

akzent

Horst Rast

Aus dem Tagebuch der Erde



Horst Rast

**Aus dem Tagebuch
der Erde**

Urania-Verlag Leipzig Jena Berlin

Autor: Dr. Horst Rast,
Karl-Marx-Universität, Leipzig

Die Illustrationen schufen Adelhelm Dietzel
und Hans-Jürgen Ehricht

*Fotonachweis: Dr. P. Bankwitz: Abb. 7; H. Einert: Abb. 21, 44;
G. Ginzel: Abb. 22; M. Ittenbach: 52; Dr. K. B. Jubitz: Abb. 33;
Prof. Dr. H. Kliewe: Abb. 8; G. Linde: 39, 46; Dr. G. Mann: Abb. 1;
R. Rössing: Abb. 12, 40, 53*

Alle übrigen Fotos stammen vom Autor

1. Auflage 1974

1.–20. Tausend. Alle Rechte vorbehalten

© Urania-Verlag, Leipzig/Jena/Berlin,

Verlag für populärwissenschaftliche Literatur, 1974

VLN 212–475/18/74 LSV 1409

Lektoren: C. Köhler/A. Heybey

Umschlagreihenentwurf: Helmut Selle

Typografie: Hans-Jörg Sittauer

Printed in the German Democratic Republic

Gesamtherstellung: GG Interdruck, Leipzig

Best.-Nr.: 653 326 7

EVP 4,50

Inhalt

Vorwort

Aus der Erdfrühzeit

Das Sternzeitalter der Erde 12

Die Urzeit der Erde 16

Zeugnisse längst vergangener Gebirge 17

Gebirge, Wüsten und Gletscher schon in Ureuropa 21

Auf der Spur des frühesten Lebens 24

Aus dem Erdaltertum

Die altzeitliche Meeresherrschaft 28

Das Kaledonische Gebirge 36

Der Old-Red-Kontinent 37

Das Meer der Devonzeit 39

Das Variskische Gebirge 43

Die Steinkohlenwälder Mitteleuropas 48

Die spätkarbonisch-permische Trockenzeit 51

Vom Stockwerksbau Mitteleuropas 58

Aus dem Erdmittelalter

Buntsandsteinwüste, Muschelkalkmeer
und Keupersümpfe 61

Die hohe Zeit der Saurier 73

Einst gab es keinen Atlantik 87

Aus der Erdneuzeit

Die Neuzeit der Erdgeschichte beginnt 91

In den Braunkohlenwäldern 100

Die große quartäre Eiszeit 105

Die Ursachen der Eiszeit 114

Es wird Gegenwart 119

Wie alt ist ein Gestein? 124

Vorwort

Untrennbar ist die Existenz des Menschen mit der Erde verbunden, die ihm Nahrung und Kleidung bietet, der er mineralische Rohstoffe und Wasser entnimmt – Dinge, ohne die er nicht leben könnte. Obwohl der Mensch, verglichen mit der Geschichte der Erde, erst in deren letztem Entwicklungsabschnitt erscheint, hat er sich in ständigem Ringen mit seiner Umwelt nicht nur zu ihrem Beherrscher aufgeschwungen, sondern dank seiner im Laufe der Zeit erworbenen Fähigkeit, seine Umwelt wissenschaftlich zu durchdringen, auch wesentliches in der Erforschung der Geschichte seines Heimatplaneten geleistet.

Lange Zeit häufte man nur Fakten an, die oftmals falsch gedeutet oder gar wieder vergessen wurden. Erst in der zweiten Hälfte des 18. Jahrhunderts entstand die Geologie in engem Zusammenhang mit der Entwicklung der materiellen Produktion als Wissenschaft. Immer tiefer drang man in die Geschichte unseres Planeten ein, immer genauer lernte man die einzelnen erdgeschichtlichen Abschnitte kennen. Heute bietet uns die Geologie nicht nur ein großartiges Bild vom Werden und Vergehen der Gebirge, Meere, Wüsten und Sümpfe, sondern auch von der Entstehung des Lebens auf der Erde bis hin zu unserer eigenen Entwicklung. Damit leistet die Geologie einen bedeutsamen Beitrag im Kampf um ein wissenschaftliches Weltbild.

Die explosive Entwicklung der Wissenschaft und Technik in unseren Tagen zwingt den Blick in die Zukunft, und es mag zuweilen die Frage entstehen, welchen Nutzen das Studium der Vergangenheit unseres Planeten noch



Abb. 1. Blick aus der Gegend von Au über die Ötztaler Ache auf Hauer-, Hauersee-, Reiser- und Luibiskogel (Geigenkamm). Das aus hochmetamorphen Sedimentgesteinen bestehende Gebirgsmassiv gehört der »Ötztaler Decke« an, einem großen hochostalpinen Deckenkomplex, der weit von Süden her auf andere Gesteinsdecken der Alpen überschoben worden ist. Verwitterung und Erosion haben darin eindrucksvolle Landschaftsbilder geschaffen (s. S. 98).

bringen könnte. Eine kurze treffende Antwort darauf hat der Geologe K. v. Bülow gegeben, indem er sagte: »In der praktischen Anwendung trägt die historisch forschende Geologie ihre Früchte, die geeignet sind, die Mühseligkeiten der menschlichen Existenz zu erleichtern«. Denn auch in unserer Zeit ist der Mensch gezwungen, ständig nach neuen Rohstoffquellen zu suchen, um seine ständig wachsenden Bedürfnisse befriedigen zu können. Dazu muß er aber z. B. wissen, wann, wo und unter welchen Umständen sich nutzbare Bodenschätze gebildet haben.

