscharakter entwickelt hatten, verblieben die östlichen Ostalpen noch als ein flaches Hügelland, in dem noch bis ins Pliozän hinein Schotter sedimentiert wurden. Hier setzte die Hebung erst etwas später im Miozän ein.

Im Gebiet der späteren zentralen und östlichen Nördlichen Kalkalpen entwickelte sich ab dem Unteren Oligozän die **Augenstein-Formation**, die aus terrestrischen Ablagerungen aufgebaut ist und weite Bereiche der verkarsteten Hügellandschaft mit Schottern bedeckte. Auch wenn die Sedimentationsbedingungen ähnlich waren, gehört dieses Gebiet im engeren Sinne nicht mehr zum nordalpinen Vorlandbecken. Die fluviatilen Konglomerate und andere Sedimente, darunter Bohnerze und umgelagerte tropische Roterden, sind heute als Teil der Nördlichen Kalkalpen z. T. mehr als 2000 m über den Meeresspiegel herausgehoben (Frisch et al. 2001). Auf wenigen Restflächen kann man die Augensteine z. B. auf dem Dachsteinplateau oder im nordöstlich angrenzenden Toten Gebirge finden.

In den Ostalpen setzt im Unteren Miozän vor ca. 21 Mio. Jahren die ostwärts gerichtete **Extrusion** der ostalpinen Einheiten und die **Exhumierung des Tauernfensters** ein. Die dabei ablaufenden großen Lateralbewegungen werden als Konsequenz der fortgesetzten **Indentation** der Adriatisch-Apulischen Platte in den Europäischen Kontinent und der Ausweichbewegung des alpinen Orogens nach Osten in das Pannonische Becken hinein angesehen (Frisch et al. 2000; ► Abschn. 12.6).

Im Unteren Miozän kam es erneut zu einem transgressiven Vorstoß des Meeres (OMM; Abb. 13.19c). Der Grund für diesen erneuten Meeresvorstoß kann zum einen in einer verstärkten Absenkung und Einengung des nordalpinen Vorlandbeckens als Folge der fortgesetzten Deckenstapelung liegen, zum anderen kann es aber auch zu einer verminderten Zufuhr von Sedimentmaterial und gleichzeitig zum **Kollaps des Orogens** (gravitative Zergleitung) gekommen sein. Im Molassebecken bildeten sich während der OMM Antiformen heraus, die sich auf die Fließrichtungen der Meeresströmungen auswirkten. Die Hauptabflussrichtung war nach Westen gerichtet und konzentrierte sich vor allem entlang des Beckennordrandes. Man nimmt an, dass dadurch die Voraussetzungen zur Entstehung der **Graupensandrinne** geschaffen wurden, die sich während der nachfolgenden Brackwassermolasse (SBM) erosiv in die zuvor abgelagerten Molassesedimente einschnitt (s. unten). Eine Meeresverbindung über den Oberrheingraben existierte zu dieser Zeit nicht.

Im Norden brandete das Molassemeer der OMM an die Oberjura-Kalke der Schwäbischen und Fränkischen Alb. Die dabei erodierte **Klifflinie** (Abb. 13.19c) ist auch heute noch an zahlreichen Stellen entlang einer Linie von Tuttlingen am Schwarzwald über Temmenhausen bei Ulm und Donauwörth in Bayern sichtbar und nachvollziehbar. In einem sehr bekannten und heute unter Naturschutz stehenden Aufschluss (Abb. 13.20) in der Ortschaft Heldenfingen nördlich von Ulm ist eine untermiozäne, von Bohrmuschellöchern durchsetzte **Brandungshohlkehle** mit einer Brandungsplattform (Schorre) erhalten. Dieses ehemalige Kliff, das an anderen Orten bis zu 100 m hoch sein kann, liegt heute in Heldenfingen in knapp 600 m Höhe, weiter nach Osten hin ist es in 500 m Höhe zu finden, während auf der Westalb 900 m Höhe über NN erreicht werden. Zwar lag der Meeresspiegel zur Zeit des Oligozäns/Miozäns noch um mindestens 100 m höher als heute, doch kann man dem entnehmen, dass dieses Gebiet seit dem Miozän um 400 bis 800 m angehoben wurde. Die Klifflinie stellt in ihrem Verlauf so etwas wie eine fossile Wasserwaage dar. Seit dem Unteren Miozän wurde das Gebiet der Schwäbisch-Fränkischen Alb nicht nur herausgehoben, sondern gleichzeitig auch noch um 400 m gekippt, wobei die Schichten im Südwesten etwas steiler einfallen als im Nordosten. Unmittelbar südlich der Klifflinie wurden küstennahe Flachmeersedimente abgelagert, die aus Konglomeraten, grobkörnigen Sanden oder Sandsteinen sowie aus Schalentrümmerkalken bestehen. Zu diesen Ablagerungen gehören auch die sehr fossilreichen Schichten

der Erminger Turritellenplatte aus der Nähe von Ulm oder der Randen-Grobkalk, der eine Mischfazies aus sandigen und karbonatischen Bestandteilen darstellt und im Bereich des Hegaus mit einer maximalen Mächtigkeit von 10 m auftritt.

Nach oben geht die OMM am Ende des Unteren Miozäns in ein Brackwasserstadium über, das auch eigenständig als Süß- bis Brackwassermolasse (SBM) bezeichnet wird (◘ Abb. 13.17) und stark wechselnde Ablagerungsverhältnisse aufweist. Während dieses Stadiums entwickelte sich die Graupensandrinne als eine zunächst erosive Form. In dieser Rinne entsteht ein 10–20 km breites Flusssystem am nordwestlichen Rand des Molassebeckens (◘ Abb. 13.19d), in dem Sande und Kiese aus Derivaten des Böhmischen Kristallins abgelagert wurden. Die Füllung der Graupensandrinne besteht aus den feinkiesigen bis sandigen Grimmelfinger Schichten, die auch als Grimmelfinger Graupensande bezeichnet und als ästuarine Ablagerungen gedeutet werden, sowie den tonig-mergeligen Kirchberger Schichten, die man als einen letzten Transgressionsvorstoß der OMM aus westlicher Richtung interpretiert (Sach und Heizmann 2001). Im nordalpinen Vorlandbecken entwickelten sich zu dieser Zeit brackische Seen, die nach und nach mit klastischen Sedimenten angefüllt wurden. Insgesamt dominieren brackische und flachmarine Sedimente, die allerdings sehr sensitiv auf kurzfristige und untergeordnete Meeresspiegelschwankungen reagieren. Auf einem Schwellenbereich südlich der Graupensandrinne entwickelte sich die sog. Albsteinschwelle, auf der sich der Albstein, ein weitgehend fossil-leerer Knollenkalk bildete. Die Genese dieses Kalkes ist noch umstritten: Einerseits wird er als eine rein terrestrische Kalkkrustenbildung interpretiert, der während Trockenperioden durch Kalkausfällung in Bodenhorizonten entstand (Caliche); andererseits spricht einiges dafür, dass er in einem Süßwassersee als ein limnischer Krustenkalk durch Algen gebildet wurde.

Der Übergang vom Stadium der SBM zur OSM ist gekennzeichnet durch die Annäherung der nordalpinen Überschiebungsfront an den südlichen Sporn des Böhmischen Kristallins (◘ Abb. 13.19e). Durch die Annäherung der beiden Kontinentmassen wurde das nordalpine Vorlandbecken in diesem Bereich etwas herausgehoben, und in der Folge etablierte sich dadurch die generelle Entwässerungsrichtung des Molassebeckens nach Westen. Die Kollision führte auch zu einer Verstärkung der lateralen ostwärts gerichteten Ausweichbewegung des alpinen Orogens und damit einhergehend zu einer Verringerung der Sedimentzufuhr aus den Zentral- und Ostalpen. Mit den zunehmenden Lateralbewegungen wurden die Überschiebungsbewegungen reduziert, was wiederum zu einer Verringerung der Subsidenz im nordalpinen Vorlandbecken führte, sodass es trotz dieser beiden Faktoren – Verringerung der Sedimentzufuhr aus dem sich hebenden Gebirge und ostwärts gerichtete Lateralbewegungen – ab dem Miozän zu einer Überfüllung des nordalpinen Vorlandbeckens kam, die schließlich zur vollständigen Verlandung der Molasse während des Mittleren Miozäns führte.

Die OSM ist bis ins Obere Miozän hinein durch westwärts gerichtete **Entwässerungssysteme** charakterisiert. In zahlreichen Schuttfächern am Südrand des Molassebeckens lassen sich heute die Abtragungsprodukte aus den aufsteigenden Alpen studieren. Aus der Zusammensetzung ihrer Gerölle ist es möglich, auf die



◘ **Abb. 13.20** Das Heldenfinger Kliff. In der Ortschaft Heldenfingen ist in den Kalken des Oberen Juras eine Abrasionsplattform mit einer von Bohrmuschellöchern durchsetzten Brandungshohlkehle aufgeschlossen. Das Meer brandete hier im Unteren Miozän (Burdiaglium bis Ottnangium) von Süden her an die Steilküste. [N 48°36'23" / O 10°4'25"]

Gegebenheiten im Alpenraum zurückzuschließen. So lässt sich z. B. anhand von Geröllen, die aus dem Tauernfenster stammen – erkennbar an charakteristischen Gesteinen, die nur dort vorkommen –, die Aufstiegsgeschichte des Tauernfensters während des Miozäns rekonstruieren. Aus diesen Rekonstruktionen (Frisch et al. 1998; Kuhlemann et al. 2001) ist ersichtlich, dass das nordgerichtete Entwässerungssystem der Alpen zu Beginn des Miozäns noch viel weiter nach Süden reichte als heute. So findet man in den Schuttfächern Gerölle von oligozänen vulkanischen Gesteinen, die in den Alpen bereits komplett abgetragen wurden. Diese Vulkanite entstanden über Tiefengesteinskörpern, die heute zumindest zum Teil an der Oberfläche liegen, die sich aber zur Gänze südlich des Alpenhauptkamms befinden. Im Miozän fand hier die Entwässerung aber noch nach Norden statt.

Vor 14,6 Mio. Jahren entstand durch den Einschlag eines Asteroiden das Nördlinger Ries und sein „kleinerer Bruder", das Steinheimer Becken (▶ Kap. 15). Dabei wurden große Mengen von Auswurfmassen z. T. über mehrere hundert Kilometer verfrachtet. Der in der OSM vorkommende sog. **Brockhorizont** (Sach 1997) enthält zahlreiche Malmkalkbrocken, z. T. mit Shatter-Cone-Strukturen, Malmfossilien und Bohnerze von mehreren cm bis dm Größe, die als solche Auswurfmassen interpretiert werden. Aufgrund der genauen zeitlichen Einstufung des Riesereignisses eignet sich der Brockhorizont sehr gut als **Leithorizont** in den Sedimenten des Molassebeckens.

Das westwärts gerichtete Entwässerungssystem bestand bis ins Obere Miozän. Vor ca. 10 Mio. Jahren änderte sich jedoch die Fließrichtung im Molassebecken, wodurch der Inn-Schwemmfächer seine Richtung änderte und fortan nach Osten entwässerte (◘ Abb. 13.19f). Am Nordrand des nordalpinen Vorlandbeckens bahnte sich zu dieser Zeit die Donau ihren Weg. Die erneute Umkehr der Entwässerungsrichtung ist eine Folge der Auffaltung des Juragebirges im Westen des Molassebeckens, das bis fast an den Bodensee heranreicht. Der westliche Teil des nordalpinen Vorlandbeckens unterliegt ab diesem Zeitpunkt der Erosion und passiven Hebung durch die Faltungen und Überschie-

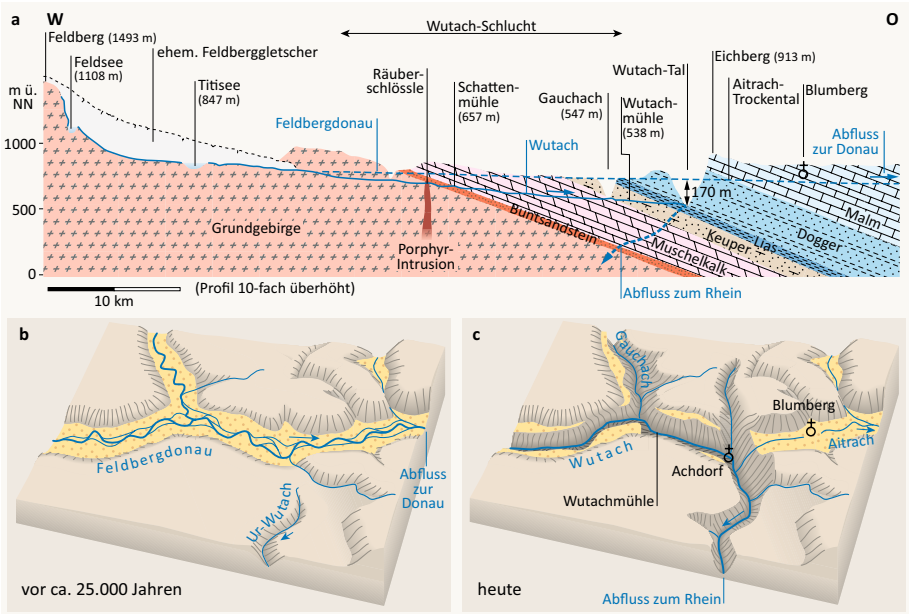


Abb. 13.21 **a** Längsprofil entlang der Wutach vom Feldberg bis zur Anzapfung durch den tiefer liegenden Rhein. Das Aitrach-Trockental war bis vor ca. 25.000 Jahren die Fortführung der Feldbergdonau. **b** Verlauf der Feldbergdonau vor der Anzapfung durch die Wutach. **c** Heutiger Zustand mit der tief eingeschnittenen Wutachschlucht. (Profildarstellung verändert nach BNL 2004)

bungen im Juragebirge. Dadurch wurde der westliche Abfluss blockiert und die Flüsse mussten sich einen anderen Weg nach Osten bahnen. Das Ende der Molassesedimentation begann im Westen mit der Heraushebung des Juragebirges und setzte sich diachron nach Osten fort. Vor etwa 8–9 Mio. Jahren endete die Sedimentation (Kuhlemann und Kempf 2002). Die jüngsten Sedimente des nördlichen Vorlandbeckens stehen in engem Zusammenhang mit der quartären Vereisungsgeschichte der Alpen (Abb. 13.18). Sie stellen Terrassensedimente dar, die während der Vereisungszeiten entstanden, als die Flüsse eine geringere Transportkraft hatten.

Eine Besonderheit der nordalpinen Molasse stellen zu Konglomeraten verbackene Geröllsedimente dar, die als **Nagelfluh** bezeichnet werden. Es handelt sich um fluviatile Kiese, die während der terrestrisch geprägten Phasen der Molassesedimentation, aber auch im Quartär (z. B. der Mönchsberg in Salzburg) entstanden. Durch stark kalkhaltiges Grundwasser wurden Zwickel zwischen den Geröllkomponenten komplett mit kalkigem Zement aufgefüllt, sodass sich feste Konglomerate aus den Kiesen bildeten. Man nennt diese betonähnlichen Gesteine im Oberallgäu auch „Herrgottsbeton". Der Begriff Nagelfluh hat seinen Ursprung im Aussehen von Verwitterungsoberflächen, der „Fluh" (ein altes Wort für Felswand), aus denen die Konglomeratkomponenten nagelkopfartig herausragen. Im Gebirgszug der Nagelfluhkette im Oberallgäu sind z. B. am Hochgrat (1834 m; Naturpark Nagelfluhkette) mächtige Nagelfluhbänke aufgeschlossen, die zur Faltenmolasse gehören (Abb. 13.18) und aus Konglomeraten des Hochgratfächers bestehen (Abb. 13.17). Im Zuge der Überschiebungen am Alpennordrand wurden sie steilgestellt und bilden heute die Bergrippen. Aber auch am Nordrand und im Westen des Molassebeckens gibt es Nagelfluhvorkommen, in denen Konglomerate mit Komponenten aus den nördlichen Abtragungsgebieten zementiert wurden.

Durch die Aufwölbung im Bereich des Oberrheingrabens kam es im Pliozän und Pleistozän zu weitreichenden Veränderungen der Entwässerungssysteme, wie schon die Verlagerung der Rheinquelle in die Alpen während des Pliozäns zeigt (▶ Abschn. 13.2). Die **Aare** mündet heute bei Waldshut-Tiengen als Nebenfluss in den **Rhein**. Zu Beginn des Pliozäns war sie jedoch noch mit der **Donau** verbunden und entwässerte als Aare-Donau am Nordrand des Molassebeckens entlang nach Osten zum Schwarzen Meer. Bereits im Mittleren Pliozän änderte sich die Situation wieder: Für eine kurze Zeit entwässerte die Aare zwischen Schwarzwald und Faltenjura hindurch über den Doubs ins Mittelmeer. Im obersten Pliozän schließlich sank der südliche Oberrheingraben so weit ein, dass die Aare sich mit dem Rhein verbinden konnte. Anfänglich war sie noch dessen Quellfluss, wurde jedoch später, nachdem die Verbindung zum Alpenrhein durch den Bodensee hindurch geschaffen war, zum Nebenfluss.

Die Veränderungen der Entwässerungssysteme gehen auch in jüngster Zeit weiter, wie sich am Beispiel der **Wutach** zeigen lässt. Noch während der letzten Eiszeit entwässerte die sog. **Feldbergdonau** in einem breit angelegten verzweigten Flusssystem, das von einem Gletscher am Feldberg im Schwarzwald gespeist wurde, zur Donau (Abb. 13.21). Nach dem Höhepunkt der letzten Eiszeit (*last glacial maximum*, LGM) vor ca. 22.000 Jahren wurde sie aufgrund rückschreitender Erosion jedoch zum Rhein hin abgelenkt. Da die Erosionsbasis des Rheins erheblich tiefer liegt als die der Donau, hat der Rhein der Donau hier regelrecht „das Wasser abgegraben". Dadurch schnitt sich in kurzer Zeit die eindrucksvolle Wutachschlucht in die mesozoischen Sedimente bis hinein in das paläozoische Grundgebirge ein. Noch heute zeugen breite Täler oberhalb der Wutachschlucht vom ehemaligen Verlauf der Feldbergdonau, die eine viel stärkere Erosionskraft besaß, als die heute in ihren Tälern fließenden kleinen Gewässer.

Tertiärer und quartärer Vulkanismus

14.1 Vulkanismus in der Eifel – 194

14.2 Westerwald, Siebengebirge, Vogelsberg, Rhön, Heldburger Gangschar – 200

14.3 Kleinere Schlote im Odenwald, Grube Messel – 201

14.4 Kaiserstuhl – 202

14.5 Uracher Tuffschlote, Hegau – 203

14.6 Egergrabengebiet, Fichtelgebirge, Vogtland, Lausitz – 204

M. Meschede, *Geologie Deutschlands*,
DOI 10.1007/978-3-662-45298-1_14, © Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2015

Zeugen vulkanischer Aktivität aus den jüngsten Epochen der Erdgeschichte, dem Tertiär und Quartär und teilweise auch aus der obersten Kreide, finden sich in Deutschland vor allem in einer von West nach Ost verlaufenden Zone sowie in einigen südlichen Regionen in Baden-Württemberg (Abb. 14.1). In der nördlichen, von West nach Ost verlaufenden Zone befindet sich die Eifel, deren jüngste vulkanische Bildungen erst vor wenigen tausend Jahren entstanden. Die Explosion des Ulmener Maars in der Osteifel zählt mit ca. 11.000 Jahren zu den jüngsten nachgewiesenen vulkanischen Ereignissen in Mitteleuropa (Zolitschka et al. 1995). Zu den geologisch jungen vulkanischen Bildungen gehören aber auch die großflächig auftretenden tertiären Vulkanite des Westerwaldes und des Vogelsberges, die Vulkanite der Hessischen Senke, der Rhön und der Heldburger Gangschar sowie im Süden der Kaiserstuhlvulkan, die Uracher Tuffschlote und die herauspräparierten Vulkanschlote des Hegau. Weiter im Osten zählen dazu die Vulkane des Egergrabengebietes, das sich größtenteils in Tschechien befindet, sowie der Lausitz. Die Art der vulkanischen Bildungen ist sehr unterschiedlich, sie reichen von großflächig auftretenden basaltischen Vulkaniten in mächtigen Basaltströmen bis hin zu hochexplosiven Vulkanen und Maaren mit weitverbreiteten pyroklastischen Ablagerungen.

14.1 Vulkanismus in der Eifel

An einem Frühlingstag vor ungefähr 13.000 Jahren kam es in der nördlichen Eifel zu einem vulkanischen Ereignis, das sich weit über die heutigen Grenzen von Deutschland hinaus bemerkbar machte und sicher zu den größten Ereignissen zählt, das sich im Gebiet der Eifel jemals ereignete. Obwohl der Laacher See mit seiner fast kreisrunden Form als das größte Maar der Eifel und häufig auch im Zusammenhang mit den in der Eifel typischen Maaren genannt wird, ist er doch ein See im **Einbruchskrater** (Caldera) eines großen Vulkans und kein Maar, das bei einem relativ kleinen, hochexplosiven Ausbruch als Folge des Kontaktes von Wasser und Magma entsteht (▶ Box 24: Maare). Mit dem Ausbruch des **Laacher-See-Vulkans** wurde eine große Menge an vulkanischen Lockermaterialien gefördert, die vom Wind über viele hundert Kilometer hinweg in nordöstliche Richtung bis in das Gebiet der heutigen Ostsee und nach Südschweden sowie nach Süden bis in die Po-Ebene hinein verfrachtet wurden (Abb. 14.2; Schmincke 2008, 2013). Dabei wurde anderthalb mal so viel Material gefördert wie beim Ausbruch des Mount Pinatubo 1991 auf der Philippineninsel Luzon, einem der größten vulkanischen Ereignisse des 20. Jahrhunderts. Im Vergleich zum Ausbruch des Mount St. Helens in den USA im Jahr 1980 beträgt dies sogar sechsmal so viel. Nach dem Vulkanexplosivitätsindex (VEI) wird sowohl dem Pinatubo als auch dem Laacher-See-Vul-

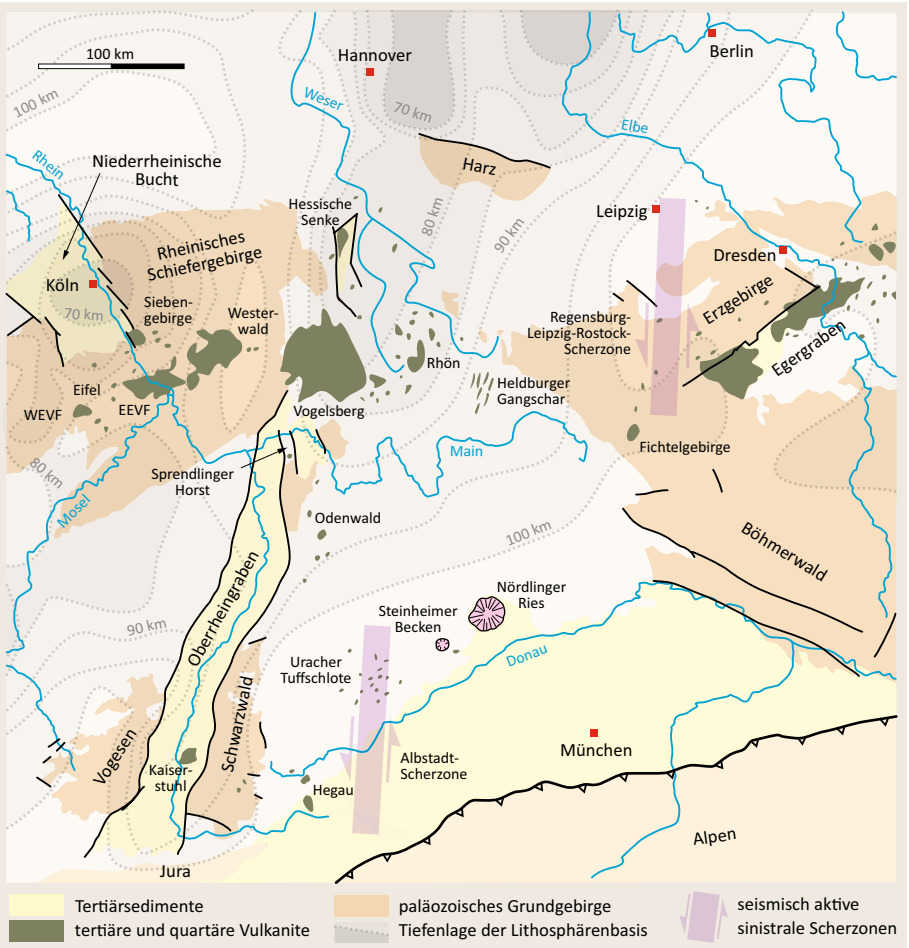


Abb. 14.1 Tertiäre und quartäre Vulkangebiete in Deutschland und Umgebung. (Verändert und ergänzt nach Henningsen und Katzung 2006; Lithosphärenbasis nach Plomerová und Babuška 2010; Lage der Scherzonen nach Bankwitz et al. 2003)

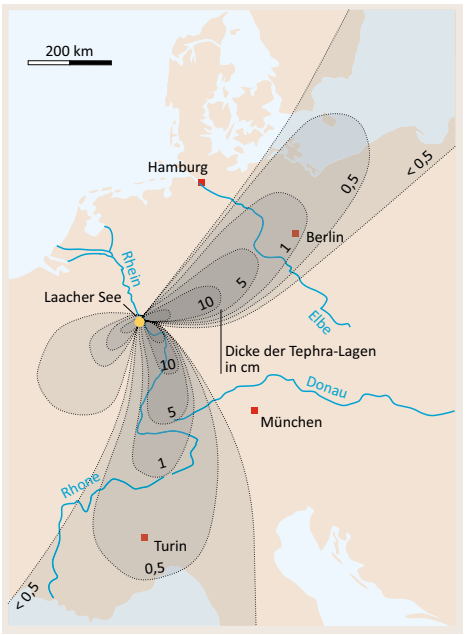


Abb. 14.2 Verbreitung der Laacher-See-Tephra in Mitteleuropa. (Nach Schmincke 2008, 2013)

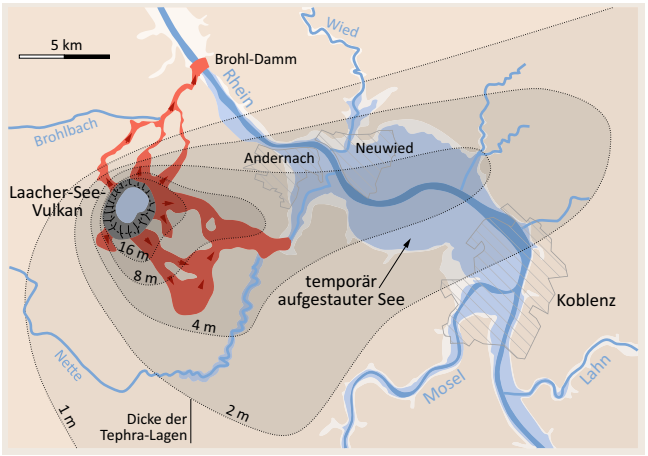


Abb. 14.3 Ausbreitung eines Stausees im Rheintal, nachdem sich als Folge des Laacher-See-Ausbruchs am Ausgang des Brohltals ein Damm durch mächtige Glutlawinenablagerungen gebildet hatte. Das Niveau des Sees lag ca. 25 m über dem des Rheins. (Verändert nach Schmincke 2009; Park und Schmincke 2009)

kan ein VEI-Wert von 6 auf der von 1 bis 8 reichenden Skala zugeordnet.

Der Ausbruch des Laacher-See-Vulkans dauerte nur wenige Tage, aber bei der außerordentlich explosiven Eruption wurden gewaltige Mengen Asche ausgeworfen, wobei die Eruptionssäule eine Höhe von etwa 40 km erreicht haben dürfte. Solche Ausbrüche bezeichnet man als **plinianische Eruptionen**. Sie sind nach Plinius dem Jüngeren benannt, der den Ausbruch des Vesuvs im Jahr 79 n. Chr. beobachtet und beschrieben hat. Zwar ist der Laacher See, wie oben bereits angemerkt, kein Maar, doch wurde der Ausbruch auch von **phreatomagmatischen Eruptionen** begleitet, die durch den Kontakt des nach oben dringenden Magmas mit dem Grundwasser entstanden. Bei dem Ausbruch kam es zu mächtigen Ablagerungen von Bimstuffen und Schweißschlacken aus Glutwolken, dem sog. Fallout. Die vom Laacher-See-Vulkan ausgestoßenen Glutwolken waren so gewaltig, dass sie es schafften, das Rheintal schon in einer frühen Eruptionsphase zunächst in der Gegend von Koblenz mit einem Damm abzuriegeln (Park und Schmincke 2009). Ein **pyroklastischer Strom** versperrte während einer zweiten Ausbruchsphase eine Talenge nordwestlich von Andernach, ungefähr 40 km südöstlich von Bonn gelegen und in einer Entfernung von etwa 9 km zum Kraterzentrum (Abb. 14.3). Dabei entstand der Brohl-Damm, der nach dem Brohltal benannt ist, durch das sich der pyroklastische Strom wälzte. Für einige Wochen oder Monate entstand dort ein natürlicher Stausee, der bei einer Tiefe von über 25 m etwa halb so groß wie der Bodensee war und sich bis auf die Höhe des heutigen Mannheim zurückstaute. Er brachte ganz spezielle Ablagerungen hervor, die wir heute noch in der Umgebung von Koblenz und Neuwied finden können. Dabei handelt es sich um sog. **Bimsflöße**, die ausschließlich aus Bimssteinen zusammengesetzt sind, welche im trockenen Zustand auf dem Wasser schwimmen können. Sie sind in die normalen Tuff- und Schlackenablagerungen eingeschaltet und zeigen, dass sich das Wasser des Rheins zeitweilig in einem See staute, wo sich die Bimsflöße entwickeln konnten.

In der unmittelbaren Umgebung des Laacher Sees erreichen die Tuffablagerungen Mächtigkeiten von mehr als 20 m. So lassen sich nahe bei Mendig in der berühmten Wingertsbergwand Sedimentstrukturen in den Aschelagen beobachten, die auf eine sehr turbulente und alles vernichtende Ablagerung hinweisen (Abb. 14.6). Wellenrippeln von mehreren Metern Größe weisen Geschwindigkeiten der Aschestöme von weit mehr als 100 km/h nach. Solche im Nahbereich eines Vulkans extrem zerstörerischen Ablagerungen konnten vor einigen Jahren am Unzen-Vulkankomplex in Japan beobachtet und studiert werden. Eine mehrere hundert Grad heiße Glutwolke rast mit Geschwindigkeiten bis über 200 km/h die Hänge des Vulkans hinab und begräbt alles unter sich, was sich ihr in den Weg stellt. Die daraus resultierenden Ablagerungen, die z. T. auch unter Einfluss von Wasser entstanden, lassen sich um den Laacher See noch in Entfernungen von mehreren Zehnerkilometern nachweisen. So wälzten sich durch das Brohltal wenige Kilometer nördlich des Laacher Sees (s. oben) mehrere Glutlawinen mit einem Gemisch aus Wasser, Bims und Asche hinab und verfestigten sich. Daraus entstand das heute als **Trass** vorliegende, hochporöse und weiche, aber sehr standfeste Gesteinsmaterial, das schon zur Zeit der Römer als Mörtel abgebaut wurde und auch heute noch vielfach wegen seiner hervorragenden hydraulischen Eigenschaften für die Herstellung von unter Wasser abbindendem Spezialmörtel geschätzt wird (Abb. 14.7). Von der Standfestigkeit des Trass zeugen die Trasshöhlen im Brohltal als Überreste des jahrhundertelangen Abbaus. Stellenweise erreicht der Trass Gesamtmächtigkeiten von über 50 m.

Noch in einer Entfernung von 50 km lassen sich heute **Bims- und Tephraschichten** mit einer Mächtigkeit von 1 m nachweisen, die von der Intensität des Laacher-See-Ausbruchs zeugen. In 200 km Entfernung (in nordöstlicher Richtung; Abb. 14.2) beträgt die Dicke der Aschenlagen immerhin noch 5 cm, und ei-

Box 24: Maare

In der Eifel gibt es zahlreiche Überreste einer besonderen Form vulkanischer Tätigkeit, die Maare. Die meisten von ihnen sind durch phreatomagmatische Eruptionen (abgeleitet von griech. *phreatos*: Brunnen) erst vor geologisch kurzer Zeit entstanden, das jüngste von ihnen, das Ulmener Maar, ist gerade einmal etwas mehr als 10.000 Jahre alt. Maare, die ihren Namen dem lateinischen mare (die See) verdanken, entstehen, wenn Wasser mit einer heißen Gesteinsschmelze im Untergrund zusammentrifft. Es gibt sie nicht nur in der Eifel, sondern eigentlich fast überall dort, wo es auch andere Arten von Vulkanismus gibt und Wasser mit geschmolzener Lava plötzlich zusammentreffen kann. Vielfach lassen sich auch die Reste von ehemaligen Maaren in älteren Gesteinsserien nachweisen, so z. B. auf der Schwäbischen Alb im Gebiet um Bad Urach, wo es im Miozän vor ca. 16–17 Mio. Jahren zu einer großen Zahl von Maarexplosionen kam (► Abschn. 14.5), oder in der Grube Messel, wo sich in den Maarablagerungen eine einzigartige Fauna und Flora aus dem Eozän erhalten hat (► Abschn. 14.3).

Die Wirkung der explosionsartigen Verdampfung von Wasser, wie sie bei einer Maarexplosion in der Tiefe stattfindet, ist bei Vorführungen auf Feuerwehrfesten eine publikumswirksame Aktion. Dazu wird ein Behälter mit Öl (hier wird auf die Gefährdung durch brennende Fritteusen hingewiesen) bis fast an den Siedepunkt des Öls, der bei ca. 200–220 °C liegt, erhitzt und in Brand gesetzt. Wenn man nun versucht, das brennende Öl mit Wasser zu löschen, erreicht man das Gegenteil: Es kommt zu einer heftigen Explosion des nun augenblicklich verdampfenden Wassers. Hier passiert das Gleiche wie beim Aufeinandertreffen von heißem, flüssigem Magma und Grundwasser. Das Wasser dehnt sich infolge der Verdampfung in kürzester Zeit auf den 168-fachen Rauminhalt aus, d. h., dass ein Liter Wasser 168 Liter Wasserdampf ergibt. In einer Tiefe von 2–3 km kann der beim Aufeinandertreffen entstehende **Dampfdruck** so groß werden, dass das Gebirge darüber nachgibt und eine vulkanische Explosion erfolgt.

Die Entstehung von Maaren war lange umstritten. Rund um den Pazifik konnten jedoch wie z. B. 1977 im Nordwestteil der Alaska-Halbinsel Neubildungen von Maaren beobachtet werden (Ukinrek-Maare), sodass man heute den Prozess der Maarbildung recht gut versteht.

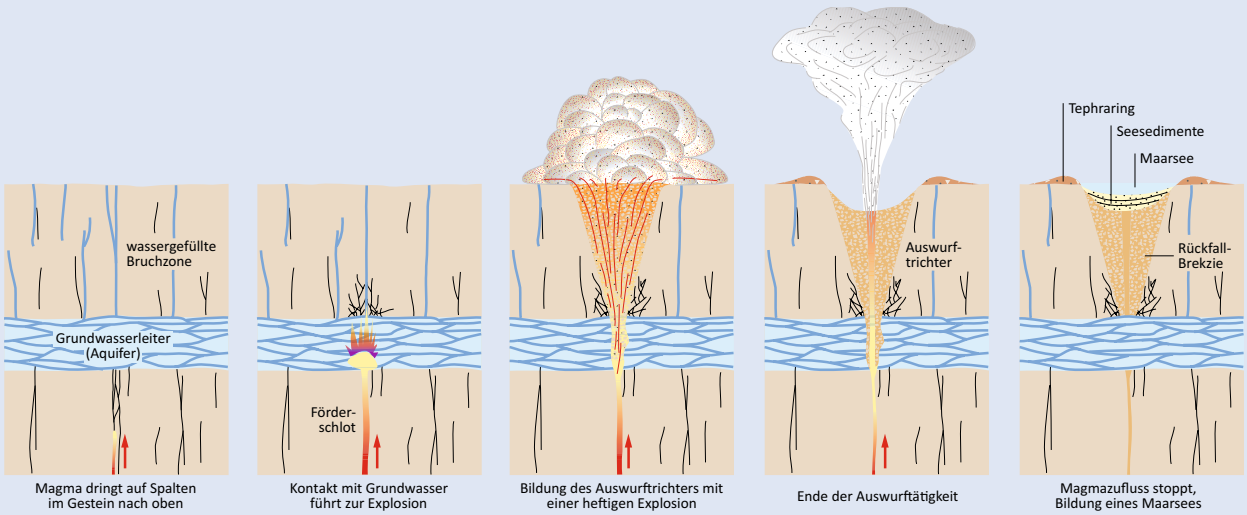


Abb. 14.4 Entstehung eines Maares beim Kontakt von Grundwasser und aufsteigendem Magma

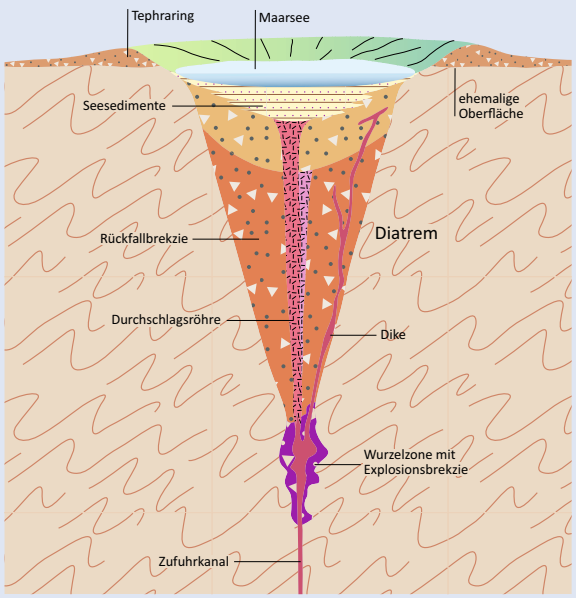


Abb. 14.5 Schnitt durch einen Maartrichter nach dem Erlöschen des Maarvulkanismus und der Entwicklung eines Maarsees. (Verändert nach Lorenz 2000)

Auslöser der Explosionen sind vor allem Oberflächenwässer und zirkulierendes Grundwasser auf Klüften im Untergrund. In manchen Fällen reichen die Klüfte sehr tief und können auch von magmatischen Schmelzen für ihren Aufstieg verwendet werden. Wenn dann in relativ seichter Tiefe Wasser und Lava aufeinandertreffen, kann es zu den oben beschriebenen Effekten mit der Folge einer heftigen Explosion kommen (◘ Abb. 14.4). In einem röhrenförmigen Schlot wird ein Gemisch aus zertrümmertem Umgebungsgestein, Gesteinsschmelze und Wasserdampf an die Oberfläche herausgeschossen. Es entstehen Tuffe, die überwiegend aus dem Gestein bestehen, das bei der Explosion zertrümmert wird, der Anteil an magmatischem Gestein ist hingegen relativ gering. Die Tuffe bilden einen Wall um den Maarrand und können sich um das Maar herum als eine dichte Decke ablagern. Solche Explosionsvorgänge sind kurzlebige Ereignisse, die meist nur wenige Tage oder Wochen andauern. Sie sind nur so lange aktiv, bis die Druckentlastung vollständig erreicht ist. Danach werden die Schlote durch die Schlotbrekzie versiegelt (◘ Abb. 14.5) und in der Regel auch später nicht wieder reaktiviert. Nachfolgende Maarexplosionen suchen sich ihren Weg nach oben an einer anderen Stelle, wobei dies aufgrund der vorhandenen Bruchstrukturen häufig auch in der direkten Nachbarschaft eines schon existierenden Maares sein kann (z. B. ◘ Abb. 14.10). Nach dem Beginn einer Maarexplosion ist die Menge des nachlaufenden Wassers schließlich dafür verantwortlich, wie groß ein Maar wird. Kleinere Folgeexplosionen bei geringen Wassermengen finden in 30 bis 100 m Tiefe statt, es können aber auch mehrere hundert Meter bis zu Kilometern erreicht werden, wenn viel Wasser z. B. im Umfeld eines Flusses, wasserreichen Baches oder Sees nach unten in den Förderschlot hineinläuft.
Der durch die Explosion geschaffene Auswurftrichter wird nach dem Ende der Tätigkeit mit zertrümmertem Gesteinsmaterial teilweise wieder angefüllt (◘ Abb. 14.4) und im Krater sammelt sich Wasser, das den Maarsee bildet. Der Durchmesser solcher Maare liegt zwischen 50 m bis zu 2 km, wobei die Maare der Eifel in der Regel ein paar hundert Meter nicht überschreiten. Der Laacher See, der häufig auch als Maar bezeichnet wird und deutlich größer ist als die typischen Eifelmaare, ist jedoch nicht durch eine phreatomagmatische Eruption, sondern durch den Einbruch einer Caldera entstanden (► Abschn. 14.1).

nen halben Zentimeter dicke Lagen lassen sich noch auf der Insel Bornholm in einer Entfernung von über 700 km nachweisen. Für die Datierung der jüngsten Sedimentschichten in den Gebieten, die von den Aschewolken des Laacher Sees erreicht wurden, stellen diese Ablagerungen einen hervorragenden Markerhorizont dar, da es heute unter Verwendung verschiedener Datierungsmethoden möglich ist, den Zeitpunkt des Laacher-See-Ausbruchs schon recht genau zu bestimmen. Insbesondere die **Dendrochronologie** (zusammengesetzt aus griech. *dendron*: Baum, *chronos*: Zeit und *logos*: Lehre) hat hier entscheidend zu beigetragen, wobei im Falle des Laacher Sees die Anbindung an die Dendrokurve noch nicht komplett möglich ist, aber neue Forschungsergebnisse stehen bevor und werden hier sicher mehr Klarheit verschaffen (Kaiser et al. 2010). Das Wachstum von Bäumen ist abhängig von den jährlich wechselnden Wetterverhältnissen, was sich in unterschiedlich dicken Baumringen äußert. Da sich das Wetter aber über Jahre hinweg nicht regelmäßig ändert, ist eine Abfolge von unterschiedlich dicken Baumringen immer charakteristisch für einen bestimmten Zeitabschnitt. Das gilt insbesondere dann, wenn es, z. B. infolge eines großen Vulkanausbruchs, zu kurzfristigen, aber drastischen Änderungen des Klimas kommt. Man kann die Jahrringmuster, ähnlich wie bei Datierungen anhand von Umpolungen des Magnetfeldes, mit dem Strichcode an einem Produkt vergleichen, das an unseren Supermarktkassen mit einem Lesegerät einfach und schnell identifiziert werden kann. In ähnlicher Art und Weise können so die unterschiedlich dicken Baumringe Auskunft über die Zeit geben, in denen das Holz entstand. So ist es inzwischen möglich, mehrere Jahrtausende zurückzudatieren, wenn die zu diesen Zeiten gewachsenen Hölzer konserviert wurden. Derzeit liegen die bestmöglichen Angaben für das Alter des Laacher-See-Vulkanausbruchs bei 12.916 Jahren vor heute (standardmäßig bezogen auf 1950; Baales et al. 2002) bzw. 10.966 Jahre v. Chr. (Jöris und Weninger 2000). Außerdem lässt sich anhand von Pollen bestimmter Pflanzen, die in den Aschelagen gefunden wurden, der ungefähre Zeitpunkt im Frühling angeben: Sauergräser (Seggen) waren bereits verblüht, während zu den Rosengewächsen zählende Traubenkirschen noch nicht reif waren.