Das aber und viele andere wichtige Erkenntnisse vermittelt ihm das Studium der Erdgeschichte.

Jahrmilliardenlang ist sie — wie es unser Buch schildert — ohne Zutun des Menschen abgelaufen. Jahrmilliardenlang bildete sich das Antlitz der Erde in ständigem Kampf der aus dem Erdinnern und der von außen her wirkenden geologischen Kräfte heraus. Vulkanismus, Erdbeben, Wasser, Eis und Wind wirkten allein fast bis zur Gegenwart, in der der Mensch nunmehr begonnen hat, in zunehmendem Maße in das geologische Geschehen einzugreifen und selbst zur geologischen Kraft geworden ist, ebenbürtig den natürlich wirkenden Kräften.

Indem der Mensch die Schätze, die ihm die Erde bietet, immer umfassender nutzt, indem er zur Gewinnung von Erzen, Energieträgern und Baumaterialien gewaltige Tagebaue und Schächte anlegt oder ganze Berge aus mineralischen Rohstoffen in kürzester Frist — in wenigen Jahrzehnten oder gar Jahren — abträgt, geht seine Leistungsfähigkeit schon wesentlich über das hinaus, was Verwitterung, Schwerkraft, Wasser, Eis und Wind an Abtragungsarbeit im gleichen Zeitraum zu leisten vermögen.

Andererseits aber häuft er gewaltige Mengen von anthropogenen Ablagerungen an, die ohne sein Zutun niemals entstünden. Das sind nicht nur umgelagerte natürliche mineralische Substanzen, wie die gewaltigen Abraumberge, die beim Bergbau anfallen und das Gesicht mancher Landschaften völlig verändern, sondern vor allem die sich ständig vergrößernden Mengen an Müll und verschiedenartigsten Abfallprodukten menschlicher Siedlungen und Industrieeinrichtungen. Nicht minder umfangreich sind die Einwirkungen auf die irdische Atmosphäre, die Lufthülle unserer Erde, deren chemisches Gleichgewicht verändert wird. Der Mensch greift ebenso einschneidend in den natürlichen Wasserkreislauf ein.

Er verändert den Lauf und die Richtung der Flüsse, legt Stauseen an, bewässert Steppen und Wüsten, um landwirtschaftlich nutzbare Flächen zu gewinnen, legt ausgedehnte Sümpfe trocken und ringt dem Meer große Streifen Landes ab.

Diese und viele andere technischen Großleistungen



Abb. 2. Blick auf den Stausee der Hohenwarthe-Talsperre an der oberen Saale

rufen entscheidende Veränderungen des geologischen Milieus hervor. Werden die komplexen Auswirkungen und Folgeerscheinungen derartiger Veränderungen nicht mit hohem gesellschaftlichen Verantwortungsbewußtsein erforscht und prognostisch erfaßt, dann können sie zu unübersehbaren und nachträglich oft nicht oder nur schwer korrigierbaren Schäden für ganze Landschaften und deren Bewohner führen.

Diese Erkenntnis ist nicht neu, und bereits vor mehr als hundert Jahren (1868) formulierte Karl Marx sehr treffend, daß »die Kultur, wenn naturwüchsig voranschreitend und nicht bewußt beherrscht... Wüsten hinter sich zurückläßt«.

Dieses Problem ist in der unmittelbaren erdgeschichtlichen Gegenwart hochaktuell geworden. Gab es

bisher noch immer Möglichkeiten, zur Beschaffung lebenswichtiger Rohstoffe oder zur Beseitigung von Abfallprodukten wenig oder nicht erschlossene Gebiete einzubeziehen, so werden inzwischen alle dem Menschen zugänglichen Sphären derart intensiv genutzt, daß der menschlichen Gesellschaft völlig neue Aufgaben entstehen. Sie müssen darauf gerichtet sein, ihren Heimatplaneten wohnlich und für ihren Fortbestand nutzbar zu erhalten. Die in jüngster Zeit eingeleiteten Anstrengungen in aller Welt, die Einwirkungen des Menschen auf seine Umwelt zu untersuchen und unter Kontrolle zu bekommen, mit dem Ziel, Schäden seines Lebensraumes zu vermeiden, werden zu einer der vornehmsten Aufgaben der menschlichen Gesellschaft.

Bücher, in denen die Geschichte der Erde betrachtet wird, enden – wie das nicht anders sein kann – mit der erdgeschichtlichen Gegenwart. Damit ist aber kein Schlußstrich gezogen, denn die Erde entwickelt sich unaufhaltsam weiter. Doch schon jetzt ist offensichtlich, daß mit dem Eingreifen des Menschen in das geologische Kräftespiel ein neues Kapitel im »Tagebuch der Erde« beginnt, das von einer völlig neuen Qualität des geologischen Geschehens berichten wird. Es ist das Anliegen unseres Buches, eine Rückschau über die Entwicklung unseres Heimatplaneten bis zum Beginn dieses neuen Entwicklungsabschnittes zu halten.