◘ **Abb. 14.6** Tephra-Ablagerungen des Laacher-See-Vulkans am Wingertsberg bei Mendig, die sog. Wingertsbergwand. In der Bildmitte sind Dünen innerhalb der Tephraschichten zu erkennen, die von den hohen Geschwindigkeiten bei der Ablagerung zeugen. [N 50°23'31" / O 7°16'30"]



Abb. 14.7 Trasshöhlen im Brohltal nördlich des Laacher Sees. [N 50°27'37" / O 7°17'48"]



Abb. 14.8 CO_2-Mofetten (Gasaustritte aus dem Untergrund) am Rand des Laacher Sees. [N 50°24'46" / O 7°17'8"]

Die Aktivität des Laacher-See-Vulkans ist auch heute noch nicht vollständig erloschen, wie sich an Blasenbildungen an vielen Stellen insbesondere im östlichen Uferbereich, aber auch im offenen Laacher See nachweisen lässt. Die Blasen zeigen den Austritt von Kohlendioxid (CO_2) an, der mancherorts so stark wie bei einer frisch geöffneten Sprudelflasche ist (Abb. 14.8). Diese Gasaustritte werden als **Mofetten** bezeichnet. Offenbar ist der Krater noch nicht ganz abgekühlt, und es ist noch ein heißer Herd vorhanden. Es ist auch durchaus denkbar, dass der Laacher-See-Vulkan irgendwann einmal wieder erwacht und erneut ausbricht. Wann dies sein könnte, lässt sich jedoch nach dem derzeitigen Kenntnisstand nicht vorhersagen. Grundsätzlich werden nach internationaler Übereinkunft Vulkane, deren Ausbruch nach dem Ende der letzten Eiszeit erfolgt ist, als aktiv angesehen. Unter diesem Aspekt gibt es eine Reihe von Wissenschaftlern, die eine kontinuierliche Beobachtung der Vulkanfelder in der Eifel und eine Quantifizierung der möglichen Gefahren fordern. So lässt der sicher stark überzeichnete Katastrophenfilm *Vulkan*, der in Anlehnung an einen Science-Fiction-Roman von Ulrich Schreiber (2006) beim Privatsender RTL ausgestrahlt wurde, das Szenario eines Vulkanausbruchs und seinen Folgen vor unseren Augen entstehen. Unmöglich ist so etwas in der Eifel sicher nicht, allerdings deutet im Moment nichts darauf hin, dass uns dort ein Vulkanausbruch unmittelbar bevorsteht. Die laut Schmincke (2009) einzige seriöse Aussage, die derzeit mit Bezug auf den Eifelvulkanismus getroffen werden kann, ist, dass auch in der Zukunft weitere Vulkane in der Eifel ausbrechen werden. Zeitpunkt, Ort und Art einer möglichen Eruption lassen sich nicht unbedingt vorhersagen. In Vulkangebieten mit einer guten und vollständigen Dokumentation aller verfügbaren Daten kann eine bevorstehende Eruption aber durchaus schon Jahrzehnte vorher erkannt werden, wenn man die verfügbaren Untersuchungs- und Beobachtungsmethoden konsequent anwendet (Schmincke et al. 2011).

Der Laacher See-Vulkan hatte mindestens zwei Vorläufer, den **Rieden-Vulkan** (ca. 400.000 Jahre) und den **Wehr-Vulkan** (ca. 220.000 Jahre), die sich nur wenige Kilometer östlich des Laacher See-Vulkans befinden. Sie sind allerdings nicht als direkte Vorgänger des Laacher-See-Vulkans anzusehen, dessen Vorgeschichte der Eruption vor etwa 30.000 Jahren begann. Anhand von Altersdatierungen einzelner Minerale (Zirkon, Pyrochlor; Schmitt et al. 2011) kann man belegen, dass sich die Magmenkammer unter dem Vulkan zu dieser Zeit in geringer Tiefe entwickelte. Etwa 4000 Jahre vor der Eruption gewann sie an Größe. Warum dann nach mehreren tausend Jahren die Eruption stattfand, ist nicht bekannt. Gründe dafür könnten tektonische Spannungen in der Erdkruste, die Anreicherung vulkanischer Gase und damit die Erhöhung des Drucks oder auch die erneute Zufuhr von Magma aus der Tiefe gewesen sein.

Regional gesehen befindet sich der Laacher-See-Vulkan in einem Gebiet, in dem es schon seit dem Eozän regelmäßig zu vulkanischen Ereignissen kommt. An über 400 Orten in der Eifel lassen sich vulkanische Zentren nachweisen, an denen es zum Ausfluss oder Auswurf vulkanischer Förderprodukte oder zur Bildung von Maaren kam (Abb. 14.9). Typisch für die Eifel sind die Maare, deren vulkanischer Ursprung hier schon Anfang des 19. Jahrhunderts erkannt wurde (▶ Box 24: Maare). Im Streit zwischen Neptunisten, die alle Gesteine als im Wasser der Ozeane abgelagerte Sedimente deuteten und zu denen auch Johann Wolfgang von Goethe zählte, und den Plutonisten, die Gesteine ursprünglich von vulkanischen Kräften ableiten, erlangten die Maare eine gewisse Bedeutung.

Die älteren vulkanischen Bildungen der Eifel aus dem Tertiär konzentrieren sich in der Hocheifel, während der Vulkanismus in der Westeifel (*West Eifel volcanic field*, WEVF) und in der Osteifel (*East Eifel volcanic field*, EEVF) entlang von NW-SO streichenden Störungszonen zu finden ist (Abb. 14.1) und erst im Quartär vor etwa 650.000 Jahren einsetzte. Da in der Eifel bei Vulkanausbrüchen meist leicht erodierbare Tuffablagerungen entstanden, gibt es in der Hocheifel vorwiegend als Härtlinge herauspräparierte Schlotfüllungen, die heute als rundliche Kuppen in der Landschaft erkennbar sind. Die Tuffablagerungen dieser vulkanischen Bildungen aus dem Tertiär sind hingegen längst wegtransportiert. Es handelt sich dabei vorwiegend um Alkalibasalte, z. T. auch um Andesite und Trachyte, deren Alter zwischen 44 und

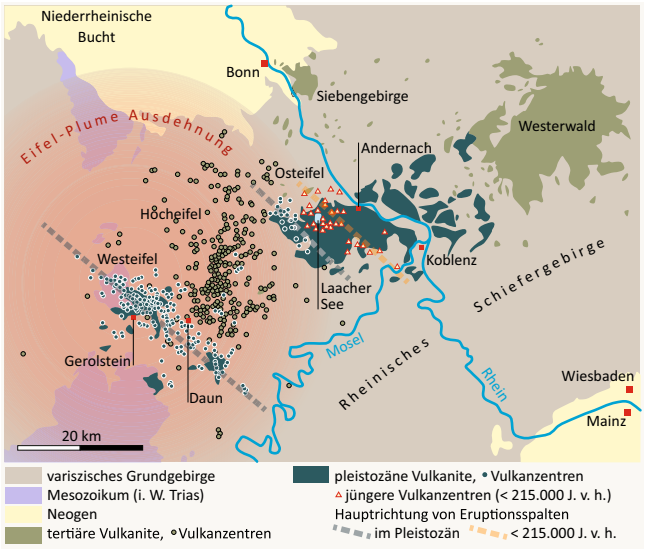


Abb. 14.9 Quartäre und tertiäre Ausbruchszentren in den Vulkangebieten des Rhein-Mosel-Gebietes (Westeifel, Osteifel, Siebengebirge, Westerwald). (Verändert und ergänzt nach Schmincke 2008; Ausdehnung des Eifel-Plumes nach Bräuer et al. 2013)

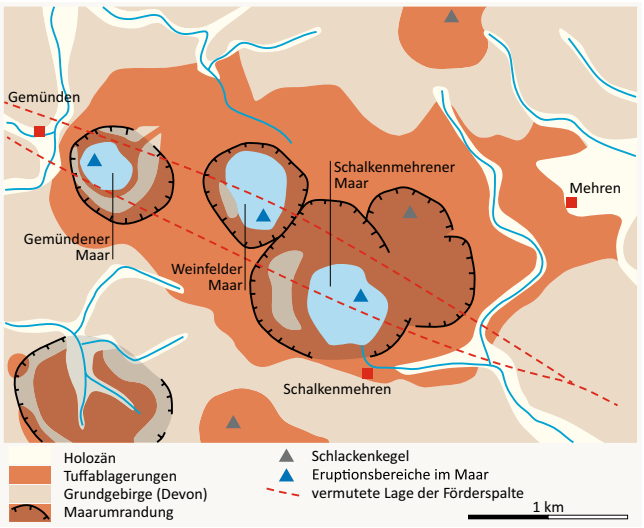


Abb. 14.10 Schalkenmehrener Maare und ihre Beziehung zu einer WNW-OSO ausgerichteten Förderspalte im Untergrund. (Verändert und ergänzt nach Büchel und Krawczyk 1986)

35 Mio. Jahren v. h. liegt. Markante Berge, die aus diesen tertiären Basalten bestehen sind z. B. die Hohe Acht, mit 747 m ü. NN der höchste Berg in der Eifel, und der benachbarte Raßberg (667 m) oder die Nürburg (678 m) in der Nähe von Adenau.

Die Vulkanruinen der Hocheifel unterscheiden sich in ihrer chemischen Zusammensetzung deutlich von den quartären Eifelvulkaniten und stehen mit diesen trotz ihrer geographischen Nähe in keinem engeren Zusammenhang. Bei den Vulkanbauten der Ost- und Westeifel, deren jüngste Eruption gerade einmal vor etwa 11.000 Jahren stattfand, sind häufig noch die Kraterstrukturen erhalten. Die jüngsten Maare, deren Alter bislang noch nicht endgültig festgestellt werden konnte (Ulmener Maar, Pulvermaar), sind wohl jünger als der Laacher-See-Ausbruch, die Altersdatierungen streuen aber stark zwischen 6500 und 12.400 Jahren. Als wahrscheinlich werden Alter von 10.000 bis 11.000 Jahren angesehen.

Bei Schalkenmehren und Gemünden gibt es eine zusammengehörende Gruppe von wassergefüllten und trockenen Maaren, die auf einer Distanz von wenig mehr als einem Kilometer auftreten (Abb. 14.10). Die Maare, das Gemündener, das Weinfelder Maar und das Schalkenmehrener Doppelmaar, das ein wassergefülltes westliches und ein trockenes östliches Maar umfasst, liegen fast perlschnurartig aufgereiht entlang einer im Untergrund vermuteten **Förderspalte**, in der das Magma in diesem Umfeld aufdringen konnte. Reichlich vorhandenes Grundwasser konnte in der Bruchzone nach unten versickern und beim Kontakt mit dem heißen aufdringenden Magma zu den Maarexplosionen führen (▶ Box 24: Maare). Die Ausrichtung der Förderspalte in NW-SO-Richtung steht im Einklang mit dem im Pleistozän herrschenden Spannungsfeld (Abb. 8.3), dessen Hauptdehnungsrichtung in NO-SW-Richtung und damit senkrecht zu den Förderspalten verläuft (Abb. 14.10).

Der Vulkanismus in der Eifel ist heute vor allem durch die vielfältig vorkommenden Maare und den Laacher See bekannt. Doch kommen hier auch andere Formen von Vulkanbauten und -produkten vor. Vielfach verbreitet sind **Lavaströme** aus Alkalibasalt, die sich oft über mehrere Kilometer erstrecken. Besonders gut lassen sich die Basalte im Nettetal bei Mayen und an der Ettringer Lay zwischen Mayen und Mendig beobachten. Der hier aufgeschlossene Basaltstrom gehört zur Vulkangruppe des Bellerberges, der vor ca. 200.000 Jahren ausbrach und seinen Lavastrom über die Landschaft ergoss. Die Basalte wurden schon von alters her abgebaut und zählen zu den ältesten Abbaustätten für Basaltlava, die schon vor über 7000 Jahren für die Herstellung von Getreidereiben und Mühlsteinen genutzt wurden. Ab dem Mittelalter wurde der Basalt auch unter Tage abgebaut, wodurch große Hohlräume entstanden, die man in der Folgezeit als Kühlkeller insbesondere für die Gärung und Lagerung von Bier nutzte. Heute werden die nicht mehr genutzten Hohlräume der „Bierkeller“ von einer der größten Fledermauspopulationen Deutschlands bevölkert.

Die chemische Zusammensetzung der basaltischen Gesteine des Eifelvulkanismus zeigt, dass es sich um intrakontinentale Basalte handelt, die vermutlich über einem Heißen Flecken entstanden (Abb. 14.9). Dieser Heiße Flecken, der als **Eifel-Plume** bezeichnet wird und in den letzten beiden Jahrzehnten intensiv untersucht wurde, förderte in der Eifel vorwiegend Alkalibasalte und Vulkanite mit Mineralen, die als Feldspatvertreter (Foide) angesprochen werden und ein Defizit an SiO_2 im Gesamtgesteinschemismus anzeigen (Abb. 3.12). Dabei handelt es sich vor allem um Nephelinite (überwiegend aus dem Mineral Nephelin, einem Foid, bestehend), Basanite, Tephrite und Phonolithe. Die Lithosphäre unter der Eifel, die den lithosphärischen Mantel und die hier etwa 30 km mächtige kontinentale Kruste umfasst, ist gegenüber dem westlichen und östlichen Europa mit 70 km (gegenüber normalen 90–110 km) erheblich ausgedünnt (Abb. 14.1). Aufsteigendes Mantelmaterial der Asthenosphäre kann daher durch Druckentlastung partiell aufschmelzen und den Vulkanismus verursachen, ins-

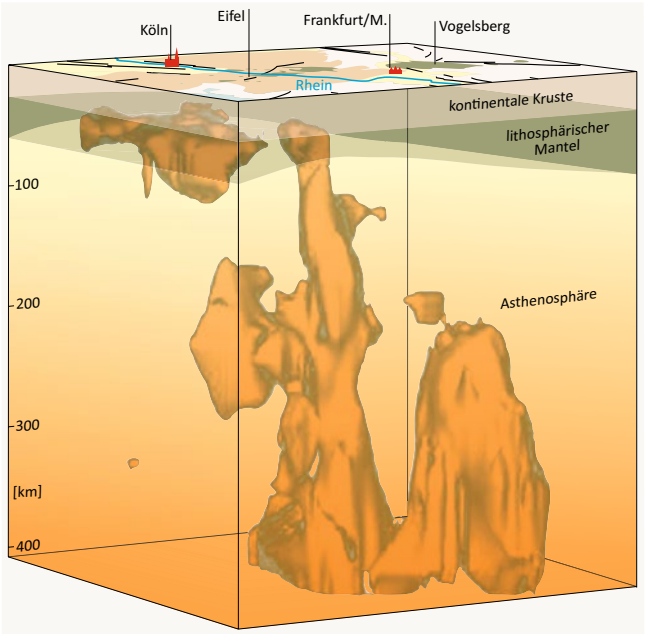


Abb. 14.11 Der Manteldiapir unter dem Vulkanfeld der Eifel (der sog. Eifel-Plume) nach seismotomographischen Untersuchungen des Eifel-Plume-Projektes. (Verändert und ergänzt nach Schüring 2002)

besondere dann, wenn es über dieser Zone zu Dehnungsbewegungen und damit entlang von Brüchen zu Wegsamkeiten für magmatische Schmelzen kommt.

Anhand seismotomographischer Untersuchungen ist es gelungen, ein dreidimensionales Bild des Eifel-Plumes zu erstellen (Abb. 14.11; verändert nach Schüring 2002). Dazu ermittelt man die Schwankungen der Laufzeiten seismischer Wellen im Erdkörper, wobei unterschiedliche Temperaturbereiche abgebildet werden können (▶ Kap. 3). Hohe seismische Geschwindigkeiten zeigen kaltes Material an, während erniedrigte Geschwindigkeiten heißes und möglicherweise in einem Heißen Flecken aufsteigendes Material anzeigen. Es könnte auch sein, dass sich darin geschmolzenes Material befindet. Größere Körper mit niedrigen seismischen Geschwindigkeiten werden als **Manteldiapire** interpretiert und finden sich wie in der Eifel unter vielen aktiven vulkanischen Gebieten. Zwischen aufdringenden Manteldiapiren und vulkanischen Ereignissen an der Oberfläche besteht demnach ein klarer Zusammenhang.

14.2 Westerwald, Siebengebirge, Vogelsberg, Rhön, Heldburger Gangschar

Im **Westerwald** gibt es einige noch relativ junge Basaltvorkommen mit Altern von etwa 300.000 bis 800.000 Jahren, die genetisch mit dem Vulkanismus des östlichen Vulkanfeldes der Eifel (EEVF) zusammengehören (Abb. 14.1). Die großen basaltischen und trachytischen Vulkanitvorkommen des Westerwaldes sind jedoch älter und an der Wende Oligozän/Miozän (28–22 Mio. Jahre v. h.) und im Oberen Miozän (8–5 Mio. Jahre v. h.) entstanden. Sie unterscheiden sich nicht nur altersmäßig, sondern auch vom Chemismus her von den Vulkaniten der Eifel, sind aber mit den Vulkaniten des benachbarten **Siebengebirges** (28–22 Mio. Jahre v. h.) gut korrelierbar. Ein markantes Beispiel für den älteren Vulkanismus des Westerwaldes ist der ca. 25 Mio. Jahre alte Basaltkegel des Druidensteins im nördlichen Rheinland-Pfalz wenige Kilometer östlich von Betzdorf.

Sowohl der Vulkanismus des Westerwaldes als auch des Siebengebirges (Abb. 14.1) hängen mit Dehnungsbewegungen zusammen, die mit dem Einbrechen der tertiären Grabensysteme einhergehen. So liegen die Vulkane des Siebengebirges auf NW-SO streichenden Störungen, die zu den Grabenstörungen am Nordostrand der Niederrheinischen Bucht gehören. Die Dehnungsbewegungen äußerten sich auch in der Absenkung des Neuwieder Beckens. Durch die Dehnungen konnte das für kontinentale Kruste typische Magma aus großen Tiefen aufsteigen.

Nach einer Phase von plinianischen Eruptionen drangen die für das Siebengebirge typischen Trachyte und Latite in die zuvor abgelagerten Tuffe ein. Besonders eindrucksvoll sind die **trachytische Quellkuppe** am Drachenfels bei Bonn und die direkt benachbarte **latitische Staukuppe** der Wolkenburg (Abb. 14.12). Die vulkanischen Strukturen wurden später durch die fortschreitende Erosion des Rheins freigelegt. Heute liegen die Trachyte am Drachenfels in Aufschlüssen unterhalb der Burgruine frei, wo sie wegen ihrer mehrere Zentimeter großen Sanidin-Einsprenglinge (Hochtemperaturmodifikation des Alkalifeldspats), die häufig in Zwillingsform zusammengewachsen vorliegen, bekannt sind. Im 13. Jahrhundert wurden die Drachenfels-Trachyte für den Bau des Kölner Doms verwendet, da die Steinbrüche durch ihre direkte Nähe zum Rhein und der einfachen Transportmöglichkeiten mit Schiffen günstig gelegen waren. Leider ist das Gestein stark verwitterungsanfällig, weswegen man heute vorwiegend Basalte aus dem Vogelsberggebiet für die nötigen Reparaturarbeiten verwendet.

Der **Vogelsberg** ist zwar mit 2100 km² Größe (etwa die Fläche des Saarlandes) das größte zusammenhängende Vulkangebiet Mitteleuropas (Abb. 14.1), er ist jedoch nicht, wie häufig angenommen und von Cloos (1950) in seiner Strukturkarte der deutschen Mittelgebirge gezeichnet, ein großer Schichtvulkan, sondern setzt sich aus vielen übereinandergeschichteten Decken vorwiegend basaltischer und trachytischer Natur zusammen. Diese Erkenntnisse beruhen vor allem auf einer Forschungsbohrung, die 2007 am Rehberg im Vogelsberggebiet niedergebracht wurde. Die heutige Form des Vogelsberges, der in seinen weitesten Ausläufern bis nach Frankfurt am Main reichte, erinnert an einen schildförmigen Vulkan, sie ist aber das Ergebnis eines komplexen Zusammenspiels aus Hebungsvorgängen und Erosion und ist nicht das Produkt eines großen Eruptionszentrums mit einem zentralen Krater. Das System des Vogelsberg-Vulkanismus, zu dem auch die Vulkangebiete der Hessischen Senke und des Knüllwaldes gehören, war im Miozän aktiv. Die Förderung der Vulkanite begann vor ca. 20 Mio. Jahren, erreichte ihr Maximum zwischen 15 und 18 Mio. Jahren v. h. und klang vor ca. 10 Mio. Jahren aus. Nach anfänglichen Ergüssen von Trachyten und Phonolithen wurden hier vor allem Basalte (Alkalibasalte und Tholeiite) gefördert. Unter subtropischen Bedingungen, die zur Zeit der Bildung der Vulkanite herrschten, wurden die Vulkanite durch **lateritische Verwitterung** in rote

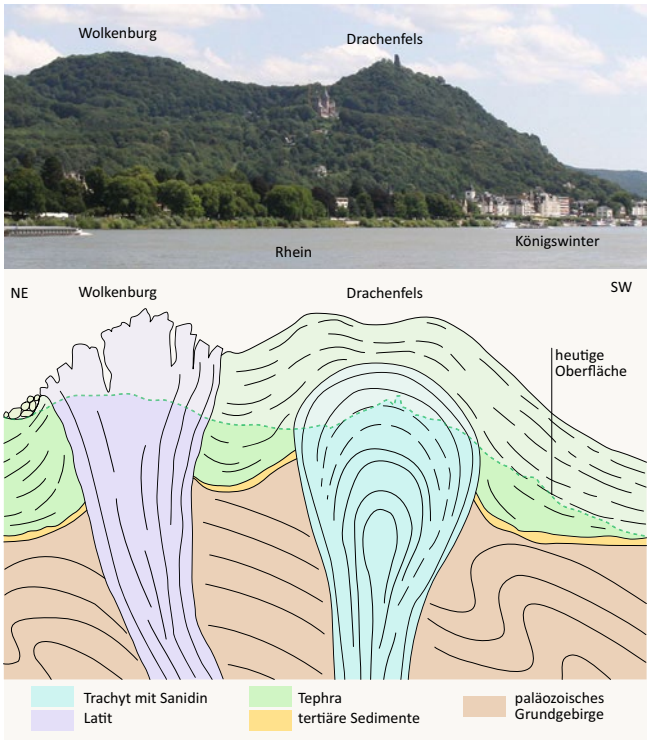


Abb. 14.12 Schnitt durch die trachytische Quellkuppe des Drachenfels und den latitischen Schlot der Wolkenburg im Siebengebirge bei Bonn. (Verändert und ergänzt nach Wunderlich 1968)

Tone umgewandelt, die auch heute noch an vielen Stellen im Vogelsberggebiet vorhanden sind. Stellenweise kam es zu dieser Zeit auch zur Bildung von Bauxit (Aluminiumerz) und Eisenerzen, die vom Mittelalter bis noch ins 20. Jahrhundert hinein abgebaut wurden.

Die **Hessische Senke** liegt in der nördlichen Fortsetzung des Oberrheingrabens und ist auch in etwa zeitgleich mit diesem entstanden (Abb. 14.1). Der Vulkanismus setzte hier erst später im Miozän ein und liegt mit 11 bis 15 Mio. Jahren v. h. zeitlich parallel zum Vogelsberg-Vulkanismus, die Hauptförderungsphase setzte jedoch erst nach derjenigen im Vogelsberg ein. Es handelt sich vorwiegend um Basalte und Foid führende basische Gesteine wie z. B. am Hohen Meißner in der Nähe von Kassel, der vor 11,5 Mio. Jahren entstand, und um Basalttuffe, die v. a. im Habichtswald bei Kassel auftreten. Die vulkanische Aktivität in der südöstlich davon gelegenen Rhön umfasst einen größeren Zeitraum von 25 bis 11 Mio. Jahren mit einer Hauptaktivitätsphase zwischen 22 und 18 Mio. Jahren v. h. Die Zusammensetzung der Magmen ist mit Basalten, Basaniten, Nepheliniten und Trachyten (Abb. 3.12) breit gefächert, wobei insbesondere in der westlichen **Rhön** wie z. B. an der Milseburg phonolithische und trachytische Magmen dominieren. In der hohen Rhön finden sich auf der höchsten Erhebung, der Wasserkuppe, überwiegend Basanite. 40 km östlich der Rhön im Grabfeld befindet sich die **Heldburger Gangschar**, deren Gänge in SSW-NNO-Richtung streichen und damit parallel zum Grabensystem des Oberrheingrabens verlaufen (Abb. 14.1). Bei den Gängen handelt es sich vorwiegend um basaltische bis hin zu phonolithischen Magmen. Insgesamt dürften in den tertiären Vulkangebieten mehrere hundert Meter an Überdeckung seit der Förderung der Magmen durch Erosion entfernt worden sein.

14.3 Kleinere Schlote im Odenwald, Grube Messel

Die ältesten vulkanischen Bildungen, die mit den tertiären Grabenbildungen in Deutschland in Zusammenhang stehen, befinden sich am Nordostrand des Oberrheingrabens im Gebiet des Odenwaldes. Der Vulkan des **Katzenbuckels** begann seine Aktivität bereits am Ende der Kreide vor ca. 68 Mio. Jahren und brach vor 40 Mio. Jahren erneut aus. Dabei handelte es sich vermutlich um einen explosiven Maarvulkan, in dessen Schlotbrekzie Gesteine aus darüberliegenden Schichten gefunden werden, die heute längst abgetragen sind. Die Vulkanruine aus Foid führendem Basalt und Schlotbrekzie befindet sich inmitten der Buntsandsteinhochfläche des Odenwaldes, in der Brekzie kommen aber auch Fragmente der Oberen Trias und des Juras vor. Es wird daher angenommen, dass die Landoberfläche zur Zeit der Ausbrüche um 500–600 m höher gelegen hat. Zwei weitere ebenfalls basaltische Vulkanreste im näheren Umfeld bilden den Roßberg (52 Mio. Jahre v. h.) und den Otzberg (35–20 Mio. Jahre v. h.).

In der Nähe von Darmstadt befindet sich auf der Hochscholle des **Sprendlinger Horstes**, der in der nördlichen Verlängerung des Odenwaldes liegt, die Ölschiefergrube **Messel** (Abb. 14.13). Hier haben sich aufgrund besonders günstiger Umstände eine Vielzahl von Fossilien aus der Eozänzeit erhalten, die uns ein einzigartiges Bild der Flora und Fauna in dieser Zeit liefern. In der Grube Messel wurden bis 1970 über 100 Jahre lang bituminöser Tonstein, Eisenerz und Braunkohle abgebaut. Der Tonstein wurde zur Gewinnung von Erdölprodukten verschwelt. In den 80er-Jahren des vergangenen Jahrhunderts wollte man die Grube als Müllkippe nutzen, doch wurde dies nach Bürgerbegehren und vielen Demonstrationen letztlich aufgrund eines Formfehlers der Behörden 1990 verhindert. Nur kurze Zeit später, im Jahr 1995, wurde der ehemalige Ölschieferabbau in die Liste der UNESCO-Weltnaturerbestätten aufgenommen.

Im Mittleren Eozän vor ca. 49 Mio. Jahren kam es im Gebiet von Messel zu einigen Maareruptionen, wie wir sie aus jüngerer Zeit aus der Eifel kennen. Wasser kam im Untergrund mit aufdringendem Magma, vermutlich im Zusammenhang mit der zu dieser Zeit beginnenden Dehnung und Einsenkung im Oberrheingrabengebiet, in Kontakt. Das führte zu phreatomagmatischen Eruptionen, die in der Gegend einige Maare hervorbrachten. In Messel bildete sich ein besonders tiefes Maar, in dem sich für etwa 1 ½ Mio. Jahre ein See entwickeln konnte, der in seinen tieferen Wasserschichten aufgrund der fehlenden Durchlüftung sauerstofffreies Wasser enthielt (Abb. 14.13). Zur Zeit der Maarbildung herrschten in Mitteleuropa tropische Klimabedingungen, die eine reichhaltige Fauna und Flora gedeihen ließen. Abgestorbene Organismenreste, die in den See hineinfielen, dort hineingeschwemmt wurden oder aus den oberen Wasserschichten stammten, verfaulten nicht, sondern wurden in einer heute bis zu 150 m mächtigen Schicht von bituminösen

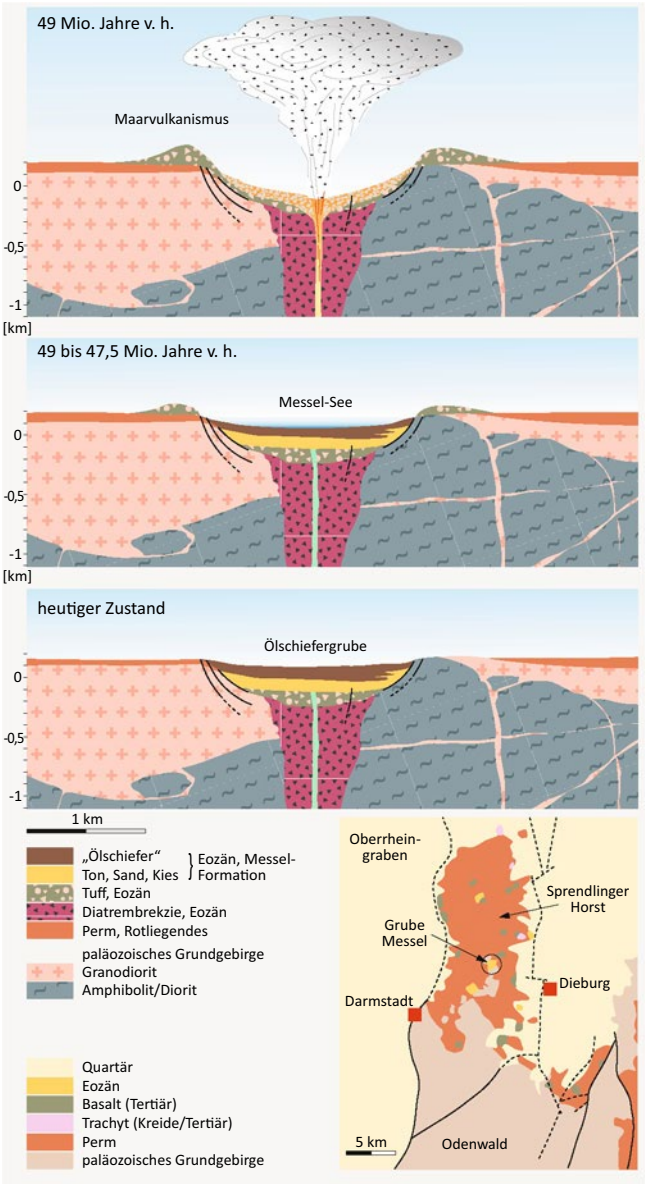


Abb. 14.13 Entstehung der Ölschiefergrube in Messel durch tertiären Maarvulkanismus und der nachfolgenden Entwicklung eines Sees im Maartrichter. Am Seegrund entwickelte sich eine sauerstofffreie Zone, in der die organischen Reste erhalten blieben. (Verändert und ergänzt nach Harms et al. 1999a; Buness et al. 2005; Kartenausschnitt nach Harms et al. 1999b)

Tonsteinen erhalten, die man häufig, petrographisch nicht ganz korrekt, als **Ölschiefer** bezeichnet. Bei den Ölschiefern handelt es sich um eine feinlaminierte Wechsellagerung aus Algenlaminiten und Tonlagen mit einem Anteil an organischem Material von ca. 30 % (Goth 1990). Die papierdünne, feine Schichtung der Sedimente blieb erhalten, da es nicht zur Bioturbation durch wühlende Organismen kam. Auf diese Weise blieben eine große Menge von Organismenresten, die unter normalen Umständen nicht erhaltensfähig sind, der Nachwelt überliefert und zeigen uns heute ein weltweit einzigartiges Bild der eozänen Lebewelt (► Box 17: Euxinisches Milieu). Die Fossilien sind teilweise so gut erhalten, dass sogar die schillernden Farben der Insektenpanzer noch zu sehen sind. Die berühmtesten Fossilien der Grube Messel dürften die Urpferdchen (*Propalaeotherium*) sein, etwa hundegroße Verwandte unseres heutigen Pferdes, die allerdings nicht die unmittelbaren Vorfahren unserer Pferde darstellen, sondern einen kurz darauf wieder ausgestorbenen Seitenzweig. Aber es finden sich auch unzählige andere Reste von Krokodilen, Schildkröten, Vögeln, Fischen oder Fröschen, Insekten und Pflanzen aller Art. Sogar ein vollständig erhaltenes Skelett einer Primatenart (*Darwinius masillae*) wurde hier erst kürzlich gefunden (Franzen et al. 2009). Kurzum, die Grube Messel stellte sich als ein wahrer Glücksfall für die Paläontologie heraus.

14.4 Kaiserstuhl

Der nordwestlich von Freiburg im Breisgau gelegene **Kaiserstuhl** entstand in einem relativ kurzen Zeitabschnitt im Miozän vor 18 bis 16 Mio. Jahren. Er ist das Resultat des größten und zugleich auch letzten vulkanischen Ereignisses im Oberrheingraben, das einen klassischen, möglicherweise über 1000 m hohen Schichtvulkan hervorbrachte. Heute sieht man allerdings nur noch eine stark erodierte Vulkanruine. Die Zusammensetzung der hier geförderten Magmatite, die allesamt zu den Foid führenden Gesteinsgruppen der alkalischen Serie zählen (SiO_2-untersättigt; Abb. 3.12) unterscheidet sich deutlich von den tertiären Vulkankomplexen des mitteldeutschen Vulkangürtels, der sich von der Eifel im Westen bis zum Egergraben im Osten erstreckt. Neben pyroklastischen Gesteinen, die den überwiegenden Anteil der Oberflächenvulkanite des Kaiserstuhls ausmachen und meist tephritischer Zusammensetzung sind, kommen hier Lavaströme mit Basaniten (im Kaiserstuhl abweichend von der offiziellen Gesteinsbezeichnung als Limburgit nach seinem Vorkommen an der Limburg im Kaiserstuhl bezeichnet) und Olivin-Nepheliniten vor. Eine Besonderheit stellen die Subvulkanite des Kaiserstuhls dar, die durch die Erosion mehrerer hundert Meter Überdeckung inzwischen freigelegt sind. Sie bestehen zum größten Teil aus Essexiten (den subvulkanischen Entsprechungen der Phonotephrite und Tephriphonolithe; Abb. 3.12) und Theraliten (Nepehlin führende Gabbros), die oft von Gängen ähnlicher Zusammensetzung durchschlagen sind. Häufig kommen darin aus großen Tiefen stammende Xenolithe aus dem oberen Erdmantel vor. Insgesamt zeichnen sich die Subvulkanite des Kaiserstuhls durch eine große Vielfalt an verschiedenen, meist nur selten vorkommenden Gesteinsarten aus. Im Zentrum des Kaiserstuhls findet sich als jüngste Bildung ein etwa 1 km² großer Karbonatitkomplex. **Karbonatite** sind magmatische Gesteine, die nicht wie üblich aus silikatischen Mineralen, sondern zu 70–90 % aus Karbonatmineralen (Calcit, Dolomit, Siderit) bestehen. Sie kommen nur sehr selten und lokal meistens eng begrenzt vor, wobei sie vor allem im Umfeld von Riftsystemen und Heißen Flecken auftreten. Heute gibt es im Ostafrikanischen Grabensystem die höchste Konzentration von Karbonatitkomplexen. Ein weiteres prominentes Beispiel ist der Fen-Komplex in Südnorwegen, der sich zwar im Umfeld des Oslograbens befindet, jedoch mit diesem nichts zu tun hat, da er wesentlich älter ist und bereits zu Beginn des Kambriums vor ca. 540 Mio. Jahren entstand.

Weite Bereiche des Kaiserstuhls sind heute von einer Lössschicht bedeckt, die sich während der letzten Eiszeit bildete. Der

Löss wurde als äolisches Sediment im vegetationsarmen periglazialen Gebiet vor den Gletschern im Windschatten des Kaiserstuhls abgelagert. Mit Mächtigkeiten von bis zu 40 m stellt es heute eine äußerst fruchtbare Bodenbedeckung dar, die für den Weinbau im Kaiserstuhl von enormer Bedeutung ist.

14.5 Uracher Tuffschlote, Hegau

In der Umgebung von **Urach** gibt es auf einer Fläche von 40 × 40 km über 350 Ausbruchsstellen kleinerer Vulkane, die alle etwa zwischen 17 und 16 Mio. Jahren v. h. stattfanden und die von Cloos (1941) mit dem Begriff „Schwäbischer Vulkan" zusammengefasst wurden. An vielen Stellen lassen sich vulkanische Gesteine und Lockerprodukte nachweisen, einige der Ausbruchsstellen sind aber auch nur geophysikalisch nachweisbar. Bei den vulkanischen Ereignissen handelt es sich vorwiegend um explosiven Vulkanismus, der kleinere Schlackenkegel und Maare hervorbrachte. So ist z. B. im **Randecker Maar** bei Kirchheim/Teck (17 Mio. Jahre v. h.) ein heute zur Hälfte erodierter Maarkrater zu sehen, dessen Seesedimente mit Fossilien der damaligen Fauna und Flora Auskunft über die Lebensverhältnisse zur Zeit des Unteren bis Mittleren Miozän geben. Zur Förderung von Lava kam es nur vereinzelt, da die Vulkanite meistens schon im Schlot steckenblieben. Eines der wenigen Vorkommen oberflächlich ausgeflossener melilithischer Basalte (Melilith ist ein eher selten auftretendes Silikatmineral, das vor allem in stark mafischen und SiO_2-untersättigten Vulkaniten vorkommt) gibt es am Sternberg bei Gomadingen. Hier nimmt man an, dass es sich um die erstarrte Füllung eines Lavasees handelt (Kröchert et al. 2009). Das relativ große Volumen der Vulkanite am Sternberg wirkt sich auf die am Fuß des Berges gelegene Lauterquelle aus, die, anders als andere Karstquellen in der Region, eine permanente Schüttung aufweist, da sie zum großen Teil aus den Wasser speichernden basaltischen Gesteinen gespeist wird. Das Wasser ist zudem wesentlich kalkärmer als in der Umgebung und führt an der Ostseite des Sternberges zu Austauschreaktionen mit den Kalksteinen des Weißen Juras. Aus den Basalten gelöstes Magnesium wurde gegen Calcium ausgetauscht, sodass in den Kalken millimetergroße authigene (im Gestein neu gebildete) Dolomitkristalle wuchsen. Bei der oberflächlichen Verwitterung bleiben die Dolomitkristalle aber erhalten, während der Kalk weggeführt wird, sodass ein Dolomitsand entsteht, der wegen seiner scharfkantigen Bestandteile früher gerne als Stubensand zum Scheuern der Wohnstuben verwendet und abgebaut wurde. Die Spuren des Abbaus lassen sich noch heute in den verfallenen Abbaugruben erkennen.

An der Neuffener Steige ist der Rand eines Vulkanschlotes aufgeschlossen (Abb. 14.14), und am Jusi, direkt am Rand der Schwäbischen Alb bei Metzingen gelegen, oder am Calwerbühl bei Dettingen/Erms sind Schlotbrekzien auf breiter Fläche angeschnitten. In den Schlotbrekzien dieser explosiven Vulkane finden sich nicht nur Gesteine des mesozoischen Deckgebirges (Jura und Trias), sondern auch die darunterliegenden Kristallingesteine des tieferen Kontinentalsockels wie metamorphe Gesteine und Granite. Auf der Schwäbischen Alb sind die Vulkanschlote mitunter als Senken erkennbar, in denen sich



Abb. 14.14 Kontaktbereich zwischen Kalken des Weißen Juras und einer tertiären Schlotfüllung an der Neuffener Steige, Schwäbische Alb zwischen Reutlingen und Kirchheim/Teck. [N 48°32'17" / O 9°24'25"]

aufgrund der wasserspeichernden Eigenschaften der Schlotfüllungen Wasserreservoire befinden. Manche Ortsnamen mit der Endung -hilben oder -hülben weisen auf diesen Umstand hin, da „Hüle", „Hilbe" oder „Hülbe" im Bereich der Schwäbischen Alb auf Teiche verweisen. Im Albvorland sind hingegen die Vulkanschlote die härteren Gesteine, die aus diesem Grund als Härtlinge herauswittern und nicht selten kreisrunde Erhebungen darstellen (z. B. Calwerbühl bei Dettingen/Erms, Georgenberg bei Reutlingen, Floriansberg bei Metzingen, Limburg bei Kirchheim/Teck).

Im Mittleren Miozän kam es von 14 bis etwa 6 Mio. Jahren v. h. im Gebiet des **Hegaus** am westlichen Ende des Bodensees (Abb. 14.1) zu starken vulkanischen Tätigkeiten, bei denen etwa ein Dutzend Vulkane große Mengen von Tephra förderten. In die mehrere hundert Meter mächtige Tephraschicht hinein intrudierten Schlote mit vorwiegend phonolithischer und später melilithitischer Zusammensetzung. Während der letzten Eiszeit wurde die Deckschicht aus lockerer Tephra abgetragen, während die härteren Schlote stehenblieben und das heutige Bild der Landschaft im Hegau prägen. Zeugen dieser vulkanischen Tätigkeit finden sich heute in der Gegend um Singen z. B. am Hohentwiel, Hohenkrähen, Hohenstoffeln oder Hewenegg und weiteren acht bis zehn Schlotresten. Als Grund für die Entstehung der Hegau-Vulkanschlote werden schnelle Absenkungen verbunden mit Dehnungen im Bereich des südlichen Oberrheingrabens angesehen.

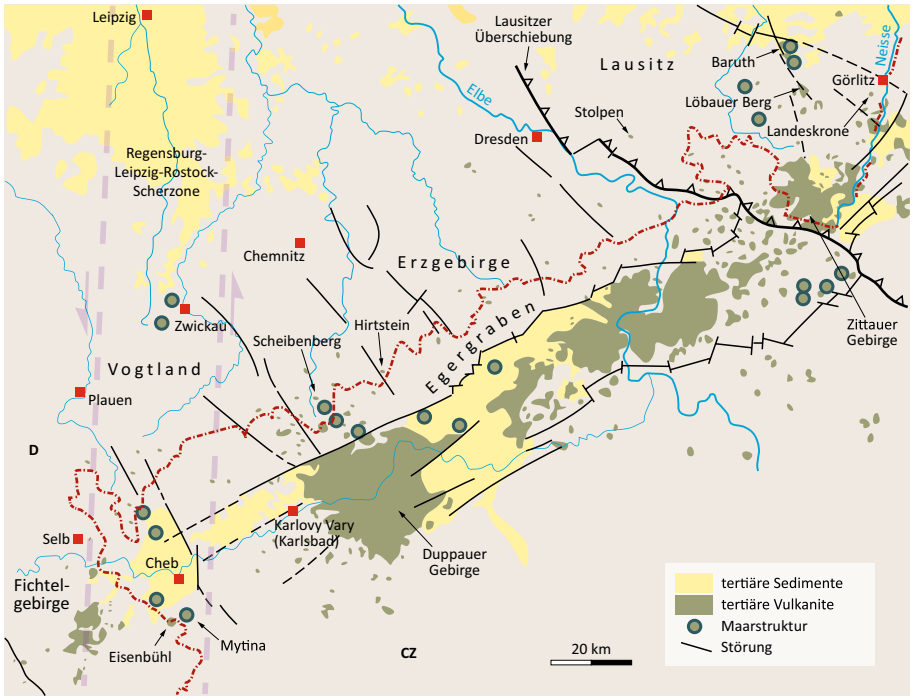


Abb. 14.15 Verbreitung tertiärer Magmatite im Gebiet des Egergrabens. (Verändert nach Pfeiffer und Suhr 2008; Lage der Scherzone und Maarstrukturen darin nach Nickschick et al. 2014)

14.6 Egergrabengebiet, Fichtelgebirge, Vogtland, Lausitz

Das **Egergrabengebiet** ist schon seit dem Beginn des Tertiärs mit Senkungszonen im zentralen Egergraben in Böhmen, in der Oberpfalz und im Fichtelgebirge als eine Riftzone aktiv. Die ältesten hier vorkommenden Vulkanite sind bereits vor 65 Mio. Jahren im tschechischen Osečná-Komplex entstanden. Die Hauptphase des Vulkanismus war im Oberen Oligozän mit Schichtvulkanen im tschechischen Duppauer Gebirge (Abb. 14.15) sowie Schlotfüllungen, Domen und Gängen im Böhmischen Mittelgebirge. Der Vulkan des Duppauer Gebirges erreichte vermutlich eine Höhe von etwa 2000 m, und über seinem Krater bildete sich eine Caldera, die noch heute durch den Duppauer Kessel nachgezeichnet wird. Zeugen des Vulkanismus lassen sich heute, oft mit eindrucksvollen Basalten in säuliger Absonderung (▶ Box 2: Basalte), u. a. an diesen Orten beobachten: am Scheibenberg (21,5 Mio. Jahre v. h.; Abb. 14.16) und am Hirtstein (24 Mio. Jahre v. h.; Abb. 14.17) im oberen Erzgebirge, am Hohen Parkstein in der Nähe von Weiden in der Oberpfalz (24 Mio. Jahre v. h.; Abb. 14.18), am Rauhen Kulm in der Nähe von Bayreuth (21 Mio. Jahre), am Großen Teichelberg südöstlich von Marktredwitz (24 Mio. Jahre v. h.), am Hirschentanz zwischen Konnersreuth und Pechbrunn (26 Mio. Jahre v. h.); daneben gibt es weitere 15 bis 20 kleine Vorkommen. Während der Scheibenberg einen erkalteten Lavastrom darstellt und daher komplett aus senkrechten Basaltsäulen besteht, ist am Hohen Parkstein ein Förderschlot aufgeschlossen, dessen Basaltsäulen unregelmäßig und oft gebogen die wechselnde Abkühlungsfront nachzeichnen.

An den Basaltsäulen am Scheibenberg entzündete sich im 18. Jahrhundert ein Streit zwischen Neptunisten und Plutonisten. Abraham Gottlob Werner (1749–1817) war der Begründer des Neptunismus, zu dessen Anhängern auch Johann Wolfgang von Goethe (1794–1832) gehörte. Nach ihnen entstanden alle Gesteine nacheinander in einem durch die Sintflut geschaffenen Ozean. Der Scheibenberg lieferte durch die horizontale Auflagerung der Basalte auf Sedimentgesteinen ein Hauptargument. Im Gegensatz dazu stand die unter anderem von James Hutton (1726–1797) vertretene These, nach der die wesentlichen Gestaltungskräfte der Erde vom „Zentralfeuer" im Erdinneren stammen. Diese These setzte sich durch, und die Kontroverse führte schließlich zur Entwicklung der modernen Geologie.

Der Vulkanismus im Egergrabengebiet war bis ins Quartär hinein aktiv. Der Eisenbühl bei Neualbenreuth direkt an der deutsch-tschechischen Grenze gilt mit einem Alter von ca. 300.000 Jahren als der jüngste Vulkan des Egergrabengebietes. Erst kürzlich hat man ein weiteres Maar entdeckt, das ebenfalls in diese Zeit gestellt wird: das Mytina-Maar unweit des Eisenbühls, das auf 288.000 Jahre datiert wird (Mrlina et al. 2007). CO_2-reiche Mineralquellen, zu denen auf tschechischem Gebiet die berühmten Heilbäder Karlovy Vary (Karlsbad), Mariánské Lázne (Marienbad) und Františkovy Lázně (Franzensbad) sowie die sächsischen Kurorte Bad Elster und Bad Brambach gehören, zahlreiche Mofetten und an vielen weiteren Stellen nachgewiesene CO_2-Austritte deuten an, dass die vulkanische Aktivität in diesem Gebiet noch nicht vollständig abgeklungen ist. Neuere Untersuchungen an den Kohlendioxidgasen zeigen, dass es sich um eigenständige magmatische Prozesse handelt, deren Ausmaß und mögliches Gefährdungspotenzial jedoch noch vollkommen unbekannt sind. Wie auch in der Eifel kann man den Vulkanismus hier nicht als erloschen betrachten.

Von Regensburg über Cheb und Leipzig bis nach Rostock zieht sich eine magmatisch-vulkanische Zone (Regensburg-Leipzig-Rostock-Scherzone, RLRZ; Bankwitz et al. 2003; Abb. 14.1, Abb. 14.15), deren Bedeutung bislang noch nicht erkannt



Abb. 14.16 Vertikale säulige Absonderung von Basalten in einer Lavadecke am Scheibenberg südwestlich von Annaberg im Erzgebirge. [N 50°32'22" / O 12°55'25"]



Abb. 14.17 Fiederförmige säulige Absonderung von Basalten in einer Quellkuppe am Hirtstein östlich von Annaberg im Erzgebirge. [N 50°32'11" / O 13°11'36"]



Abb. 14.18 Gebogene säulige Absonderung von Basalten am Parkstein bei Weiden in der Oberpfalz, Fichtelgebirge. [N 49°43'42" / O 12°4'12"]

wurde. Innerhalb dieser Zone, die streckenweise auch heute seismisch aktiv ist (▶ Kap. 8; Abb. 8.1), liegen die in der Oberen Kreide aufgedrungenen magmatischen und subvulkanischen Gesteine des Delitzsch-Massivs mit zahlreichen Gang- und einigen Diatremvorkommen (Maarstrukturen), in denen z. T. ungewöhnliche Gesteine wie Karbonatite und kimberlitische Gesteine vorkommen (Seifert et al. 2000; Krüger et al. 2013). Weitere Diatreme, deren Alter möglicherweise von der Oberen Kreide bis ins Pleistozän reichen, befinden sich im Bereich der Kreuzungszone mit dem Egergraben bei Zwickau und in der Gegend von Cheb in Tschechien (u. a. Mytina-Maar; s. oben; Abb. 14.15). Hier kam es vermutlich zu tiefen, bis in die Asthenosphäre reichenden Störungen.

In der östlichen Fortsetzung und nördlich des Egergrabens gibt es eine ganze Reihe weiterer Zeugen vulkanischer Tätigkeiten (Abb. 14.15). Dabei handelt es sich vor allem um Erosionsreste von Basaltströmen oder um herauspräparierte Schlotreste mit basaltischen oder phonolithischen Laven. Dazu gehören die Lausche und der Hochwald im Zittauer Gebirge sowie auf tschechischer Seite die Finkenkoppe (Pěnkavčí vrch), der Kaltenberg (Studenec), der Tannenberg (Jedlová) und der besonders markante kegelförmige Kleis (Klíč). Der Görlitzer Hausberg, die Landeskrone, bildete sich vor 34 Mio. Jahren als ein Schlackenvulkan, wobei ein erstarrter Lavasee die heute erhaltene Kuppe darstellt. Der Basalt am Löbauer Berg bei Löbau stellt das größte Basaltvorkommen der oberen Lausitz dar. Eine Besonderheit bildet hier das grobkörnige Gefüge des als Dolerit bezeichneten Gesteins, das sich infolge langsamerer Abkühlung herausbilden konnte. Eine Serie von Vulkanexplosionen ereignete sich vor 28 Mio. Jahren bei Baruth in der Nähe von Bautzen. Die hier entstandenen Vulkane sind mit den quartären Maarexplosionen in der Eifel vergleichbar, allerdings kam es hier auch zum Ausfluss von Basalt in einem Lavasee. Dieser Basalt wurde noch bis zum Jahr 2000 abgebaut.



Abb. 14.19 Vertikale säulige Absonderung von Basalten am Stolpener Burgberg in der Lausitz bei Dresden. [N 51°2'53" / O 14°5'2"]

Im Gebiet der Lausitz östlich von Dresden kam es vor 25 Mio. Jahren zum Ausbruch eines Vulkans, der heute am Stolpener Burgberg aufgeschlossen ist (Abb. 14.19). Der Basalt von Stolpen, ein Olivin-Augit-Nephelinit nach der modernen Gesteinsklassifizierung, erstarrte in einer Quellkuppe ähnlich dem Drachenfels im Siebengebirge (▶ Abschn. 14.2) unter einer Schlackendecke. Er erlangte eine besondere Berühmtheit, denn er gilt weltweit als die **Typuslokalität für Basalt** (▶ Box 2: Basalte). Der berühmte Naturforscher Georgius Agricola (1494–1555) führte den Begriff „Basalt" im Jahre 1546 für die Säulenbasalte am Stolpener Burgberg ein. Das Wort stammt möglicherweise schon aus dem Ägyptischen, wurde aber sowohl im Griechischen als auch im Lateinischen als Bezeichnung für „sehr harter Stein" verwendet. Und auch der Ortsname Stolpen hat etwas mit dem Basalt zu tun, denn das altslawische Wort *stolpno* bedeutet nichts anderes als Säule. Am Ende des 18. Jahrhunderts besuchten mehrere berühmte Wissenschaftler den Ort im Zuge des Streits zwischen Neptunisten und Plutonisten (Scheibenberg; s. oben).

Asteroidenkrater

M. Meschede, *Geologie Deutschlands,*
DOI 10.1007/978-3-662-45298-1_15, © Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2015

Im Miozän vor 14,6 Mio. Jahren kam es in der Gegend von Nördlingen zu einem Ereignis, das die Landschaft im Süden Deutschlands nachhaltig verändern sollte. Ein etwa 1,5 km großer Asteroid traf mit einer Geschwindigkeit von 50.000 bis 150.000 km/h (ca. 15–40 km/s) auf die Erde und bohrte sich bis weit über einen Kilometer tief in die Erdkruste. Durch den Einschlag, bei dem das **Nördlinger Ries** als ein **Impaktkrater** mit einem Durchmesser von 24 km entstand, wurden sogar Teile aus dem kristallinen Grundgebirge, das unter einer Sedimentbedeckung von über 400 m liegt, herausgeschleudert. In einem Umkreis von 100 km um das Einschlagszentrum wurde alles dem Erdboden gleichgemacht und jegliches Leben ausgelöscht. Die Landschaft wurde aber auch noch in Entfernungen von mehreren 100 km verwüstet.

Gleichzeitig mit dem Nördlinger Ries entstand in einer Entfernung von 40 km das **Steinheimer Becken**, ebenfalls als Folge eines Asteroideneinschlages (Abb. 15.1). Man geht heute davon aus, dass es sich dabei um einen ca. 150 m großen Asteroiden handelte, der den Ries-Asteroiden als kleinerer Satellit begleitete. Die Auswirkungen dieses Asteroiden waren nicht ganz so extrem wie die des Ries-Asteroiden, doch entstand auch bei seinem Auftreffen ein etwa 3,5 km großer Einschlagskrater, der im Unterschied zum Ries den für solche Einschläge charakteristischen Zentralberg aufweist. Mit ihrem Alter von 14,6 Mio. Jahren (Buchner et al. 2010) gehören die beiden gemeinsam entstandenen Asteroidenkrater zu den jungen, gut erhaltenen Impaktstrukturen. Die beim Einschlag gebildeten Gesteine und Strukturen können in vielen Aufschlüssen studiert werden.

Durch den Asteroideneinschlag im Ries (Abb. 15.2) wurde die Erdkruste mitsamt dem Asteroiden extrem verdichtet, sodass das Gestein im Bereich des Aufschlags aufgrund des hohen Drucks und der extremen Temperaturen von bis zu 30.000 °C schmolz und sofort danach vollständig verdampfte. In einer 1973 im Rieskrater niedergebrachten Forschungsbohrung (Abb. 15.3) entdeckte man in einer Tiefe von 600 m Spuren von Metallen wie Chrom, Nickel und Eisen. Vermutlich handelt es sich dabei um Überreste eines Steinmeteoriten, die als Reste des Asteroideneinschlages im Nördlinger Ries gedeutet werden.

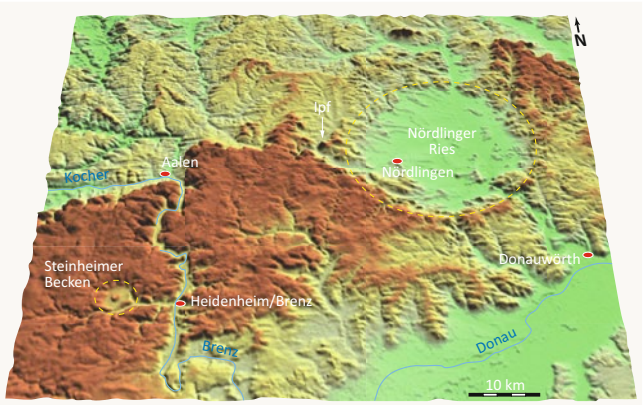


Abb. 15.1 Nördlinger Ries und Steinheimer Becken. Die kreisrunden Asteroidenkrater auf der Schwäbischen Alb in Süddeutschland treten in einem digitalen Geländemodell (ca. 5-fach überhöht) geomorphologisch deutlich in Erscheinung. Im Steinheimer Krater ist auch die zentrale Erhebung gut zu erkennen.

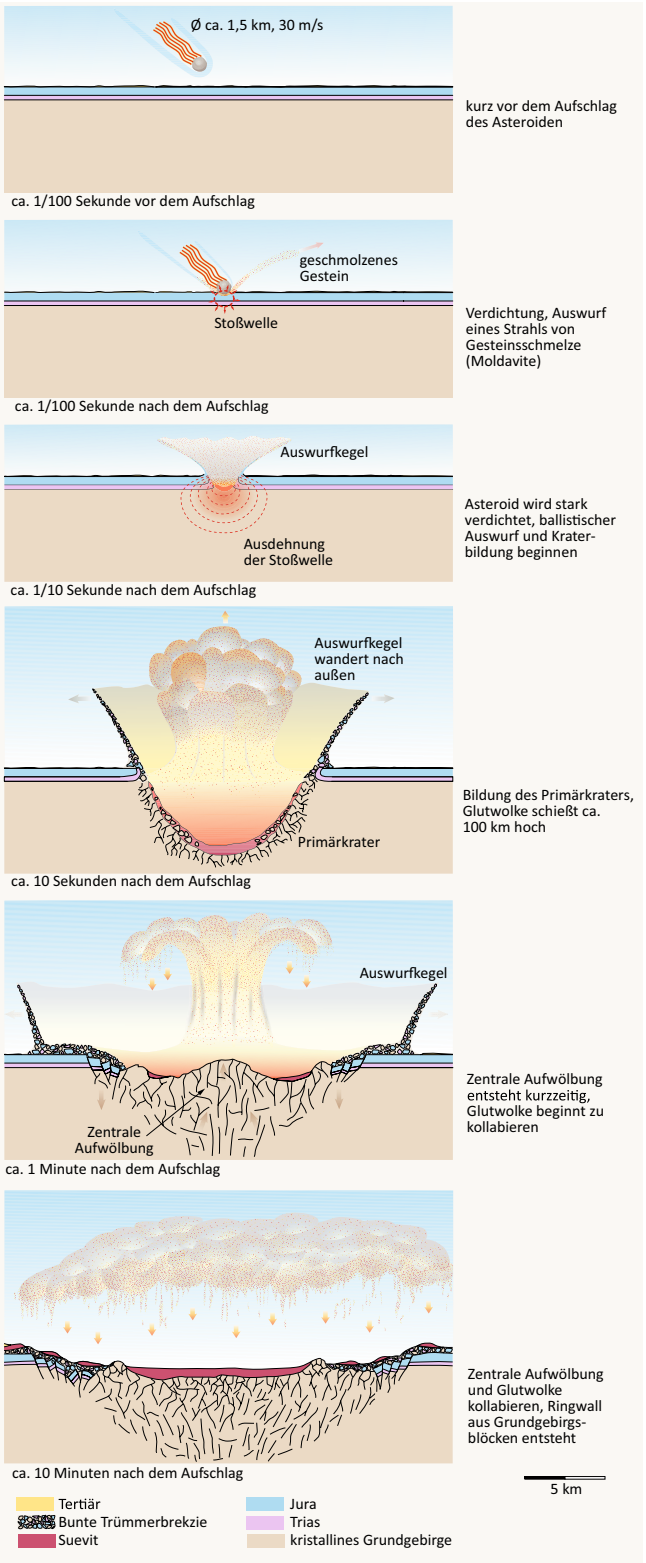


Abb. 15.2 Ablauf der ersten zehn Minuten des Asteroideneinschlags im Nördlinger Ries. (Verändert und ergänzt nach der Webseite des Geoparks Ries: ▶ www.geopark-ries.de/index.php/de/entstehung_rieskrater)

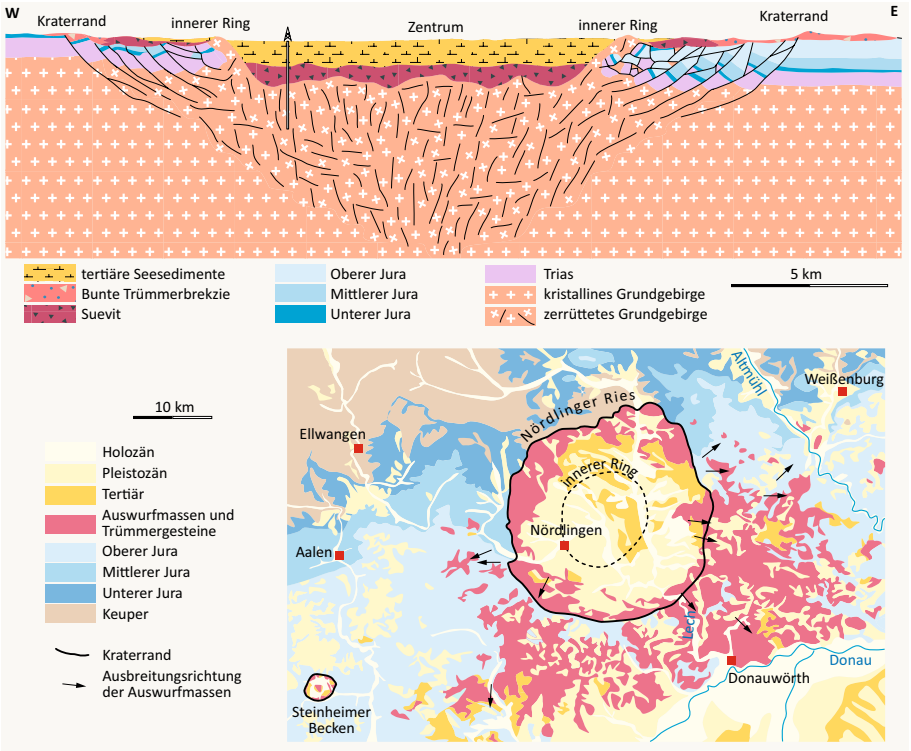


Abb. 15.3 Profilquerschnitt durch das Nördlinger Ries und geologische Übersichtskarte des Nördlinger Rieses und des Steinheimer Beckens. (Verändert nach der Geologischen Übersichtskarte 1:200.000, BGR 1981; Rothe 2005; Pösges und Schieber 1994)

Als Reaktion auf den Aufprall wurden in einer ersten Phase große Mengen Gesteinsmaterial aus dem Krater herausgeschleudert. Blöcke bis zu Kilometergröße wurden verstellt, und Gesteinsbruchstücke aus Sedimentgesteinen und vorwiegend granitischem Grundgebirge wurden in einer Brekzie zusammengewürfelt, die heute als die **Bunte Trümmerbrekzie** im Nördlinger Ries bekannt ist. Bunt ist sie vor allem wegen der farblich sehr unterschiedlichen Gesteine aus dem granitischen Grundgebirge, der Trias mit grauen Kalken, roten Ton- und Sandsteinen, dunklen Tonsteinen aus dem Schwarzen und Braunen Jura sowie hellen Kalken aus dem Weißen Jura. Manche z. T. Zentner schweren Jurakalkbrocken, die sog. **Reuterschen Blöcke** (benannt nach dem Geologen Lothar Reuter, der sie 1926 als Auswurf des Nördlinger Rieses kartierte) finden sich noch 70 km vom Krater entfernt. In der Oberen Süßwassermolasse (OSM; ▶ Abschn. 13.3) findet sich weit verbreitet der sog. Brockhorizont, der als Leithorizont durch Ries-Auswurfmaterial gekennzeichnet ist und eine gute Zeitmarke bildet. Als der Auswurfkegel nach außen wanderte (Abb. 15.2), wurden die Auswurfmassen über den Untergrund aus Kalken des Weißen Juras geschleift und hinterließen dabei an vielen Stellen in etwa radialstrahlig zum Kraterzentrum angeordnete Striemungen (Abb. 15.3), die auch heute noch auf der Kalkoberfläche beobachtet werden können. Besonders eindrucksvoll sind die an Gletscherschrammen erinnernden Spuren des Asteroideneinschlages in einem Steinbruch bei Gundelsheim östlich des Nördlinger Rieses zu sehen (Abb. 15.4).

Noch wesentlich weiter als die Reuterschen Blöcke wurden Teile des geschmolzenen Gesteins aus dem innersten Bereich des Kraters unmittelbar nach dem Aufschlag transportiert. Mit hoher Geschwindigkeit wurde das noch flüssige Gesteinsmaterial vorwiegend in östliche Richtung herausgeschleudert und erstarrte während des Fluges zu Glaspartikeln (Abb. 15.5). Diese als Tek-



Abb. 15.4 Striemungen auf der Oberfläche des Kalkplateaus aus dem Weißen Jura am Kraterrand des Nördlinger Rieses in einem Steinbruch bei Gundelsheim. Die Striemungen entstanden unmittelbar nach dem Einschlag des Asteroiden durch die nach außen über den Boden geschleiften Trümmermassen. [N 48°54'27" / O 10°49'52"]

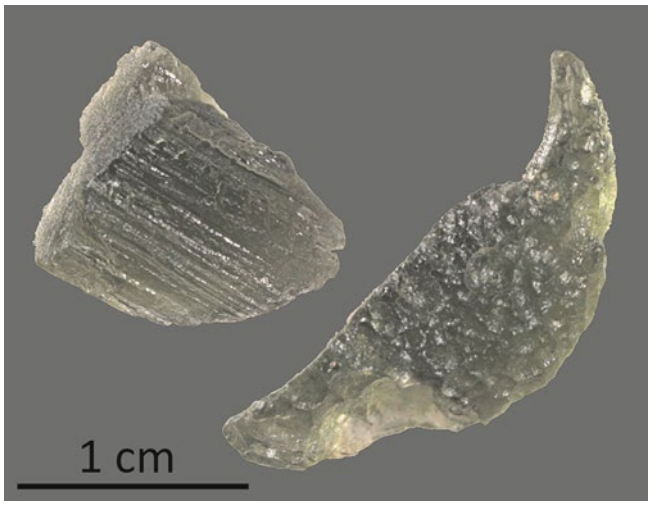


Abb. 15.5 Moldavite aus dem südlichen Böhmen, Tschechien (Sammlung Stefan Meng). (Die Fotos wurden von Dr. Stefan Meng, Universität Greifswald, freundlicherweise zur Verfügung gestellt)

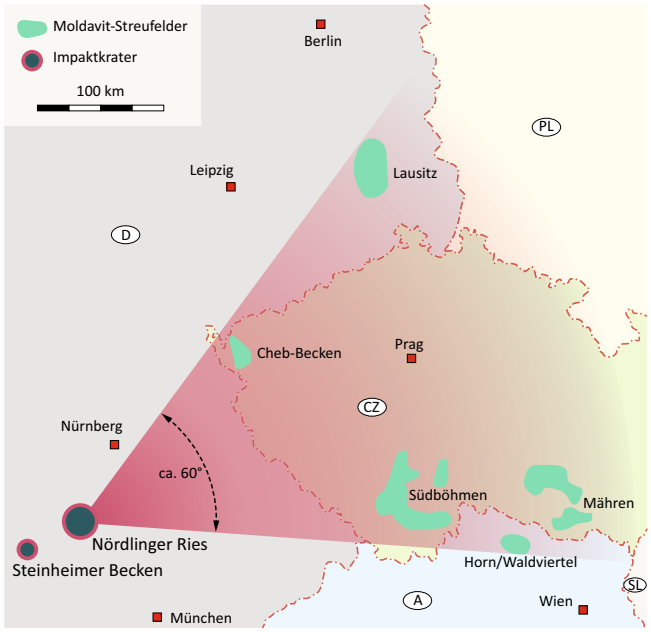


Abb. 15.6 Verteilung von Moldavit-Streufeldern des Ries-Impaktes im zentralen Mitteleuropa (Südostdeutschland, Tschechien, Niederösterreich). Sie liegen innerhalb eines nach Ostnordost gerichteten Auswurffächers mit einem Öffnungswinkel von ca. 60°. (Verändert nach Skála et al. 2009)

tite bezeichneten Glaspartikel werden nach ihrem Fundort im Bereich der oberen Moldau in Südböhmen und Mähren **Moldavite** genannt und auch heute noch in Entfernungen bis zu 450 km vom Einschlagskrater gefunden (Abb. 15.6). Das mithilfe der Argon-Argon-Datierung bestimmte Alter der Moldavite von 14,6 bis 14,8 Mio. Jahren (Di Vincenzo und Skála 2009) stimmt mit dem Ries-Ereignis sehr gut überein. Das Streufeld der Tektite ist einseitig nach Ostnordosten orientiert, woraus sich schließen lässt, dass der Meteorit nicht senkrecht auf die Erde auftraf, sondern vermutlich aus westlicher Richtung in einem Winkel von 30–40° zur Horizontalen die Oberfläche erreichte, weshalb seine Auswurfmassen bevorzugt in östliche Richtung geschleudert wurden.

Ein Gestein, das im Wesentlichen aus zermahlenen Gesteinsresten, aufgeschmolzenem **Impaktglas** und aus **hochdruckmodifizierten Mineralen** sowie **diaplektischem Glas** besteht (Abb. 15.7), wird als **Suevit** bezeichnet, der hier im Nördlinger Ries seine Typuslokalität hat und nach seinem Ursprungsort im Schwabenland (lat. *suevia*) benannt ist. Die Bezeichnung Suevit wird heute weltweit für Gesteine verwendet, die durch einen Asteroidenimpakt entstanden sind und deswegen eine ähnliche Zusammensetzung mit Hochdruckmineralen und diaplektischem Glas aufweisen. Diaplektisches Glas entsteht im Unterschied zu „normalem", durch Aufschmelzung entstandenem Gesteinsglas, ohne dass eine flüssige Phase durchlaufen wird. Die Gitterstruktur der Kristalle wird durch die extrem hohen Drücke beim Asteroideneinschlag zerstört und in eine amorphe Form verändert.

Durch die hohen Drücke und Temperaturen wurden Quarze (Dichte 2,65 g/cm³) im Bereich des Aufschlags in die äußerst selten vorkommenden und nur durch extreme Druckmetamorphose erklärbaren Hochdruckmodifikationen **Coesit** (3,01 g/cm³) und **Stishovit** (4,3 g/cm³) umgewandelt. Stishovit kommt auf der Erde normalerweise nicht vor und kann auch bei Gebirgsbildungsprozessen mit höchsten Metamorphosebedingungen nicht entstehen. Deshalb ist das Vorkommen von Stishovit im Suevit des Nördlinger Ries ein eindeutiger Nachweis für die Entstehung durch einen Impakt. Außerdem lassen sich im Suevit mikrometerkleine **Diamanten** nachweisen, die ebenfalls einen Hinweis auf die Hochdruckmetamorphose infolge des Einschlages liefern. Diese Hochdruckminerale waren es auch, die in den 1960er-Jahren zur gesicherten Erkenntnis führten, dass es sich beim Nördlinger Ries um einen Impaktkrater handelt. Die Bunten Trümmerbrekzien enthalten allerdings im Gegensatz zum Suevit keine glasigen und hochdruckmodifizierten Bestandteile.

Bis in die 1960er-Jahre hinein wurde das Nördlinger Ries als eine vulkanische Bildung gedeutet, der sog. Ries-Vulkan. Da es z. B. in der Gegend von Urach auf der Schwäbischen Alb und im Albvorland eine ganze Reihe von etwa gleichaltrigen vulkanischen Bildungen gibt, war dies ein naheliegender Schluss. Auch deutete die Beschaffenheit der Gesteine, insbesondere des Suevits, der einem vulkanischen Tuff oder auch einem Ignimbrit sehr ähnlich sieht, auf diese Möglichkeit der Entstehung hin. Schon Anfang des 20. Jahrhunderts wurde aber auch die Möglichkeit eines Asteroideneinschlags in Betracht gezogen, jedoch in den folgenden Jahren heftig bis hin zu persönlichen Angriffen in den wissenschaftlichen Journalen diskutiert. Erst Shoemaker und Chao (1961) konnten anhand der Hochdruckmodifikationen von Quarz nachweisen, dass es sich beim Nördlinger Ries tatsächlich um einen Asteroidenkrater handelt. Ende der 1960er-Jahre kamen auch Astronauten des amerikanischen Apollo-Programms (NASA-Missionen *Apollo 14* und *17*) in das Nördlinger Ries. Dort wurden sie von dem Tübinger Mineralogen und Ries-Forscher Wolf Jürgen von Engelhardt (1910–2008) auf ihre Mondmission vorbereitet, indem er ihnen die bei Asteroideneinschlägen entstehenden Gesteine im Aufschluss vorführte.

Im Krater sammelte sich nach dem Auswurf der Suevit, der den Krater des Nördlinger Rieses bis zu einer Mächtigkeit von 400 m auffüllt. Er ist hier aber meistens von einer mächtigen Sedimentschicht überlagert. Außerhalb des Ries-Kraters kommt Suevit aufliegend auf den Bunten Trümmerbrekzien vor. Durch Verwit-

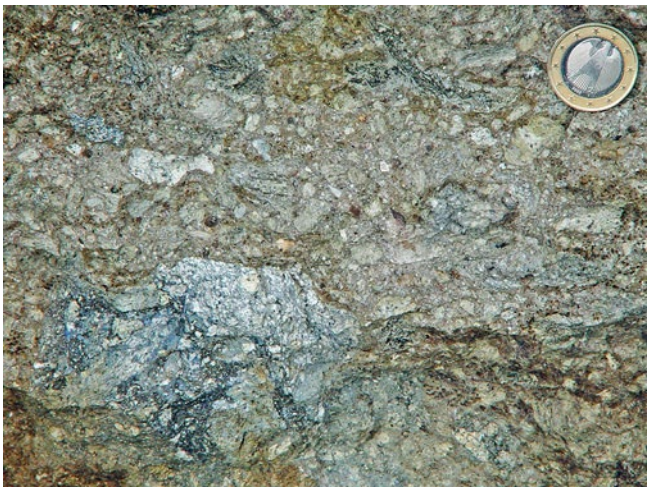


Abb. 15.7 Suevit aus dem Nördlinger Ries am Ortsausgang von Zipplingen ca. 10 km nordwestlich von Nördlingen. [N 48°55'40" / O 10°24'34"]



Abb. 15.8 Durch den Asteroideneinschlag im Nördlinger Ries zertrümmertes Konglomeratgeröll aus der Umgebung des Nördlinger Rieses. (Das Foto zeigt ein Objekt aus dem Archiv von Prof. Wolf Jürgen von Engelhardt [1910–2008], Tübingen)

terung an der Oberfläche werden die glasigen Bestandteile aus der Grundmasse des Suevits herausgelöst und finden sich gelegentlich auf dem Boden des Rieses und in dessen Umgebung. Wegen ihrer Form, die an Stücke von schwäbischen Pfannkuchen erinnern, heißen sie im lokalen Sprachgebrauch „Flädle". Geochemische Untersuchungen haben ergeben, dass die Flädle aus den Tonsteinen im Gebiet des Asteroideneinschlags gebildet wurden. Auch die Grundmasse des Suevits setzt sich im Wesentlichen aus thermisch veränderten Sedimentgesteinen zusammen (Baier 2009).

Durch die Druckwelle der Asteroidenaufschläge entstanden im Umfeld beider Krater besondere Strukturen in den Gesteinen. Die Energie reichte hier nicht aus, das Gestein vollständig zu zerstören oder gar aufzuschmelzen. Es entstanden aber **Strahlenkegel** (engl. *shatter cones*), die schon 1905 erstmalig im Steinheimer Becken in feinkörnigen Kalken beschrieben wurden (Branco und Fraas 1905). Hier werden sie Strahlenkalke genannt, konnten aber zur Zeit ihrer Entdeckung nicht schlüssig erklärt werden (s. unten; Abb. 15.11). Heute gelten Strahlenkegel als eindeutige Hinweise für größere Impaktstrukturen. Besonders eindrucksvoll sind auch die sogenannten Ries-Belemniten und Ries-Tektite, die ebenfalls durch die Druckwelle entstanden. Belemnitenrostren (Teil des Innenskeletts eines Belemniten, oft auch Donnerkeil genannt) oder einzelne gerundete Kiesel wurden zerbrochen und gegeneinander verschoben wieder zementiert (Abb. 15.8).

Unmittelbar nach dem Ende der Auswurftätigkeit wurden die Kraterwände instabil und rutschten in den Krater, sodass am Ende der heute noch erhaltene Krater von ca. 24 km Durchmesser entstand. Es bildete sich ein innerer kristalliner Ringwall, der im Wesentlichen aus stark brekziierten Gesteinen des Grundgebirges aufgebaut ist und durch die Rückfederung des Gesteins im Aufschlaggebiet entstand. Dieser Effekt ist vergleichbar der Entstehung eines Zentralberges, wie er im benachbarten Steinheimer Becken zu finden ist und wie er in Hochgeschwindigkeitsaufnahmen von auftreffenden Tropfen in eine Flüssigkeit beobachtet werden kann. Danach füllte sich der mehrere hundert Meter tiefe Krater mit Wasser und wurde in den folgenden 2 Mio. Jahren allmählich mit Seesedimenten verfüllt. Auch außerhalb des Rieses bildeten sich Seen durch das Aufstauen von Flüssen. So wurden im Nordosten des Rieskraters die Ur-Altmühl und Ur-Rezat zum Rezat-Altmühl-See angestaut, der sich zeitweise bis in die Gegend des heutigen Nürnberg erstreckte (Abb. 15.9) und etwa doppelt so groß war wie der Bodensee.

Der **Riessee** war kein gewöhnlicher See. In dem abflusslosen Becken, in das hinein mehrere Flüsse entwässerten, bildete sich v. a. durch Lösungsvorgänge im Untergrund ein Salzsee. Dazu trugen die hohen Temperaturen der Gesteine bei, die sich nach dem Ries-Ereignis in einem weit über 1000 Jahre dauernden Prozess abkühlten. Hier entstand zwar eine individuenreiche, aber äußerst artenarme Fauna, die mit heutigen Salz- oder Sodaseen in Trockengebieten vergleichbar ist. In dem anfangs fast 200 m tiefen See, der allmählich immer flacher wurde, bildeten sich am Kraterrand und im Bereich des inneren Ringwalls dolomitische Grünalgenriffe (Abb. 15.10) und fossilreiche Schneckenkalksande, die auch heute noch von diesen besonderen Ablagerungsbedingungen zeugen. In den tieferen Bereichen bildeten sich Tone mit Ölschiefern. Erst später, zum Ende der Verlandungsphase nach etwa 2 Mio. Jahren, änderten sich die Lebensbedingungen und ermöglichten eine reiche Flora und Fauna, die sich u. a. in geringmächtigen Braunkohleflözen und fossilen Resten der verschiedensten Wirbeltierarten (z. B. Schildkröten, kleine Hirsche oder verschiedenartige Vögel) widerspiegelt.

Die heute erkennbare Kraterform des Nördlinger Rieses ist ein Produkt der Erosion seit dem jüngsten Tertiär und vor allem während der letzten Eiszeiten. So wurde ein großer Teil der Trümmermassen bereits wieder abgetragen. Ursprünglich lagen die tertiären Sedimente etwa 100 m höher als die heutige Ries-Ebene.

Das gleichzeitig mit dem Nördlinger Ries entstandene Steinheimer Becken ist mit einem Durchmesser von 3,5 km deutlich kleiner als das Ries und vor allem durch seine **Strahlenkalke** (*shatter cones*) bekannt, die hier erstmalig als Erscheinungen im Umfeld eines Asteroidenkraters beschrieben wurden (Abb. 15.11). Sie sind durch die beim Impakt auftretenden Stoßwellen entstanden und stellen somit eine metamorphe Veränderung der Jurakalke dar. Daneben entstand im Steinheimer Becken durch den Ein-

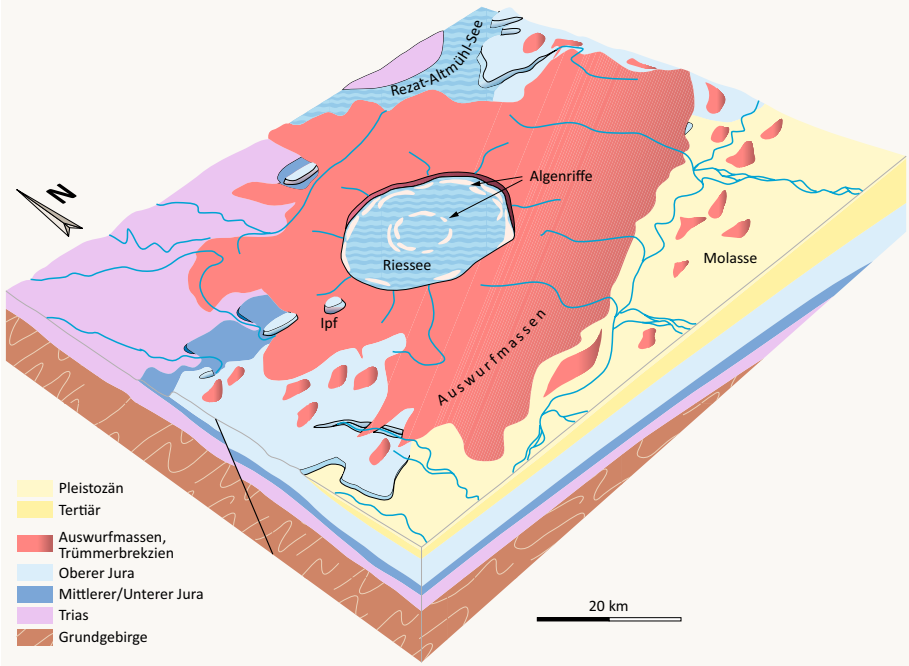


Abb. 15.9 Riessee und Rezat-Altmühl-See als Folge des Asteroideneinschlags im Nördlinger Ries. (Verändert nach Eberle et al. 2010)



Abb. 15.10 Grünalgenbioherm aus dem tertiären Riessee. Unterhalb Burg Wallerstein nördlich von Nördlingen. [N 48°53'21" / O 10°28'35"]



Abb. 15.11 Strahlenkalk (shatter cone) aus dem Steinheimer Becken, der durch den Asteroideneinschlag in Kalken des Weißen Juras durch Stoßwellenmetamorphose entstand. (Abbildung mit freundlicher Genehmigung durch das Steinheimer Meteorkratermuseum). [N 48°40'39" / O 10°4'7"]

schlag eine Trümmerbrekzie, allerdings fehlen hier Gesteine mit Aufschmelzprodukten wie der Suevit im Ries. Im Krater entwickelte sich nach dem Einschlag ein See, der etwa eine Million Jahre bestand und in dem es zur Ablagerung fossilreicher Kalke kam (Abb. 15.12). Durch Umlagerung dieser Sedimente entstanden daraus später die bekannten **Steinheimer Schneckensande**.



Abb. 15.12 Fossilreiche Kalke der miozänen Sedimentfüllung des Steinheimer Beckens mit zahlreichen Schneckengehäusen aus der Pharionschen Sandgrube bei Steinheim am Albuch. [N 48°41'12" / O 10°28'35"]

Deutschland im Eiszeitalter

16.1 Kaltzeiten und Warmzeiten – 217

16.2 Ablagerungen und Erosionsformen der Kaltzeiten – 223

16.3 Die Ostsee – ein Relikt der letzten Eiszeit – 230

M. Meschede, *Geologie Deutschlands,*
DOI 10.1007/978-3-662-45298-1_16, © Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2015

Auch wenn bei uns gegenwärtig warme klimatische Bedingungen mit relativ milden Wintern und gemäßigten Sommern herrschen, so sollten wir uns dennoch der Tatsache bewusst sein, dass wir in einem Eiszeitalter leben. Nur dass wir uns zurzeit in einer warmen Periode innerhalb dieses Eiszeitalters befinden. Seit etwa 2,6 Mio. Jahren gibt es nicht nur am Südpol, an dem die Vereisung schon im Eozän begann, sondern auch auf der Nordhalbkugel großflächige Vereisungen, die in ihrer Ausdehnung regelmäßigen Schwankungen unterworfen sind. Ungefähr vor 1 Mio. Jahren stellte sich ein Zyklus ein, bei dem die kälteren Perioden etwa alle 100.000 Jahre von einer vergleichsweise kurzen Warmzeit mit einer Dauer von 10.000 bis 20.000 Jahren unterbrochen werden. In einer solchen **Warmzeit** leben wir heute, und es wird auch in der Zukunft zu Klimaschwankungen kommen, die wieder in einer **Kaltzeit** münden können. Indem wir aber sehr viel fossile Energie, die in Erdöl, Erdgas und Kohle gebunden ist, in einer geologisch extrem kurzen Zeit freigesetzt haben und weiterhin freisetzen, stören wir das natürliche Gleichgewicht. Deswegen ist es heute äußerst schwierig, Vorhersagen darüber zu treffen, wie sich das Klima in der Zukunft entwickeln wird.