Aus der Erdfrühzeit

Das Sternzeitalter der Erde

Die ersten Seiten im Tagebuch unseres Heimatplaneten gleichen kümmerlichen Fragmenten alter Handschriften, und es gehört viel Mühe dazu, ihren Sinn zu erfassen. Antworten auf die Frage nach Herkunft und frühester Entwicklung der Erde haben deshalb auch heute noch weitgehend hypothetischen Charakter. Nach den bisherigen Erkenntnissen kann man sich die Entstehung der Erde etwa folgendermaßen vorstellen: Aus einer riesigen rotierenden Wolke interstellarer Materie – Gas und kosmischer Staub – entstand vor rund fünf Milliarden Jahren unser Sonnensystem. Gas und Staub verdichteten sich immer mehr. Die Konzentration im Zentrum dieses rotierenden Systems bewirkte dort eine »innere Aufheizung«, wobei sich die »Ursonne« bildete. In den äußeren Bereichen der sich durch zunehmende Rotation scheibenförmig abplattenden Gaswolke wuchs die Fliehkraft so stark an, daß Materie abströmte. Diese entführte der Ursonne einen wesentlichen Teil des Drehimpulses und begleitete sie in einiger Entfernung. Schließlich bildeten sich kleine feste sphärische Körper, die sogenannten Chondren, die sich miteinander vereinigten. Größere Massen zogen die kleineren an. Es entstanden die »Protoplaneten«, unter denen sich auch die Protoerde befand. Unser zunächst auf »kaltem Wege« entstandener Planet wurde dann durch die bei der weiteren Zusammenballung frei werdende Energie und den Zerfall radioaktiver Isotope bis zu einem glühend-flüssigen Zustand aufgeheizt. Die sich bildende silikatische »Haut« wurde

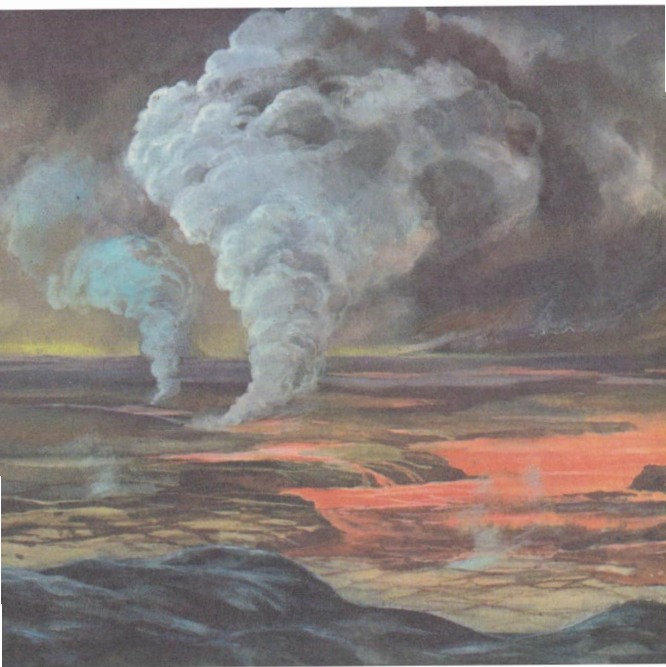
immer wieder durch das aus dem Erdinnern empordringende schmelzflüssige Material aufgebrochen (s. Abb. 3). Stellenweise verdickte sich schließlich die äußere Schicht zu Krustenschollen, zwischen denen überquellende Lava glühende Seen bildete. Die Aufheizungs- und Aufschmelzungsvorgänge entgasten nach und nach den sich vom Erdkern sondernden Erdmantel, der dadurch in dicke Wolken von Stickstoff, Kohlendioxid, Wasserdampf, Ammoniak und Schwefelwasserstoff gehüllt war. Zunächst bewirkten diese Vorgänge nur eine recht unvollkommene, später dann eine ausgeprägtere Stofftrennung. Dabei schied sich über dem Erdmantel eine zunehmend mächtiger werdende Erdkruste ab. Ihr tieferer Teil, in dem sich schwere Silikate, vor allem des Eisens, Magnesiums und Kalziums, anreicherten, nahm einen basaltischen Charakter an. Darüber, als äußere Kruste, sammelten sich leichtere Aluminiumsilikate an. Mit dieser Krustenbildung entstand eine in zunehmendem Maße isolierende Schicht, die ein weiteres Abströmen der inneren Wärme stark einschränkte. Diese »heiße« Phase der Erde fand vor etwa vier Milliarden Jahren ihr Ende. Die Krustenbildung selbst aber geht – wenn auch wesentlich weniger intensiv – noch gegenwärtig vor sich. Davon zeugen Vulkanismus, Gasaushauchungen, Erdbeben und Krustenbewegungen, verbunden mit Metamorphosen (Stoffumwandlungen) und Stoffsonderungen in größerer Tiefe.

Mit dem Ende der »heißen« Phase begann die Atmosphäre sich abzukühlen, so daß Wasser kondensieren konnte. Anfangs verdampften die Wassertropfen jedoch, ehe sie die hochtemperierte Erdoberfläche erreichten. Später begann Regen zu fallen. Da die Abkühlung der Erde weiter voranschritt, ergossen sich schließlich mächtige Wasserfluten auf den ausgedörrten Boden und entfalteten eine gewaltige Erosionskraft. Die Hohlformen der Erdoberfläche füllten sich mit Wasser. Damit entstand die Hydrosphäre, die Grundlage für die Entwicklung des Lebens. Sicherlich waren die ersten Meere sehr flach, dafür aber wesentlich ausgedehnter als in späteren Zeiten.