Während der drei letzten Eiszeiten verschwanden große Teile der Polregionen unter kilometerdicken Eispanzern. So reichte das Inlandeis in Nordamerika teilweise bis zum 40. Breitengrad, in Europa überschritt es immerhin noch den 50. Breitengrad (Abb. 16.1). Bezogen auf die unvorstellbar langen Zeiträume der gesamten Entwicklungsgeschichte der Erde (▶ Kap. 3) ist die momentane Vergletscherung von ca. 10 % der Erdoberfläche eher ungewöhnlich. Die meiste Zeit war die Erde eisfrei, und es gab weder an den Polen noch in den Gebirgsregionen großflächige Gletschereisbildungen (Abb. 16.2). Das globale Klima war erheblich wärmer als heute, und entsprechend herrschten auch andere Lebensbedingungen, wobei jede Region ihr eigenes und auf Änderungen sehr sensibel reagierendes System besitzt. Verantwortlich für die sich stetig ändernden Rahmenbedingungen ist ein komplexes Zusammenspiel aus Meeresströmungen, die durch die Konstellation der Lithosphärenplatten bestimmt werden, der globalen Oberflächenmorphologie wie z. B. dem Verlauf der großen Gebirgszüge und periodischen Schwankungen von **Erdbahnparametern** wie der Neigung der Erdachse (41.000 Jahre), der Elliptizität der Erdumlaufbahn um die Sonne (100.000 Jahre) und die Verschiebung der Jahreszeiten durch die Kreiselbewegung der Erdachse (25.800 Jahre), die allesamt die Dauer und Intensität der jährlichen **Sonneneinstrahlung** beeinflussen (▶ Box 25: Schwankungen der Erdbahnparameter). Vor 30–40 Mio. Jahren öffnete sich zwischen Australien und der Antarktis die Tasmanische Straße, sodass um die Antarktis herum ein zirkumpolarer Meeresstrom entstehen konnte, der die Antarktis vom globalen Wärmeaustausch weitgehend abkoppelte. Dadurch kam es weltweit zu einer allmählichen Abkühlung, und mit der Schließung der Panamastraße vor ungefähr 2,7 Mio. Jahren, die zu weiteren tiefgreifenden ozeanographischen Änderungen mit Auswirkungen auf die globalen Meeresströmungen führte, veränderte sich Erdklima noch einmal grundlegend. Seitdem kommt es zu starken periodischen Klimaschwankungen, die nach dem heutigen

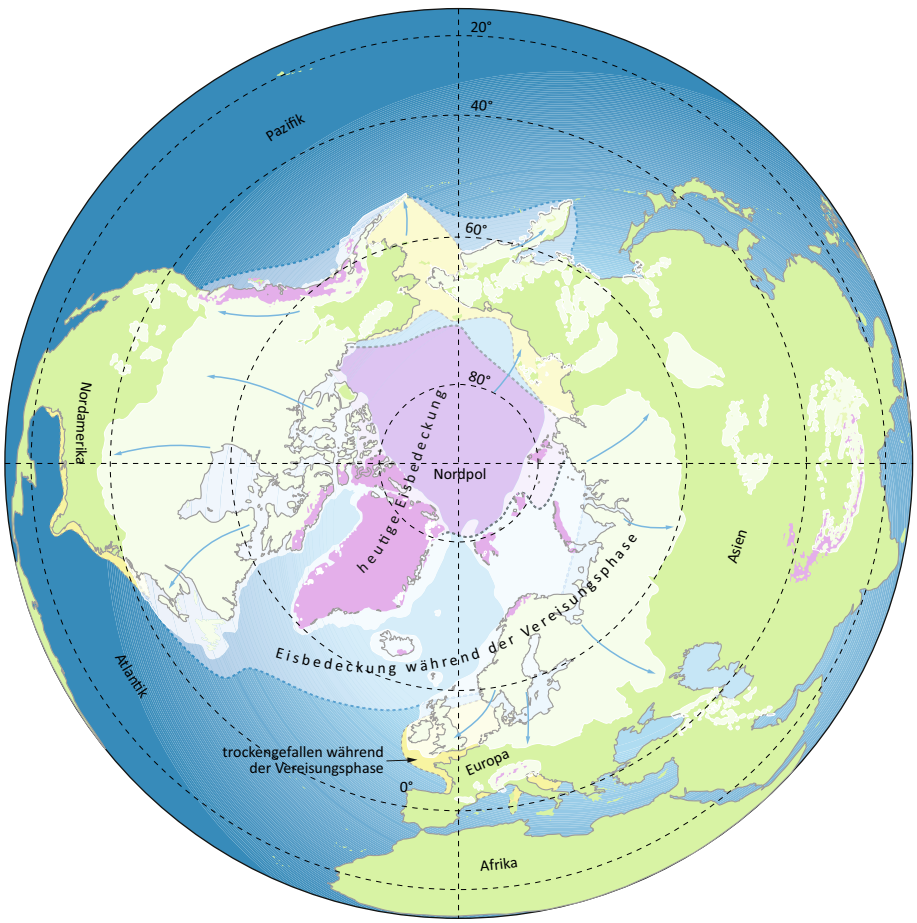


Abb. 16.1 Maximale Eisbedeckung der nördlichen Hemisphäre während der letzten quartären Vereisungsphase (*hellgelb*) im Vergleich mit dem Umfang der heutigen Eisbedeckung (*lila*). *Blaue Pfeile* zeigen die vermutete Eisbewegungsrichtung während der Vereisungsphasen. Die maximalen Eispositionen wurden nicht überall gleichzeitig erreicht: Im Osten Eurasiens wurde das Maximum vor etwa 90.000 Jahren erreicht, im Westen dagegen erst vor ca. 24.000–22.000 Jahren (Verändert und ergänzt nach Ehlers und Gibbard 2007)

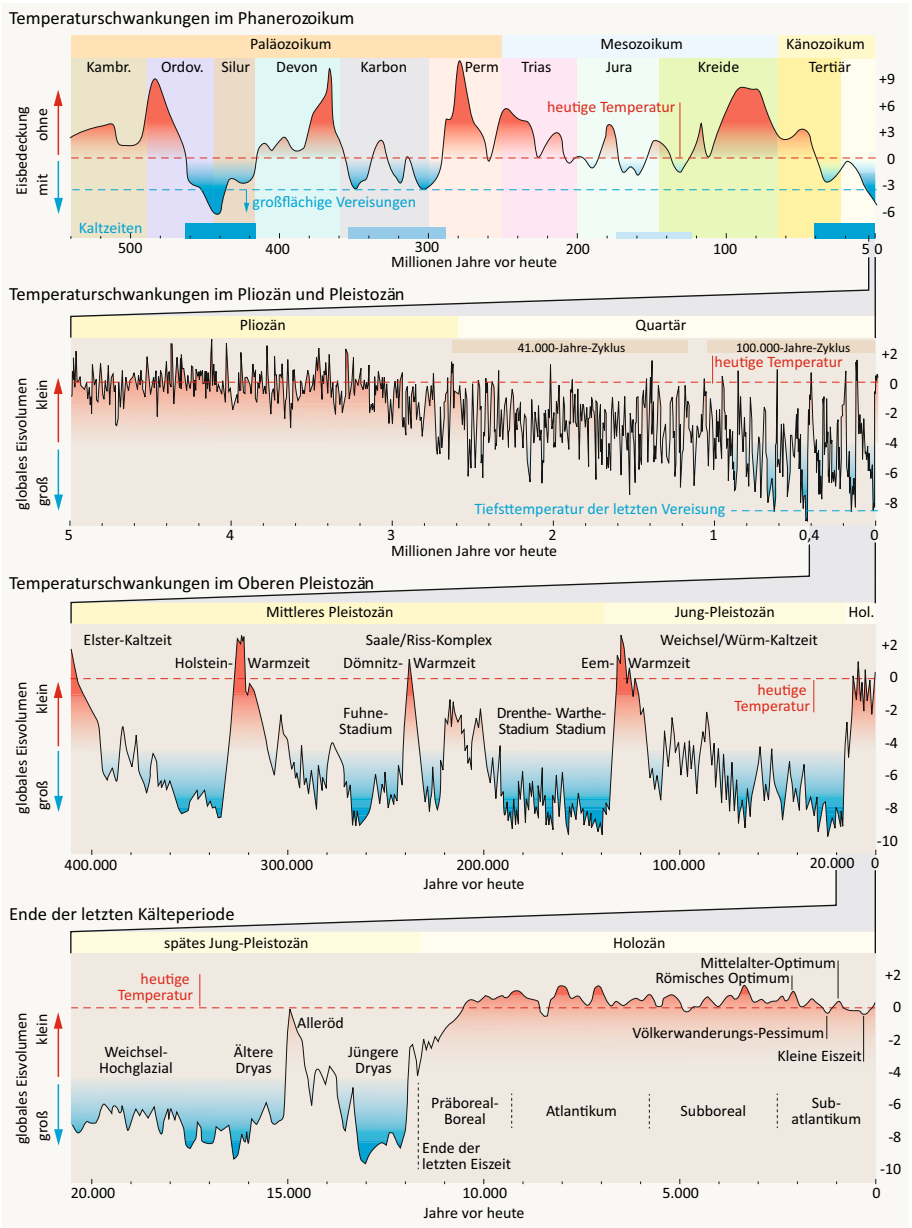


Abb. 16.2 Temperaturschwankungen und Vereisungsphasen, abgeleitet aus Sauerstoffisotopendaten ($\delta^{18}O$) in Fossilien und Messungen in Eisbohrkernen über verschiedene Zeiträume hinweg (Zusammengestellt, verändert und ergänzt nach Veizer et al. 1999; Petit et al. 1999; Alley 2000; Lisiecki und Raymo 2005)

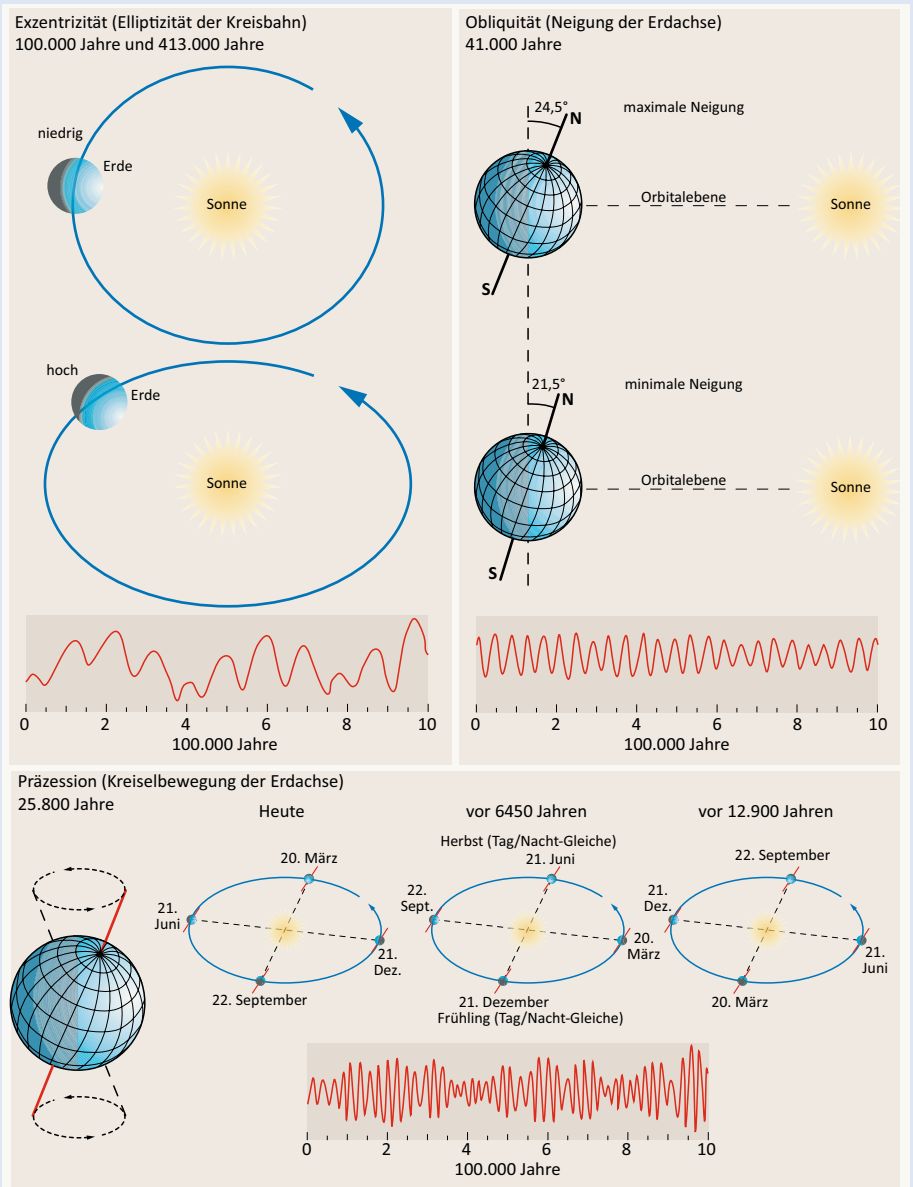
Kenntnisstand einen wichtigen Anteil daran haben, dass es in unseren Breiten wiederholt zu Vereisungsphasen gekommen ist. Die periodischen Schwankungen werden nach ihrem Entdecker als **Milanković-Zyklen** bezeichnet. Anfänglich waren die Klimaschwankungen infolge der Schließung der Panamastraße im Wesentlichen durch die Änderungen der Erdachsenneigung geprägt, doch seit ca. 1 Mio. Jahren ist der durch die Schwankung der Elliptizität verursachte 100.000-Jahre-Zyklus der bestimmende Faktor (Abb. 16.2).

Wenn wir heute nach Grönland reisen und uns dort die kargen, baumlosen Landschaften vor den großen Gletschern des Inlandeises ansehen, können wir vielleicht eine Vorstellung davon bekommen, wie es vor geologisch kurzer Zeit, nämlich vor gerade einmal 12.000 Jahren, bei uns in Mitteleuropa ausgesehen hat. In Norddeutschland haben die Eiszeiten eine im Durchschnitt ca. 100 m mächtige Abfolge aus Geschiebemergeln, Schmelzwassersanden und Bändertonen hinterlassen. Und vielerorts trifft man auf große Findlinge, die vom Eis herantransportiert wurden. Fast die gesamte Fläche Norddeutschlands ist von glazialen Ablagerungen bedeckt oder von typischen Erosionsformen geprägt, und wir können in den Seenplatten von Mecklenburg, Brandenburg und Schleswig-Holstein sowie in zahlreichen Hügelketten die geomorphologischen Merkmale eiszeitlicher Bildungen erkennen (Abb. 16.5). Die eiszeitlichen Sedimente treten häufig in einer charakteristischen Reihenfolge auf, die wir als **glaziale Serie** bezeichnen. Sie besteht aus einer genetisch bedingten Abfolge aus Grundmoräne, Endmoräne, Sander und Urstromtal. Doch nicht nur Norddeutschland, sondern auch das Alpengebiet wurde durch die Eiszeiten geformt. Fast die gesamten Alpen und teilweise auch das Alpenvorland waren von einem großen Inlandeiskörper bedeckt, und die vielen U-förmigen Täler und großen, langgestreckten Seen zeugen heute auch hier von der glazialen Überprägung. Nur die höchsten Gipfel der Alpen ragten als **Nunataks** aus dem alpinen Gletscher heraus. Selbst in Mittelgebirgen

Box 25: Schwankungen der Erdbahnparameter

In den 20er-Jahren des vergangenen Jahrhunderts erkannte der serbische Mathematiker Milutin Milanković (1879–1958), dass zwischen den regelmäßigen Schwankungen der **Erdbahnparameter** und periodischen Änderungen des Klimas ein Zusammenhang besteht. In periodisch sich ändernden Sedimentablagerungen lassen sich die nach ihm benannten **Milanković-Zyklen** wiederfinden und mit klimatischen Veränderungen korrelieren. Es gibt eine ganze Reihe von periodisch schwankenden Erdbahnparametern, die alle zur Folge haben, dass die auf die Erde auftreffende Sonneneinstrahlungsintensität variiert. Die drei wichtigsten zyklischen Veränderungen der Erdbahnparameter betreffen (1) die Schiefe der Erdachse (**Obliquität**, Änderung des Neigungswinkels der Erdachse zur Senkrechten der Erdumlaufbahnebene um die Sonne [Orbitalebene]), (2) deren Kreiselbewegung um eine Rotationsachse (**Präzession**) sowie (3) die **Elliptizität** der Erdumlaufbahn um die Sonne (◘ Abb. 16.3). Weiterhin von Bedeutung ist die **Ekliptik** (Kippung der Orbitalebene im Raum), die in ähnlicher Periode wie die Elliptizität schwankt.

Die Schiefe der Erdachse beträgt derzeit 23,4° gegenüber der Orbitalebene. Sie schwankt mit einem Rhythmus von 41.000 Jahren zwischen 22,1 und 24,5°. Je geringer die Schiefe der Erdachse ist, desto geringer sind die Unterschiede der Sonneneinstrahlungsintensität zwischen den Jahreszeiten. Die Elliptizität der Erdumlaufbahn um die Sonne hat den gleichen Effekt – je kreisförmiger die Umlaufbahn ist, desto gleichförmiger ist die Sonneneinstrahlungsintensität. Allerdings schwankt die Elliptizität mit Rhythmen von ca. 100.000 und 413.000 Jahren, sodass sich die Faktoren mal verstärken, mal aber auch gegenseitig abschwächen oder aufheben können. Als dritter Parameter ist die Präzession von Bedeutung. Damit ist eine Kreiselbewegung der Erdachse um eine Achse senkrecht zur Orbitalebene gemeint. Durch diese Kreiselbewegung, die sich im Laufe von 25.800 Jahren einmal um ihre Achse dreht, verschieben sich die Jahreszeiten auf der Erde kontinuierlich, sodass der Winter auf der Nordhalbkugel nach 12.900 Jahren im Juni und der Sommer im Dezember ist. Dieser Effekt kann die beiden anderen zyklischen Änderungen ebenfalls verstärken oder abschwächen. Wirken alle drei Faktoren in der gleichen Richtung, können



◘ Abb. 16.3 Zyklische Veränderungen der Erdbahnparameter im Orbit und die dadurch bedingten Schwankungen der Sonneneinstrahlungsintensität: Exzentrizität, Obliquität und Präzession (Verändert und ergänzt nach Zachos et al. 2001)

die Einflüsse so stark werden, dass langfristige Klimaveränderungen die Folge sind.
In Abb. 16.4 sind die Schwankungen der drei wichtigsten Erdbahnparameter der Temperaturkurve der letzten 400.000 Jahre gegenübergestellt. Man erkennt deutlich, dass die letzten Eiszeiten mit der Elliptizität der Sonnenumlaufbahn korrelieren. Es lassen sich auf diese Weise auch noch andere Korrelationen zu anderen Zeiten herstellen, so z. B. die Dominanz des 41.000-Jahre-Rhythmus in der Temperaturkurve vor 2 bis 1 Mio. Jahren. Es ist derzeit jedoch noch völlig unklar, was ursächlich der Auslöser einer Eiszeit ist. Die Schwankungen der Erdbahnparameter tragen sicherlich ihren Teil dazu bei, allerdings können sie nicht allein das Auslösen der Kaltzeiten bewirken, da es in der Erdgeschichte auch lange Perioden ohne großflächige Eisschilde gegeben hat (Abb. 16.2). Die Auswirkungen der Schwankungen können jedoch durch unterschiedliche Faktoren verstärkt werden. Wesentliche Rollen spielen dabei spielen sowohl der CO_2-Gehalt der Atmosphäre als auch tektonische Zusammenhänge, die zum Öffnen oder Schließen von großen Meeresstraßen führen können. Auch anderen zyklischen Variablen wie z. B. den Sonnenflecken, deren Häufigkeit im Durchschnitt eine Periodizität von elf Jahren aufweist, wird ein hohes Potenzial als Verursacher klimatischer Veränderungen zugeordnet.

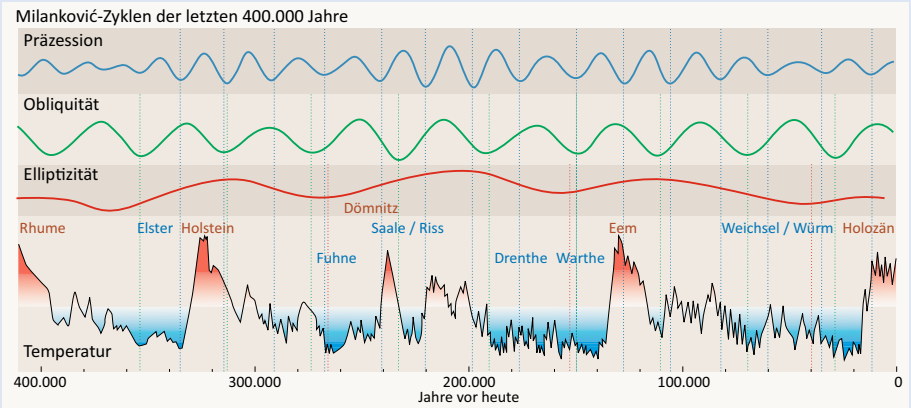


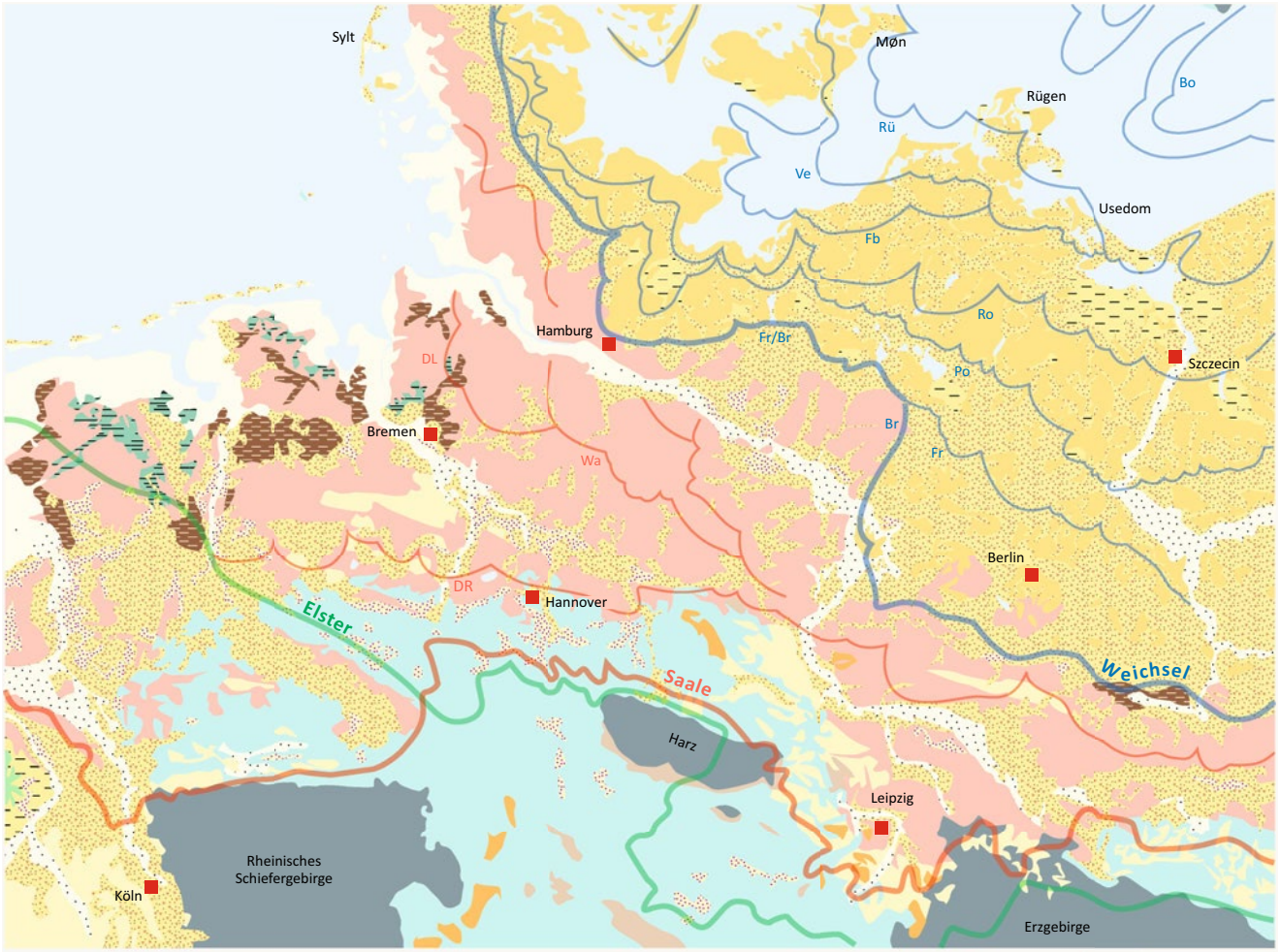
Abb. 16.4 Milanković-Zyklen der letzten 400.000 Jahre im Vergleich zu einer anhand von Daten aus Eisbohrkernen konstruierten Temperaturkurve (Verändert nach Petit et al. 1999)

wie dem Schwarzwald oder dem Bayerischen Wald lassen sich frühere Vereisungen nachweisen, wie z. B. am Großen Arber mit dem Arbersee, der ein ehemaliges Gletscherkar ausfüllt.

16.1 Kaltzeiten und Warmzeiten

Die nordischen Vereisungen und diejenigen in den Alpen haben unterschiedliche Bezeichnungen und sind im Detail nur unter Schwierigkeiten miteinander korrelierbar. Die ersten Bearbeiter, die im 19. und Anfang des 20. Jahrhunderts die Ablagerungen der Eiszeiten beschrieben, benannten sie nach Flüssen, welche die jeweils maximale Ausdehnung der einzelnen Eisvorstöße zu bestimmten Zeiten markieren. Aus diesem Grund tragen sowohl die Kaltzeiten als auch deren Eisvorstöße im Alpenraum andere Namen als in Norddeutschland und diese wiederum andere als in den Niederlanden oder in Polen. Die in Norddeutschland ausgewiesene Saale-Kaltzeit (ca. 310.000–126.000 Jahre v. h.) ist gleich mehrfach von Warmphasen unterbrochen worden, weshalb man diese Kaltzeit heute zusammenfassend als **Saale-Komplex** bezeichnet (Abb. 16.6). Die Warmzeit zwischen dem frühen **Fuhne-Stadium** und den späteren **Drenthe- und Warthe-Stadien** wird als **Dömnitz-Warmzeit** beschrieben. Während die letzten beiden alpinen Kaltzeiten **Würm** und **Riss** mit den norddeutschen Saale- und Weichsel-Kaltzeiten recht verlässlich korrelierbar sind, gilt das nicht für die **Elster-Kaltzeit** im Norden und die **Mindel-Kaltzeit** im Alpenraum. Saale- und Riss-Komplex werden von der älteren **Holstein-** und der jüngeren **Eem-Warmzeit** begrenzt. Die Mindel-Eiszeit, die früher häufig mit der Elster-Eiszeit parallelisiert wurde, umfasst hingegen mit der heute gültigen Bezeichnung **Haslach-Mindel-Komplex** einen wesentlich längeren Zeitraum als die Elster-Kaltzeit im Norden.

Die Elster-Kaltzeit, die Anfang des 20. Jahrhunderts auch als die erste Eiszeit bezeichnet wurde, umfasst nach neueren Erkenntnissen einen relativ kurzen Zeitraum von 390.000 bis 330.000 Jahren v. h. Die alpine Mindel-Kaltzeit als Teil des Haslach-Mindel-Komplexes ist dagegen viel früher anzusetzen, und es ist auch nicht sicher, ob es in der Alpenregion zu dieser Zeit überhaupt schon zu einem größeren Eisvorstoß kam. Der mit der Elster-Kaltzeit korrelierbare alpine Eisvorstoß hat hier keinen eigenen Namen und gehört möglicherweise sogar noch zum Riss-Komplex. Im nordöstlichen Alpenvorland lässt sich der Haslach-Mindel-Komplex mit dem **Cromer-Komplex** parallelisieren, im nordwestlichen Alpenvorland entspricht dies dem Komplex der größten Vergletscherungen. Maritim beeinflusste und mehr kontinental geprägte Zonen im Norden unterscheiden sich von den südlichen Hochgebirgsregionen durch ihre Reaktionen auf die Klimaveränderungen, was zu einer eingeschränkten Vergleichbarkeit der Vergletscherungen führt. Insbesondere die unterschiedliche Größe der Gletscher – kleinere Gebirgsgletscher reagieren sensibler auf Umweltveränderungen als große Eisschilde – und der Umstand, dass es keinen direkten Kontakt zwischen den nordischen und alpinen Eismassen gab, führen zu den unterschiedlichen zeitlichen und kausalen Einstufungen. Um diese Korrelationsprobleme zu umgehen, werden die Kalt- und Warmzeiten heute meistens anhand der Schwankungen des Isotopenverhältnisses ^{16}O zu ^{18}O definiert. Die sog. **δ^{18}O-Kurve** (Abb. 16.6) gibt Auskunft über Kalt- und Warmzeiten, und die standardmäßig durchnummerierten ***Marine Isotope Stages*** (MIS) sind anhand mariner Sedimente gut datiert, wobei hohe $\delta^{18}O$-Werte Kaltzeiten und niedrige $\delta^{18}O$-Werte



Holozän
- Marschland
- Flussablagerungen
- Moorbildungen

Pleistozän
- Gletscherablagerungen
- Schmelzwasserablagerungen
- Beckenablagerungen

Weichsel-Kaltzeit

- Dünen
- Löss

Weichsel-Kaltzeit

- Saale-Kaltzeit
- Elster-Kaltzeit
- Elster-Kaltzeit, Lauenburger Ton

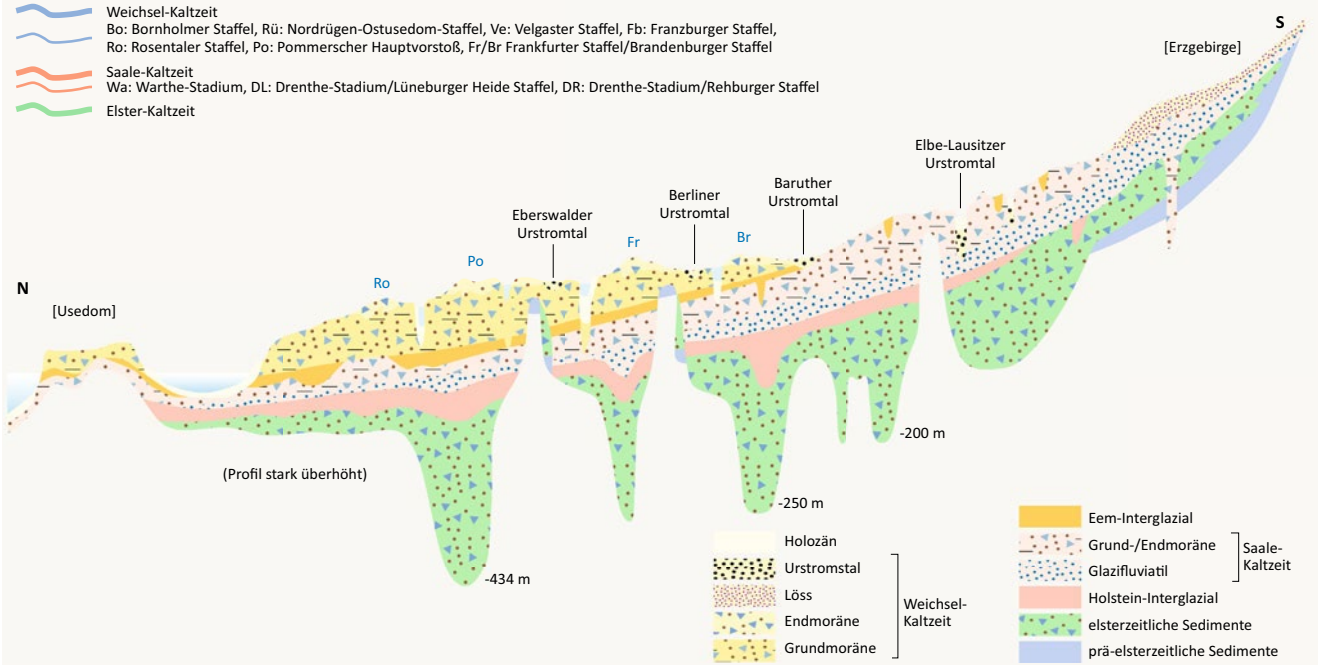
- Tertiär
- Mesozoikum, ungegliedert
- Perm, ungegliedert
- Paläozoikum, ungegliedert

Eisrandlagen / Endmoränenstaffeln

Weichsel-Kaltzeit
Bo: Bornholmer Staffel, Rü: Nordrügen-Ostusedom-Staffel, Ve: Velgaster Staffel, Fb: Franzburger Staffel, Ro: Rosentaler Staffel, Po: Pommerscher Hauptvorstoß, Fr/Br Frankfurter Staffel/Brandenburger Staffel

Saale-Kaltzeit
Wa: Warthe-Stadium, DL: Drenthe-Stadium/Lüneburger Heide Staffel, DR: Drenthe-Stadium/Rehburger Staffel

Elster-Kaltzeit



16

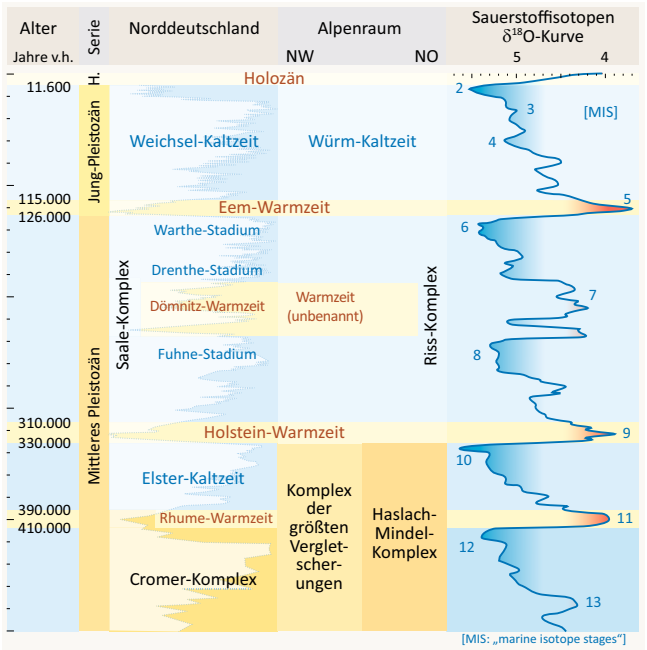


Abb. 16.6 Stratigraphische Abfolge der Kalt- und Warmzeiten ab dem Mittleren Pleistozän mit einer Korrelation der Namensgebung in Norddeutschland und im Alpenraum. *H.* Holozän (Verändert und ergänzt nach Menning et al. 2002; Cohen und Gibbard 2010)



Abb. 16.7 Ausdehnung und vermutete Mächtigkeit (in m) der Eisbedeckung während der letzten drei Vereisungen in Mitteleuropa. Die älteren Eisrandlagen (Elster- und Saale- bzw. Riss- und Mindel-Kaltzeit) sind als *Linien* dargestellt. Die Topographie zeigt die Umrisse Europas bei einem um ca. 100 m niedrigeren Meeresspiegelstand (Eisrandlagen verändert nach van Husen 1987; Walter 2007)

Warmzeiten anzeigen. Ein relativ hoher Anteil des (schwereren) Sauerstoffisotops ^{18}O in Sedimenten bedeutet, dass zu dieser Zeit viel Wasser (mit vorwiegend leichterem Sauerstoff ^{16}O) in Form von Eis gebunden war, und zeigt somit eine Kaltzeit an. Da das leichtere Sauerstoffisotop ^{16}O auch leichter verdunstet, ist es im Eis, das durch die Akkumulation von Schneefällen aufgebaut wird, häufiger anzutreffen.

Das Inlandeis dehnte sich in Norddeutschland bis zum Rand der Mittelgebirge aus (Abb. 16.5 und Abb. 16.7). Vor der Elster-Kaltzeit gab es zwar auch schon starke Klimaschwankungen mit Kalt- und Warmzeiten (Abb. 16.2), doch reichten die Eisvorstöße nicht bis nach Norddeutschland oder sind dort zumindest nicht mehr nachweisbar. Die weiteste Ausdehnung in Deutschland erfuhr das Inlandeis während der Elster-Kaltzeit, als das Eis bis nach Dresden und Erfurt, bis an den nördlichen Harzrand und in Nordrhein-Westfalen bis an den Rand des Rheinischen Schiefergebirges vordrang. Dort finden wir heute auf den Äckern Geschiebematerial, das aus dem Grundgebirge Skandi-

Abb. 16.5 Vereinfachte geologische Übersichtskarte der quartären Bedeckung Norddeutschlands mit den Eisrandlagen und Endmoränenstaffeln der letzten drei Vereisungsphasen. Das stark überhöhte Nord-Süd-Profil durch die quartären Ablagerungen im östlichen Teil Norddeutschlands zeigt die Auffüllung der durch Tiefenerosion während der Elster-Eiszeit entstandenen Täler (Karte verändert nach BGR 1993; Profil verändert nach Eissmann und Litt 1994)

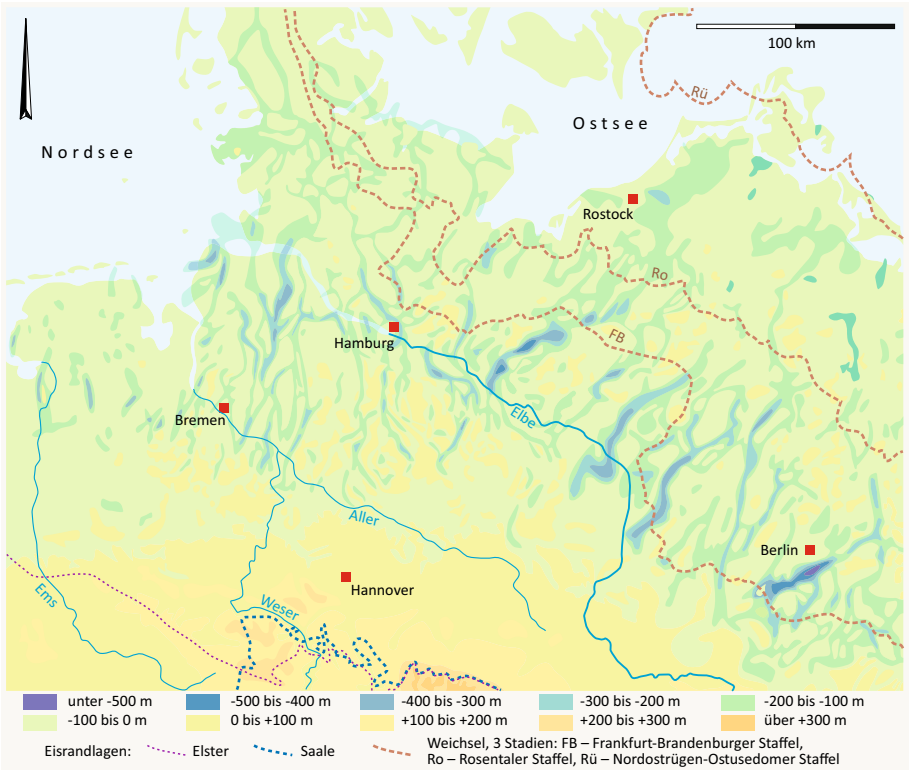


Abb. 16.8 Pleistozäne, eiszeitlich geformte Rinnensysteme und deren Tiefenlage im Untergrund Norddeutschlands (Verändert nach Stackebrandt 2009)

naviens stammt, vermischt mit Feuersteinen, wie wir sie aus den Kreideablagerungen von Møn, Dover oder Rügen kennen. Die maximale Ausdehnung des Eises wird aufgrund der zahlreichen Feuersteinvorkommen anhand der sog. **Feuersteinlinie** bestimmt. Die Feuersteinlinie ist aber zeitlich nicht einheitlich. Im mittleren und östlichen Teil Deutschlands etwa ab dem Teutoburger Wald markiert sie die Ausdehnung des Eises während der Elster-Kaltzeit, während sie westlich davon anzeigt, wie weit das Eis während der Saale-Kaltzeit reichte. Da die jüngeren eiszeitlichen Ablagerungen die älteren überprägten und teilweise wieder aufarbeiteten, ist es häufig sehr schwierig, ohne präzise Datierungen die Sedimente eindeutig einer bestimmten Vereisungsphase zuzuordnen. Die weichselzeitlich geprägten Landschaften werden als **Jungmoränengebiete**, die elster- und saalezeitlich geprägten Landschaften als **Altmoränengebiete** bezeichnet.

Elster-Kaltzeit

Die älteste Vereisung, die sich in Nord- und Mitteldeutschland durch weitverbreitete glaziale Sedimente nachweisen lässt, ist die **Elster-Kaltzeit**, die von 390.000 bis 330.000 Jahre v. h. dauerte. Der Vorstoß des Eises bis an die in Abb. 16.5 und Abb. 16.7 gezeigte Grenze führte zu einer weitreichenden Umorientierung der großen Flussläufe und ihrer Entwässerungssysteme. So wurden alle in einen Vorläufer der Ostsee mündenden Ströme wie Ur-Oder und Weichsel durch das vorrückende Eis nach Nordwesten umgelenkt. Auch die Elbe wurde zu Laufverlegungen gezwungen und bildete nach Aufnahme der auch weiter östlich fließenden Ströme ein neues Bett. Vermutlich entwässerte die Elbe vor der Elster-Kaltzeit über das heutige Odertal in den Ostseevorläufer. Durch den Eisvorstoß wurde dieser Abfluss jedoch blockiert. Die Elbe wurde zunächst in einem See vor dem Gletscher angestaut und grub sich in der Folge beim Rückschmelzen des elsterzeitlichen Gletschers nach Westen hin ein neues Bett in Richtung Nordsee, das auch während der späteren Kaltzeiten genutzt, verbreitert und vertieft wurde. Heute ist das Elbetal eines der größten **Urstromtäler** im nördlichen Mitteleuropa. In dem bis zu 150 km langen Elbestausee südlich von Dresden wurden die für Schmelzwasserseen typischen Warvensedimente abgelagert. Die einzelnen **Warven** entsprechen dabei jahreszeitlichen Schwankungen des Sedimenteintrages, die ähnlich wie die Baumringe zur Datierung herangezogen werden können.

Für die Elster-Kaltzeit lassen sich zwei Eisvorstöße nachweisen. Während der älteren Zwickau-Phase (älteres Stadial) wurde die maximale Ausdehnung erreicht, die nachfolgende Markranstädter Phase (jüngeres Stadial) blieb 20–50 km nördlich davon stehen. Eine intra-elsterzeitliche Warmphase kann nicht nachgewiesen werden. Charakteristisch für die elsterzeitlichen Vorstöße sind tief eingeschnittene Rinnen im Untergrund des norddeutschen Tieflandes (Abb. 16.8). In einem Streifen von Hamburg bis über Berlin hinausgehend erreichen diese Rinnen, die mehrere Kilometer breit und über hundert Kilometer lang sein können, Tiefen von über 500 m, im Nordwesten Deutschlands sind sie etwas flacher, hier sind Tiefen bis 250 m nachgewiesen. Diese tiefen Rinnen, die als **glaziale Rinnen** oder Tunneltäler bezeichnet werden, sind einzigartig. Sie entstanden unter dem Inlandeiskörper, indem sich Wasser an der Gletscherbasis zu großen Schmelzwasserströmen vereinigte. Neben dem an der Basis abschmelzenden Wasser gelangte es über Klüfte und Spalten im Gletscher schnell nach unten an die Basis und geriet hier durch die Überlagerung des Eises unter großen Druck. Dadurch wurde es sogar möglich, dass das Wasser an der Basis bergauf in Richtung Eisrand fließen konnte. Durch den hohen Druck

bekam das Wasser eine starke Erosionskraft, die es ermöglichte, in kurzer Zeit erhebliche Mengen der noch unverfestigten Sedimente des Untergrundes auszuräumen und tiefe Rinnen zu bilden. Die Rinnen in Norddeutschland haben mitunter sehr steile Flanken, sie sind aber, anders als die ebenfalls glazial gebildeten **U-Täler** in den Alpen und die **Fjorde**, später mit Sedimenten aus Schmelzwasserseen und -flüssen ausgefüllt worden. Sie stellen heute für die Trinkwasserversorgung wichtige Grundwasserleiter dar. Die geographisch in Nord-Süd- bis Nordost-Südwest-Richtung ausgerichteten tiefen Rinnen (◘ Abb. 16.8) zeichnen die Hauptentwässerungsrichtung unter dem Eis nach und sind möglicherweise mit der Eisflussrichtung verknüpft. Sie zeichnen aber auch Schwächezonen im Untergrund nach, an denen sich solche Rinnensysteme orientieren. Entlang dieser Schwächezonen dringen auch Salzdiapire nach oben, die sich in Erosionsformen und Sedimentmächtigkeiten der quartären Ablagerungen widerspiegeln können. Weit verbreitet ist in den elsterzeitlichen Ablagerungen insbesondere in den oberen Lagen der **Lauenburger Ton**, der stellenweise mehr als 100 m mächtig werden kann und sich in Eisseen am Gletscherrand bildete. Charakteristisch ist ein schluffiger bis feinsandiger Anteil, der ihn vom marinen Holstein-Ton der folgenden Warmperiode unterscheidet.



◘ **Abb. 16.9** Eisbedeckung der Münsterländer Kreidebucht während der Saale-Kaltzeit. Die Eisrandlage der Elster-Kaltzeit ist als Linie eingetragen (Verändert und ergänzt nach Liedtke 2007; Thome 1990)

Holstein-Warmzeit

Auf die strenge Vereisungsphase der Elster-Kaltzeit folgte die **Holstein-Warmzeit** mit ähnlichen klimatischen Verhältnissen wie heute. Nach anfänglichen Süßwasserablagerungen setzte sich im Norden relativ bald ein mariner Einfluss durch, der große Teile Norddeutschlands überflutete. Marine Sande und Tone, die an der Westküste Schleswig-Holsteins, am Unterlauf der Elbe, in Westmecklenburg und in Vorpommern auftreten, zeugen von der Transgression des Holstein-Meeres bis über Berlin hinaus, die durch marine Fossilien wie z. B. die Muschel *Cardium* nachgewiesen ist. Südlich anschließend finden sich marin-brackische und limnische Sedimente sowie Flussschotter und Sande. Aufgrund seiner weiten Verbreitung ist der Holstein-Ton ein wichtiger Markerhorizont für die stratigraphische Einstufung der quartären Ablagerungen.

Die zeitliche Einordnung quartärer Sedimente bereitet oft große Schwierigkeiten, sodass ein gut zu identifizierender Markerhorizont immer von großem Wert ist. Ablagerungen der Warmzeiten sind häufig über Pollenspektren oder Mikrofossilien zu datieren. Vor allem aber in glazialen Ablagerungen sind Organismenreste, die sich für eine chronostratigraphische Einordnung eignen, sehr selten. Man muss sich dann anderer Datierungsmethoden bedienen, von denen einige erst in jüngerer Zeit eine größere Bedeutung erlangten. So kann z. B. das Beryllium-Isotop ^{10}Be (Halbwertszeit 1,387 Mio. Jahre), das durch die Einwirkung kosmischer Strahlung in Quarzmineralen durch eine nukleare Reaktion am ^{16}O-Isotop entsteht, zur Datierung des Expositionsalters einer Gesteinsoberfläche herangezogen werden. Mit dem Expositionsalter ist der Zeitpunkt gemeint, ab dem eine Gesteinsoberfläche z. B. in Gletschermoränen oder auf abgeschliffenen Felsrücken an der Oberfläche exponiert und der kosmischen Strahlung ausgesetzt ist und nicht mehr von Geröllmassen oder einem Eispanzer bedeckt wird. ^{10}Be bildet sich nur in den obersten Zentimetern bis Dezimetern eines Gesteins, und die Isotopenbildung beginnt im Moment der Freilegung des Gesteins. Damit lässt sich der Zeitpunkt der Freilegung des Gesteins und damit der Rückzug eines Gletschers bestimmen.

Während der Holstein-Warmzeit bildeten sich an einigen Stellen mächtige Kieselgur-Ablagerungen, die über viele Jahrzehnte hinweg in der Lüneburger Heide im Raum Unterlüß und in etwas geringerem Umfang in Sachsen bei Klieken abgebaut wurde (▶ Box 26: Kieselgur). Abbauwürdige Kieselgur-Ablagerungen gibt es jedoch nicht nur aus Warmzeiten des Quartärs, sondern auch aus älteren Zeiten, wie z. B. aus dem Tertiär am Vogelsberg bei Altenschlirf.

Saale-Komplex

Auch im Westen Deutschlands lassen sich zahlreiche Spuren von Vereisungen nachweisen. Die Münsterländer Kreidebucht war während der auf die Holstein-Warmzeit folgenden Saale-Kaltzeit mindestens einmal vollständig mit Eis bedeckt, und auch der Teutoburger Wald und das Wiehengebirge wurden vom Eis überfahren (◘ Abb. 16.9). Der Eisrand befand sich am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges, wo sich im Ruhrtal für kurze Zeit ein großer, weit in die Täler des Sauerlandes reichender Eisstausee bildete. Als das Eis am Ende der Saale-Kaltzeit allmählich abschmolz, hinterließen die Schmelzwasserflüsse die sandigen Ablagerungen in der Senne. Zwei saalezeitliche, aus Kies und Sand aufgebaute schmale und längliche Erhebungen (◘ Abb. 16.9), der Münsterländer Kiessandzug im Osten und die Twente-Achterhoek-Rinne im Westen, sind in ihrer Entstehung nicht abschließend geklärt. Ein Erklärungsansatz geht von einer Bildung als Oser (▶ Abschn. 16.2) aus, ein anderer sieht die über 80 km langen und bis über 1 km breiten flachen Erhebungen als Reste von Schmelzwasserflüssen am Rande eines nach Süden vordringenden aktiven Gletschers, der im Osten und Westen von Toteis begrenzt wird. Während der jüngsten Weichsel-Kaltzeit drang das Inlandeis nicht mehr bis in diese Regionen vor (◘ Abb. 16.5 und ◘ Abb. 16.6).

Box 26: Kieselgur

Kieselgur besteht zum größten Teil aus den Schalenresten fossiler **Kieselalgen**, den **Diatomeen**. Sie wird daher manchmal auch als Diatomeenerde bezeichnet. Das oftmals fein geschichtete Sedimentgestein ist hoch porös und sehr leicht und wird in der chemischen Industrie als Rohstoff für Filter, Farben und Zusatzstoffe vielfach verwendet. Diatomeen sind einzellige pflanzliche Lebewesen, die Photosynthese betreiben. Ihre Schale besteht aus amorphem, nicht-kristallinem Siliziumdioxid (SiO_2), das in gewöhnlicher kristalliner Form als Quarz weitläufig bekannt ist. Die Größe der einzelnen Schalen, die in den unterschiedlichsten Formen vorkommen (Abb. 16.10), beträgt zwischen 10 und 100 µm; umgerechnet würde das bedeuten, dass sich in einem halb gefüllten Schnapsglas (ca. 100 ml) voller Kieselgur ca. 10 Mrd. Schalen und Schalenreste von Diatomeen befinden.

Kieselalgen sind äußerst produktiv, da sie sich alle paar Stunden durch Zellteilung fortpflanzen. Unter idealen Bedingungen können sich so in einem Monat aus einer einzigen Zelle eine Milliarde Kieselalgen bilden. Diese Diatomeen schweben im Wasser und sinken nach dem Absterben zu Boden. Dort bilden sie dicke Ablagerungen, die abhängig vom Anteil an organischen Substanzen unterschiedlich gefärbt sind: Zuoberst liegt die „Weiße Gur" mit maximal 5 % organischem Anteil, darunter die „Graue Gur" mit 10 % und an der Basis die „Grüne Gur" mit teilweise über 30 % organischem Anteil. Weltweite Bedeutung erlangte die Kieselgur durch ihre Verwendung als Trägersubstanz für das Dynamit. Alfred Nobel machte sich die guten Dämpfungseigenschaften der Kieselgur zunutze und „verpackte" den hochexplosiven Sprengstoff Glyceroltrinitrat (vielen besser bekannt als Nitroglycerin) in den Diatomeenschalen und erfand damit das Dynamit, das sich wesentlich sicherer handhaben ließ als reines Glyceroltrinitrat.

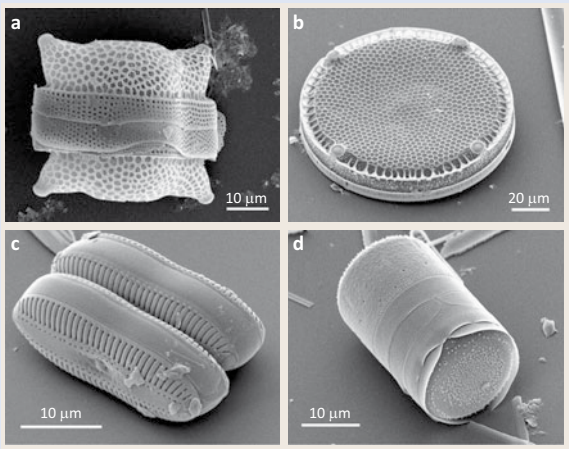


Abb. 16.10a–d Elektronenmikroskopische Aufnahmen von Diatomeen: **a** *Biddulphia reticulata*, **b** *Eupodiscus radiatus*, **c** *Diploneis sp.*, **d** *Melosira varians* (© Mary Ann Tiffany)

Die Eisvorstöße während des Saale-Komplexes blieben zumeist hinter den Ausmaßen der Elster-Vereisung zurück, an einigen wenigen Stellen aber, wie z. B. in der Münsterländer Kreidebucht, drangen sie auch weiter vor (Abb. 16.9). Der Saale-Komplex besteht aus mindestens drei, möglicherweise aber auch fünf verschiedenen Kältephasen, die jedoch nicht immer mit einem eigenen Eisvorstoß verbunden sein müssen. Nach der neueren stratigraphischen Einordnung anhand der *Marine Isotope Stages* (MIS; s. oben) lässt sich das ältere **Fuhne-Stadium** (MIS 8) von den beiden jüngeren **Drenthe- und Warthe-Stadien** des Saale-Hochglazials (MIS 6) durch die **Dömnitz-Warmzeit** (MIS 7; zeitlich identisch mit der Wacken- und Schöningen-Warmzeit) abgrenzen (Abb. 16.6). Der Drenthe-Eisvorstoß ist dabei der weiteste des Saale-Komplexes. Die einzelnen Phasen lassen sich durch unterschiedliche Zusammensetzungen des Moränenmaterials wie z. B. wechselnde Kalkgehalte oder unterschiedliche Geschiebespektren voneinander unterscheiden. Mitunter sind die verschiedenen Eisvorstöße auch durch sandige Zwischenlagen, die von Schmelzwassersanden der dazwischenliegenden Rücktauphasen stammen, getrennt. Auch lagerten sich zu diesen Zeiten Bändertone ab, die zur Datierung herangezogen werden können. Der jüngste saalezeitliche Eisvorstoß, das Warthe-Stadium, erreichte die Region zwischen Elbe und Weser, und das Hauptentwässerungssystem für das Schmelzwasser während dieser Zeit war das Aller-Weser-Urstromtal. Weiter östlich wurden die Endmoränenzügen des Fläming und des Lausitzer Grenzwalls geschaffen, die auch heute noch markante Zeugnisse aus dem Warthe-Stadium in der Landschaft darstellen.

Eem-Warmzeit

Die Eem-Warmzeit dauerte nur etwa 11.000 Jahre. Sie löste die Saale-Kaltzeit ab und war nach Klimadaten, die an Eisbohrkernen aus den Gletschern Grönlands gewonnen wurden, gekennzeichnet durch stabile klimatische Verhältnisse mit Temperaturen, die mindestens 2 °C, möglicherweise auch bis zu 5° C über der heutigen Durchschnittstemperatur gelegen haben können. Dadurch stieg der Meeresspiegel an, es kam jedoch nicht zu einer großen Transgression wie zur Holstein-Warmzeit, die im Norden Deutschlands zu weitreichenden Überflutungen führte. Das Eem-Meer drang nur an einigen wenigen Stellen auf das heutige Festland vor. Ein Tonvorkommen am Dornbusch auf der Insel Hiddensee, die sog. **Cyprinentone**, die im 18. und 19. Jahrhundert den Rohstoff für die Herstellung von ortstypischen Fayencen lieferten, sind zwar in ihrer Einstufung immer noch nicht endgültig geklärt, werden aber ins Eem gestellt und zeigen hier den marinen Einfluss. Die Sedimente der Eem-Warmzeit liegen häufig auf den Grundmoränen des Saale-Komplexes (Abb. 16.5) und werden ihrerseits von Flussschottern oder äolischen Ablagerungen und im Nordosten auch von Grundmoränen aus der nachfolgenden Weichsel-Kaltzeit überlagert. Dieser Horizont bietet daher einen guten stratigraphischen Marker in den meist schlecht datierbaren kaltzeitlichen Sedimenten, insbesondere weil die Eem-Warmzeit als das am besten erforschte Interglazial gilt. Sie gehört aus archäologischer Sicht in das Zeitalter des Mittelpaläolithikums (ca. 200.000–40.000 Jahre v. h.), in dem **Neandertaler** in weiten Teilen Europas bis hin nach Asien siedelten. Aus dieser Warmzeit stammen aus Deutschland auch Funde von **Waldelefanten**, die mit einer Lanze erlegt wurden (**Lanze von Lehringen**; Abb. 2.2) und erstmalig die erfolgreiche Großwildjagd der steinzeitlichen Menschen nachwies. Ein erst kürzlich gefundenes Zahnfragment eines Waldelefanten im nördlichen Mecklenburg zeigt die Ausbreitung dieser Tierart bis weit nach Norddeutschland.

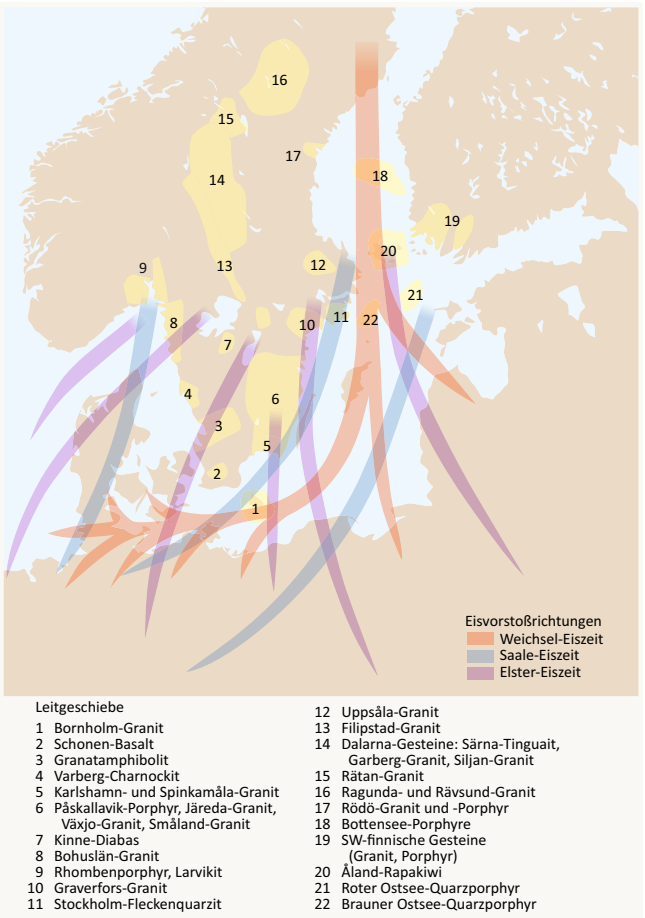
Weichsel-Kaltzeit

Während der jüngsten Kaltzeit, die 1899 von dem Geologen Konrad Keilhack (1858–1944) nach dem Fluss Weichsel in Po-

len benannt wurde, kam es erneut zu einer ganzen Reihe von nachweisbaren Eisvorstößen (◘ Abb. 16.5 und ◘ Abb. 16.7), die in drei Hauptabschnitte untergliedert werden: Weichsel-Frühglazial, Weichsel-Hochglazial und Weichsel-Spätglazial. Diese Abschnitte werden wiederum in eine Reihe von Stadialen und Interstadialen unterteilt. Keiner der Eisvorstöße erreichte jedoch die maximalen Ausmaße der Elster- und Saale-Kaltzeiten (◘ Abb. 16.7). Die Vergletscherung beschränkte sich in Deutschland auf das nordöstliche Gebiet, wo sie etwa die Hälfte Schleswig-Holsteins, Mecklenburg-Vorpommern und das nördliche Brandenburg bedeckte. Die Elbe wurde nicht überschritten. Zwar stieß das Eis während des **Brandenburger Stadiums** noch südwärts über Berlin hinaus (◘ Abb. 16.5), doch sind die hauptsächlichen geomorphologischen Zeugen der Weichselvereisung heute in den Endmoränenzügen des **Pommerschen Stadiums** zu finden. Die Rücktauphase der Weichselkaltzeit wurde mehrfach durch erneute Vorstöße des Eises unterbrochen, wodurch neue, dem Eisrand folgende Urstromtäler entstanden, die sich in den Urstromtälern von Baruth, Berlin und Eberswalde morphologisch eindrucksvoll präsentieren (▶ Abschn. 16.2; ◘ Abb. 16.17), in denen heute aber deutlich kleinere Flüsse als zu ihrer Bildungszeit fließen. Einen Sonderfall bildet das Unterelbe-Gebiet, das alle weichselzeitlichen Urstromtäler aufnahm und dann in die Ur-Nordsee entwässerte. Die Elbe fließt heute in diesem klassischen **Urstromtal**, das auf dem Höhepunkt der Weichsel-Kaltzeit kurz vor dem Ende der Vergletscherung entstand. Es ist von Schmelzwassersanden und äolischen Ablagerungen des Periglazialgebietes geprägt. Der Verlauf des Urstromtals entspricht weitgehend dem heutigen Verlauf der Elbe, die auch schon während der Weichsel-Kaltzeit in die Nordsee entwässerte. Allerdings lag der Meeresspiegel zu dieser Zeit ungefähr 120 m tiefer als heute und die Küstenlinie befand sich etwa 600 km weiter nordwestlich.

Die Erhaltung weichselzeitlicher Sedimente (Jungmoränengebiete) ist naturgemäß erheblich besser als die der älteren Elster- und Saale-Kaltzeiten, die von jüngeren Eisvorstößen überprägt und oft auch beseitigt wurden (Altmoränengebiete). Deswegen lassen sich aus der Weichsel-Kaltzeit auch eine ganze Reihe von Stadien durch unterschiedlich alte **Endmoränenzüge**, den sog. **Staffeln**, nachweisen (◘ Abb. 16.5). Aufgrund der zahlreichen Unterteilungen wird die Weichsel-Kaltzeit häufig auch als Weichsel-Komplex bezeichnet. Die Weichsel-Kaltzeit endete vor ca. 11.600 Jahren mit einem relativ abrupten Temperaturanstieg um durchschnittlich 7 °C innerhalb weniger Jahrzehnte (◘ Abb. 16.2).

Die Mecklenburgische und Pommersche Seenplatte sowie die Seenlandschaften Brandenburgs und der Holsteinischen Schweiz sind typisch für die weichselzeitliche Jungmoränenlandschaft, in denen die Abfolgen der glazialen Serie (Grundmoräne, Endmoräne, Sander, Urstromtal) noch frisch und damit gut erkennbar sind. Neben den geomorphologischen Vollformen wie Endmoränen und Oser gibt es hier noch die vielen Reliefhohlformen, die z. B. durch austauende Toteisblöcke nach dem Zurückweichen des Gletschers oder durch glazifluviale Erosion unter dem Eiskörper entstanden sind und die heutzutage sehr oft mit Seen angefüllt sind. Das Periglazialgebiet, das nicht mehr vom Eis überflossen wurde, ist durch äolische Sedimente mit z. T. recht eindrucksvollen Binnendünen und insgesamt sanfteren Gelände-



◘ **Abb. 16.11** Herkunft verschiedener Leitgeschiebe in den eiszeitlichen Ablagerungen Norddeutschlands (Verändert und ergänzt nach Fraedrich 1996)

deformen charakterisiert. Vor dem Gletscherrand lagerten sich die Sande und Kiese der Schmelzwasserflüsse in großen Sandern (▶ Abschn. 16.2) ab, aus denen feinkörnige Sedimentpartikel ausgeblasen wurden, die am Rand der großen Täler, auf älteren Glazialsedimenten und an den Hängen der Mittelgebirge zu liegen kamen. In den deutlich reliefärmeren Altmoränenlandschaften der Saale- und Elster-Kaltzeit sind aber von all diesen Geländeformen nur noch wenige Relikte erhalten.

16.2 Ablagerungen und Erosionsformen der Kaltzeiten

Einige der Gesteine, die als Geschiebe in den glazialen Sedimenten gefunden werden, eignen sich aufgrund ihrer spezifischen Eigenschaften und Erkennungsmerkmale für eine genaue Bestimmung ihres Ursprungsortes. Man spricht dann von **Leitgeschieben**, mit deren Hilfe man die Eistransportrichtungen zu verschiedenen Zeiten rekonstruieren kann (◘ Abb. 16.11). So finden wir z. B. in den Findlingen an den Ostseestränden Gesteine, die aus Nordnorwegen oder Finnland, manche aber auch nur aus Bornholm oder vom Grund der Ostsee stammen. ◘ Abbildung 16.11 vermittelt einen Eindruck von der Vielgestaltigkeit der vom Eis mitgeführten Geschiebe.

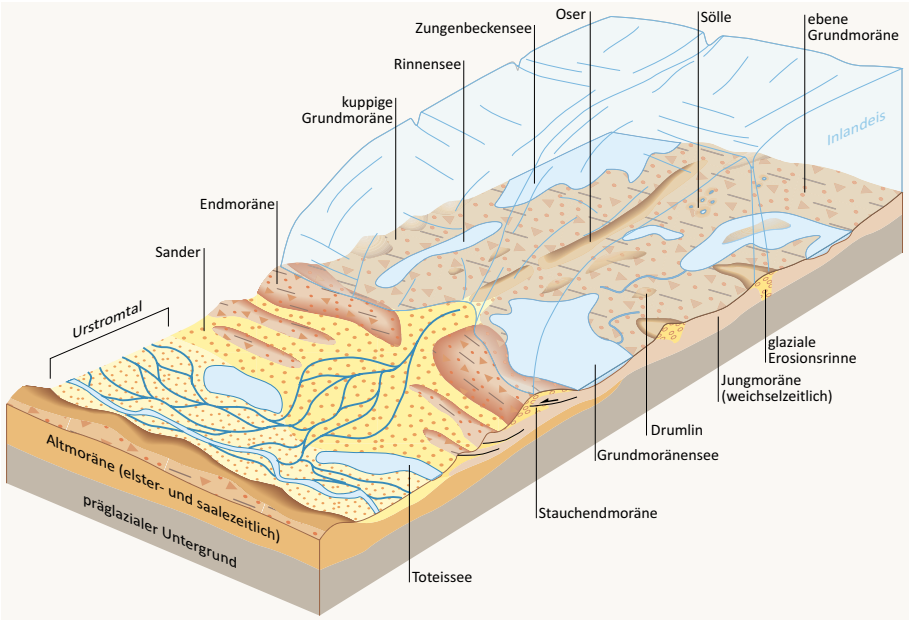


Abb. 16.12 Übersicht über die verschiedenen sedimentären und erosiven Spuren der glazialen Serie (Verändert und ergänzt nach verschiedenen Quellen)

Das quartäre Eiszeitalter stellt die vorerst letzte, geologisch stark prägende Epoche in Mitteleuropa dar. Während sich in Norddeutschland und im Alpenvorland mächtige glaziale Ablagerungen bildeten, sind es in den Mittelgebirgen und Alpen vor allem die Erosionsformen, die uns die frühere Nähe zum Eisrand und die völlig andersartigen klimatischen Verhältnisse aufzeigen. Heute sind diese Formen durch Bodenbildungen und Bewuchs überprägt und teilweise verdeckt, sodass wir sie oft nur noch ansatzweise wahrnehmen können. Wenn man jedoch mit offenem und wissendem Auge durch unsere Landschaften geht, wird man sehr vieles entdecken, was seinen Ursprung vor allem in der letzten Vereisungsperiode hat (Abb. 16.12).

In Norddeutschland und im Alpenvorland verbergen sich unter den Böden fast ausschließlich Lockersedimente. Nur an wenigen Stellen liegen ältere und diagenetisch verfestige Gesteine an der Oberfläche, meistens dort, wo sie durch Salzdynamik (Salzdiapir bzw. Salzstock; ▶ Abschn. 11.2.2) oder junge Störungszonen an die Oberfläche gehoben wurden. In den meisten Fällen aber handelt sich um eiszeitlich gebildete Moränenablagerungen der Gletscher, um Kiese, Sande, Tone oder Lössablagerungen.

Moränen

Die Moränen bestehen aus völlig unsortierten klastischen Sedimenten mit einem Korngrößenspektrum von tonig-schluffigem Material bis hin zu mehrere Meter großen **Findlingen**, sog. erratischen Blöcken (lat. *errare*: umherirren). Der größte bekannte Findling in Norddeutschland ist der Buskam vor der östlichen Küste der Insel Rügen bei Göhren. Er hat nach neueren Vermessungen ein Volumen von ca. 206 m^3, was einem Gewicht von 500–550 t entspricht. Der größte Findling an Land war noch zu Beginn des 19. Jahrhundert der Große Markgrafenstein in den Rauenschen Bergen bei Fürstenwalde/Spree mit einem geschätzten Gewicht von 700–750 t. Er wurde allerdings größtenteils zerlegt und u. a. für den Bau einer großen Granitschale mit fast 7 m Durchmesser verwendet, die heute vor dem Alten Museum in Berlin zu bewundern ist.

An der Basis eines Gletschers bildet sich die **Grundmoräne**, die ein Ausschmelzprodukt von klastischen Sedimenten aus dem Eis darstellt. Derartige Sedimente sind in ganz Norddeutschland und im Alpenvorland weit verbreitet, wobei sich Grundmoränen aus allen jung- und mittelquartären Vereisungsperioden nachweisen lassen. Am Gletscherrand wird das Moränenmaterial seitlich zu **Seitenmoränen** und am Ende des Gletschers zu oftmals bogenförmigen **Endmoränen** aufgehäuft. Die Endmoränen können dabei Höhen von über 200 m erreichen. Sie markieren in Norddeutschland den Verlauf des Inlandeisrandes und im Alpenvorland die Lage der Gletscherloben und zeigen zumindest für die jüngsten Vereisungen die Stadien des Zurückweichens auf (Abb. 16.5).

Das glazigene (vom Gletscher abgelagerte) Moränensediment wird im Deutschen als **Geschiebemergel** oder im entkalkten Zustand als **Geschiebelehm** bezeichnet. Allerdings setzt sich dafür in Wissenschaftskreisen in letzter Zeit zunehmend der aus dem Englischen stammende Begriff **Till** durch. Bereits zu Festgestein lithifiziertes Moränenmaterial, das aus einer früheren, nicht dem Quartärzeitalter zuzurechnenden Eiszeit stammt, wird als **Tillit** bezeichnet. Sind die Ablagerungsbedingungen eines solchen brekziösen und konglomeratischen Gesteins nicht eindeutig geklärt, spricht man von **Diamiktiten**. So lassen sich z. B. in Thüringen glazimarine Diamiktite aus dem Ordivizium nachweisen, in denen Dropstones auf die Eisbedeckung während dieses Erdzeitalters hinweisen (▶ Abschn. 9.2.6).

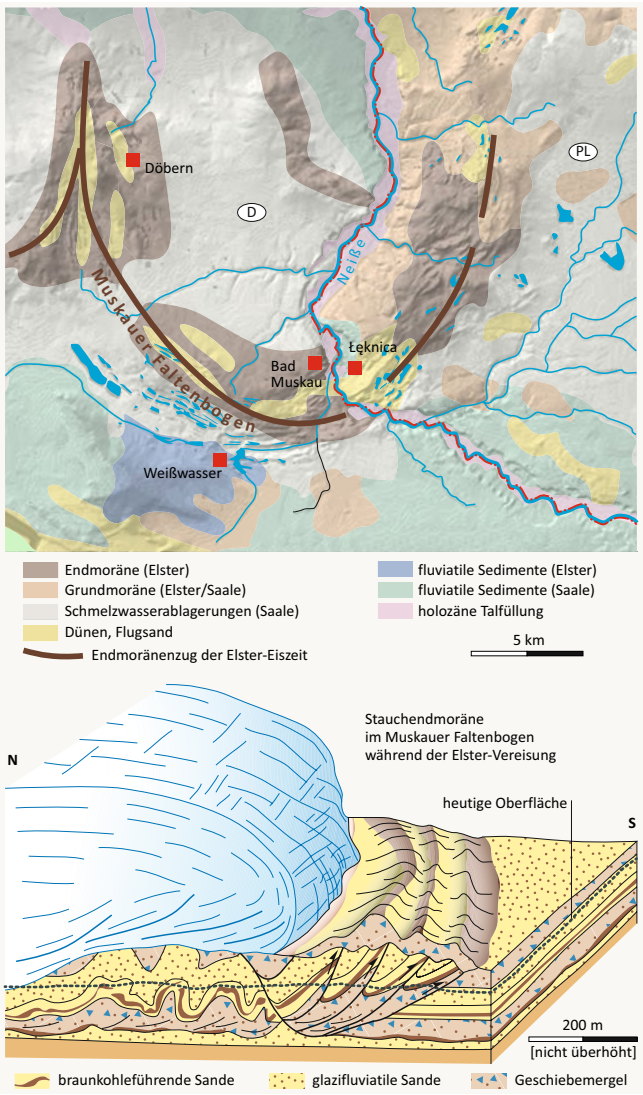
Die Herkunft der Findlinge war für lange Zeit ein großes Rätsel in der Wissenschaft. Zwar hatte schon James Hutton (1726–1787) eine Vergletscherung weiter Teile Nordeuropas vermutet, aber es dauerte noch weitere 100 Jahre, bis sich die **Inlandeistheorie** in den 1870er-Jahren durchsetzte. Entscheidend hierfür war ein Vortrag des schwedischen Geologen Otto Torell (1828–1900) vor der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, nachdem er zuvor Schleifspuren (Kritzungen) im Muschelkalk von Rüdersdorf (▶ Abschn. 11.4.2) als Auswirkungen von darüber hinweg gleitenden Gletschern deutete.

Bleibt ein Gletscher über längere Zeit stabil in seiner Ausdehnung, können sich größere Mengen von Moränenmaterial an seinem Ende anhäufen. Man spricht dann von einer **Satzendmoräne**, wie sie z. B. in der Pommerschen Hauptendmoräne zu sehen ist. Trifft der Gletscher hingegen an seinem Ende auf ein Hindernis, das er nicht mehr überwinden kann, wird dieses durch die Kraft des nachschiebenden Eises gestaucht. Dabei entstehen **Stauchendmoränen**, in denen die Gesteine des Hindernisses mit den glazialen Ablagerungen verschuppt und verfaltet werden. Die dabei entstehenden Strukturen haben durchaus Ähnlichkeiten zu Strukturen, die bei Gebirgsbildungsprozessen entstehen. Der Aufbau solcher Stauchendmoränen ist erheblich komplizierter als der von Satzendmoränen. Ein gutes Beispiel für eine Stauchendmoräne findet sich in den **Brohmer Bergen** östlich von Neubrandenburg, die zum Ende der Weichsel-Kaltzeit vor etwa 13.700 Jahren in einem Abschnitt der Rosentaler Staffel (◘ Abb. 16.5) überprägt wurden. Die schon von früheren Eisvorstößen gestalteten Höhenzüge enthalten Sedimente der Saale-Kaltzeit und auch Schichten des Tertiärs, die zu Höhen von mehr als 100 Metern aufgetürmt wurden.

Ein weiteres gut belegtes Beispiel für eine Stauchendmoräne ist der **Muskauer Faltenbogen**, der heute länderübergreifend (an der Grenze Deutschland zu Polen gelegen) in einem Geopark der Öffentlichkeit zugänglich gemacht worden ist (◘ Abb. 16.13). Der Muskauer Faltenbogen bildete sich nach neueren Erkenntnissen während der Elster-Kaltzeit vor ungefähr 350.000 Jahren. Hier sind braunkohlehaltige tertiäre Schichten durch die Stauchung verstellt worden. Der Abbau der Braunkohle (▶ Abschn. 13.1) orientierte sich an den Ausstrichen der Braunkohleflöze und ließ so nach dem Ende der Braunkohleförderung die um den Muskauer Faltenbogen herum angeordneten länglichen Seen entstehen.

Endmoränen des Saale-Komplexes finden sich im Göhrde-Drawehn-Höhenzug zwischen Lüneburger Heide und Wendland oder in der Schmiedeberger Stauchendmoräne zwischen Elbtal und Muldetal. Insgesamt sind Endmoränenzüge in Norddeutschland weit verbreitet und es würde zu viel Raum einnehmen, sie alle zu nennen. Sie reihen sich oft girlandenartig aneinander (◘ Abb. 16.5) und bilden zusammenhängende Staffeln, die Rückzugsstadien der Vergletscherungen anzeigen.

Das beeindruckendste Beispiel für die Stauchung von Gesteinsschichten durch die Kräfte eines vorstoßenden Inlandeiskörpers bietet zweifellos die Kreideküste von **Jasmund auf Rügen**, die ganz ähnliche Strukturen aufweist wie die dänische Insel Møn. An beiden Küsten finden sich steil aus der Ostsee aufragende Kliffkanten, die zum größten Teil aus weißen oberkretazischen Kalkmergeln bestehen. Auf Rügen werden die Kalkmergel als **Rügener Schreibkreide** bezeichnet. Sie stammen aus dem Unteren Maastricht und gehören damit zum jüngsten Abschnitt der Kreidezeit (▶ Abschn. 11.7.2). Die kreidezeitlichen Sedimente sind auf Rügen durch den vorstoßenden Gletscher der Weichselkaltzeit in einer großen Anzahl von Schuppen dachziegelartig aufeinandergeschoben und verfaltet worden. Dabei wurden glaziale Sedimente der Weichselkaltzeit, die diskordant auf der Kreide liegen (Geschiebemergel M_1 und M_2 mit Zwischensedimenten I_1 und I_2), von kreidezeitlichen Sedimenten überschoben (◘ Abb. 16.14). Da sich über den **duplexartig** zusammengestauchten Komplexen wiederum diskordant und undeformiert



◘ **Abb. 16.13** Der elsterzeitliche Endmoränenzug des Muskauer Faltenbogens (Verändert nach Kupetz et al. 2004; Geologische Karte von Deutschland 1 : 1.000.000, BGR 1993)

ein Geschiebemergel des jüngsten Abschnitts der Weichselkaltzeit befindet (Geschiebemergel M_3), lässt sich die Stauchung auf den jüngsten Abschnitt der Weichselkaltzeit eingrenzen. Allerdings ist es derzeit noch nicht möglich, die Stauchung einem bestimmten Eisvorstoß nach dem letzten glazialen Maximum vor etwa 20.000–25.000 Jahren (◘ Abb. 16.6) zuzuordnen. Die Stauchung der kreidezeitlichen Sedimente demonstriert in eindrucksvoller Weise die enormen Verformungskräfte, die von einem Gletscher ausgehen können. Allerdings wechselte die Druckrichtung des Gletschers, wie sich anhand der Ausrichtung der überschobenen Komplexe ermitteln lässt (◘ Abb. 16.4). Einer älteren Phase mit einer Druckrichtung aus Südost nach Nordwest geht eine jüngere Phase mit dem Druck aus nördlicher bis nordöstlicher Richtung voraus. Jüngere Eisbewegungen zeigen ebenfalls Druckrichtungen aus Nord und Nordost (in ◘ Abb. 16.14 nicht dargestellt).

▪ Oser

Eine weitere oft landschaftsprägende Glazialform sind die sogenannten **Oser** (Singular: Os), auch Wallberge oder Esker genannt.

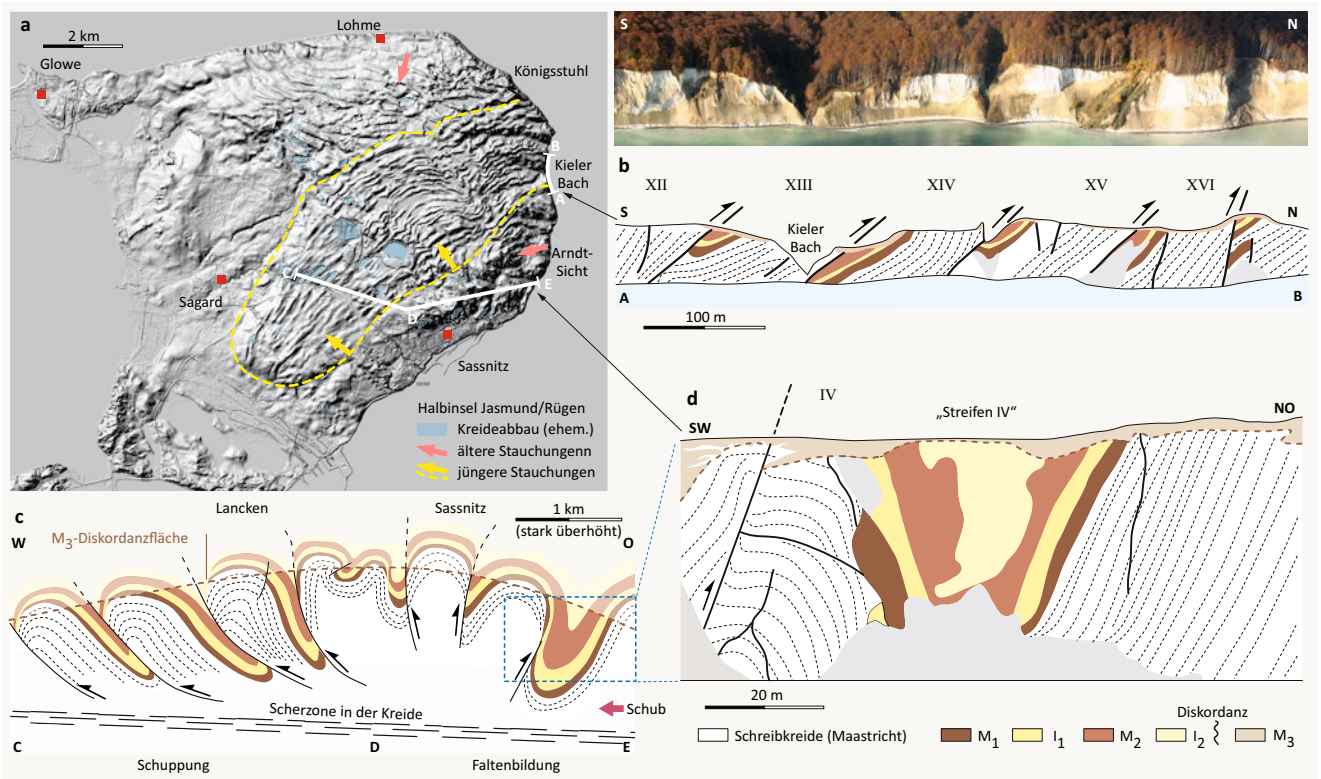


Abb. 16.14 Glazialtektonik auf der Halbinsel Jasmund, Rügen. **a** Strukturen der Stauchmoränen auf Jasmund in einem digitalen Höhenmodell, erstellt anhand von Daten, die mithilfe eines Laserabtastverfahrens gewonnen wurden (Ermittlung des letztens Echos; für weitere Erläuterungen s. ▶ Abschn. 16.2 „Dünen, Löss“), **b** Verschuppte Kreideschollen (von früheren Bearbeitern als „Streifen“ bezeichnet) in den Stauchmoränen von Jasmund, hier Streifen XII bis XVI, **c** Modell für die Entwicklung der Stauchkomplexe, **d** Detailansicht der Aufschiebungszone am Streifen IV (Das digitale Höhenmodell [a] wurde vom Landesamt für innere Verwaltung Mecklenburg-Vorpommern freundlicherweise zur Verfügung gestellt: © GeoBasis-DE/M-V 2013; Streifen-Nummerierung [b] nach Steinich 1972; [d] verändert und ergänzt nach Steinich 1972; Herrig 1995; Niedermeyer et al. 2010)

Dabei handelt es sich um langgestreckte, z. T. mehrere Kilometer lange und bis zu mehrere Zehnermeter hohe Erhebungen aus Sand- und Kiesmaterial. Sie entstehen in der Eiszerfallsphase als Flussablagerungen in Schmelzwassertunneln unter dem Gletscher und innerhalb des Eiskörpers sowie in Schmelzwasserabflüssen auf der Gletscheroberfläche (Abb. 16.12). Nach dem Abtauen des Gletschereises bleiben sie als längliche Ablagerungsformen mit überwiegend Kies- und Sandmaterial erhalten, das sich deutlich von Till-Ablagerungen in der Umgebung abhebt. Ein mit 2 km Länge zwar nur relativ kurzes, aber dennoch sehr eindrucksvolles Beispiel für ein Os befindet sich bei Rühlow östlich von Neubrandenburg. Der aus Sand und Kies aufgebaute längliche Rücken (Os von Rühlow; Abb. 16.15) erhebt sich ca. 20 m über die Umgebung und hat in seinem Zentrum ein **Osauge**, das durch einen Toteisblock entstanden ist, der von dem Material des Osers zugedeckt wurde und später eine markante Hohlform ergab.

Drumlins

Auf Grundmoränenflächen bilden sich unter dem Eis mitunter stromlinienförmige Hügel aus Lockersedimenten mit einer steilen Seite, die der Eisbewegung entgegensteht und ein flach auslaufenden Seite in Fließrichtung des Eises. Morphologisch ähneln sie den Rundhöckern (s. unten), die allerdings im Gegensatz zu den **Drumlins** eine Erosionsform darstellen. Ein eindrucksvolles, wenngleich nicht unumstrittenes Beispiel findet sich bei Brodowin in Brandenburg mit dem Kleinen Rummelsberg, der als Drumlin im Einflussbereich der Pommerschen Haupteisrandlage interpretiert wird. Im Bodenseegebiet und in Oberbayern sind Drumlins häufiger anzutreffen, so z. B. in Friedrichshafen im Ortsteil Raderach, der auf einem Drumlin erbaut wurde und in dessen Umgebung sich weitere Drumlins finden, oder bei Weilheim in der Nähe des Starnberger Sees, wo sich das Eberfinger Drumlinfeld befindet.

Glaziale Erosionsformen

Die direkte Wirkung der Gletscher auf die überflossene Landoberfläche zeichnet sich auch durch vielfältige erosiv entstandene Spuren aus. Häufig lassen sich **gekritzte Felsoberflächen** nachweisen, die das ehemalige Überfließen durch einen Gletscher belegen. Mitgebrachtes Gesteinsmaterial wirkte wie ein Nagel, der seine Kratzspuren in den Untergrund ritzte. Solche gekritzten Oberflächen finden sich z. B. am ehemals vergletscherten Feldberg im Schwarzwald oder am Großen Arber im Bayerischen Wald. In Norddeutschland finden wir solche Spuren in den Hohburger Bergen bei Wurzen oder am Petersberg bei Halle, dessen Spitze während der Vereisung als **Nunatak** aus dem Eis herausragte, sowie an zahlreichen Geschieben (sog. gekritzte Geschiebe). Berühmt sind die oben schon erwähnten Gletscherschrammen auf dem Muschelkalk von Rüdersdorf, mit deren Hilfe es Torell 1875 gelang, die Inlandeistheorie durchzusetzen.

Im größeren Maßstab zeigen sich erosive Formen, die ein Überfahren durch einen Gletscher nachweisen, in den sogenann-



Abb. 16.15 Das Os von Rühlow in der Nähe von Neubrandenburg, Mecklenburg-Vorpommern (Satellitendaten: Esri Digital Globe GeoEye, i-cubed, USDA, AEX, Getmapping, Aerogrid, IGN, IGP, swisstopo, and the GIS user) [N 53°33'50" / O 13°25'5"]

ten glazialen **Rundhöckern**. Das sind rundliche Hügel, die durch den Gletscher abgeschliffen, jedoch nicht vollständig eingeebnet wurden. Sie ragen aus einer Ebene heraus und haben eine charakteristische Form mit einer flachen Flanke auf der Seite, die dem herannahenden Gletschereis entgegensteht, und einer steilen Flanke in Richtung des abfließenden Gletschers, aus der durch Gefrierprozesse Stücke herausgerissen (Detraktion) und mit dem Gletscher mittransportiert werden, wodurch sich die Steilheit dieser Flanke erklärt. Im norddeutschen Raum sind Rundhöcker selten zu finden.

Auch der allmählich zurückweichende Gletscher hinterlässt beim Rücktauen Spuren, die an vielen Stellen heute noch beobachtet werden können. Der Gletscher bewegt sich nicht rückwärts, sondern taut ab, ohne dass Nachschub von hinten geliefert wird. Das Abtauen geht aber oft nicht gleichmäßig vonstatten. Kleinere und auch größere Teile des Gletschers werden von Schuttmassen begraben und bleiben als sogenanntes **Toteis** länger vor dem Auftauen geschützt. Dennoch kommt es schließlich zum Abtauen der isolierten Eisblöcke, wodurch dort, wo sich das Eis befand, Hohlformen entstehen. Diese Hohlformen sind heute oft mit Wasser gefüllt und bilden in der Landschaft kleine, kreisrunde oder ovale Teiche, die als **Söll** (oder Soll) bezeichnet werden (Abb. 16.16), oder auch größere Toteisseen.

Sander

Doch nicht nur die direkt aus dem Gletscher ausgeschmolzenen Grundmoränen oder Schmelzwasserablagerungen und die Erosionsformen der Gletscher selbst sind landschaftsprägend. Auch im Gebiet vor dem Gletscher, dem **Periglazialgebiet**, entstanden charakteristische Ablagerungen und Formen, wie sie noch heute in Grönland, Island und Norwegen um die Gletscher herum entstehen. Weit verbreitet sind große Sand- und Kiesflächen, die als **Sander** (isländisch *sandur*: Sand) und **Dünen** vor dem Gletscherrand entstanden. Das aus einem Gletscher austretende Wasser enthält einen hohen Anteil an Sedimentfracht, der im Gebiet vor dem Gletscher abgelagert wird und dort oftmals mächtige Sand- und Kiesschichten hinterlässt. Die weit verbreiteten Sandbodengebiete in Brandenburg oder in der Lüneburger Heide zeugen von diesen Gletscherablagerungen. Ein markantes Beispiel für ein Sandergebiet ist die Zauche in Brandenburg südwestlich von Potsdam (Abb. 16.17). Während des Brandenburger Stadiums der Weichselvereisung bildete sich vor der Brandenburger Haupteisrandlage ein Kegelsander, der Beelitzer Sander, der einer der größten Sander Brandenburgs ist.

Als **Urstromtäler** werden breite Täler bezeichnet, in denen sich das Schmelzwasser der Gletscher sammelte und abfloss (Abb. 16.12). Diese Urstromtäler nahmen auch das Wasser der kontinentalen Entwässerung aus den Gebieten vor dem Inlandeis auf, da der Abfluss nach Norden durch die Stirn des Inlandeises



Abb. 16.16 Durch abgeschmolzene Toteisblöcke entstandene Sölle auf einem Acker westlich von Bergen auf Rügen (Blickrichtung nach Norden) [N 54°24'24" / O 13°23'12"]

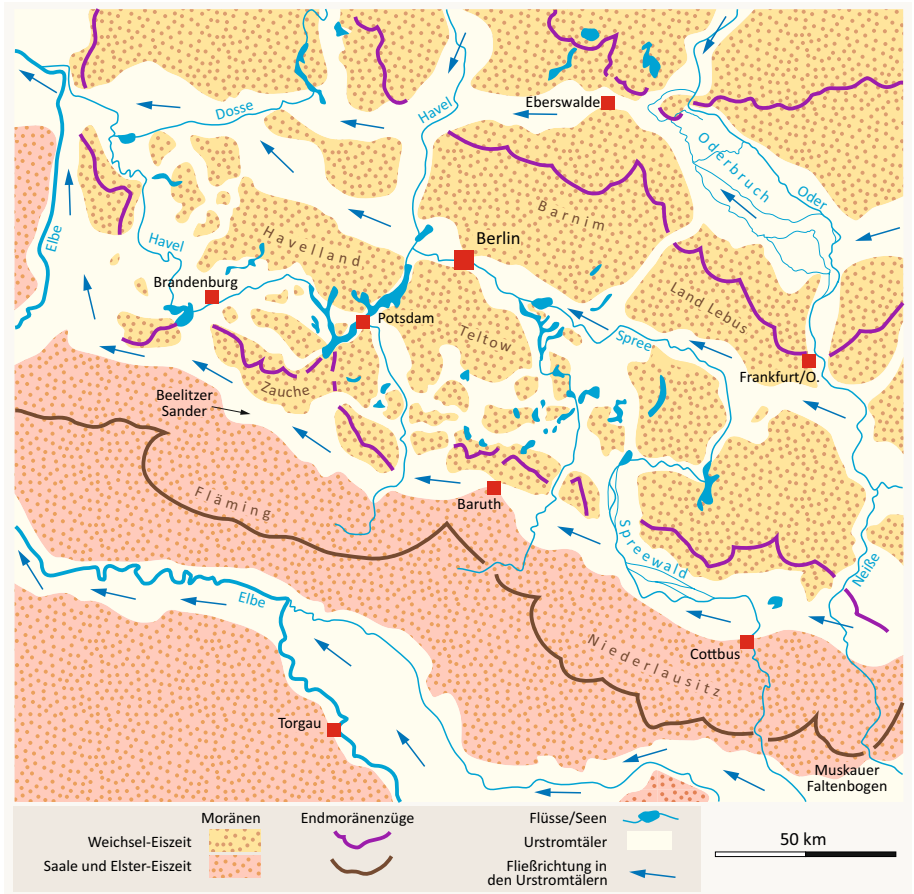


Abb. 16.17 Urstromtäler der Weichsel-Kaltzeit zwischen Brandenburg und Frankfurt/Oder (Verändert nach der Geologischen Karte von Deutschland 1 : 100.000, BGR 1993)



Abb. 16.18 Die Schmölener Binnendüne bei Dömitz an der Elbe. Sie ist die größte erhaltene weichselzeitliche Düne am Rand des Elbe-Urstromtals [N 53°7'26" / O 11°18'14"]

blockiert war. Die heute dort fließenden Gewässer sind in der Regel viel zu klein, als dass sie solche oft viele Kilometer breite Täler schaffen könnten, und sie nutzen die Urstromtäler vielfach auch nur abschnittsweise, da sie nach dem Abschmelzen des Eises das Meer wieder auf kürzeren Wegen erreichen können. Die Täler wurden ursprünglich von **verzweigten Flusssystemen** ausgefüllt, wie man sie heute noch auf den Sandern in Island oder Grönland sehen kann. Reste dieser verzweigten Flusssysteme sind z. B. im Spreewald oder im Oderbruch (Abb. 16.17) mit parallel verlaufenden und alten Flussbetten erhalten, allerdings verändern diese Flussbetten heute nicht mehr ihre Lage. In einem aktiven verzweigten Flusssystem kommt es sehr häufig vor, dass, insbesondere nach starken Überschwemmungen, die Flussbetten innerhalb des breiten Flusstals verlagert werden. In den nördlichen Vereisungsgebieten gibt es mehrere parallel zueinander liegende Urstromtäler, die mit ihrer Hauptrichtung von Ost nach West verlaufen. Sie zeugen von der Dynamik des Eisrandes und dem Nachfolgen der Schmelzwasserabflussbahnen beim Rücktauen des Inlandeises.

Dünen, Löss

Das Periglazialgebiet vor dem Gletscher ist durch starke und kontinuierlich wehende Winde geprägt. Diese Winde blasen aus den Ablagerungen der Sander und Urstromtäler die Feinanteile heraus und lagern sie an windgeschützten Stellen in der weiteren Umgebung wieder ab. Dadurch können sich große **Binnendünenfelder** bilden, die auch heute noch in ihren Grundstrukturen erhalten geblieben sind; allerdings sind diese Dünen heute meist nicht mehr aktiv. Große Dünen sind gletschernah in besonders windreichen Gebieten entstanden, wo sich stellenweise Sandberge mit Höhen bis über 100 m aufgetürmt haben. Die größte erhaltene Düne in Deutschland befindet sich am Nordrand des Elbe-Urstromtales in der Nachbarschaft von Dömitz. Hier ist die **Schmölener Wanderdüne** (Abb. 16.18) mit einer Fläche von ungefähr 110 ha und einer Höhe von 30 m (43 m ü. NN) erhalten. Sie bildete sich als Längsdüne parallel zum Rand des Urstromtales während der letzten Vereisungsphase. Sie gilt als die größte Binnenwanderdüne Europas und ist heute als Naturschutzgebiet ausgewiesen.