Der Zustrom interplanetarer Materie, der seinen sichtbarsten Ausdruck in Meteoritenaufschlägen fand, dürfte

noch lange Zeit angehalten haben, wenn er auch – entsprechend dem geringer werdenden Vorrat – ständig abnahm. Die Aufschläge verursachten ähnliche Krater- bzw. Ringstrukturen, wie wir sie auch vom Mond oder vom Mars her kennen. Es ist jedoch nicht sehr wahrscheinlich, daß die Erde in einem ihrer Frühstadien ein dem Mond direkt vergleichbares Bild geboten hat, denn beim Mond sind wegen der fehlenden Luft- und Wasserhülle (Atmosphäre und Hydrosphäre) die in frühesten Phasen

Abb. 3. So könnte die Erdoberfläche vor etwa vier Milliarden Jahren ausgesehen haben



geschaffenen Zustände weitgehend erhalten geblieben. Die Erdoberfläche dagegen ist seit Bildung der Atmosphäre und der Hydrosphäre einer ständigen Umgestaltung durch die von außen her (exogen) wirkenden Kräfte der Verwitterung, Abtragung und Materialverlagerung wie Wasser, Eis, Wind und Schwerkraft ausgesetzt, so daß ständig ältere Oberflächenformen ausgelöscht wurden. Dennoch hat das genauere Studium der kontinentalen Erdkruste Spuren alter und ältester großer Meteoriteneinschläge



nachgewiesen. Vereinzelt noch formenkräftige Meteoritenkrater — besonders eindrucksvoll der oft abgebildete Arizonakrater — zeigen, daß sich solche Prozesse, wenn auch selten, bis in die erdgeschichtliche Gegenwart hinein vollziehen.

Die Urzeit der Erde

Das Präkambrium umfaßt den gesamten Entwicklungsabschnitt, den man im allgemeinen mit der Bildung der festen Erdkruste beginnen und mit dem Kambrium enden läßt. Aus dieser Urzeit der Erde stammen die mächtigen, meist kristallinen Gesteinsverbände unterhalb der kambrischen Schichten. Sie sind arm an Überresten vorzeitlicher Organismen, an Fossilien. In älteren Lehrbüchern räumte man diesen Serien auf den sonst schon erstaunlich detaillierten erdgeschichtlichen Zeittafeln zu Unrecht eine kümmerliche Spalte am unteren Rande ein. Heute wissen wir, daß die Erdurzeit sechs- bis achtmal so lange währte wie der gesamte vom Kambrium bis in die Gegenwart reichende Abschnitt der Erdgeschichte (s. Abb. 4). Mit modernen Forschungsmethoden ist es zwar gelungen, auch in die Tiefen der erdgeschichtlichen Entwicklung vorzudringen; doch vieles ist noch ungeklärt.

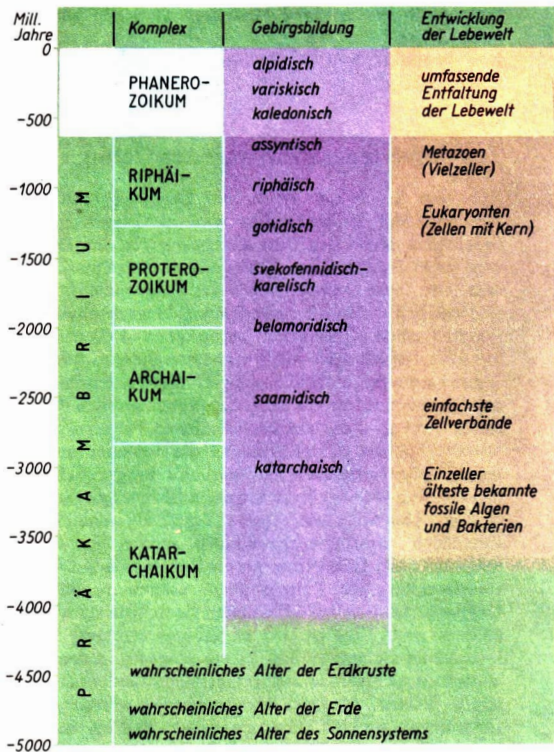
So läßt sich vorerst kaum Sicheres beispielweise über die damalige Verteilung von Land und Meer aussagen. Die ältesten aus präkambrischen Gesteinen bestehenden Teile der Erdkruste trifft man in den zentralen Bereichen der Kontinente an. Um diese Kontinentalkerne gruppierten sich meist jüngere »Baueinheiten«, die als Faltengebirgssysteme den älteren angegliedert wurden und mit ihnen »verschweißten«.

Während sich auf der Nordhalbkugel bereits einzelne Kontinente abzeichneten, scheint auf der Südhalbkugel zunächst noch eine große Landmasse bestanden zu haben, die erst im Erdmittelalter aufbrach und in Einzelteile zerfiel, in die Kernbereiche der heutigen Südkontinente Südamerika, Afrika, Indien, Australien und Antarktika (s. Abb. 5). Unsere gegenwärtigen Kenntnisse, nach denen die Kontinente und mit ihnen größere Schollen der Erdkruste

horizontale Bewegungen ausführen (s. S. 87), gestatten noch keine sicheren Schlüsse über die Lage der Kontinentalkerne in den frühesten Abschnitten der Erdgeschichte.