In Abb. 16.19 ist ein Beispiel für ein Dünenfeld gezeigt, das sich im östlichen Brandenburg befindet und während der Weichsel-Kaltzeit direkt vor dem Gletscherrand an den Hängen des vorgelagerten Urstromtales entstand. Heute sind die eiszeitlichen Dünen hier mit einem dichten Kiefernwald bedeckt, ein Waldtyp, der bevorzugt auf sandigem Boden wächst. Die Dünenstruktur ist deswegen in Luft- und Satellitenbildern meist überhaupt nicht als solche zu erkennen, sie lässt sich jedoch eindruckvoll mit einem digitalen Höhenmodell sichtbar machen, das mit den Höhendaten eines speziellen Laserabtastverfahrens erstellt worden ist (Abb. 16.19). Bei diesem Verfahren werden mit einer Genauigkeit im Dezimeterbereich die Höhendaten einer Fläche dreidimensional erfasst (Länge, Breite, Höhe). Die Abstandsmessungen erfolgen mit einem Laserstrahl von einem Flugzeug aus. Dabei wird neben dem Abstand zur Oberfläche des Bewuchses (in Wäldern die Baumoberfläche) auch der tatsächliche Abstand zum Boden (Ermittlung des „letzten Echos“) gemessen. Nach entsprechenden Filterungsprozessen ist es mit diesen Daten möglich, den Pflanzenbewuchs herauszufiltern und die tatsächliche Form der Bodenoberfläche darzustellen.

In Abb. 16.19 sind **Paraboldünen** zu sehen, aus denen die Windrichtung zur Zeit ihrer Bildung abgelesen werden kann. Die flachere Flanke der Dünen (auf der linken Seite) ist die Luvseite und damit dem Wind entgegengestellt. Der Sand wird über die Kante der Düne geweht und auf der steileren Leeseite im Windschatten abgelagert (auf der rechten Seite). Die vorherrschende Windrichtung zur Zeit der Dünenbildung ergibt sich damit von West nach Ost.

Ein weitverbreitetes, ebenfalls durch Windtransport entstandenes Sediment des Periglazialgebietes ist der **Löss**. Auch hier werden feinkörnige Bestandteile der Korngrößen Schluff und Ton aus den vegetationslosen Moränen und Sanderflächen ausgeblasen und an windgeschützten Hängen (Luvseite) oder in Becken bei nachlassender Transportkraft des Windes wieder abgelagert. Dabei entstanden oftmals mächtige Ablagerungen von Löss, auf dem sich, bedingt durch seinen Kalkanteil, äußerst fruchtbare Böden entwickelten, die sehr gerne landwirtschaftlich genutzt werden. Lössablagerungen sind häufig durch tief eingeschnittene Hohlwege charakterisiert, was dem Umstand zu verdanken ist, dass das tonig-schluffige Sediment durch meist sehr kantige, scherbenartige feine Partikel gekennzeichnet ist und dadurch eine hohe Standfestigkeit erhält. Löss kann nur im Gebiet außerhalb der Gletscher entstehen, weshalb die Verbreitungskarte von Löss im nördlichen Mitteleuropa die Eisrandlage zur Zeit des letzten Eisvorstoßes widerspiegelt. Quer durch Europa erstreckt sich der sogenannte **Lössgürtel**, zu dem auch die Börden im Norden der Mittelgebirge gehören (z. B. Magdeburger Börde, Hildesheimer Börde), in denen die mächtigsten Lössablagerungen gefunden werden. Auch in Süddeutschland

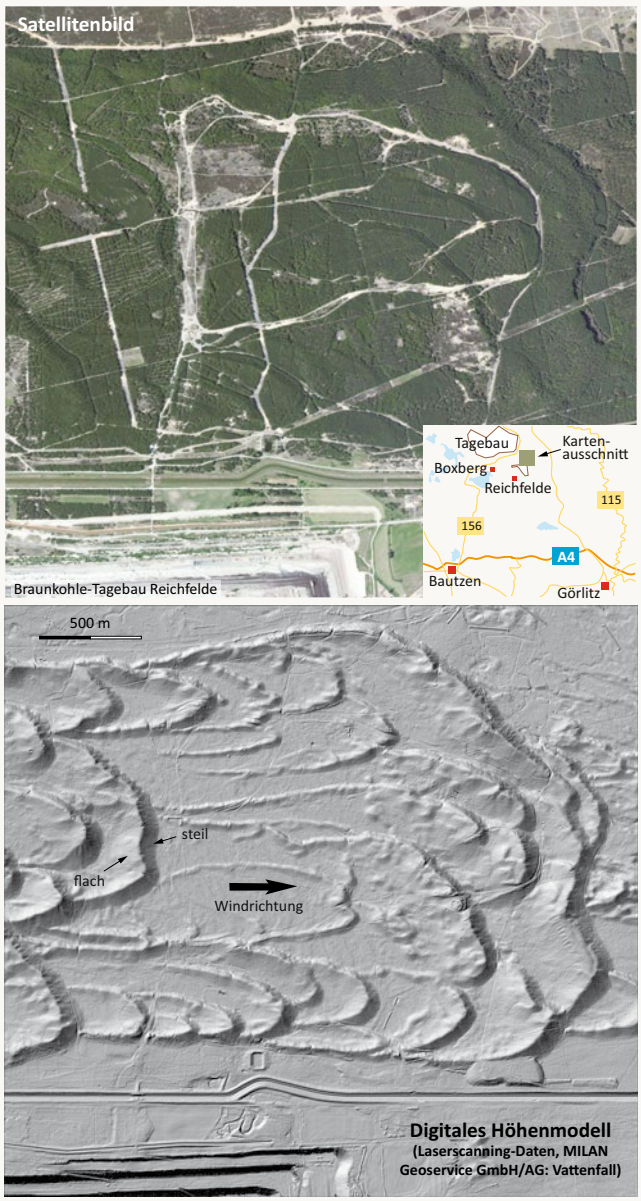


Abb. 16.19 **a** Sicheldünenfeld (Paraboldünen) aus der Weichsel-Kaltzeit, heute verborgen im Wald nördlich von Reichfelde bei Görlitz (Satellitendaten: Esri Digital Globe GeoEye, i-cubed, USDA, AEX, Getmapping, Aerogrid, IGN, IGP, swisstopo, and the GIS user) [N 53°33'50" / O 13°25'5"], **b** Digitales Höhenmodell des Paraboldünenfeldes unter Verwendung von Daten, die mithilfe eines Laserabtastverfahrens gewonnen wurden (Ermittlung des letztens Echos, weitere Erläuterungen im Text; mit freundlicher Genehmigung durch MILAN Geoservice GmbH/AG: Vattenfall)

ist Löss weit verbreitet. So sind z. B. an den Hängen des Kaiserstuhls mächtige Lössablagerungen zu finden, die ihren Beitrag zur Qualität des Kaiserstühler Weines leisten.

Permafrostböden

Im Umfeld der großen Inlandvereisungen sinken die Jahresdurchschnittstemperaturen auf weit unter den Gefrierpunkt und schaffen damit die Voraussetzung zur Bildung von **Permafrostböden**, das sind Dauerfrostböden, die ab einer Tiefe von wenigen Dezimetern das ganze Jahr hindurch gefroren sind. In den Sommermonaten können die Permafrostböden oberflächlich auftauen und dabei charakteristische Strukturen entwickeln; zu diesen Strukturen gehören **Solifluktionserden** (Fließerden), **Eiskeile** oder **Steinringe**. Solifluktionserden sind insbesondere an Hängen weit verbreitet, und in manchen Fällen lassen sich die Relikte der spezielleren Strukturen z. B. in Form von **Eiskeilpseudomorphosen** (der Eiskeil selbst ist dann abgetaut) nachweisen. In besonders günstigen Fällen sind auch Steinringe erhalten, die über die klimatischen Verhältnisse während der Vereisungsphasen Auskunft geben. Das geübte Auge eines Quartärgeologen kann in Ausnahmefällen auch noch Frostmusterböden anhand von Farbunterschieden beim Überfliegen landwirtschaftlich genutzter Flächen erkennen.

16.3 Die Ostsee – ein Relikt der letzten Eiszeit

Die **Ostsee** ist geologisch betrachtet ein außerordentlich junges Meer. Eigentlich ist es nur ein Rand- oder Binnenmeer mit einer durchschnittlichen Wassertiefe von etwa 50 m, wobei am Landsorttief im Westen der Insel Gotland eine maximale Tiefe von immerhin 459 m erreicht wird. Die Ostsee liegt vollständig auf kontinentaler Kruste und ist damit im Sinne der Plattentektonik kein eigenständiger Ozean, sondern ein epikontinentales Flachmeer.

Die Geschichte der heutigen Ostsee beginnt kurz vor dem Ende der letzten Eiszeit vor etwa 15.000 bis 16.000 Jahren, wobei Vorläufer der Ostsee in ähnlichen Umrissen auch schon zu früheren Warmzeiten existierten. Die eemzeitliche Ostsee hatte anders als ihr heutiger Nachfolger zwei Verbindungen zum Weltozean, eine im Westen, ähnlich wie heute über das Kattegat und den Skagerrak, und eine im Osten über den Finnischen Meerbusen, die Karelischen Seen (Ladogasee und Onegasee) und das Weiße Meer bis zur Barentssee. Die Geschichte der Ostsee lief seit der letzten Vereisung in mehreren Stadien ab, die in Abb. 16.20 zusammengefasst sind. Ausschlaggebend waren das Abschmelzen des mächtigen Inlandeiskörpers, der den skandinavischen Festlandssockel durch sein Gewicht in die Erdkruste hineindrückte, und global wirkende, sog. eustatische Meeresspiegelschwankungen infolge des weltweiten Abschmelzens der großen Eismassen. Diese Veränderungen sind noch nicht abgeschlossen, sodass sich auch in der Zukunft Änderungen an der Gestalt der Ostsee ergeben werden.

Für die Entwicklung der Ostsee sind drei Prozesse von Bedeutung, die sich ganz unterschiedlich auf die Baltischen Regionen und Küsten auswirken. **Eustatische Meeresspiegelschwankungen** wirken global und lassen sich auf klimatische Veränderungen wie die schnelle Erwärmung am Ende der letzten Eiszeit zurückführen. Während des Höhepunktes der letzten Eiszeit (*last glacial maximum*, LGM; ca. 25.000–20.000 Jahre v. h.) lag der globale Meeresspiegel ungefähr 100–120 m tiefer als gegenwärtig und stieg seitdem auf das heutige Niveau an, weil große Mengen an Wasser, die während der Eiszeit in den Inlandeiskörpern gebunden waren, nun wieder ins Meer zurückflossen. Diesem Prozess stehen **isostatische Ausgleichsbewegungen** der kontinentalen Kruste im Norden Europas entgegen. Verursacht wurden sie durch die mächtigen Inlandeiskörper mit Dicken von über 3000 m im Zentrum der Gletscher. Die hohe Auflast, die

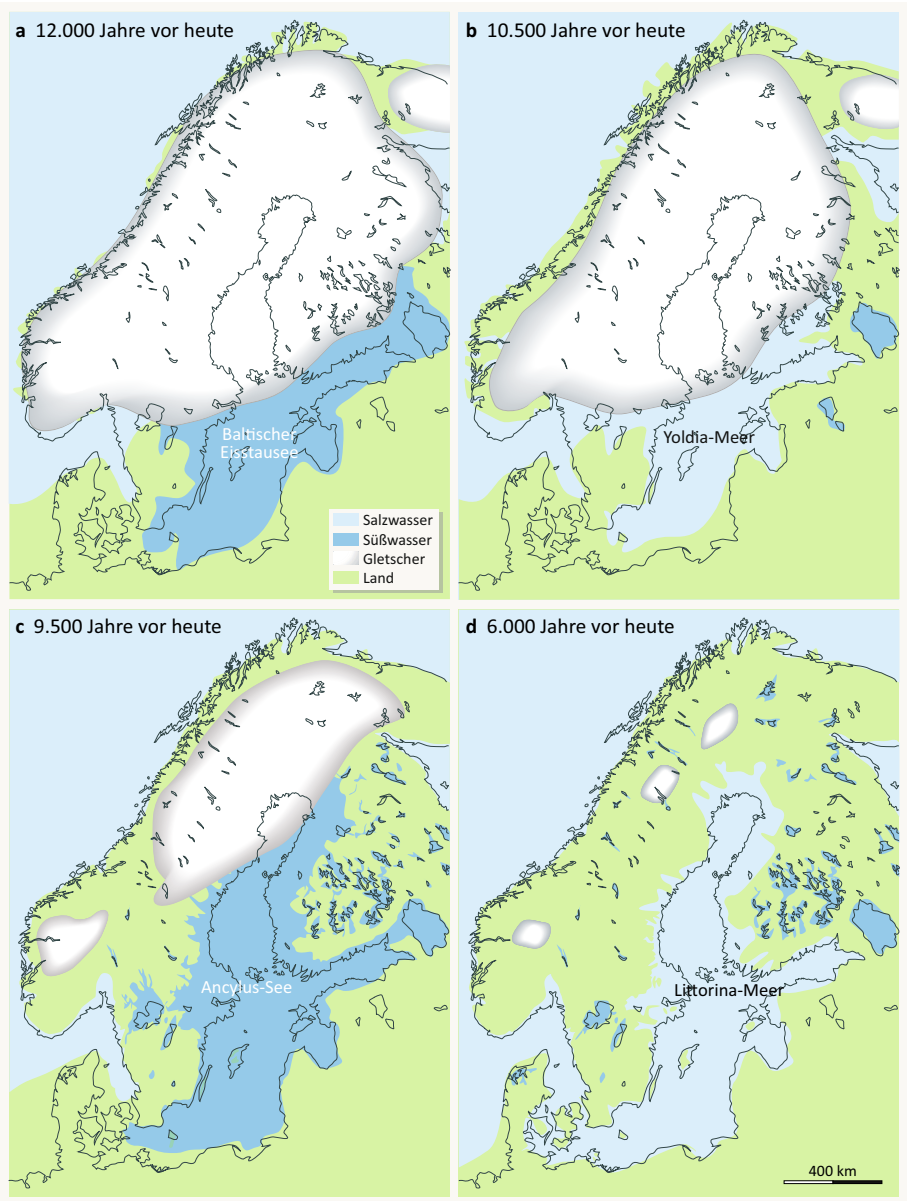


Abb. 16.20 Entwicklungsstadien der Ostsee nach der letzten Vereisung (Verändert und ergänzt nach Björk 1995)

sich über einen Zeitraum von mehreren 10.000 Jahren auf dem Festlandssockel befand, bewirkte ein allmähliches Einsinken der Erdkruste in den darunter befindlichen Erdmantel. Das ist möglich, weil die Asthenosphäre unterhalb des lithosphärischen Mantels aufgrund einer teilweisen Aufschmelzung plastisch auf Druck reagieren und seitlich abfließen kann. Wenn man annimmt, dass sich die kontinentale Kruste Nordeuropas vor der Eiszeit im Gleichgewicht befand, würde eine Auflast von 3 km Eis zu einem Absinken von maximal 850 m führen (Abb. 16.21). Dabei geht man vereinfachend davon aus, dass die Lithosphäre unter Skandinavien aus 30 km kontinentaler Kruste und 70 km lithosphärischem (festem) Mantel besteht. Betrachten wir ein Gleichgewichtssystem mit einer theoretischen Fläche gleichen Drucks (Ausgleichsfläche) in einer Tiefe von 200 km in der Asthenosphäre, so kommt man auf ein Gesamtgewicht von 64.000 kg/cm² (d. h., eine Säule von 1 cm² Grundfläche von der Ausgleichsfläche bis zur Höhe des Meeresspiegels würde 64.000 kg wiegen). Wenn wir zu dieser Säule eine 3 km dicke Eisschicht addieren, erhöht sich das Gewicht auf einen Betrag von 64.275 kg/cm² (spezifisches Gewicht von Eis: $\rho = 0{,}918\ g/cm^3$). Der Unterschiedsbetrag entspricht einer Säulenhöhe von 847 m in der Asthenosphäre (bei einem spezifischen Gewicht von $\rho = 3{,}25\ g/cm^3$), was dem theoretischen maximalen Betrag für das Einsinken entspricht.

Wird die Auflast durch das Abschmelzen des Eiskörpers wieder entfernt, setzt die gegenläufige Bewegung mit der Hebung ein. Sie ist im Zentrum am stärksten und nimmt zum ehemaligen Rand des Eiskörpers hin ab. Derzeit werden an der Westküste des Bottnischen Meerbusens im Zentrum des ehemaligen Eisschildes die stärksten Hebungsraten mit 8 mm pro Jahr gemessen (Abb. 16.21). Ehemalige Sandstrände liegen hier mehr als 300 m über dem heutigen Meeresniveau. Da aber der globale Meeresspiegel im gleichen Zeitraum stark anstieg, ist der tatsächliche Hebungsbetrag im Zentrum des ehemaligen Eisschildes noch erheblich höher.

Da das Volumen unter der sich hebenden Kruste wieder aufgefüllt werden muss und sich zudem die kontinentale Kruste

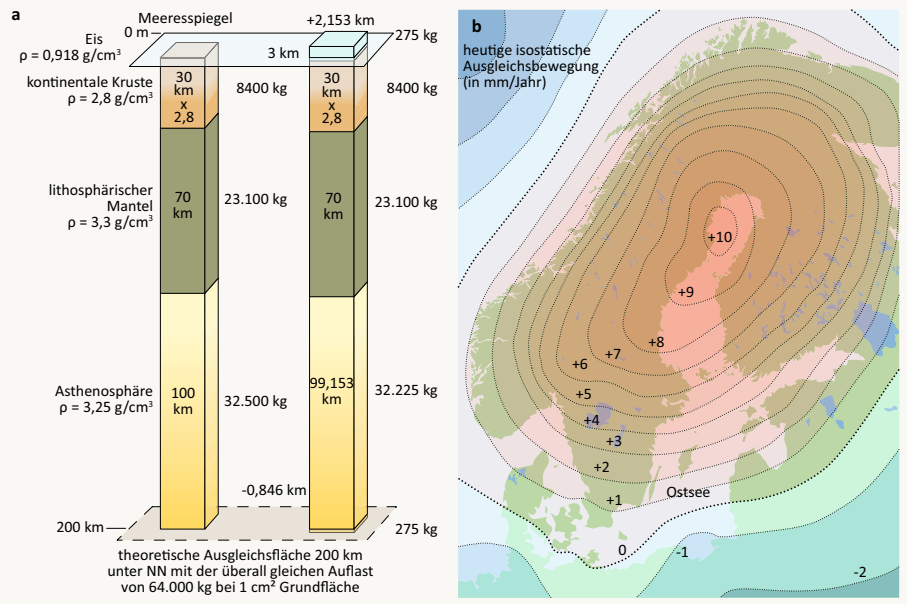


Abb. 16.21a,b Isostatische Ausgleichsbewegungen in Skandinavien. **a** Es wird angenommen, dass der Druck pro Flächeneinheit (hier in kg/cm² angegeben) an einer in 200 km Tiefe angenommenen Ausgleichsfläche in der Asthenosphäre überall gleich ist. Durch die Eisauflast wird die Lithosphäre so lange nach unten gedrückt, bis das Gleichgewicht wieder hergestellt ist. Die Eindrucktiefe entspricht allerdings nicht der Eisdicke, sondern dem Gewichtsäquivalent des Asthenosphärenmaterials. Beim Entfernen der Eisauflast kehrt sich der Vorgang um. **b** Heutige Hebungs- und Senkungsbeträge in Skandinavien und im nordöstlichen Mitteleuropa (Verändert nach Harff und Meyer 2011)

wie ein starrer Körper verhält, kommt es neben der isostatischen Hebung auch zu einer **Kippung**. Die Nulllinie der Kippung verläuft zurzeit quer durch Jütland in Dänemark und entlang der deutschen und polnischen Ostseeküste, sie verschiebt sich aber im Laufe der Zeit nach Norden, da sie dem abschmelzenden Eis hinterherzieht. Während es heute in Südschweden noch zu leichten Hebungen kommt, sinkt die norddeutsche Ebene leicht ab und im Küstenbereich der Ostsee kommt es zu schwachen, aber kontinuierlichen Senkungen (Abb. 16.21). Zwar laufen die Hebungs- und Senkungsbewegungen heute nicht mehr so schnell ab wie direkt nach dem Abschmelzen des Eiskörpers, doch ist der Prozess auch heute noch nicht abgeschlossen.

Am Ende der letzten Eiszeit bildete sich im südlichen Ostseeraum im Zuge des allmählich abtauenden Inlandeises eine Reihe von kleineren Eisstauseen, die sich vor etwa 15.500 Jahren zu einem größeren zusammenhängenden See vereinten. Es entstand der **Baltische Eisstausee** (Abb. 16.20a), der sein Wasser aus dem abschmelzenden Gletschereis bezog. Als Zeugen dieses Süßwassersees lassen sich vielerorts Bändertone nachweisen.

Die Phase des Baltischen Eisstaussees endete vor etwa 12.200 Jahren mit einem plötzlichen Absinken des Wasserspiegels um ca. 25 m. Man vermutet, dass in Südschweden zwischen dem Vätternsee und dem Vänernsee an der sog. **Billinger Pforte** durch den fortgesetzten Zerfall des Inlandeises ein Entwässerungsgraben entstand, durch den das Wasser zur Nordsee hin ablaufen konnte. Von nun an gab es eine offene Verbindung zur Nordsee und das Wasser vor dem Gletscher wurde mit Salzwasser durchmischt, wie sich anhand einer Muschel, die in den See einwanderte, nachweisen lässt. Die für das nun entstandene **Yoldia-Meer** (Abb. 16.18b) namensgebende Muschel *Yoldia arctica* (heute als *Portlandia arctica* bezeichnet) ist an Salzwasser gebunden und lässt sich in Ablagerungen aus dieser Zeit nachweisen.

Der langsame Aufstieg Skandinaviens infolge der Druckentlastung ging jedoch weiter und führte nach ca. 1500 Jahren zu einer Abriegelung des Yoldia-Meeres von der Nordsee. Das Wasser süßte erneut aus und es bildete sich der **Ancylus-See** (benannt nach der Süßwasserschnecke *Ancylus fluviatilis*; Abb. 16.20c). Dieser See entwässerte zwar weiterhin in die Nordsee, doch kam es nicht mehr zu einem Einstrom salzhaltigen Wassers. Zu dieser Zeit gehörten große Gebiete vor der heutigen deutschen Ostseeküste noch zum Festland.

Vor ca. 9000 Jahren machte sich der zweite wichtige Prozess, der globale Meeresspiegelanstieg, immer stärker bemerkbar. Insbesondere zwischen 8800 und 8000 Jahren vor heute lässt sich ein außerordentlich schneller Anstieg des Meeresspiegels von ca. 2,5 cm/Jahr (zum Vergleich: Der mittlere globale Meeresspiegelanstieg beträgt heute 0,32 cm/Jahr) nachweisen. Im Durchschnitt stieg der Meeresspiegel seit dem Ende der letzten Eiszeit bis vor etwa 6000 Jahren pro Jahr um ca. 1,3 cm an. Das führte dazu, dass das flache Festland im Süden überflutet wurde und sich erneut eine Verbindung zur Nordsee einstellte, diesmal allerdings nicht direkt zum Kattegat, sondern weiter im Süden durch den Großen Belt und Öresund hindurch zum Kattegat. Mit dem Salzwasser kam die Salzwasserschnecke *Littorina littorea* in die Ostsee, die zum Namensgeber des nun entstandenen **Littorina-Meeres** wurde (Abb. 16.20d).

Der starke Meeresspiegelanstieg hielt bis vor etwa 6000 Jahren vor heute an und verlangsamte sich dann auf einen deutlich geringeren Wert von durchschnittlich etwa 0,17 cm/Jahr. Damit konnten nun Prozesse in Gang gesetzt werden, die sich vor allem an den Küsten gestaltend bemerkbar machten. Die unregelmäßig geformten Küsten wurden ausgeglichen, indem herausragende Klippen abgetragen und das dabei erodierte Material in benachbarten Buchten gleich wieder angelandet wurde. Diese Vorgänge gehen auch heute unvermindert schnell und äußerst effektiv weiter. Schon in wenigen Jahren lassen sich Veränderungen, die durch die Umlagerung von Sedimenten entstehen, erkennen. Besonders eindrucksvoll kann man solche raschen Veränderungen z. B. auf dem Neuen Bessin im Norden der Insel Hiddensee beobachten. Die als **Strandhaken** entstandene Halbinsel ist gerade einmal 100 Jahre alt und weist momentan Zuwachsraten von mehreren Zehnermetern pro Jahr auf. Das Nordende der Halb-

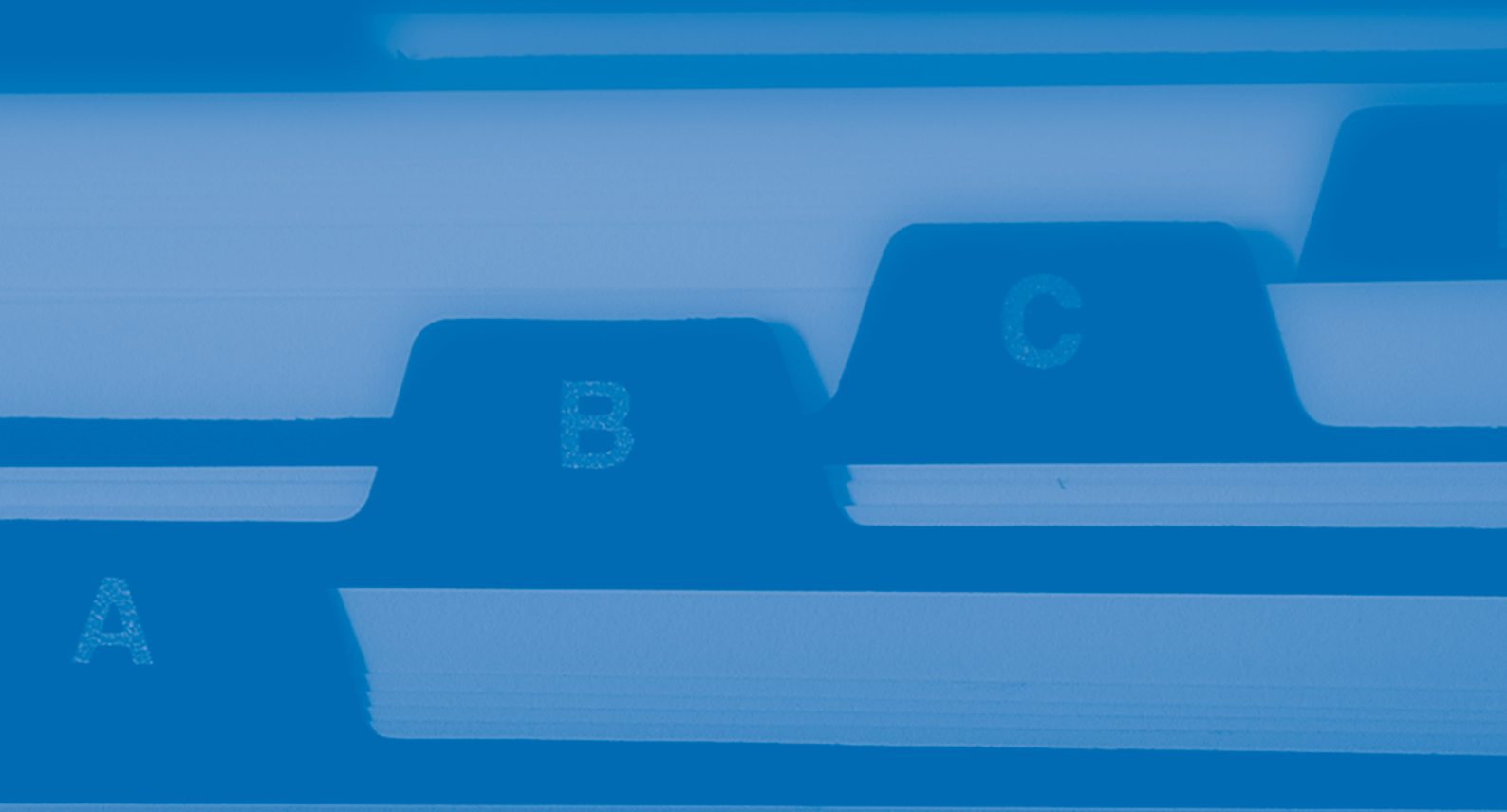
insel Darß ist ebenfalls aus angelandeten Sedimenten entstanden und wächst mit den typischen hakenförmigen Landzungen unaufhörlich weiter.

Dem gegenüber stehen zurückweichende Steilküstenabschnitte wie z. B. auf den Inseln Rügen und Usedom oder an der Stoltera bei Warnemünde, die das Material für die Anlandungen liefern. Die Beträge für den **Küstenrückgang** liegen hier im Durchschnitt bei 30 cm/Jahr. Das erscheint zunächst recht viel, relativiert sich aber, wenn man bedenkt, dass ein Küstenrückgang um 100 m schon mehr als 300 Jahre benötigt. So schnell, wie häufig angenommen, wird die Insel Rügen also nicht verschwinden. Insbesondere nach regelmäßig vorkommenden Küstenabbrüchen wird immer wieder vorgeschlagen, die weithin bekannten und beliebten Steilküsten von Rügen vor der rückschreitenden Erosion durch Wellenbrecher zu schützen und sie dadurch länger zu erhalten. Die Erosion könnte man damit vielleicht etwas aufhalten, man würde aber langfristig die Schönheit der weißen Kliffkanten verlieren; denn gerade weil dort ständig neues Material abbricht und vom Meer weg transportiert wird, erneuern sich die weißen Kliffs quasi kontinuierlich. Unterbindet man diesen Prozess, stellt sich nach relativ kurzer Zeit eine Abschrägung durch abbröckelndes Kleinmaterial ein und der schräge Abhang verschwindet unter einer dichten Decke aus Buschwerk und nachwachsendem Gehölz. Zu sehen ist diese Entwicklung beispielsweise am Kap Arkona auf Rügen, wo ein Abschnitt unter dem Leuchtturm durch eine Brandungsmauer vor der weiteren Erosion geschützt wurde. Hier ist die Steilküste bereits vollständig mit Buschwerk überzogen, während sie sich daneben weiterhin in ihrer weißen Schönheit zeigt.

Serviceteil

Literaturverzeichnis – 236

Stichwortverzeichnis – 244



M. Meschede, *Geologie Deutschlands*,
DOI 10.1007/978-3-662-45298-1, © Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2015

Literaturverzeichnis

Agricola G (1546) De natura fossilium libri Bd. X., Basel

Agricola G (1556) De re metallica libri Bd. XII., Basel

Ahlborn O, Richter-Bernburg G (1953) Exkursion zum Salzstock von Benthe (Hannover), mit Befahrung der Kaliwerke Ronnenberg und Hansa. Zt Dt Geol Ges 105:855–865

Ahrendt H, Clauer N, Hunziker JC, Weber K (1983) Migration of folding and metamorphism in the Rheinisches Schiefergebirge deduced from K-Ar and Rb-Sr age determinations. In: Martin H, Eder FW (Hrsg) Intracontinental Fold Belts. Case Studies in the Variscan Belt of Europe and the Damara Belt in Namibia. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo, S 323–338

Aigner T (1985) Storm depositional systems. Lecture Notes in Earth Sciences 3:1–174

Aigner T, Bachmann GH (1992) Sequence-stratigraphic framework of the German Triassic. – Sediment. Geology 80:115–135

Aigner T (1999) Dynamische Stratigraphie des Oberen Muschelkalks am Beispiel Süddeutschlands. In: Hauschke N, Wilde V (Hrsg) Trias, eine ganze andere Welt: Mitteleuropa im frühen Erdmittelalter. Pfeil-Verlag, München, S 115–128

Alberts B, Hager H, Heide G et al. (1988) Geologie am Niederrhein. Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld (142 S.)

Alley RB (2000) The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. Quatern Sci Rev 19:213–226

Alvarez LW, Alvarez W, Asaro F, Michel HV (1980) Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. Science, Washington, S 1095–1108

Anderle H-J, Franke W, Schwab M (1995) Metamorphic Units (Northern Phyllite Zone – Stratigraphy). In: Dallmeyer RD, Franke W, Weber K (Hrsg) Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe. Springer Verlag, Berlin, S 98–107

Baales M, Jöris O, Street M, Bittmann F, Weninger B, Wiethold J (2002) Impact of the Late Glacial Eruption of the Laacher See Volcano, Central Rhineland, Germany. Quaternary Res 58:273–288

Bachmann G, Beutler G, Hagdorn H, Hauschke N (1999) Stratigraphie der Germanischen Trias. In: Hauschke N, Wilde V (Hrsg) Trias, eine ganze andere Welt: Mitteleuropa im frühen Erdmittelalter. Pfeil-Verlag, München, S 81–104

Bachmann GH, Kozur H (2004) The Germanic Triassic: correlations with the international chronostratigraphic scale, numerical ages and Milankovitch cyclicity. Hallesches Jb Geowiss B 26:17–62

Bachmann GH (2010) Depositional cycles of the Southern Permian Basin. In: Doornenbal JC, Stevenson AG (Hrsg) Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area. EAGE Publications b.v., Houten (99 S.)

Bachmann GH, Geluk MC, Warrington G, Becker-Roman A, Beutler G, Hagdorn H, Hounslow MW, Nitsch E, Röhling H-G, Simon T, Szulc A (2010) Triassic. In: Doornenbal JC, Stevenson AG (Hrsg) Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area. EAGE Publications b.v., Houten, S 149–173

Baier J (2009) Zur Herkunft und Bedeutung der Ries-Auswurfprodukte für den Impakt-Mechanismus. Jber Mitt oberrhein geol Ver, N F 91:9–29

Bankwitz P, Schneider G, Kämpf H, Bankwitz E (2003) Structural characteristics of epicentral areas in Central Europe: study case Cheb Basin (Czech Republic). J Geodyn 35:5–32

Baumann A, Grauert B, Mecklenburg S, Vinx R (1991) Isotopic age determinations of crystalline rocks of the Upper Harz Mountains, Germany. Geol Rdsch 80:669–690

Bayerisches Geologisches Landesamt (1996): Geologische Karte von Bayern 1:500.000 mit Erläuterungen. – München (329 S.)

Becker A, Schwarz M, Schäfer A (2012) Lithostratigraphische Korrelation des Rotliegend im östlichen Saar-Nahe-Becken. Jber Mitt oberrhein geol Ver, NF 94:105–133

Bechtel A, Elliot WC, Osczcetpalski S (1996) Indirect age determination of Kupferschiefer-type mineralization in the Polish Basin by K/Ar dating of illite – preliminary results. Econ Geol 92:1310–1319

Behrmann J, Tanner D (1997) Carboniferous tectonics of the Variscan basement collage in eastern Bavaria and western Bohemia. Geol Rdsch 86(Suppl):S15–S27

Belka Z, Narkiewicz M (2008) Devonian. In: McCann T (Hrsg) Precambrian and Paleozoic.. The Geology of Central Europe, Bd. 1. The Geological Society, London, S 383–410

Benton MJ (2005) When Life Nearly Died: The Greatest Mass Extinction of All Time. Thames & Hudson, London, S 336

Berggren WA, Kent DV, Swisher CC, Aubry M-P (1995) A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: Berggren WA, Kent DV, Aubry M-P, Hardenbol J (Hrsg) Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlations. SEPM Spec. Publ., Bd. 54., S 17–28

Berger H-J, Brause H, Leonhardt D, Linnemann U (2008) Neoproterozoikum. In: Pälchen W, Walter H (Hrsg) Geologie von Sachsen. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, S 19–40

Berger H-J, Krentz O, Lapp M (2008) Granulitgebirge. In: Pälchen W, Walter H (Hrsg) Geologie von Sachsen. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, S 51–56

Berner RA (1990) Atmospheric carbon dioxide levels over Phanerozoic times. Science 249(4975):1382–1386

Berner RA (1999) A New Look at the Long-term Carbon Cycle. GSA Today 9(11):2–6

Berner RA, Petsch ST, Lake JA, Beerling DJ, Popp BN, Lane RS, Laws EA, Westley MB, Cassar N, Woodward FI, Quick WP (2000) Isotope fractionation and atmospheric oxygen: implications for Phanerozoic O_2 evolution. Science 287(5458):1630–1633

Berner RA, Kothavala Z (2001) Geocarb III: a revised model of atmospheric CO_2 over Phanerozoic time. Am J Sci 301:182–204

Bertrand M (1884) Rapports de structure des Alpes de Glaris et du bassin houiller du Nord. Bull Soc Géol France 12:318–330

BGR – Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (1993): Geologische Karte der Bundesrepublik Deutschland 1 : 1.000.000.

BGR – Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (1981): Geologische Übersichtskarte 1 : 200.000, Blatt Bayreuth.

Björk S (1995) A Review of the History of the Baltic Sea 13.0-8.0 ka BP. Quart Int 27:19–40

Blakey RC (2003) Global Paleogeographic Views on Earth History – Late Precambrian to Recent. – Flagstaff, World Wide Web. http://cpgeosystems.com/mollglobe.html. Zugegriffen: August 2014

Blakey RC (2011) Paleogeographic and Tectonic History of Europe. – Flagstaff, World Wide Web. http://cpgeosystems.com/europaleogeography.html. Zugegriffen: August 2014

Blundell D, Freeman R, Mueller S (1992) A Continent Revealed. – The European Geotraverse. Cambridge University Press, Cambridge, S 73 (275 S., 14 Karten)

BNL – Bezirksstelle für Naturschutz und Landschaftspflege Freiburg (2004) Informationsblatt Wutachschlucht, 4. Aufl. BNL, Freiburg

Bökenschmidt, S. (2006): Die Fossillagerstätte Korbacher Spalte – ihre Entstehung und Einordnung in den Zechstein Nord-Hessens. – Diss. Philipps Univ. Marburg (138 S.)

Bornemann O, Behlau J, Fischbeck R, Hammer J, Jaritz W, Keller S, Mingerzahn G, Schramm M (2008) Standortbeschreibung Gorleben Teil 3: Ergebnisse der über- und untertägigen Erkundung des Salinars. Geol Jb, C 73:211

Bouma AH (1962) Sedimentology of some Flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation. Elsevier, Amsterdam, New York (168 S.)

Bousquet R, Schmid SM, Zeilinger G, Oberhänsli R, Rosenberg C, Molli G, Robert C, Wiederkehr M, Rossi P (2012) Tectonic framework of the Alps. 1. Aufl. Commission for the Geological Maps of the World, subcommission for Magmatic and Metamorphic Maps, UNESCO (1 : 1.000.000)

Bowring SA, Erwin DH, Jin YG, Martin MW, Davidek K, Wang W (1998) U/Pb Zircon geochronology and tempo of the end-Permian mass extinction. Science 280:1039–1045

Bowring SA, Williams IS (1999) Priscoan (4.00–4.03Ga) orthogneisses from northwestern Canada. Contrib Min Petrol 134:3–16

Bradbury J (2004) Nature's Nanotechnologists: Unveiling the Secrets of Diatoms. PLoS Biol 2(10):e306 doi:10.1371/journal.pbio.0020306

Bräuer K, Kämpf H, Strauch G (2009) Earthquake swarms in non-volcanic regions: What fluids have to say. Geophys Res Lett 36(L17309):5

Bräuer K, Kämpf H, Niedermann S, Strauch G (2013) Indications for the existence of different magmatic reservoirs beneath the Eifel area (Germany): A multi-isotope (C, N, He, Ne, Ar) approach. Chem Geol 356:193–208

Branco W, Fraas E (1905) Das kryptovulkanische Becken von Steinheim. Abh. königl. preuß. Akad. Wiss., Berlin, S 1–64

Breitkreuz C, Kennedy A (1999) Magmatic flare-up at the Carboniferous/Permian boundary in the NE German Basin revealed by SHRIMP zircon ages. Tectonophysics 302:307–326

Breitkreuz C, Mock A (2004) Are lakkolith complexes characteristic of transtensional basin systems? Examples from the Permo-Carboniferous of Central Europe. In: Breitkreuz C, Petford N (Hrsg) Physical Geology of High-level Magmatic Systems. Geol. Soc. London Spec. Publ., Bd. 234., S 13–31

Breitkreuz C, Kennedy A, Geißler M, Ehling B-C, Kopp J, Muszynski A, Protas A, Stouge S (2007) Far Eastern Avalonia: its chronostratigraphic structure revealed by SHRIMP zircon ages from Upper Carboniferous to Lower Permian volcanic rocks (drill cores from Germany, Poland and Denmark. Geol Soc Amer Spec Pap 423:173–190

Breitkreuz C, Ehling B, Sergeev S (2009) Chronological evolution of an intrusive/extrusive system: the Late Paleozoic Halle Volcanic Complex in the northeastern Saale Basin (Germany). Z Dt Ges Geowiss 160:173–190 (Stuttgart)

Brenchley PJ, Harper DAT (1998) Palaeoecology: Ecosystems, environments and evolution. Chapman & Hall, London (407 S.)

Brink H-J (2013) Die Intrusion von Bramsche – ein Irrtum im invertierten Niedersächsischen Becken? ZDt Ges Geowiss 164:33–48

Büchel G, Krawzcyk E (1986) Zur Genese der Dauner Maare im Vulkanfeld der Westeifel. Mainzer Geowiss Mitt 15:219–238

Buchner E, Schwarz WH, Schmieder M, Trieloff M (2010) Establishing a 14.6 +/– 0.2 Ma age for the Nördlinger Ries impact (Germany) – A prime example for concordant isotopic ages from various dating materials. Meteoritics & Planetary Science 45:662–674

Buness H, Felder M, Gabriel G, Harms F-J (2005) UNESCO-Welterbe Fossilienlagerstätte Grube Messel – Momentaufnahmen aus dem Eozän Vernissage, Reihe UNESCO-Welterbe, Bd. 21. Vernissage-Verlag, Heidelberg (63 S., 13. Jhg.)

Chen F, Todt W, Hann H (2003) Zircon and garnet geochronology of eclogites from the Moldanubian Zone of the Black Forest, Germany. J Geol 111:207–222

Closs H (1938) Hebung, Spaltung, Vulkanismus. Geol Rdsch 30:401–527

Cloos H (1941) Bau und Tätigkeit von Tuffschloten. Untersuchungen an dem Schwäbischen Vulkan. Geol Rdsch 32:709–800

Cocks LRM, Torsvik TH (2006) European geography in a global context from the Vendian to the end of the Palaeozoic. In: Gee DG, Stephenson RA (Hrsg) European Lithosphere Dynamics. Geol. Soc. London, Mem., Bd. 32., S 83–95

Cohen KM, Gibbard PL (2010) Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. – Subcommission on Quaternary Stratigraphy. International Commission on Stratigraphy, Cambridge

Condie K (1997) Plate tectonics and crustal evolution, 4. Aufl. Butterworth-Heinemann, Oxford (282 S.)

Cooper MA, Williams GD (1989) Inversion Tectonics. Geoll Soc Spec Publ 44:375

Czamanske GK, Gurevich AB, Fedorenko V, Simonov O (1998) Demise of the Siberian plume: paleogeographic and paleotectonic reconstruction from the prevolcanic and volcanic records, North-Central Siberia. Int Geol Rev 40:95–115

Dahm T, Krüger F, Stammler K, Klinge K, Kind R, Wylegalla K, Grasso J-R (2007) The 2004 Mw 4.4 Rotenburg, Northern Germany, earthquake and its possible relationship with gas recovery. Bull Seismol Soc Am 97:691–704

DEKORP BASIN Research Group (1999) Deep crustal structure of the Northeast German Basin: New DEKORP-BASIN '96 deep-profiling results. Geology 27:55–58

Dercourt J, Gaetani M et al (2000) Atlas Peri-Tethys, Paleogeographical Maps. – Comm. Geol. Map of the World, Expl. Notes. Gauthiers-Villars, Paris

Dézes P, Schmid SM, Ziegler PA (2004) Evolution of the european cenozoic rift system, interaction of the Pyrenean and Alpine orogens with the foreland lithosphere. Tectonophysics 389:1–33

Di Vincenzo G, Skála R (2009) 40Ar-39Ar laser dating of tektites from the Cheb Basin (Czech Republic): Evidence for coevality with moldavites and influence of the dating standard on the age of the Ries impact. – Ceochim. Cosmochim Acta 73:493–513

Drozdzewski G, Wrede V (1994) Faltung und Bruchtektonik – Analyse der Tektonik im Subvariscikum. Fortschr Geol Rheinl Westf 38:7–187

Eberle J, Eitel B, Blümel W-D, Wittmann P (2010) Deutschlands Süden – vom Erdmittelalter zur Gegenwart. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg (192 S.)