Zeugnisse längst vergangener Gebirge

Der vom Kambrium bis in die Gegenwart reichende Abschnitt der Erdgeschichte wird als Phanerozoikum bezeichnet. Nach den Entwicklungsphasen der Tierwelt wird es in Paläozoikum, Mesozoikum und Känozoikum unterteilt. Diese Gruppen wiederum werden mit Hilfe von Leitfossilien – den für einen Entwicklungsabschnitt charakteristischen Überresten organischen Lebens – in Systeme, Abteilungen und Stufen untergliedert. Auf diese Weise vermochte die Paläontologie – die Wissenschaft von den Organismen, die vor der jetzigen geologischen Periode gelebt haben –, die erdgeschichtlichen Prozesse einzuordnen. Für die Schichtenfolgen des Präkambriums, in denen Lebensanzeichen nur spärlich oder gar nicht vorhanden sind, versagt jedoch diese paläontologische Gliederung. Um in diese Tiefen der Erdgeschichte systematisch vordringen zu können, mußte eine andere Methodik der Gliederung geschaffen werden. Die Gesteinskundler, die Petrographen, erkannten, daß das Urgebirge trotz seines kristallinen Gesteinsbestandes gar nicht so einheitlich ist, wie es anfangs erschien. Neben kristallinen Schiefern und in sie eingedrungenen magmatischen (schmelzflüssigen) Gesteinen fanden sich hier und da Partien, die trotz ihres mehr oder weniger hohen Umwandlungsgrades erkennen ließen, daß sie aus Ablagerungen, aus Sedimenten, hervorgegangen sind. Auf diesem Wissen aufbauend, gelang es schon 1863 dem kanadischen Geologen W. E. Logan, dem »Pionier der präkambrischen Geologie«, das Grundgebirge Kanadas in mehrere Etagen zu gliedern, die durch sogenannte Diskordanzen – Flächen, an denen sich die Lagerungsverhältnisse ändern – voneinander getrennt sind. Der Mineralbestand des tiefsten Stockwerks ist durch Druck- und Temperaturbeanspruchung stark umgewandelt und



intensiv verfaltet bzw. verknetet worden. Die darüber folgende Etage zeigt einen geringeren Umwandlungsgrad und eine weniger intensive Verfaltung. Am schwächsten war das oberste Stockwerk beansprucht worden. An der Basis der Stockwerke fanden sich jeweils Konglomerate, Gesteine aus zusammengebackenen einstigen Geröllen.

Logan leitete daraus folgenden Schluß ab: Nachdem sich

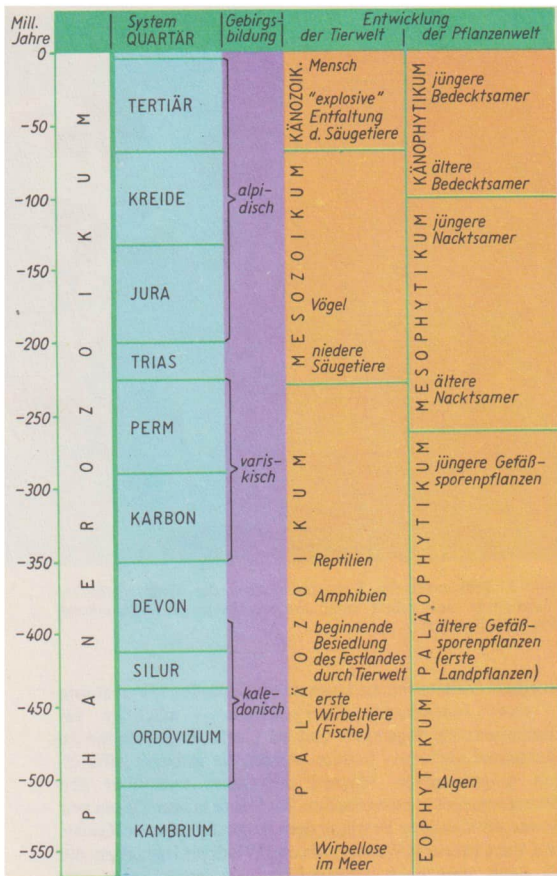


Abb.4. Zeitliche Folge und Alter der erdgeschichtlichen Abschnitte



Abb. 5. Präkambrische Kontinentalkerne der Erde (nicht berücksichtigt sind später unter den Meeresspiegel abgesunkene, wie z. B. Barentsia)

in einem frühzeitlichen, langsam absinkenden Meeresraum – einer sogenannten Geosynklinale – mächtige Sedimentmassen abgelagert und im Laufe langer Zeiten zu Gesteinen verfestigt hatten, wurden sie intensiv gefaltet, mit magmatischen Massen durchsetzt und über den Meeresspiegel hinausgehoben. Im Laufe langer Zeiten war das so entstandene Festland dem Angriff exogener Kräfte, wie Verwitterung, Wasser, Eis und Wind, preisgegeben, die es nach und nach einrumpften. Da noch keine Vegetationsdecke das Land schützte, dürften diese Vorgänge in so frühen Abschnitten der Erdgeschichte wohl heftiger abgelaufen sein als später. Allmählich sank dann das so

engerumpfte Festland wieder ab, erneut drang das Meer darüber hinweg, schob die Brandungszone langsam landeinwärts vor und breitete eine Geröllschicht aus. Wieder wurden Sedimentmassen angehäuft, und die Entwicklung wiederholte sich. Im Fortgang dieser Prozesse entstand ein Stockwerk nach dem anderen. Jede folgende Etage liegt dem gefalteten und eingerumpften älteren Stockwerk diskordant auf. Der Begriff Diskordanz kennzeichnet damit nicht nur die ungleichförmige Auflagerung, sondern zugleich einen durch eine oft erhebliche Schichtlücke angedeuteten Zeitraum, der vom Beginn der Abtragung des gefalteten und herausgehobenen Krustenstückes bis zur Auflagerung der neuen Sedimentfolge reicht und dessen Dauer sich meist schwer abschätzen läßt.