Edel JB, Schulmann K, Rotstein Y (2007) The Variscan tectonic inheritance of the Upper Rhine Graben: evidence of reactivations in the Lias, Late Eocene-Oligocene to recent. Int J Earth Sci (Geol Rdsch) 96:305–325

Eidam J, Hammer J, Korich D, Bielicki K-H (1995) Characterization, distribution and genesis of amphibole-bearing Variscan granites in the Lusatian Granodiorite Massif (Northern margin of the Bohemian Massif. N Jb Mineral, Abh 168:259–281

Ehlers J, Gibbard PL (2007) The extent and chronology of Cenozoic global glaciation. Quatern Int 6(20):164–165

Eichler B, Werneburg R (2010) Neufunde von Branchiosuriern aus dem Rotliegend von Freital bei Dresden im UV-Licht. Geologica Saxonica, J Central Europ Geol 56:137–157

Eisbacher GH, Linzer HG, Meier L, Polinski R (1990) A depth-extrapolated transect across the Northern Calcareous Alps of western Tirol. Eclogae geol Helv 83:711–725

Eissmann L, Litt T (1994) Das Quartär Mitteldeutschlands. Ein Leitfaden und Exkursionsführer. Altenburger Naturwissenschaftliche Forschungen 7:1–458

Enderle, U. (1998): Signaturen in refraktionsseismischen Daten als Abbild geodynamischer Prozesse. – Dissertation, Universität Karlsruhe (221 S.)

Eugster HP, Hardy LA (1975) Sedimentation in an ancient playa-lake complex – Wilkins Peak Member of Green River Formation of Wyoming. Geol Soc Amer Bull 86:319–334

Finkenwirth A (1978) Die Braunkohle am Meißner. Der Aufschluß 28(Sonderband):229–236

Flick H, Nesbor HD, Behnisch R (1990) Iron ore of the Lahn-Dill type formed by diagenetic seeping of pyroclastic sequences – a case study on the Schalstein section at Gänseberg (Weilburg). Geol Rdsch 79:401–415

Fraedrich W (1996) Spuren der Eiszeit, Landschaftsformen in Europa. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg (184 S.)

Franke D, Hoffmann N, Lindert W (1996) The Variscan deformation front in East Germany. Part 2: Tectonic interpretation. Z angew Geol 42:44–56

Franke W (1989) Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe. Geol Soc Amer, Spec Pap 230:67–90

Franke W (1992) Phanerozoic structures and events in central Europe. In: Blundell D, Freeman R & Müller R (Hrsg) A Continent Revealed – The European Geotraverse. Cambridge Univ. Press, Cambridge, S 164–179

Franke W (2000) The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. In: Franke W, Haak V, Oncken O, Tanner D (Hrsg) Orogenic processes: quantification and modelling in the Variscan Belt. Geol. Soc. London Spec., Publ., Bd. 179., S 35–61

Franke W, Żelaźniewicz A (2000) The eastern termination of the Variscides: terrane correlation and kinematic evolution. In: Franke W, Haak V, Oncken O, Tanner D (Hrsg) Orogenic processes: Quantification and modelling in the Variscan Belt. Geol. Soc. London Spec. Publ., Bd. 179., S 63–86

Franzen JL, Gingerich PD, Habersetzer J, Hurum JH, von Koenigswald W, Smith BH (2009) Complete Primate Skeleton from the Middle Eocene of Messel in Germany: Morphology and Paleobiology. PLoS ONE 4(5):e5723 doi:10.1371/journal.pone.0005723

Franzke H-J, Voigt T, von Eynatten H, Brix M, Burmester G (2004) Geometrie und Kinematik der Harznordrandstörung, erläutert an Profilen aus dem Gebiet von Blankenburg. Geowiss Mitt Thüringen 11:39–62

Franzke, H.-J. (2009): Eckertalsperre/Eckergneis. – Schautafel des Geopark Harz am Eckerstausee.

Franzke H-J (2012) Exkursionspunkt 1: Liegender Grenzbereich der Ostharz-Decke im Ludetal 4. Workshop Harzgeologie, Roßla, 19.–20.10.2012. Hallesches Jahrbuch, Beiheft, Bd. 28., S 68–74

Friedl G, Finger F, Paquette JL, von Quadt A, McNaugthon NJ, Fletcher IR (2004) Pre-Variscan geological events in the Austrian part of the Bohemian Massif deduced from U-Pb zircon ages. Int J Earth Sci 93:802–823

Frisch W (1979) Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. Tectonophysics 60:121–139

Frisch W, Kuhlemann A, Dunkl I, Brügel A (1998) Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during late Tertiary tectonic extrusion. Tectonophysics 297:1–15

Frisch W, Dunkl I, Kuhlemann J (2000) Post-collisional orogen-parallel large-scale extension in the Eastern Alps. Tectonophysics 327:239–265

Frisch W, Gawlick H-J (2003) The nappe structure of the central Northern Calcareous Alps and its disintegration during Miocene tectonic extrusion – a contribution to understanding the orogenic evolution of the Eastern Alps. Int J Earth Sci 92:712–727

Frisch W, Kuhlemann J, Dunkl I, Székely B (2001) The Dachstein paleosurface and the Augenstein Formation in the Northern Calcareous Alps – a mosaic stone in the geomorphological evolution of the Eastern Alps. Int J Earth Sci (Geol Rdsch) 90:500–518

Frisch W, Meschede M (2013) Plattentektonik und Gebirgsbildung, 5. Aufl. Wissenschaftliche Buchgesellschaft/Primus-Verlag, Darmstadt (196 S., 1. Auflage 2005)

Froitzheim N, Pleuger J, Roller S, Nagel T (2003) Exhumation of high- and ultra-high-pressure metamorphic rocks by slab extraction. Geology 31:925–928

Fuhrmann R (2005) Die Bernsteinlagerstätte Bitterfeld, nur ein Höhepunkt des Vorkommens von Bernstein (Succinit) im Tertiär Mitteldeutschlands. Zt Dt Ges Geowiss 156:517–530

Ganssloser M (1996) Stoffbestand, Fazies und geodynamische Interpretation der Stieger Schichten (Ostharz-Decke). Braunschweiger Geol-Paläont Diss 18:1–162

Gast R (1988) Rifting im Rotliegenden Niedersachsens. Die Geowissenschaften 6:115–122

Gast RE, Dusar M, Breitkreuz C, Gaupp R, Schneider JW, Stemmerik L, Geluk MC, Geißler M, Kiersnowski H, Glennie KW, Kabel S, Jones NS (2010) Rotliegend. In: Doornenbal JC, Stevenson AG (Hrsg) Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area.. EAGE Publications b.v., Houten, S 101–121

Gawlick H-J (2000) Paläogeographie der Ober-Trias Karbonatplattform in den Nördlichen Kalkalpen. Mitt Ges Geol Bergbaustud Österr 44:45–95

Gebauer, D., Williams, I.S., Compston, W. & Grünenfelder, M. ((1989) The development of the Central European continental crust since the Early Archean based on conventional and ion-micro-probe dating of up to 3.84 b.y. old detrital zircons. Tectonophysics 157:81–96

Geisler T, Vinx R, Martin-Gombojav N, Pidgeon RT (2005) Ion microprobe (SHRIMP) dating of detrital zircon grains from quartzites of the Eckergneiss Complex, Harz Mountains (Germany): Implications for the provenance and geological history. Int J Earth Sci 94:369–384

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen (2003) Geotope in Nordrhein-Westfalen. Zeugnisse der Erdgeschichte, 2. Aufl. Broschüre Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen, Krefeld

Geyer OF, Gwinner MP (2011) Geologie von Baden-Württemberg. In: Geyer M, Nitsch E, Simon T (Hrsg) Geologie von Baden-Württemberg, 5. Aufl. Schweizerbart-Verlag, Stuttgart (627 S., 1. Auflage 1964)

Glaser S, Lagally U, Loth G, Schmid H, Schwerd K (2008) Geotope in Oberbayern Erdwissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz, Bd. 6. Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg (192 S.)

Glennie KW, Higham J, Stemmerik L (2003) Permian. In: Evans D, Graham C, Armour A, Bathurst P (Hrsg) The Millenium Atlas: Petroleum Geology of the Central and Northern North Sea.. The Geological Society, London, S 91–103

Goette, T. (2004): Petrographische und geochemische Untersuchungen zu den postvariszischen Mineralisationen im devonischen Massenkalk des nordwestlichen Rechtsrheinischen Schiefergebirges unter besonderer Berücksichtigung der Kathodolumineszenz. – Diss. Univ. Bochum (205 S.)

Goth K (1990) Der Messeler Ölschiefer – ein Algenlaminit Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, Bd. 131. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung Stuttgart (143 S.)

Goth K, Moschen R, Kober F, Daßinnies M, Nitsch E (2001) Übersichtskarte wichtiger Geotope des Freistaates Sachsen 1 : 400.000, 1. Aufl. Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Dresden

Grimm MC, Wielandt-Schuster U, Hottenrott M, Grimm KI, Radtke G (2011) Oberrheingraben. In: Grimm KI (Hrsg) Stratigraphie von Deutschland IX, Tertiär, Teil 1: Oberrheingraben und benachbarte Tertiärgebiete. Schiftenreihe der Dt. Ges. Geowiss., S 57–132

Grünthal G, Wahlström R (2003) An Mw based earthquake catalogue for central, northern and northwestern Europe using a hierarchy of magnitude conversions. J Seismol 7:507–531

Güldenpfenning M (1998) Zur geotektonischen Stellung unterkarbonischer Grauwacken und Vulkanite der Zone von Badenweiler-Lenzkirch (Südschwarzwald). Z Dt Geol Ges 149:213–232

Hagdorn H (1999) Seelilien und Crinoidenkalke des Muschelkalks. In: Hauschke N, Wilde V (Hrsg) Trias, eine ganze andere Welt: Mitteleuropa im frühen Erdmittelalter. Pfeil-Verlag, München, S 321–330

Hagdorn H (2004) Das Muschelkalkmuseum Ingelfingen. Edition Lattner, Heilbronn (88 S.)

Hagdorn H, Simon T (2005) Der Muschelkalk in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002. Newsletter on Stratigraphy 41(1–3):143–158

Hallam A, Wignall PB (1999) Mass extinctions and sea-level changes. Earth Sci Rev 48:217–250

Hames WE, McHone JG, Renne P & Ruppel C (Hrsg.) (2003) The Central Atlantic Magmatic Province. – Insights From Fragments of Pangea. Amer Geophys Union, Geophys Monograph Ser 136 (276 S.)

Hammer J, Eidam J, Röber B, Ehling B (1999) Prävariszischer und variszischer granitoider Magmatismus am NE-Rand des Böhmischen Massivs – Geochemie und Petrogenese. Z geol Wiss 27:401–405

Handy MR, Schmid SS, Bousquet R, Kissling E, Bernoulli D (2010) Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps. Earth Sci Rev 102:121–158

Hann HP, Zedler H (2008) Variscan Internides: Black Forest (Schwarzwald). In: McCann T (Hrsg) Precambrian and Paleozoic.. The Geology of Central Europe, Bd. 1. The Geological Society, London, S 606–611

Hann HP, Chen F, Zedler H, Frisch W, Loeschke J (2003) The Rand Granite in the southern Schwarzwald and its geodynamic significance in the Variscan belt of SW Germany. Int J Earth Sci 92:821–842

Hann HP, Chen F, Zedler H, Sawatzki G (2003) Zircon ages and geochemistry of metavolcanic layers from the northern Badenweiler-Lenzkirch Zone (southern Schwarzwald, Germany. N Jb Geol u Paläont, Abh 230:451–469

Haq BU, Hardenbol J, Vail P (1987) Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science 235:1156–1167

Haq BU, Hardenbol J, Vail PR (1988) Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In: Wilgus CW, Hastings BS, Kendall CGSC, Posamentier HW, Ross CA, Van Wagoner JC (Hrsg) Sea-Level Changes: An Integrated Approach. SEPM Spec. Publ., Bd. 42., S 71–108

Haq BU, Al-Qahtani AM (2005) Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform. Geoarabia 10:127–160

Harff J, Meyer M (2011) Coastlines of the Baltic Sea – zones of competition between geological processes and a changing climate: Examples from the southern Baltic. In: Harff J, Björck S, Hoth P (Hrsg) The Baltic Sea Basin. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, S 149–164

Harms F-J, Aderhold G, Hoffmann I, Nix T, Rosenberg F (1999) Erläuterungen zur Grube Messel bei Darmstadt, Südhessen. – Kleine Senckenberg-Reihe Nr. 31 Schriftenreihe der Dt. Geol. Ges., Bd. 8., S 181–222

Harms F-J, Wallner H, Jacoby WR (1999) Welterbe Grube Messel. – 2 S., Geolog. Karte 1:25.000 mit Erläuterungen auf der Rückseite, Hess. Landesamt f. Bodenf. Forschungsinstitut und Naturmuseum Senckenberg, Wiesbaden

Hays JD, Pitman WC (1973) Lithospheric plate motion, sea level changes and climatic and ecological consequences. Nature 246:18–22

Heidbach O, Tingay M, Barth A, Reinecker J, Kurfeß D, Müller B (2008) The World Stress Map database release. http://dx.doi.org/10.1594/GFZ.WSM.Rel2008

Henningsen D, Katzung G (2006) Einführung in die Geologie Deutschlands, 7. Aufl. Spektrum Akad. Verlag, Heidelberg (234 S.)

Herrig E et al (1995) Die Kreide und das Pleistozän von Jasmund, Insel Rügen (Ostsee). In: Katzung G (Hrsg) Geologie des südlichen Ostseeraumes – Umwelt und Untergrund, Exkursionsführer. Terra Nostra, Bd. 6., S 91–113

Kopp J, Simon A, Göthel M (2006) Die Kupfer-Lagerstätte Spremberg-Graustein in Südbrandenburg. Brandenburg geowiss Beitr, 13(1–2):117–132

Hesselbo SP, Robinson SA, Surlyk F, Piasecki S (2002) Terrestrial and marine mass extinction at the Triassic-Jurassic boundary snychronized with major carbon-cycle perturbation: A link to initiation of massive volcanism? Geology 30:251–254

Hiete M, Berner U, Heunisch C, Röhling H-G (2006) A high-resolution inorganic geochemical profile across the Zechstein-Buntsandstein boundary in the North German basin. Zt Dt GesGeowiss 157:77–105

Hildebrand AR, Penfield GT, Kring DA, Pilkington M, Camargo ZA, Jacobsen SB, Boynton WV (1991) Chicxulub crater: a possible Cretaceous/Tertiary boundary impact crater on the Yucatan Peninsula, Mexico. Geology 19:867–871

Hofmann M, Linnemann U (2013) The Late Ordovician (Hirnantian) Lederschiefer Formation in Thuringia – evidences for a glaciomarine origin from the Berga Antiform (Saxo-Thuringian Zone). Geologica Saxonica, J Centr Europ Geol 59:133–139

Hornung J, Böhme A, van der Lubbe T, Reich M, Richter A (2012) Vertebrate tracksites in the Obernkirchen Sandstone (late Berriasian, Early Cretaceous) of northwest Germany – their stratigraphical, palaeogeographical, palaeoecological, and historical context. Paläont Z 86:231–267

Huckriede H, Wemmer K, Ahrendt H (2004) Palaeogeography and tectonic structure of allochthonous units in the German part of the Rheno-Hercynian Belt (Central European Variscides. Int J Earth Sci 93:414–431

Hüneke H, Ruchholz K (2004) Olisthostromale Resedimentation im Harz: Resultat dextraler Strike-Slip-Bewegungen am passiven Kontinentalrand von Laurussia während des Tournaisium. Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft 34: 100. [Jahrestagung der DGG, Kurzfassungen, Leipzig 29.9.–01.10.2004]

Hüneke H, Ruchholz K (2015) Olistostromes in eastern parts of the Rhenohercynian domain: response to dextral strike-slip displacement prior to the Variscan collision (Harz Mountains, Lower Carboniferous). Int J Earth Sci. (Eingereicht zur Publikation.)

Hunter A, Easterbrook G (2004) The Geological History of the British Isles. Open University, Milton Keynes (143 S.)

Ilgner J, Jeffries T, Faust D, Linnemann U, Ullrich B (2009) U/Pb-dating and geochemical characterization of the Brocken and the Ramberg Pluton, Harz Mountains, Germany. Geologica Saxonica 59:79–94

Illies JH (1965) Bauplan und Baugeschichte des Oberrheingebietes. Oberrhein Geol Abh 14:1–54

Janak M, Froitzheim N, Luptak B, Vrabec M, Krogh Ravna E (2004) First evidence for ultrahigh-pressure metamorphism of eclogites in Pohorje, Slovenia: Tracing deep continental subduction in the Eastern Alps. Tectonics 23:TC5014 doi:10.1029/2004TC001641.

Jöris O, Weninger B (2000) 14 C-Alterskalibration und die absolute Chronologie des Spätglazials. Archäologisches Korrespondenzblatt 30:461–471

Jowett EC, Pearce GW, Rydzewski A (1987) A Mid-Triassic paleomagnetic age of the Kupferschiefer mineralization in Poland, based on a revised apparent polarwander path for Europe and Russia. J Geophys Res 92:581–598

Kaiser KF, Friedrich M, Miramont C, Kromer B, Sgier M, Schaub M, Boeren I, Remmele S, Talamo S, Guibal F, Sivan O (2010) Challenging process to make the Lateglacial tree-ring chronologies from Europe absolute – an inventory. Quat Sci Rev 36:78–90

Kalkowsky EL (1908) Oolith und Stromatolith im Norddeutschen Buntsandstein. Zt Dt Geol Ges 60:68–125

Kalt A (1991) Isotopengeologische Untersuchungen an Metabasiten des Schwarzwaldes und ihren Rahmengesteinen. Freiburger Geowiss Beitr Bd. 3 (185 S.)

Kästner H, Seidel G, Wiefel H (1995) Regionalgeologische Stellung und Gliederung. In: Seidel G (Hrsg) Geologie von Thüringen. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart (556 S.)

Katzschmann L, Lepper J (1999) Naturwerksteine der Germanischen Trias. In: Hauschke N, Wilde V (Hrsg) Trias, eine ganze andere Welt: Mitteleuropa im frühen Erdmittelalter. Pfeil-Verlag, München, S 429–447

Katzung G (1961) Die Geröllführung des Lederschiefers (Ordovizium) an der SE-Flanke des Schwarzburger Sattels (Thüringen). Geologie 10:778–802

Katzung G (2001) The Caledonides at the southern margin of the East European Craton. N Jb Geol Paläont Abh 222:3–53

Kemnitz H (2007) The Lausitz graywackes, Saxo-Thuringia, Germany – Witness to the Cadomian orogeny. Geol Soc Am Spec Pap 423:97–141

Kemper E (1976) Geologischer Führer durch die Grafschaft Bentheim und die angrenzenden Gebiete mit einem Abriß der emsländischen Unterkreide. – Das Bentheimer Land. Verlag Heimatverein der Grafschaft Bentheim e. V., Nordhorn-Bentheim, Bd. 64 (206 S.)

Kennedy WJ, Kaplan U (1995) Parapuzosia (Parapuzosia) seppenradensis (Landois) und die Ammonitenfauna der Dülmener Schichten, Westfalen. Geologie und Paläontologie in Westfalen 33:1–127

Kirsch H, Kober B, Lippolt HJ (1988) Age of intrusion and rapid cooling of the Frankenstein gabbro (Odenwald, SW-Germany) evidenced by 40Ar/39Ar and single zircon 207Pb/206Pb measurements. Geol Rdsch 77:693–711

Klein T, Kiehm S, Siebel W, Shang CK, Rohrmüller J, Dörr W, Zulauf G (2008) Age and emplacement of late-Variscan granites of the western Bohemian Massif with main focus on the Hauzenberg granitoids (European Variscides, Germany). Lithos 102:478–507

Kley J, Voigt T (2008) Late Cretaceous intraplate thrusting in central Europe: Effect of Africa-Iberia-Europe convergence, not Alpine collision. Geology 36:839–842

Kley J, Voigt T, Jähne F (2008) A case of distributed continental collision: Late Cretaceous intraplate shortening from central Europe to North Africa Am. Geophys. Union, Fall Meeting 2008. (T11 C-1897)

Klügel T, Ahrendt H, Oncken O, Käfer N, Schäfer F, Weiss B (1994) Alter und Herkunft der Sedimente und des Detritus der nördlichen Phyllit-Zone (Taunussüdrand). Z dt geol Ges 145:172–191

Klügel T. (1997): Geometrie und Kinematik einer varistischen Plattengrenze – der Südrand des Rhenoherzynikums im Taunus. – Geol. Abh. Hessen 101: 1–215.

Koch R, Sobott R, Lorenz HG (1999) Der Schaumkalk (Trias, Unterer Muschelkalk) am Naumbruger Dom als Baustein: Einfluss von Fazies und Diagenese auf die Gesteinsqualität. In: Hauschke N, Wilde V (Hrsg) Trias, eine ganze andere Welt: Mitteleuropa im frühen Erdmittelalter. Pfeil-Verlag, München, S 449–471

Kombrink H, Besly BM, Collinson JD, Den Hartog Jager DG, Drozdzewski G, Dusar M, Hoth P, Pagnier HJM, Stemmerik L, Waksmundzka MI, Wrede V (2010) Carboniferous. In: Doornenbal JC, Stevenson AG (Hrsg) Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area. EAGE Publications b.v., Houten, S 81–99

König, W. (2008): Zeitliche und genetische Einordnung von tertiären Sedimentvorkommen im Mittelharz und im Harzvorland – Ein Beitrag zur Reliefentwicklung und zur Karstmorphogenese im Harz. – Dissertation an der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg (229 S.)

Königshof P, Nesbor H-D, Flick H (2010) Volcanism and reef development in the Devonian: A case study from the Lahn syncline, Rheinisches Schiefergebirge (Germany. Gondwana Res 17:264–280

Kossmat F (1927) Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. Abh d Sächs Geol Landesamtes 1:1–39

Kowalski H (1978) Die Trilobitentrift bei Gees – Ein weltberühmter Fossilienfundort Eifel-Jahrb., Bd. 1979., S 57–61

Kozur HW (1999) The correlation of the Germanic Buntsandstein and Muschelkalk with the Tethyan scale. In: Bachmann GH, Lerche I (Hrsg) The Epicontinental Triassic. Zentralbl. Geol. Pal.., S 701–725

Krawczyk CM, McCann T, Cocks LRM, England RW, McBride JH, Wybraniec S (2008) Caledonian tectonics. In: McCann T (Hrsg) Precambrian and Paleozoic. The Geology of Central Europe, Bd. 1. The Geological Society, London, S 303–381

Kröchert J, Buchner E, Schmieder M, Maurer H, Walter M, Strasser A, Strasser M (2009) Effusiver melilithitischer Vulkanismus auf der Schwäbischen Alb – der Sternberg bei Gomadingen. Z Dt Ges Geowiss 160:315–323

Kroner U, Willner AP (1998) Time of formation and peak of Variscan HP-HT metamorphism of quartz-feldspar rocks in the central Erzgebirge, Saxony, Germany. Contrib Mineral Petrol 132:1–20

Kroner U, Mansy J-L, Mazur S, Aleksandrowski P, Hann HP, Huckriede H, Laquement F, Lamarche J, Ledru P, Pharaoh TC, Zedler H, Zeh A, Zulauf G (2008) Variscan tectonics. In: McCann T (Hrsg) Precambrian and Paleozoic.. The Geology of Central Europe, Bd. 1. The Geological Society, London, S 599–664

Krüger JC, Romer RL, Kämpf H (2013) Late Cretaceous ultramafic lamprophyres and carbonatites from the Delitzsch Complex, Germany. Chem Geol 353:140–150

Kuhlemann J, Frisch W, Dunkl I, Székely B (2001) Quantifying tectonic versus erosive denudation by the sediment budget: the Miocene core complexes of the Alps. Tectonophysics 330:1–23

Kuhlemann J, Kempf O (2002) Post-Eocene evolution of the North Alpine Foreland Basin and its response to Alpine tectonics. Sed Geol 152:45–78

Kuhlemann J, Frisch W, Meschede M (2009) Geologie von Korsika – Exkursionsführer. – Sammlung geologischer Führer 99, Schweizerbart'sche Verlagsgesellschaft Stuttgart (236 S.)

Kupetz A, Kupetz M, Rascher J (2004) Der Muskauer Faltenbogen – ein geologisches Phänomen, Grundlage einer 130jährigen standortgebundenen Wirtschaftsentwicklung und Geopark in Brandenburg, Sachsen und der Wojewodschaft Lebuser Land. Ges. f. Geowiss., Berlin (36 S.)

Langenhain JH (2003) Plant Resins: Chemistry, Evolution, Ecology, and Ethnobotany. Timber Press, Portland and Cambridge (612 S.)

Larson RL (1991) Geological consequences of superplumes. Geology 19:963–966

Laubscher H (1970) Grundsätzliches zur Tektonik des Rheingrabens. In: Illies JH, Müller S (Hrsg) Graben Problems. Schweizerbart, Stuttgart, S 79–87

Lawver LA, Dalziel IWD, Norton IO, Gahagan LM (2009) PLATES 2009 Atlas of Plate Reconstructions (750 Ma to Present Day). – © 2009, University of Texas Institute for Geophysics. http://www.ig.utexas.edu/research/projects/plates/recons.htm#movies. Zugegriffen: Juli 2013

Le Maitre RW (2005) Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms. – Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, 2. Aufl. Cambridge University Press (256 S.)

Lemcke K (1988) Geologie von Bayern. – I. Teil: Das bayerische Alpenvorland vor der Eiszeit. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart (175 S.)

Leydecker G (2011) Erdbebenkatalog für Deutschland mit Randgebieten für die Jahre 800 bis 2008. Geol Jb, E 59:1–198

Liedtke H (2007) Westfalen im Eiszeitalter. – Landschaftsverband Westfalen-Lippe (LWL), Geogr. Komm. Westfalen, Klima/Umwelt. http://www.lwl.org/LWL/Kultur/Westfalen_Regional/Naturraum/Klima/Eiszeitalter/. Zugegriffen: April 2013

Linnemann U, Gehmlich M, Heuse Th, Schauer M (1999) Die Cadomiden und Varisziden im Thüringisch-Vogtländischen Schiefergebirge (Saxothuringisches Terrane). Beitr Geol Thüringen, NF 6:7–39 (Jena)

Linnemann U, Gehmlich M, Tichomirowa M, Buschmann B, Nasdala L, Jonas P, Lützner H, Bombach K (2000) From Cadomian subduction to Early Palaeozoic rifting: the evolution of Saxo-Thuringia at the margin of Gondwana in the light of single zircon geochronology and basin development (Central European Variscides, Germany. Geol Soc London, Spec Publ 179:131–153

Linnemann U, Romer RL, Pin C (2008) Precambrian. In: McCann T (Hrsg) Precambrian and Paleozoic.. The Geology of Central Europe, Bd. 1. The Geological Society, London, S 21–101

Linzer HG, Ratschbacher L, Frisch W (1995) Transpressional collision structures in the upper crust: the fold-thrust belt of the Northern Calcareous Alps. Tectonophysics 242:41–61

Lisiecki, L.E. & Raymo, M.E. (2005): A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ18O records. – Paleoceanography, 20: PA1003, doi:10.1029/2004PA001071.

Lokhorst A (Hrsg) (1998) The Northwest European Gasatlas. Netherlands Institute of Applied Geoscience TNO, Haarlem

Lorenz V (2000) Formation of maar-diatreme volcanoes. In: Negendank JFW, Brüchmann C (Hrsg) International Maar Conference. Maar 2000. Terra Nostra, Bd. 6., S 284–291

Martin-Gombojav, U. (2003): Petrographie und Petrogenese des Eckergneis-Komplexes, Harz. – Dissertation Univ. Hamburg (108 S.)

Martínez Catalán JR, Arenas R, Díaz García F, González Cuadra P, Gómez-Barreiro J, Abati J, Castiñeiras P, Fernández-Suárez J, Sánchez Martínez S, Andonaegui P, González Clavijo E, Díez Montes A, Rubio Pascual FJ, Valle Aguado B (2007) Space and time in the tectonic evolution of the northwestern Iberian Massif: Implications for the Variscan belt. Geol Soc Amer, Mem 200:403–423

Matte P (1986) Tectonics and plate tectonic models for the Varicsan belt of Europe. Tectonophysics 126:329–332

McCann T, Skompski S, Poty E, Dusar M, Vozárová A, Peryt T, Oplustil S, Stollhofen H, Schneider J, Wetzel A, Boulvain F, Dusar M, Török A, Haas J, Tait J, Körner F (2008) Permian. In: McCann T (Hrsg) Precambrian and Paleozoic.. The Geology of Central Europe, Bd. 1. The Geological Society, London, S 599–664

McHone JG, Puffer J (2003) Flood Basalt Provinces of the Pangaean Atlantic Rift: Regional Extent and Environmental Significance. In: LeTourneau PM, Olsen PE (Hrsg) The Great Rift Valleys of Pangea in Eastern North America. Columbia University Press, New York, S 141–154

Menning M, Deutsche Stratigraphische Kommission (2002) Eine geologische Zeitskala 2002. In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg) Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002

Menning M, Hendrich A (Hrsg.) (2005) Erläuterungen zur Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2005 (ESTD 2005). Newsl Stratigr 41(1/3):1–405 (19 Taf.; Berlin, Stuttgart)

Menning M, Schröder B, Plein E, Simon T, Lepper J, Röhling H-G, Heunisch C, Stapf K, Lützner H, Käding K-C, Paul J, Horn M, Hagdorn H, Beutler G, Nitsch (2011) Beschlüsse der Deutschen Stratigraphischen Kommission 1991–2010 zu Perm und Trias von Mitteleuropa. Z Dt Ges Geowiss 162:1–18

Menning M, Hendrich A, Deutsche Stratigraphische Kommission (2012) Eine geologische Zeitskala 2002. In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg) Stratigraphische Tabelle von Deutschland Kompakt 2012. Potsdam

Meschede M (1986) A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Chem Geol 56:207–218

Mingram B (1998) The Erzgebirge, Germany – a subducted part of northern Gondwana: geochemical evidence for repetition of early Paleozoic metasedimentary sequences in metamorphic thrust units. Geol Mag 135:785–801

Missoni S, Gawlick H-J (2011) Jurassic mountain building and Mesozoic-Cenozoic geodynamic evolution of the Northern Calcareous Alps as proven in the Berchtesgaden Alps (Germany). Facies 57:137–186

Molzahn M, Anthes G, Reischmann T (1998) Single zircon Pb/Pb age geochronology and isotope systematics of the Rhenohercynian basement. Terra Nostra 98:67–68

Mönnig E (2005) Der Jura von Norddeutschland in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002. Newsletters on Stratigraphy 41(1–3):253–261

Nickschick T, Kämpf H, Jahr T (2014) The "Triasscholle" near Greiz, Germany – a volcanic origin? Bull Volcanol 76:806 (20 S) doi:10.1007/s00445-014-0806-x

Niedermeyer R-O, Kanter L, Kenzler M, Panzig W-A, Krienke K, Ludwig AO, Schnick HH, Schütze K (2010) Die Insel Rügen (I) – Fazies, Stratigraphie, Lagerungsverhältnisse und geologisches Gefahrenpotenzial pleistozäner Sedimente der Steilküste Jasmund. In: Lampe R, Lorenz S (Hrsg) Eiszeitlandschaften in Mecklenburg-Vorpommern, Exkursionsführer DEUQUA 2010, S 51–71

Nitsch E (2003) Wie kommt das Salz in den Keuper? Beitr GeolThür, N F 10:75–110

Olsen JC (1987) Tectonic evolution of the North Sea region. In: Brooks J, Glennie KW (Hrsg) Petroleum Geology of Northwest Europe. Graham & Trotman, London, S 389–403

Olsen PE, Kent DV, Sues H-D, Koeberl C, Huber H, Montanari A, Rainforth EC, Fowell SJ, Szajna MJ, Hartline BW (2002) Ascent of Dinosaurs Linked to an Iridium Anomaly at the Triassic-Jurassic Boundary. Science 296:1305–1307

Oncken O (1997) Tranformation of a magmatic arc and an orogenic root during oblique collision and its consequences for the evolution of the European Variscides (Mid-German Crystalline Rise). Geol Rdsch 86:2–20

Oncken O, Plesch A, Weber J, Ricken W, Schrader S (2000) Passive margin detachment during arc-continent collision (Central European Variscides). Geol Soc Spec Paper 179:199–216

Oncken O, Franzke HJ, Dittmar U, Klügel T (1995) Rhenohercynian foldbelt: metamorphic units – structure. In: Dallmeyer RD, Franke W, Weber K (Hrsg) Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe. Springer Verlag, Berlin, S 108–117

Oppel A (1856) Die Juraformen Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands: Nach ihren einzelnen Gliedern eingeteilt u. verglichen. Ebner & Seubert, Stuttgart (857 S.)

Park C, Schmincke H-U (2009) Apokalypse im Rheintal. Spektrum der Wissenschaft, 2009, S 78–87

Patočka F, Kachlík V, Dostal J, Frána J (2003) Granitoid gneisses with relict orbicular metagranitoids from the Varied Group of Southern Bohemian Massif Moldanbicum: protolith derived from melting of Archean crust? J Czech Geol Soc 48:100–101

Paul J, Huckriede H (2004) Riffe, Gips und Erze: Zechstein zwischen Saalfeld und Neustadt/Orla. Schriftenreihe der Dt Ges Geowiss 35:75–91

Pearce JA, Cann JR (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. Earth Planet Sci Lett 19:290–300

Pearce JA (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth CJ, Norry MJ (Hrsg) Continental basalts and mantle Xenoliths, S 230–250

Peryt TM, Geluk MC, Mathiesen A, Paul J, Smith K (2010) Zechstein. In: Doornenbal JC, Stevenson AG (Hrsg) Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area. EAGE Publications b.v., Houten, S 123–147

Petit JR, Jouzel J, Raynaud D, Barkov NI, Barnola J-M, Basile I, Bender M, Chappellaz J, Davis M, Delaygue G, Delmotte M, Kotlyakov VM, Legrand M, Lipenkov VY, Lorius C, Pépin L, Ritz C, Saltzman E, Stievenard M (1999) Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. Nature 399:429–436

Pohl WL (2005) Mineralische und Energie-Rohstoffe. Eine Einführung zur Entstehung und nachhaltigen Nutzung von Lagerstätten. In: Petrascheck W, Petrascheck WE (Hrsg) Lagerstättenlehre. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart (663 S., 1. Aufl. 1950)

Pfaff K, Romer RL, Markl G (2009) U-Pb ages of ferberite, chalcedony, agate, 'U-mica' and pitchblende: constraints on the mineralization history of the Schwarzwald ore district. Europ J Mineral 21:817–836

Pfeiffer L, Suhr P (2008) Tertiärer Vulkanismus. In: Pälchen W, Walter H (Hrsg) Geologie von Sachsen. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, S 486–494

Pfiffner OA (2010) Geologie der Alpen. 2. Aufl. UTB, Stuttgart (359 S.)

Pharaoh TC, Dusar M, Geluk MC, Kockel F, Krawczyk CM, Krzywiec P, Scheck-Wenderoth M, Thybo H, Vejbæk OV, Van Wees JD (2010) Tectonic evolution. In: Doornenbal JC, Stevenson AG (Hrsg) Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area. EAGE Publications b.v., Houten, S 25–57

Plomerová J, Babuška V (2010) Long memory of mantle lithospheric fabric – European LAB constrained from seismic anisotropy. Lithos 120:131–143

Pösges G, Schieber M (1994) Das Rieskrater-Museum Nördlingen. Museumsführer und Empfehlungen zur Gestaltung eines Aufenthalts im Ries. Pfeil-Verlag, München (112 S.)

Putis M, Gawlick H-J, Frisch W, Sulák M (2008) Cretaceous transformation from passive to active continental margin in the Western Carpathians as indicated by the sedimentary record in the Infratatric unit. Int J Earth Sci 97:799–819

Quenstedt FA (1843) Das Flözgebirge Württembergs. Mit besonderer Rücksicht auf den Jura. Laupp & Siebeck Verlag, Tübingen

Quenstedt, F.A. (1846–1849): Petrefactenkunde Deutschlands. Erster Band: Die Cephalopoden. – Fues, Leipzig, Abt. 1 (581 S.)

RAG Anthrazit Ibbenbüren GmbH (2002) Die Ibbenbürener Anthrazit-Lagerstätte. http://www.dsk-anthrazit-ibbenbueren.de/bergwerk/lagerstaette.shtml. Zugegriffen: Mai 2013

Ratschbacher L, Frisch W, Linzer H-G, Merle O (1991) Lateral extrusion in the Eastern Alps, part II: structural analysis. Tectonics 10:257–271

Rauche H (1991) Spätvariszische Kompressionstektonik am Südwestrand der Elbezone. Z geol Wiss 19:463–475

Regionalverband Harz e. V. (2012): Kellwassertal – Das große Massenaussterben. – Schautafel im Geopark Harz, Kellwassertal.

Reinecker J, Schneider G (2002) Zur Neotektonik der Zollernalb: Der Hohenzollerngraben und die Albstadt-Erdbeben. Jahresber Mitt Oberrh Geol Ver 84:391–417

Reitner J (2011) Mass Extinctions, Phanerozoic. In: Encyclopedia of Geobiology. Encyclopedia of Earth Sciences Series., S 543–547

Richter CF (1935) An instrumental earthquake magnitude scale. Bull Seismol Soc Am 25:1–32

Richter F (1999) Elbsandsteingebirge – Landschaft im Meer geboren Geologische Wanderungen, Bd. 2. Sächsisches Druck- und Verlagshaus AG, Dresden (32 S.)

Richter U (2007) Dinosaurier-Freilichtmuseum und Naturdenkmal Saurierfährten Münchehagen. Weserdruckerei, Stolzenau (89 S.)

Röper M, Rothgänger M, Rothgänger K (2000) Die Plattenkalke von Schernfeld (Landkreis Eichstätt). Eichendorf Verlag, Eichendorf (128 S.)

Rössler R, Annacker V, Kretzschmar R, Mehlhorn S (2009) Auf Schatzsuche in Chemnitz – Wissenschaftliche Grabungen 2009. Veröff Museum Naturk Chemnitz 32:25–46

Rötzler J, Romer RL (2010) The Saxon Granulite Massif: a key area for the geodynamic evolution of Variscan central Europe. In: Linnemann U, Romer RL (Hrsg) Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia – From the Cadomian Active Margin of the Variscan Orogen. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, S 233–252

Rothe P (2005) Die Geologie Deutschlands. 48 Landschaften im Portrait. Wiss. Buchges., Darmstadt (240 S.)

Ruchholz K (1983) Bretonischer Blattverschiebungsmechanismus im Harz und seine Bedeutung im Bereich des Rhenischen Troges. Thesen Koll., Zentralinst. Physik der Erde, Potsdam, S 1–8

Ruchholz K (1988) Tiefenbrüche und präorogene Seitenverschiebung im Bau Mitteleuropas. Mitt Ges Geol Wiss 16:30

Ruchholz K (1989) Entwicklung und gerichtete Transformation von oberdevonisch-unterkarbonischer Flyschsedimentation und Olisthostromen im östlichen Rhenoherzynikum (Harz). Z geol Wiss 17:581–588

Sach VJ (1997) Neue Vorkommen von Brockhorizonten in der Oberen Süßwassermolasse von Baden-Württemberg (Deutschland) – Zeugnisse der Rieskatastrophe im Mittelmiozän. N Jb Geol Paläont Abh 205(3):323–337

Sach VJ, Heizmann EPJ (2001) Stratigraphie und Säugetierfaunen der Brackwassermolasse in der Umgebung von Ulm (Südwestdeutschland). Stuttgarter Beitr Naturk, Ser B 310 (95 S.)

Schäfer A, Korsch RJ (1998) Formation and sediment fill of the Saar-Nahe Basin (Permo-Carboniferous, Germany). Z Dt Geol Ges 149:233–269

Schäfer A (2011) Tectonics and sedimentation in the continental strike-slip Saar-Nahe Basin (Carboniferous-Permian, West Germany. Z Dt Ges Geowiss 162:127–155

Scheck-Wenderoth M, Krzywiec P, Zühlke R, Maystrenko Y, Froitzheim N (2008) Permian to Cretaceous tectonics. In: McCann T (Hrsg) Mesozoic and Cenozoic.. The Geology of Central Europe, Bd. 2. The Geological Society, London, S 990–1030

Schlüter T (1990) Baltic amber. In: Briggs DEG, Crowther PR (Hrsg) Palaeobiology – a synthesis. Blackwell, Oxford, S 294–297

Schmid SM, Pfiffner OA, Froitzheim N, Schönborn G, Kissling E (1996) Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. Tectonics 15:1036–1064

Schmid SM, Fügenschuh B, Kissling E, Schuster R (2004) Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. Eclog geol Helv 97:93–117

Schmid SM, Bernoulli D, Fügenschuh B, Matenco L, Schefer S, Schuster R, Tischler M, Ustaszewski K (2008) The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. Swiss J Geosci 101:139–183

Schmidt-Kaler H (2003) Von der Frankenhöhe zum Fränkischen Seenland Wanderungen in die Erdgeschichte, Bd. 14. Pfeil-Verlag, München (128 S.)

Schmidt-Thomé P (1987) Helgoland. Seine Dünen-Insel, die umgebenden Klippen und Meeresgründe. In: Gwinner M (Hrsg) Sammlg. Geol. Führer, Bd. 82. (111 S.)

Schmincke H-U (2008) Volcanism of the East and West Eifel. In: Litt T, Schmincke H-U, Frechen M, Schlüchter, Quaternary, McCann T (Hrsg) Mesozoic and Cenozoic. The Geology of Central Europe, Bd. 2. The Geological Society, London, S 1318–1333

Schmincke H-U (2009) Vulkane der Eifel – Aufbau, Entstehung und heutige Bedeutung. Spektrum Akad. Verlag, Heidelberg (160 S.)

Schmincke H-U (2013) Vulkanismus, 4. Aufl. Wissenschaftliche Buchgesellschaft/Primus-Verlag, Darmstadt (264 S., 1. Auflage 2000)

Schmincke H-U, Mertz DF, Kämpf H, Bräuer K, Hinzen K-G, Ritter J, Walter TR, Wenzel F (2011) Öffentliche Erklärung zu „Aktive Magmatische Prozesse im Untergrund der Eifel?" Eifel-Symposium, Dt. Vulkanolog. Ges. (DVG), Mendig, 15. Januar 2011.

Schreiber U (2006) Die Flucht der Ameisen: eine geokalyptische Vision. Shayol Verlag, Berlin (350 S.)

Schreiner, A. (1977): Tektonische Bewegungen und Entstehung der Landschaft im Tertiär und Quartär. – Erläuterungen Geol. Karte Freiburg i.Br. und Umgebung 1 : 50.000.