Mit dieser Untersuchungsmethode war der Forschung ein Mittel in die Hand gegeben, alte Gesteinsverbände ohne Fossilien zu gliedern. Moderne Methoden der physikalischen Altersbestimmung haben es ermöglicht, auch das absolute Alter der einzelnen Stockwerke und der durch Diskordanzen ausgedrückten Ereignisse zu ermitteln. Mit dieser Problematik befassen wir uns ausführlich in dem Abschnitt »Wie alt ist ein Gestein?« (S. 124).

Gebirge, Wüsten und Gletscher schon in Ureuropa

Was Logan im Bereich des Kanadischen Schildes erkannte, stellten die Geologen bald auch in jenen Teilen anderer Kontinente fest, in denen altes kristallines Grundgebirge frei liegt. So ließ die geologische Untersuchung des finnisch-skandinavischen Grundgebirges eine ganze Anzahl gebirgsbildender Ereignisse erkennen. Gebirgssysteme entstanden, gliederten sich einem alten Kern an und vergrößerten ihn. Wie Abb. 6 zeigt, deuten sich solche Gebirgsbildungen bereits im Katarchaikum (engl.: Katarchean) und im Archaikum an. Hinweise dafür sind besonders auf der Halbinsel Kola und am Weißen Meer zu finden. Die längst abgetragenen, aber in der Struktur des Grundgebirges noch erkennbaren uralten Gebirgsstränge

werden von den Geologen als Saamiden und Belomoriden bezeichnet. Die genauere Durchforschung der Gesteine dieser alten Gebirgssysteme läßt trotz der intensiven Metamorphose erkennen, daß ein sehr hoher Anteil des Ausgangsmaterials Sedimente gewesen sind. Atmosphäre und Hydrosphäre der Erde müssen also zu jener Zeit bereits in ähnlicher Weise wie heute wirksam gewesen sein, sonst hätten Verwitterung, Abtragung und Sedimentation nicht erfolgen können. Etwas deutlicher sind die Anzeichen für die Entstehung eines etwa 1,9 bis 1,6 Milliarden Jahre alten Gebirgssystems, das sich durch die Karelische ASSR, Finnland und Nordschweden erstreckt und als Kareliden bezeichnet wird (Abb. 7). Ebenfalls in dieses Zeitintervall ist der einstige Gebirgskomplex der Svekofenniden in Finnland und Mittelschweden zu stellen.

Abb. 6. Die Baueinheiten des skandinavisch-finnischen Grundgebirges (nach R. Brinkmann). Altersangaben in Millionen Jahren





Abb. 7. Zum Fennoskandischen Schild gehörendes hochmetamorphes Grundgebirge (Feldspatgneise mit Amphiboliteinlagerungen) des tief abgetragenen präkambrischen Gebirgssystems der Belomoriden nordwestlich Ambarni (Karelische ASSR)

Im Zusammenhang mit diesen Vorgängen entstanden auch die bekannten Eisenerzlagerstätten Nordschwedens bei Kiruna und die Nickel-Magnetkies-Lagerstätten von Petschenga. Wenig jünger sind in Südschweden die Gotiden. Abtragungsprodukte der karelischen und gotidischen Gebirgsketten, deren leuchtend rote Farbe von einem Trockenklima in jener Zeit kündigt, füllten im letzten Abschnitt des Präkambriums entstandene Senken des finnisch-skandinavischen Grundgebirges aus. Diese Sedimente wurden z.T. in spätere Faltungsprozesse einbezogen und mit granitischen Schmelzflüssen durchsetzt, z.B. mit Bohusgranit in der schwedischen Landschaft Bohuslän (Abb. 8). Abgesehen von den fehlenden Pflanzen und Tieren auf dem Festland bestanden damals Umweltverhältnisse, die späteren Landschaftsbildern durchaus ähneln und auch gegenwärtig in manchen Teilen der



Abb. 8. Durch eiszeitliche Gletscher zu Rundhöckern abgeschliffener, jungpräkambrischer Bohusgranit bei Smögen in der schwedischen Landschaft Bohuslän

Erde zu finden sind. Es gibt sogar Anzeichen dafür, daß bereits im Präkambrium größere Gebiete der damaligen Kontinente mehrfach vereist waren. Am Ende des Präkambriums erfolgten in vielen Gebieten nochmals Krustenbewegungen bzw. Gebirgsbildungen, die man nach dem Assyntdistrikt in Schottland, wo sie besonders deutlich zu erkennen sind, als assyntische Gebirgsbildung bezeichnet.