Schubert G, Turcotte DL, Olson P (2001) Mantle convection in the earth and planets. Cambridge University Press, Cambridge (941 S.)
Schüring J (2002) Auf dem heißen Stuhl. – Spektrum der Wissenschaft, 2002. www.Spektrum.de. Zugegriffen: 20.02.2013
Schwerdtner G, Anger H, Störr M (2007) Die Kaolinlagerstätten des Kemmlitzer Reviers Bergbaumonographie; Bergbau in Sachsen, Bd. 13. (118 S.)
Sebastian U (2013) Die Geologie des Erzgebirges, 1. Aufl. Springer, Heildelberg, Berlin (268 S.)
Seidel G, Kastner H, Wiefel H, Heuse H, Heuse T, Huckriede H, Katzschmann L, Wucher K (2002) Geologische Übersichtskarte von Thüringen 1:200000, 1. Aufl. Thüringer Landesanstalt für Umwelt und Geologie, Jena
Seifert W, Kämpf H, Wasternack J (2000) Compositional variation in apatite, phlogopite and other accessory minerals of the ultramafic Delitzsch complex, Germany: implication for cooling history of carbonatites. Lithos 53:81–100
Seilacher A (1999) Fossillagerstätten im Muschelkalk. In: Hauschke N, Wilde V (Hrsg) Trias, eine ganze andere Welt: Mitteleuropa im frühen Erdmittelalter. Pfeil-Verlag, München, S 299–308
Sengör AMC (1984) The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia. J Geol Soc London 161:583–592
Sepkoski JJ Jr. (1996) Patterns of Phanerozoic mass extinction: a perspective from global data bases. In: Walliser OH (Hrsg) Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic. Springer, Berlin, S 35–51
Sereno PC (1999) The evolution of dinosaurs. Science 284:2137–2147
Seton M, Gaina C, Müller RD, Heine C (2009) Mid-Cretaceous seafloor spreading pulse: Fact or fiction? Geology 37(8):687–690
Shoemaker EM, Chao ECT (1961) New evidence for the impact origin of the Ries, Basin, Bavaria, Germany. J Geophys Res 66:3371–3378
Skála R, Strnad L, McCammon C, Čada M (2009) Moldavites from the Cheb Basin, Czech Republic. Ceochim Cosmochim Acta 73:1145–1179
Sole RV, Newman M (2002) Extinctions and Biodiversity in the Fossil Record. In: Timmerman P (Hrsg) The Earth system: biological and ecological dimensions of global environment change. Encyclopedia of Global Enviromental Change, Bd. 2. John Wiley & Sons, New York, S 297–391
Sommer M, Katzung G (2004) Abgrenzung, Gliederung und strukturelle Entwicklung des Neoproterozoikums im Schwarzburger Antiklinorium (Thüringisch-Fränkisch-Vogtländisches Schiefergebirge, Saxothuringische Zone). Z Geol Wiss, Berlin 32:191–226
Stackebrandt W (2009) Subglacial channels of Northern Germany – a brief review. Z Dt Ges Geowiss 160:203–210
Stadler G, Teichmüller R (1971) Zusammenfassender Überblick über die Entwicklung des Bramscher Massivs und des Niedersächsischen Tektogens. Fortschr Geol Rheinld u Westf 18:547–564
Stedingk K (2012) Geologie und Erzlagerstätten im Oberharz. Exkursf und Veröfftl D Ges Geowiss 247:9–81
Steinich G (1972) Endogene Tektonik in den Unter-Maastricht-Vorkommen auf Jasmund (Rügen). Geologie 71/72 (207 S.)
Stets J, Schäfer A (2002) Depositional Environments in the Lower Devonian Siliciclastics of the Rhenohercynian Basin (Rheinisches Schiefergebirge, W-Germany). Contrib Sediment Geology 22 (78 S.)
Stets J, Schäfer A (2008) Geologie, Paläogeographie und Beckenanalyse im Rhenoherzynikum am Beispiel des Rheinprofils (Unterdevon, Rheinisches Schiefergebirge). Decheniana, 161: 93–110
Stille H (1925) Rheinische Gebirgsbildung im Kristianiagebiete und in Westdeutschland. Abh Preuß Geol Landesant, NF 95:110–132
Stüwe K (2000) Einführung in die Geodynamik der Lithosphäre – Quantitative Behandlung geowissenschaftlicher Probleme. Springer, Berlin (405 S.)
Sues H-D, Munk W (1996) A remarkable assemblage of terrestrial tetrapods from the Zechstein (Upper Permian: Tatarian) near Korbach (northwestern Hesse). Paläont Zeitschrift 70:213–223
Suess E (1883) Das Antlitz der Erde. Bd. 2. Temsky, Prag & Wien, Freytag, Leipzig (703 S.)
Szulc J (2000) Middle Triassic evolution of the northern Peri-Tethys area as influenced by early opening of the Tethys Ocean. Ann Soc Geol Poloniae 70:1–48
Tackley PJ (2008) Geodynamics: Layer cake or plum pudding? Nature Geoscience 1:157–158
Tait JA, Bachtadse V, Franke W, Soffel HC (1997) Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: palaeomagnetic and geological constraints. Geol Rdsch 86:585–598
Teipel U (2003) Obervendischer und Unterordovizischer Magmatismus im Bayerischen Wald – Geochronologische (SHRIMP), geochemische und isotopengeochemische Untersuchungen an Metamagmatiten aus dem Westteil des Böhmischen Massivs. Münchner Geol Hefte, Reihe A, Allg. Geologie 33 (98 S.)
Teipel U, Eichhorn R, Loth G, Rohrmüller J, Höll R, Kennedy A (2004) U-Pb SHRIMP and Nd isotopic data from the western Bohemian Massif (Bayerischer Wald, Germany): Implications for Upper Vendian and Lower Ordovician magmatism. Int J Earth Sci 93:782–801
Timmermann M (2008) Palaeozoic magmatism. In: McCann T (Hrsg) Precambrian and Paleozoic. The Geology of Central Europe, Bd. 1. The Geological Society, London, S 665–748
Thome K (1990) Inlandeisvorstöße in das Ruhrgebiet (nebst der Entwicklung einer spätglazialen Rheinrinne). In: Schirmer W (Hrsg) Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. Deutsche Quartärvereinigung, Hannover, S 273–292
Thürach, H. (1912): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte des Großherzogtums Baden, Blätter Karlsruhe und Daxlanden Nr. 50 und 51 (Unveränderter Nachdruck als Geol. Kt. 1:25000 Baden-Württemberg, Bl. 6915 Wörth am Rhein und 6916 Karlsruhe-Nord, Stuttgart, 1985.
Tollmann A (1977) Die Zentralalpen. Geologie von Österreich, Bd. I. Deuticke, Wien (XVI + 766 S.)
Torsvik TH, Carlos D, Mosar J, Cocks LRM, Malme TNM (2002) Global reconstructions and North Atlantic paleogegraphy 440 Ma to recent. In: Eide EA (Hrsg) BATLAS – Mid Norway plate reconstructions atlas with global and Atlantic perspectives. Geol. Surv., Norway, S 18–39
Trusheim F (1960) Mechanism of salt migration in northern Germany. Am Ass Petrol Geol, Bull 44:1519–1540
Trusheim F (1971) Zur Bildung der Salzlager im Rotliegenden und Mesozoicum Mitteleuropas. Geol. Jahrb., Bd. Beih. 112., S 1–51
Van Husen D (1987) Die Ostalpen und ihr Vorland in der letzten Eiszeit (Würm) 1:500.000. Geol. Bundesanstalt Österreich, Wien.
Veizer J, Ala D, Azmy K, Bruckschen P, Buhl D, Bruhn F, Carden GAF, Diener A, Ebneth S, Godderis Y, Jasper T, Korte C, Pawellek F, Podlaha O, Strauss H (1999) 87Sr/86Sr, δ13 C and δ18O evolution of Phanerozoic seawater. Chemical Geology 161:59–88
Vejbæk OV, Andersen C, Dusar M, Herngreen GFW, Krabbe H, Leszczyński K, Lott GK, Mutterlose J, Van der Molen AS (2010) Cretaceous. In: Doornenbal JC, Stevenson AG (Hrsg) Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area. EAGE Publications b.v., Houten, S 195–209
Vinken R et al (1988) The Northwest European Tertiary Basin. Geol Jb, A 100 (508 S., Hannover)
Vinx R (2011) Gesteinsbestimmung im Gelände. 3. Aufl. Spektrum Akad. Verlag (480 S.)
Voigt T (2009) Die Lausitz-Riesengebirgs-Antiklinalzone als kreidezeitliche Inversionstruktur: Geologische Hinweise aus den umgebenden Kreidebecken. Z geol Wiss 37:15–39
Voigt T, Wiese F, von Eynatten H, Franzke H-J, Gaupp R (2006) Facies evolution of syntectonic Upper Cretaceous deposits in the Subhercynian Cretaceous basin and adjoining areas (Germany). Z Dt Ges Geowiss 157:203–244
Von Buch L (1822) Ueber Dolomit als Gebirgsart. Abhandl. der Berl. Akad., Berlin
Von Buch L (1839) Über den Jura in Deutschland: eine in der Königlichen Akademie der Wissenschaften am 23. Februar 1837 gelesene Abhandlung. Dümmler, Berlin
Von Eynatten H, Voigt T, Meier A, Franzke H-J, Gaupp R (2008) Provenance of Cretaceous clastics in the Subhercynian Basin: constraints to exhumation of the Harz Mountains and timing of inversion tectonics in Central Europe. Int J Earth Sci 97:1315–1330
Wagner G (1960) Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte mit besonderer Berücksichtigung Süddeutschlands. 3. Aufl. Rau, Öhringen (694 S.)
Wagreich M (2003) Die Etnwicklung des Gosaubeckens während der Kreidezeit. In: Weidinger JT, Lobitzer H, Spitzbart I (Hrsg) Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts. Gmundner Geo-Studien., S 21–28

Walliser OH, Alberti H (1983) Flysch, olistostromes and nappes in the Harz Mountain. In: Martin H, Eder FW (Hrsg) Intracontinental Fold Belt. Springer, Berlin - Heidelberg, S 145–170
Walter H, Schneider JW (2008) Perm – Rotliegend. In: Pälchen W, Walter H (Hrsg) Geologie von Sachsen. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, S 223–257
Walter R (2007) Geologie von Mitteleuropa, 7. Aufl. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart (511 S.)
Walther HW (1986) Federal Republic of Germany. In: Dunning FW, Evans AM (Hrsg) Central Europe. Mineral Deposits of Europe, Bd. 3. Inst. Mining and Metallurgy and Min. Soc., London, S 194–198
Wegener A (1912) Die Entstehung der Kontinente. Geol Rdsch 3:276–292
Wegener A (1915) Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. – Sammlg. Vieweg, Braunschweig (94 S.)
Wegener A (1929) Die Entstehung der Kontinente und Ozeane, 4. Aufl. Vieweg, Braunschweig (231 S.)
Weller H (1991) Facies and development of the Devonian (Givetian/Frasnian) Elbingerode Complex in the Harz area/Germany. Facies 25:1–50
Weller H (2008) Elbingeröder Komplex. In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg) Devon. Stratigraphie von Deutschland, Bd. VIII., Schriftenr. Dt. Ges. Geowiss., 52, S 525–531
Weller H (2012) Eine neue Geologische Karte des Elbingeröder Komplexes/Harz – GK EK 2011. Hallesches Jb, Beih 28:57–59
Wellnhofer, P. (1983): Das Land der Isar im geologischen Blockbild. – In: Frank, H., Jung, G. & Werner, W., Geologie rechts und links der Isar. – In: Plesse, M.-L. (Hrsg.), Die Isar. Ein Lebenslauf. München (24 S.)
Wendt JI, Kröner A, Fiala J, Todt W (1993) Evidence from zircon dating for existence of approximately 2.1 Ga old crystalline basement in southern Bohemia, Czech Republic. Geol Rdsch 82:42–50
Werner AG (1786) Kurze Klassifikation und Beschreibung der verschiedenen Gebirgsarten. Abh Böhm Ges Wiss 2:272–297
Wernicke B (1985) Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. Can J Earth Sci 22:108–125
Wunderlich H-G (1968) Endogene Dynamik Einführung in die Geologie, Bd. 2. BI Hochschultaschenbücher, 341 (197 S.)
Zachos J, Pagani M, Sloan L, Thomas E, Billups K (2001) Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. Science 292:686–693
Zeh A (2005) Exkursionsführer in das Kyffhäuser Kristallin und Ruhlaer Kristallin. – 44 S. http://www.mineralogie.uni-frankfurt.de/fb/fb11/ifg/mineralogie/petrologie-geochemie/mitarbeiter/zeh/downloads/exkursionsfuehrer-highquality.pdf. Zugegriffen: 12/2013
Zeh A, Wunderlich J (2003) Mitteldeutsche Kristallinzone. In: Seidel G (Hrsg) Geologie von Thüringen. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, S 24–51
Ziegler PA (1990) Geological Atlas of Western and Central Europe, 2. Aufl. Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V.. Geol. Soc. Publ. House, Bath (239 S.)
Ziegler PA (1992) European Cenozoic rift system. Tectonophysics 208:91–111
Ziegler PA (1994) Cenozoic rift system of Western and Central Europe: an overview. Geol Mijnbow 73:99–127
Ziegler PA, Cloetingh S, van Wees J-D (1995) Dynamics of intra-plate compressional deformation: The Alpine foreland and other examples. Tectonophysics 252:7–59
Ziegler PA, Dèzes P (2006) Crustal evolution of Western and Central Europe. Mem Geol Soc London 32:43–56
Zirngast M (1991) Die Entwicklungsgeschichte des Salzstocks Gorleben – Ergebnisse einer strukturgeologischen Bearbeitung. Geol Jb, A 132:3–31
Zittel KA (1884) Handbuch der Paläontologie. – Abt. 1 Bd. 2. R. Oldenbourg, München, Leipzig (893 S.)
Zolitschka B, Negendank JFW, Lottermoser BG (1995) Sedimentological proof and dating of the early Holocene volcanic eruption of Ulmener Maar (Vulkaneifel, Germany. Geol Rdsch 84:213–219

Stichwortverzeichnis

$\delta^{18}O$-Kurve 217

A

Aachen 42
Aachener Überschiebung 80
Aare 192
Abkühlungseffekt 72
Abraumhalde 125
Acasta-Gneis 5
Achat 115, 116
Acker-Bruchberg-Zug 83
Adneter Kalk 166
Adriatisch-Apulische Platte 36, 38, 164, 169, 172, 176, 182, 186
Adriatischer Sporn 165
Akkretionskeil 30, 52, 53, 90, 100
Aktiver Kontinentrand 29
Alaunschiefer 88
Albstadt-Scherzone 47
Albtrauf 47
Alkalibasalt 198, 199
Alkalien 15
Alpidisches Gebirge 36, 40
Alpiner Atlantik 166
Alpiner Verrucano 163
Alpine Trias 134, 164
Altmark-Gruppe 111
Altmoränengebiet 220, 223
Ammoniten 20, 135, 141, 151, 157
Amphibolitfazies 17
Anatolische Platte 36
Ancylus-See 232
Andesit 107, 198
Anhydrit 122, 164
Anthrazit 127, 152, 179
Appalachen 34, 62
Archaeopteryx 146
Archaikum 52
Archäologie 7
Ardennen 79
Ardennen-Überschiebung 80
Aride Klimabedingungen 108, 110, 111, 112, 128
Arkose 110, 132
Armorika 34, 38, 65
Armorikanischer Terrankomplex 34, 52, 53, 58, 62, 65, 90, 94, 95, 100
Armorikanisches Massiv 34
Armorikanische Zone 65, 66
Arnstadt-Formation 139
Assyntische Faltung 52
Asteroideneinschlag 208
Asthenosphäre 26, 27, 30
Atlantiköffnung 149
Aufreißbecken 113
Aufrichtungszone 153
Augenstein-Formation 190
Automobil 4
Avalonia 34, 38, 52, 56, 62

B

Badenweiler-Lenzkirch-Zone 97, 99, 100
Baltika 34, 38, 52
Baltischer Eisstausee 232
Baltischer Schild 34, 52
Bänderton 222, 232
Barnim-Becken 105
Barrandium 52, 58, 66
Barriereriff 68
Baruth 205
Basalt 13, 30, 204, 206
Basaltsäule 15
Basanit 199, 202
Bausandstein 139
Bauxit 201
Bavarikum 53, 59, 96
Bayerische Fazies 68, 75, 98
Bayerischer Pfahl 97
Bayerischer Wald 77, 96
Bellerophon-Formation 163
Bergaer Sattel 92
Bergsenkung 49
Bergsträßer Odenwald 90
Bernburg-Formation 131
Bernstein 176
Bernsteinwälder 176
Bims 195
Binnendüne 223, 229
Biostratigraphie 20
Blankenburger Faltenzone 87
Blauschieferfazies 18
Blei-Zink-Vererzung 95, 101
Blockhalde 89
Bodenwöhrer Bucht 180
Bohemikum 66
Böhmerwald 77
Böhmisches Massiv 34, 52, 53, 58, 66, 96, 145
Bohnerz 189, 190
Böllsteiner Odenwald 90
Bonebed 139
Bozener Quarzporphyr 107
Brackwassermolasse 187, 191
Bramscher Pluton 152
Brandenburger Stadium 223, 227
Brandungshohlkehle 190
Braunkohle 127, 176, 177, 225
Briançonnais 162, 167, 172
Brocken-Pluton 88
Brockhorizont 191, 209
Bronzezeit 7
Bryozoen 121
Bückeberg-Formation 149
Bundenbacher Schiefer 68, 80, 143
Bündner Schiefer 162, 166, 167, 168, 172
Bunte Trümmerbrekzie 209
Buntsandstein 130
Burg Hohenzollern 42, 47
Burgundische Pforte 141
Burgundisches Becken 105

C

Calanche 107
Caldera 31
Calvörder-Formation 131
CAMP-Provinz 140
CCD (calcite compensation depth) 166
Cephalopodenkalk 88
Chicxulub 159
Coccolithen 158
Coesit 210
Conodonten 130, 135
Cornberger Sandstein 104
Cornwall 64
Cromer-Komplex 217

D

Dachschiefer 82, 92
Dachsteinkalk Fazies 165
Dachstein-Plattform 164
Dahner Felsenland 131
Dauphinois 162
Deckdiabas 80
Deckentheorie 80
Deckenüberschiebung 169
Dehnungsbruch 46
Dekkan-Trapp 159
Delitzsch-Massiv 205
Dendrochronologie 197
Dent-Blanche-Decke 163, 172
Denudation 182
Detachment 94
Detfurth-Formation 132
Devon 67
Diabas 68, 69, 80
Diamant 210
Diamiktit 58, 224
– glazimarin 58
Diapir 123
Diaplektisches Glas 210
Diatomeen 222
Differentiation 12, 85
Dike 10, 30
Dinantium 72
Dinosaurier 140, 144
Dobra-Orthogneis 52
Dolerit 30
Doline 70, 183
Donau 192
Dropstone 58
Drosendorf-Einheit 53, 96
Druckentlastungsklüfte 97
Drumlin 226
Düne 111
Duppauer Gebirge 204

E

Ebbegebirge 80
Echinodermen 136
Eckergneis 53, 87
Ediacara-Fauna 5
Ediacarium 52
Edukt 16
Eem-Warmzeit 217, 222
Effusivgestein 10
Egergraben 43, 45, 48, 177, 194, 204
Eichsfeld-Altmark-Schwelle 121, 132

Eifel 79, 80, 194
Eifelkalkmulde 81
Eifel-Plume 199
Einbruchskrater 31, 194
Eindampfungsmineral 122
Eisenacher Mulde 117
Eisenerz 86, 145, 151, 152, 201
Eisenoolith 145, 150
Eiskeil 230
Eisleben-Formation 113
Eisstausee 221
Ejektivgestein 10
Eklogit 59, 63, 98, 99, 174
Eklogitfazies 162, 172
Elbe 220
Elbezone 56
Elbingerode 71
Elbingeröder Komplex 71, 86, 88, 89
Elbsandsteingebirge 156
Elster-Kaltzeit 217, 220
Endmoräne 215, 223, 224
Engadiner Fenster 162, 172
Epikontinentalmeer 129, 136, 140, 147, 162, 176, 230
Epizentrum 42
Erdbahnparameter 214, 216
Erdbeben 29, 42, 43, 45, 48, 49
– Basel 43
– Bergbau-induziert 49
– Lissabon 43
– Roermond 45
– Vogtland 48
Erdbebenherd 42, 46
Erde 4
Erde-Mond-System 4
Erdgas 127
Erdgasfalle 125, 128
Erdgasfenster 128
Erdgaslagerstätte 125, 128, 184
Erdgasmuttergestein 126
Erdkern 29
Erdöl 127
Erdölfalle 125, 128
Erdölfenster 126, 128
Erdölförderung 126
Erdöllagerstätte 125, 128, 143, 176, 184
Erdölmuttergestein 126, 128, 143, 184
Erftsprung 45
Erosion 171
Eruption 10
Erzgebirge 57, 65, 77, 94
Essexit 202
Etschtaler Vulkanitkomplex 107, 163
Eulengebirge 95
Europäisches Grabenbruchsystem (ECRIS) 45
Euxinisches Milieu 119, 128, 142, 143, 202
Evaporit 122, 135, 164, 165, 185
Evaporite 112
Ewigkeitskosten 49
Exfoliation 97
Exhumierung 190
– Tauernfenster 190
Expositionsalter 221
Exter-Formation 139
Externsteine 151
Extrusion 190

F

Faille du Midi 80
Faltenmolasse 188
Faltenvergenz 82
Fanglomerat 109, 115, 163
Färöer-Rockall-Becken 110
Feldspatvertreter 15
Felsisches Mineral 11
Feuerstein 116, 158, 220
Feuersteinlinie 220
Fichtelgebirge 65, 77, 96
Fiederspalten 46
Fildergraben 45
Film 5, 7
Findling 224
Fischton 159
Fjord 221
Flechtinger Höhenzug 77, 111
Flexur 188
Flöhazone 57
Flossenbürg 97
Flussspat 101
Flutbasalt 126
Flysch 167, 168, 172, 186
Foide 15
Fotografie 5
Fränkische Linie 98
Freudenstädter Graben 45, 46, 136, 137

G

Gabbro 14, 30
Galizisch-Kastilische Zone 66
Ganggestein 10
Gang-in-Gang-Struktur 30
Gäuland 136
Gebirgsschlag 49
Geiseltal 143, 179
Geode 116, 144, 150
Germanisches Becken 135, 137, 140
Germanische Trias 128, 129, 130, 134, 164
Gezeiten 138
Gföhl-Einheit 96
Gießen-Decke 83
Gießen-Werra-Harz-Decken 64, 78, 83
Gips 122, 164
Gipshut 123
Glas 10
Glaukonit 156
Glaziale Rinne 220
Glaziale Serie 215
Glazialtektonik 157
Gletscherausschürfung 125
Gletschermumie 7
Gletscherschramme 136
Globaler Meeresspiegelanstieg 140
Glückstadt-Graben 111, 123, 132, 135, 137, 145
Gondwana 34, 38, 52, 59, 62, 66, 72, 100, 176
Gosaubecken 169
Gosauschichten 167
Grabenschulter 184
Granit 12, 90, 94, 95, 97, 100, 111, 116, 117
– silurisch/devonisch 100
– variszisch 90, 94, 95, 97, 100, 111, 116, 117
Granodiorit 56, 96
– cadomisch 56, 96
Granulit 63, 93, 162
Granulitfazies 17
Granulitgebirge 65, 77, 93
Graptolithenschiefer 88
Grauer Gneis 94
Graupensandrinne 190, 191
Grauwacke 56, 75, 82, 95, 99, 168
– jungproterozoisch 56, 95, 99
Grauwackenzone 169
Gravitation 138
Greisen 85
Grimmelfinger Schichten 191
Grimmener Wall 126
Gröden-Formation 163
Großenhainer Gneiskomplex 56
Grundmoräne 215, 224
Grünsandstein 156
Grünschieferfazies 17

H

Hadäikum 52
Halbwertszeit 21
Hallescher Vulkanitkomplex 113
Hallstätter Decken 166
Hallstätter Fazies 165
Hangenberg-Ereignis 72
Hangender Stein 47
Harz 53, 62, 64, 83
Harzburger Gabbro-Norit 53, 88
Harzburgit 30, 88
Harz-Decke 88
Harzer Blutstein 68
Harzgeröder Faltenzone 87, 89
Harznordrandstörung 70, 86, 136, 153, 155
Haselgebirge 164
Haslach-Mindel-Komplex 217
Hauptdolomit 165
Hauptgrünsteinzug 80
Hegau 194, 203
Heilbronn-Formation 135
Heißer Fleck 29, 30, 199, 202
Heldburger Gangschar 194, 201
Helgoland 133
Helvetikum 162, 166, 188, 189
Helvetische Decken 172
Herzynische Fazies 67, 80
Herzynische Streichrichtung 62
Herzynkalk 88
Hessische Senke 104, 117, 121, 177, 184, 194, 200, 201
Himalaja 40
Hochdruck-Niedrigtemperatur-Metamorphose 17
Hohenzollerngraben 42, 45, 46, 137
Hoher Meißner 179
Höhle 70, 183
Holstein-Warmzeit 217, 221
Hominidae 5
Homo erectus 5
Horizontalbohrtechnik 126
Hornfels 89
Horn-Graben 111, 132, 135, 145
Hörre-Zug 83
Hüggel 152
Hunsrück 53, 65, 68, 79, 89
Hyaloklastit 30

Hydrolyse 73
Hydrothermale Lösung 80, 82, 85, 88, 95, 101, 116, 119, 152
Hypersaline Ablagerungsbedingungen 135

I

Iapetus-Ozean 34, 38, 52
Ibbenbürener Bergplatte 152
Iberg-Winterberger Riff 88
Ignimbrit 105, 111, 117
Ilfelder Becken 113
Impaktglas 210
Impaktkrater 208, 210
Indenter 172
Inkohlung 76, 127, 177
Instabiles Isotop 23
Insubrische Linie 163
Intramontanes Becken 75, 104, 108, 111
Intrusivgestein 10
Inversionstektonik 152, 153, 156
Isostatischer Ausgleich 113, 119, 169, 170, 173, 174, 230
Ivrea-Zone 162

J

Jena-Formation 135, 136
Judikarien-Linie 163
Jungmoränengebiet 220, 223
Jura 140
Juragebirge 192

K

Kahleberg-Sandstein 87
Kaiserstuhl 185, 194, 202, 230
Kaledoniden 34
Kaledonisches Gebirge 38, 53
Kalisalz 125, 185
Kalium-Argon-Methode 21
Kalkalge 158
Kalkknotenschiefer 81
Kaltzeit 214
Kannibalisierung 188
Kaolin 132, 133
Kaolinit 133
Karbonatit 85, 202
Karbonatplattform 68
Karibik 38
Kaspische See 40
Katzhütte-Komplex 58
Kaverne 125
Kellerwald 79
Kellwasser-Ereignis 71
Keratophyr 68, 80
Keuper 137
Kieselalgen 222
Kieselgur 221, 222
Kieselschiefer 75, 82, 83, 88
Kimbrisches Land 145
Kimmerische Kontinente 165
Kimmerisches Land 129
Kinzigit 99
Kirchberger Schichten 191
Klauskalk 166
Kleiner Thüringer Wald 117
Klifflinie 190
Klimaänderung 73, 140, 159, 217
Klimaschwankung 214
Knüllwald 200
Kohle 76, 115, 117, 127, 139, 152, 167, 178, 179
– Gosau 167
– Karbon 152
– Keuper 139
– limnisch 76, 115
– paralisch 76, 179
– Perm 115, 117
– Tertiär 178
Kohleflöz 75
Kohlendioxidgehalt 72, 128
Kohlenkalkfazies 73, 82
Kohlensäure 73, 183
Kohlenstoffkreislauf 73
Kola-Halbinsel 10
Kollision 172, 176, 188
Kompressionstektonik 153
Konkretion 158
Konstruktive Plattengrenze 28
Kontaktmetamorphose 18
Kontinentale Kruste 28, 29
Kontinentales Tiefbohrprogramm 96
Kontinentverschiebungstheorie 26
Konvektionsströmung 26
Korallen 71
Korallenriff 80
Korbacher Spalte 121
Korsika 107, 163
Kössener Becken 165
Kossmat´sche Gliederung 63
Kraichgau-Senke 104
Kramenzelkalk 81
Kraton 15, 34
Kreide-Tertiär-Grenze 158
Kreidetransgression 156
Kreislauf der Gesteine 10, 16
Kulmfazies 73, 80, 82, 88
Kumulat 85
Künisches Gebirge 96
Kupfererz 119
Kupferschiefer 108, 118, 119, 124, 143
Küstenrückgang 233
Kyffhäuser 65, 77, 91

L

Laacher See 194
Laacher-See-Vulkan 5
Lagergang 10
Lahn-Dill-Gebiet 68, 80, 86, 88
Lakkolith 107
Laterale Extrusion 172
Lateritische Verwitterung 200
Latit 200
Lauenburger Ton 221
Laurentia 34, 38, 52
Laurussia 34, 56, 62, 67, 72, 105
Lausitz 77, 95, 194
Lausitzer Becken 145
Lausitzer Block 56
Lausitzer Revier 177
Lausitzer Überschiebung 157
Lava 10
Lederschiefer 58
Leine-Folge 121
Leinetalgraben 45
Leitfossil 20
Leitgeschiebe 223
Leptinit 99
Lherzolith 30
Lignin 127
Ligurischer Ozean 140, 153
Limburgit 202
Limonit 145, 150
Liquidmagmatische Lagerstätte 85
Lithosphäre 26
Lithosphärenplatte 26, 28, 29, 30, 34
Lithosphärischer Mantel 27
Littorina-Meer 232
Lizard-Ophiolith 62
London-Brabanter Massiv 73, 145
Löss 202, 229
Lösungsverwitterung 183
Lugikum 95
Lunzer Schichten 165
Lydit 75

M

Mäander 86
Maar 15, 196, 198, 199, 201, 203, 204
– Egergraben 204
– Eifel 198, 199
– Messel 201
– Schwäbische Alb 203
Mafit 11
Magma 10
Magmatischer Bogen 89
– Silur-Unterdevon 89
Magmatismus 163
– variszisch 163
Magmatit 10
Magnetostratigraphie 20
Magnitude 45
Magnitudenskala 43
Mainzer Becken 45, 115, 186
Mansfelder Land 108, 113, 120
Manteldiapir 31, 144, 200
Mantelkissen 182
Marine Isotope Stages 217
Massensterben 72, 126, 139, 158, 165
Mauretaniden 62
Meeresmolasse 187
Meeresspiegelhochstand 147, 156
Meeresspiegelschwankung 76, 121, 190, 230
Meerwasser 16
Meißener Pluton 56
Meissner-Formation 135
Melaphyr 113, 115
Melilith 203
Mercalli-Skala 43, 49
Messel 143, 179, 196, 201
Metamorpher Kernkomplex 93
Metamorphit 10, 16
Metamorphose 80, 81, 89, 172
– alpin 172
– anchizonal 89
– grünschieferfaziell 89
– niedriggradig 80, 81

Metamorphosealter 82
Metamorphose-Fazies 17
Metamorphosegrad 16, 82
Metasomatose 86
Meteoritenimpakt 158
Mid-ocean ridge basalt (MORB) 13
Migmatit 100
Migration 126
– Kohlenwassertoffe 126
Milanković-Zyklen 215, 216
Mindel-Kaltzeit 217
Mississippium 73
Mittelalter 5
Mitteldeutsche Kristallinzone 53, 63, 65, 75, 83, 90, 91, 92, 115, 116
Mitteldeutsches Revier 177
Mitteleuropäisches Spannungsfeld 182
Mittelharzer Störungszone 87
Mittelmeer 40
Mittelmeer-Mjösen-Zone 45
Mittelozeanischer Rücken 28
Mittelpaläolithikum 222
Mofette 198, 204
Molasse 75, 79, 82, 88, 92, 108, 109, 113, 115, 117, 167, 176, 184, 186
– alpin 167, 176, 184, 186
– Unterkreide 167
– variszisch 75, 79, 82, 88, 92, 108, 109, 113, 115, 117
Molassebecken 185
Molassesedimente 188
Moldanubikum 34, 59, 66
Moldanubischer Ozean 38, 63, 96, 100, 104
Moldanubische Sutur 36
Moldavit 210
Momenten-Magnitude 43
Mond 4
Monte Cinto 107
Moräne 224
Moravo-Silesikum 64, 77
MORB (mid-ocean ridge) 13
Mount St. Helens 109, 194
Münchberger Gneismasse 66, 67, 68, 96, 98
Münsterländer Kreidebucht 157, 221
Muschelkalk 134
Muskauer Faltenbogen 225

N

Nagelfluh 192
Neotethys 36, 38, 104, 129, 140, 162, 164, 166, 169, 176
Nephelinit 199, 202, 206
Niederrheinische Bucht 45, 178, 184, 200
Niedersächsisches Becken 145, 148, 150, 152
Nordamerikanisch-Grönländische Plattform 34
Nordbadisch-Fränkisches Schiefergebirge 98
Nordchina 38
Norddeutsches Becken 107, 110, 118, 123, 132, 144, 145
Nördliche Kalkalpen 162, 164, 169, 190
Nördliche Phyllitzone 65, 80, 89, 115
Nördlinger Ries 191, 208
Nordpenninischer Ozean 162, 165, 167
Nordschwarzwälder Granitgebiet 99
Nordseegraben 129
Nordsee-Hoch 110
Norika 36, 38, 62, 67
Nunatak 215, 226

O

Oberharzer Wasserregal 89
Oberhofer Mulde 117
Obernkirchener Sandstein 150
Oberpfälzer Wald 59, 96
Oberrheingraben 45, 96, 115, 180, 184, 201, 202
Odenwald 65, 77, 90, 201
Oderbruch 229
Oker-Pluton 88
Old-Red-Fazies 67
Old-Red Kontinent 64
Olisthostrom 74, 87, 89
Ölsand 126
Onstmettingen 42
Oolith 131, 135, 144, 145, 147
Ophiolith 30, 31, 38, 59, 63, 99, 162, 163, 167
– ordovizisch 99
Orogenese 36, 38, 40, 52, 58, 59, 62, 65, 72, 82, 88, 90, 92, 94, 95, 96, 99, 100, 104, 129, 167, 176, 184
– akadisch 62
– alleghenisch 62
– alpidisch 36, 40, 52, 176, 184
– cadomisch 52, 58, 95
– Grenville 38
– jurassisch 167
– kaledonisch 38, 52, 62
– kimmerisch 129
– panafrikanisch 38, 52
– Unterkreide 167
– variszisch 38, 52, 59, 62, 65, 72, 82, 88, 90, 92, 94, 96, 99, 100, 104
Oser 223, 225
Oslo-Graben 107, 110
Osning-Sandstein 151
Osning-Überschiebung 49
Ossa-Morena-Zone 65
Ostalpin 162, 164, 166, 167, 169, 172
Osterzgebirgsgruppe 94
Osteuropäische Plattform 34
Ostharz-Decke 83
Ostsee 230, 232
– Entwicklung 230, 232
Ostseeküste 176, 225
Ötzi 7
Ozeanische Kruste 28, 29
Ozeanisches anoxisches Ereignis 151

P

Paläokarst 71
Paläotethys 104
Paläozän/Eozän-Temperaturmaximum 176
Palynologie 130
Pangäa 36, 38, 62, 72, 104
Pangäa-Zerfall 38, 62, 129, 132, 140, 147, 163, 176
Pannonisches Becken 190
Panthalassa 104
Partnachschichten 165
Passiver Kontinentrand 29, 162, 164
Pegmatit 85
Penninikum 162, 166, 186
Penninische Decken 172
Penninischer Ozean 38, 140, 145, 152, 162, 165, 166, 169, 180, 186
Pennsylvanium 73
Periadriatisches Lineament 163, 169, 172, 190
Peridotit 30
Periglazialgebiet 223, 227
Perm 104
Permafrostboden 230
Perunica 67
Pfahlstörung 97
Phonolith 199
Photosynthese 5
Phreatomagmatische Eruption 15, 195, 196, 201
Piemont-Ligurischer Ozean 165
Piesberg 77, 152
Pillowbasalt 30, 96
Plänerkalk 157
Plattenabriss 100, 104, 169, 172, 174
Plattenbewegung 27
Plattengrenze 28
– destruktiv 28
– konservativ 28
– konstruktiv 28
Plattentektonik 26
Playa 111, 112, 134, 139
Plinianische Eruption 195, 200
Plutonit 10
Pneumatolyse 85
Pneumatolytische Anreicherung 95
Polnischer Trog 110, 123
Pommersches Stadium 223
Pompeckj-Schwelle 150
Porphyr 107, 113
Porphyrische Kupfererzlagerstätte 85
Posidonienschiefer 75, 142
– Jura 142
– Unterjura 75, 142
– Unterkarbon 75
Präkambrium 52
Prasinit 98
Prättigau-Flysch 167
Prignitz-Lausitzer Wall 156
Proterozoikum 52
Proto-Erde 4
Puchkirchen-Trog 190
Pyrenäen-Ozean 153, 166, 167
Pyroklastischer Strom 10, 195

Q

Quecksilber-Erz 116
Quellkuppe 200, 206

R

Radioaktiver Abfall 125
Radioaktiver Zerfall 21
Radioaktives Isotop 21
Radiolarit 30, 75, 166
Radiometrische Altersdatierung 21, 23
Raibler Schichten 165
Raichberg 47
Ramberg-Pluton 88
Rammelsberg 86, 88, 89

Rechnitzer Fenster 162, 172
Regionalmetamorphose 17
Regression 147, 157, 187
Reliefumkehr 47
Reutersche Blöcke 209
Rezat-Altmühl-See 211
Rhein 185, 192, 200
Rhein-Bresse-Transform-Störungszone 45
Rheinisch-Böhmisches Massiv 148, 152
Rheinische Fazies 67
Rheinisches Massiv 145
Rheinisches Revier 177
Rheinisches Schiefergebirge 64, 75, 77, 79, 182, 184, 221
Rheischer Ozean 34, 38, 53, 62, 63, 64, 67, 72, 78, 89, 90, 104, 116
Rheische Sutur 62, 65, 115
Rhenodanubischer Flysch 167, 168, 186, 189
Rhenoherzynikum 34, 64, 68, 78
Rhenoherzynischer Schelf 89
Rhenoherzynisches Becken 67, 68, 73, 80, 88
Rhombenporphyr 107
Rhön 194, 201
Rhyolith 105, 113, 115, 117
Richterskala 43
Riesengebirge 95
Riessee 211
Riftstadium 184
Ringkøbing-Fyn-Hoch 110, 145
Riss-Kaltzeit 217
Rodinia 38, 52
Roermond 42
Rogenstein 131
Rollover-Antiklinale 136
Rosso Ammonitico 166
Roteisenstein 68, 80, 88
Roter Gneis 94
Röt-Formation 134
Rothstein-Formation 53
Rotliegendes 104, 108
Röt-Salinar 134
Rubidium-Strontium-Datierung 21
Rückschreitende Erosion 48
Rüdersdorf 224
Rüdersdorf-Formation 135, 136
Rudisten 121
Rügen 126, 157, 220, 225, 233
Ruhlaer Kristallin 65, 77, 92, 116
Ruhrgebiet 77, 79
Rumburker Granit 56, 95
Rundhöcker 227
Rupelton 179
Rurgraben 45
Russische Tafel 34

S

Saale-Becken 104, 111
Saale-Komplex 217, 221
Saalische Diskordanz 107, 113, 117
Saar-Nahe-Becken 75, 104, 115, 186
Sabkha 139
Sächsische Straße 145
Salinartektonik 123
Salinarzyklus 122
Salzbergwerk Asse 125
Salzdiapir 149, 185, 224
Salzkissen 123, 136, 185
Salzlagerstätte 164
Salzmauer 123
Salzmigration 123
Salzstock 123, 224
Sander 215, 223, 227
Sapropel 142
Satzendmoräne 225
Sauerland 79, 80
Sauerstoffgehalt 5, 77
Saurier 133, 142, 147, 150
Saxothuringikum 34, 53, 65, 90, 92
Saxothuringischer Ozean 63, 67
Schafberg 76, 152
Schalstein 68, 69
Schichtflut 110
Schichtstufe 48
Schichtstufenlandschaft 47, 136, 182
Schiefer 82
Schilfsandstein 139
Schlotbrekzie 203
Schottland 34
Schramberg-Trog 105
Schreibkreide 157
Schwäbische Alb 47
Schwarmbeben 48
Schwarzburger Sattel 53, 57, 92
Schwarzer Raucher 86
Schwarzwald 34, 53, 59, 65, 77, 96, 182
Schwerspat 101
Sedex-Lagerstätte 86
Sedimentäre Lagerstätte 86
Sedimentär-exhalative Lagerstätte 68
Sedimentgestein 5
– Alter 5
Sedimentit 10, 15, 16
– biogen 16
– chemisch 16
Sedimentite 15
– klastisch 15
Seismische Welle 10
Seitenmoräne 224
Seitenverschiebungsstörung 172
Selke-Mulde 83
SEMP-Linie 172
Sequenz 76
Serpentinit 30
Sesia-Decke 163, 172
SHMS-Lagerstätte 86
Siberia 38
Sibirischer Trappbasalt 126
Siebengebirge 200
Silbererz 95, 101
Silesium 73
Silikat 11
Silikatverwitterung 72, 73, 108
Sill 10
Solifluktionserde 230
Solling-Formation 133
Solnhofener Plattenkalk 146
Sonneneinstrahlungsintensität 216
Spannung 29
Speichergestein 126
Spessart 65, 77, 91
Spreewald 229
Spreizungsrate 147
Spreizungszentrum 29
Sprendlinger Horst 91, 115, 201
Spurenfossilien 133
Stassfurt-Folge 121, 126
Stauchendmoräne 225
Staukuppe 200
Stavelot-Venn-Sattel 56, 80
Steinheimer Becken 191, 208, 211
Steinheimer Schneckensande 212
Steinkohle 127
Steinkohlenrevier 75
Steinmeteorit 208
Steinring 230
Steinsalz 125, 164
Steinzeit 7
Stishovit 210
Stolpener Burgberg 206
Strahlenkalke 211
Strahlenkegel 211
Strandhaken 232
Stromatolith 131
Stromatoporen 71, 80, 81
Stubensandstein 139
Sturmereignis 136
Subduktion 166, 169, 174
Subduktionserosion 171
Subduktionszone 28, 29
Subherzynes Becken 125, 131, 153
Subrosionssenke 125
Subsidenz 104, 107, 111, 118, 129, 162
– thermisch 107, 111, 118, 129
Subvariszische Saumsenke 64, 72, 79
Südalpin 162, 166, 167
Südböhmischer Batholith 97
Sudeten 77
Sudetische Phase 92
Sudetisches Becken 105
Südharz-Mulde 83
Südniedersächsisches Becken 45
Südpenninischer Ozean 162, 165, 167
Südportugiesische Zone 64
Südschwarzwälder Granit-Gneiskomplex 99, 100
Suevit 210
Sulfiderz-Lagerstätte 86
Supervulkan 31
Süßwassermolasse 187, 209
Suttroper Quarz 82
Suturlinie 34, 62, 89, 97
Suturzone 100
Svetlik-Orthogneis 52

T

Tal 86, 133
– antezedent 86
– Durchbruch 133
Tambach-Formation 117
TAS-Diagramm 15
Tauernfenster 162, 166, 172
Taunus 65, 68, 79, 89
Taunusquarzit 80
Tektit 210
Tempestit 136
Tentakuliten 71
Tephra 195
Tephrit 199, 202
Teplá-Barrandium 58, 66, 94
Terran 34
Teutoburger Wald 221

Theia 4
Theralit 202
Tholeiit 13, 115
Tholey 13, 115
Thüringer Wald 77, 116
Thüringische Fazies 58, 68, 75, 96, 98
Thüringische Senke 121
Thüringisch-Vogtländisches Schiefergebirge 53, 65, 77, 92, 95
Tiefseeebene 29
Tiefste Bohrung 10
Till 224
Tillit 58, 121, 224
Tonale-Linie 163
Tonalit 169, 174
Torf 76
Torgau-Doberluger Antiklinorium 53
Tornquist-Ozean 34, 38, 52
Tornquist-Teisseyre-Zone 34, 53, 110
Toteisblock 223, 226, 227
Trachyt 107, 198, 200
Transeuropäische Suturzone 34
Transformstörung 28, 38
Transgression 76, 147, 152, 187
Transtensionsbecken 148, 152
Trass 195
Travertin 183
Treibhauseffekt 108, 151
Trias 128
Trilobit 82
Trochitenkalk-Formation 135
Trockenriss 132
Trondhjemit 100
Tropfstein 183
Tropischer Kegelkarst 71, 147
Tropischer Regenwald 109
Trübestrom 168
Trümmereisenerz 150
Tsunami 43
Tunneltal 220
Turbidit 74, 167, 168

U

Übergangsstockwerk 88, 113
Überschiebungsfront 188
Ukrainischer Schild 34
Ultrahelvetikum 162
Umpolung des Erdmagnetfeldes 20
Universum 4
Unterelbe-Trog 123
Uracher Tuffschlote 194, 203
Uran-Blei-Datierung 22
Uranerz 95, 116
Urpferdchen 202
Urstromtal 215, 220, 222, 223, 227
Usedom 126
U-Tal 221

V

Valais-Ozean 153, 165
Variszide 34, 62, 63
– Faltungs- und Überschiebungsgürtel 62
– Interniden 62
Variszisches Gebirge 34, 36, 38, 52, 63, 72, 104, 107, 110
Vereisung 38, 58, 62, 72, 76, 108, 121, 129, 147, 176, 190, 192, 214
– Antarktis 190
– Jura 147
– Karbon-Perm 38, 72, 76, 108, 121, 129
– Ordovizium 38, 58, 62
– Quartär 176, 192, 214
Vereisungsspuren 26
Vererzung 82, 89
Verkarstung 70, 147, 152, 157, 182, 183
– Jura 147
– Kreide 152
Versteinerter Wald 109
Verzweigtes Flusssystem 229
VHMS-Lagerstätte 68, 86
Vikinggraben 144, 176
Vindelizisches Land 132, 144
Vögel 134
Vogelsberg 194, 200
Vogesen 34, 65, 96, 182
Vogtländer Mulde 92
Volpriehausen-Formation 132
Vorlandbecken 186
– alpin 186
Vorlandmolasse 64
Vulkanischer Bogen 90, 92
– variszisch 90, 92
Vulkanismus 105, 176, 190
– alpin 190
– kontinental 105
– Tertiär 176
Vulkanite 10
– Asche 10
– Bomben 10

W

Wachstumsring 23
Wackersdorfer Revier 180
Wadi 111
Warburg-Formation 135
Wärmeleitfähigkeit 26
Warmzeit 214
Wartenstein-Gneis 56, 80
Warven 23, 220
Wealden 149
Weichsel-Kaltzeit 223
Werfener Schichten 164
Werra-Folge 120
Westalpen 172, 190
Westerwald 79, 194, 200
Westsudeten 95
Wetterstein-Plattform 164
Wiehengebirge 221
Wildflysch 75
Wilson-Zyklus 31, 104, 169, 180
Wippraer Zone 65, 89
Wissenbacher Schiefer 68, 87
Würm-Kaltzeit 217
Wüste 109, 130
Wutach 192

Y

Yellowstone 31
Yoldia-Meer 232

Z

Zählexperiment 4
Zechstein 118
Zeisigwaldvulkan 109
Zeiträume 4
Zeitzeugen 4
Zentralatlantik 38, 140
Zentraleuropäisches Becken 95, 110, 118, 129
Zentralgraben 144
Zentralmassiv 34, 66
Zentralschwarzwälder Gneiskomplex 99
Zentrifugalkraft 138
Zeolithfazies 89
Zerfallsprodukt 23
Zeugenberg 47, 48
Zinnerzlagerstätte 95
Zirkon 52, 53, 59, 87
– Alter 52
– detritisch 53, 87
– reliktisch 59
Zittauer Gebirge 205
Zlambachschichten 165
Zone von Erbendorf-Vohenstrauß 96
Zyklen 120
– Zechstein 120
Zyklothem 76