Auf der Spur des frühesten Lebens

Vom Leben in der Urzeit der Erde hatte man noch bis vor wenigen Jahrzehnten nur recht unklare Vorstellungen. Allerdings setzt die im Kambrium vorhandene Lebens-

gemeinschaft schon einen langen Entwicklungsweg voraus. In präkambrischen Gesteinen hat man frühe Lebensspuren entdeckt, in Ausnahmefällen sogar Reste schon höherentwickelter, wenn auch meist schlecht erhaltener Organismen, wie korallenähnliche Gebilde, Algenstrukturen, Steinkerne primitiver hornschaliger Brachiopoden (Armkiemer) und sogar Reste von Chitinpanzer tragenden Krebsen. Für die Seltenheit fossiler Belege ist nicht allein die noch geringe Entfaltung der Organismen verantwortlich, sondern auch der Mangel an erhaltungsfähigen Hartteilen und vor allem die intensive Umwandlung der Gesteine, die organische Strukturen weitgehend oder völlig zerstört hat.

Wann und wo das irdische Leben begonnen hat, ist durch keine paläontologische Urkunde belegt und läßt sich nur theoretisch erschließen. Gegenüber der ursprünglichen Ansicht, daß die Entstehung des Lebens eine Zufallserscheinung war, sind heute zahlreiche Forscher der Auffassung, daß sich in der Frühzeit der Erde viele Möglichkeiten der Entwicklung boten und daß die Natur dabei sicher auch Wege beschritten hat, die sich nicht bewährten und durch natürliche Auslese wieder aufgegeben wurden.

Es besteht heute kaum ein Zweifel daran, daß die Entwicklung des Lebens mit einer chemischen Phase begann, die theoretisch bereits im Urnebel gegeben war, da dort Kohlenstoffverbindungen – vor allem solche mit Wasserstoff – auftraten. Diese Verbindungen gingen in die sogenannten Chondren, kleine sphärische Körper, ein und damit in die Protoerde. Aber auch in der Uratmosphäre bestand theoretisch die Möglichkeit, durch elektrische Entladung, radioaktive Beeinflussung oder ultraviolette Strahlung solche Verbindungen zu bilden.

Besonders wichtig für die Entstehung des Lebens aber war die Bildung von Wasser auf der Erde. Aus Kohlenstoffverbindungen und anderen Bestandteilen der Uratmosphäre, besonders Ammoniak, konnten organische Säuren entstehen, unter ihnen die Aminosäuren als Grundbestandteile der Eiweiße. Sie lösten sich in den Urmeeren und reagierten miteinander, wobei Riesemoleküle von der Art der Ureiweiße, Polysacharide usw.

entstanden. Längst ist es gelungen, solche hypothetischen Entwicklungsstadien des Lebens im Laboratorium herzustellen. Mit der Bildung der Aminosäuren und ähnlicher Verbindungen aber verringerte sich der Gehalt an Ammoniak und niederen Kohlenwasserstoffen in der Uratmosphäre.

Aus den Riesenmolekülen wurden dann elektrisch geladene kolloidale Teilchen, die sich zu größeren, im Wasser unlöslichen Molekülkomplexen zusammenschließen konnten. Sie zeigten bereits primitive Merkmale lebender Materie, insbesondere einen Stoffaustausch mit ihrer Umgebung. Einige dieser Makromoleküle — die Nukleinsäuren — übernahmen schließlich leitende Funktionen bei den chemischen Vorgängen, z. B. die Bildung von Zellwänden und organähnlichen Strukturen. Damit konnten die ersten primitiven Zellen entstehen. Ein wesentlicher qualitativer Fortschritt jedoch wurde vollzogen, als einzelne Protoorganismen, vielleicht aus Nahrungsmangel in der unmittelbaren Umgebung, zur Photosynthese übergingen, d. h. mit Hilfe der Sonnenenergie Zucker und dessen Folgestoffe aus Wasser und dem Kohlendioxid der Luft bildeten. Damit wurde auch die spätere Teilung der Organismen in Pflanzen- und Tierwelt vorbereitet.

Dieser Übergang zur Photosynthese, die von den Pflanzen beibehalten worden ist, brachte insofern wesentliche Veränderungen der Atmosphäre mit sich, als ihr nun ständig das von den Pflanzen benötigte Kohlendioxid entnommen und dafür der von ihnen abgegebene Sauerstoff zugeführt wurde. Das war wiederum ein wichtiger Schritt für die Weiterentwicklung der Tierwelt, der nunmehr Sauerstoff für die über die Atmung erfolgenden oxydativen Lebensvorgänge zur Verfügung stand.

Im Gegensatz zu früheren Auffassungen wird es immer mehr zur Gewißheit, daß die biologische Entwicklung schon vor mehr als 3,5 Milliarden Jahren eingesetzt hat. Die älteste organische Materie dürfte in kristallinen Schiefern in Form von Graphiteinlagerungen (metamorpher Kohlenstoff) konserviert sein und wohl auch die Bildung ältester karbonatischer Gesteine (Kalke und Dolomite) verursacht haben. In Transvaal konnten in etwa 3,2 Mil-

liarden Jahren alten Gesteinen Mikrostrukturen nachgewiesen werden, die auf Bakterien, sogenannte Eobakterien, und kugelige Algen vom Typ der Blaualgen zurückgeführt werden. Demzufolge muß schon in jener frühen Zeit eine Photosynthese, wenn auch in noch sehr bescheidenem Maße, erfolgt sein. Solche ersten Formen organischen Lebens traten auch bereits als geologischer Faktor in Erscheinung. Darauf deuten Erzanreicherungen hin, zu deren Bildung älteste Urzellen beitrugen, bei denen sich sogar Chlorophyllderivate nachweisen lassen. Einfachste Zellverbände traten anscheinend 500 Millionen Jahre später auf und Eukaryonten (Zellen mit einem durch eine gesonderte Zellwand umschlossenen Kern) seit etwa 1,2 Milliarden Jahren. Älteste fossile Reste von Metazoen (Vielzeller, Tiere im eigentlichen Sinne) sind aus Hornsteinen, Schiefen und Kalksteinen bekannt, die dem jüngeren Präkambrium angehören und ein Alter von rund 650 Millionen Jahren haben.

Aus dem Erdaltertum

Die altzeitliche Meeresherrschaft

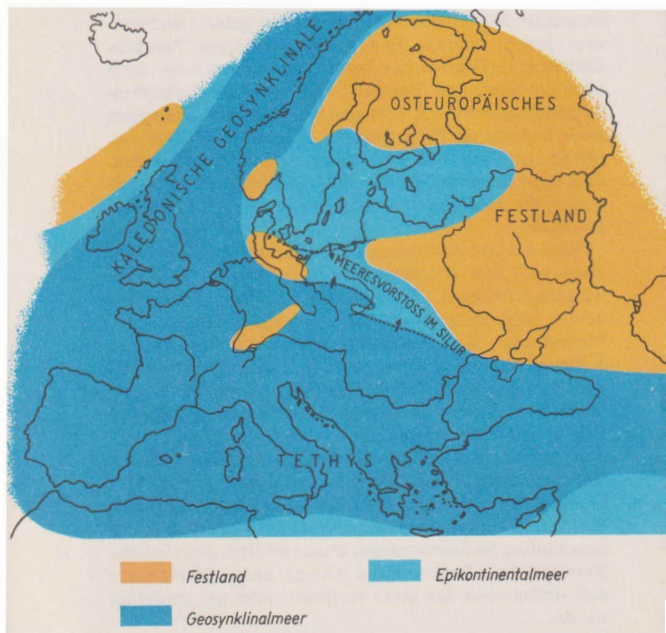
Über die Entwicklung der Festländer und Meere sowie des irdischen Lebens seit Beginn des Erdaltertums kann man zunehmend bessere Aussagen machen. Der Versuch, die in den Gesteinen enthaltenen Informationen zu einem entwicklungsgeschichtlichen Ablauf zusammenzufassen, läßt eine Folge wechselhafter und eindrucksvoller Bilder an unserem Auge vorüberziehen, wie sie bunter und phantasievoller kaum erdacht werden können. Festländer und Meere wechseln einander ab, Gebirge entstehen und vergehen, Urwälder werden von Wüsten verdrängt, und wiederholt wird das Land unter mächtigen Eispanzern begraben. Die Tier- und Pflanzenwelt versucht, sich den jeweiligen Umweltverhältnissen anzupassen, und bringt dabei eine Fülle von Formen hervor, die den Schauplatz der Erdgeschichte betreten, dann wieder verschwinden und anderen Platz machen, bis schließlich die gegenwärtige Lebensgemeinschaft und mit ihr – nach geologischen Maßstäben erst im letzten Moment – auch der Mensch erscheint. Versuchen wir, diesem Weg zu folgen!

Man kann die ältesten drei Systeme des Erdaltertums (Paläozoikum) – Kambrium, Ordovizium und Silur – zusammenfassend betrachten, da sie einen größeren Entwicklungsabschnitt darstellen, einen langen Zeitraum der Meeresbedeckung großer Teile Europas, der durch die Auffaltung des Kaledonischen Gebirges in Nordwesteuropa einen gewissen Abschluß findet.

Wie würde wohl eine Landkarte Europas zu Beginn des Erdaltertums ausgesehen haben? Vorherrschendes Ele-

ment war das Meer, ein großer Altozean. Über ihn wölbte sich im Bereich des heutigen Nordeuropa der Kontinent Fennoskandia schildförmig heraus. Als Fennoskandia bezeichnet man einen Teil des noch weit nach Südosten reichenden, dort jedoch flach unter den Meeresspiegel getauchten Fennosarmatia. Nordwestlich davon lag als benachbarter Kontinent der Nordatlantische Schild Eria,

Abb.9. Verteilung von Land und Meer im Ordovizium. Große Teile Nord- und Osteuropas waren bereits Festland, über das nur zeitweilig flache Meeresvorstöße erfolgten. Nordwestlich davon erstreckte sich das Kaledonische Geosynklinalmeer, im Süden dehnte sich weithin das Geosynklinalmeer der Tethys (nach R. Brinkmann).



der Grönland und die arktische Inselwelt umfaßte. Weit im Süden aber befand sich der gewaltige Kontinent Gondwana. Zwischen ihm und den Nordkontinenten gliederten größere und kleinere Inselgebiete den Meeresraum. Verteilung und Umrisse dieser Inseln waren aber im Verlaufe der wohl reichlich 160 Millionen Jahre umfassenden frühen Meereszeit Schwankungen unterworfen. Einen Versuch, die Paläogeographie des Ordoviziums zumindest in groben Zügen zu rekonstruieren, vermittelt Abb. 9.

Da die Festländer im Altpaläozoikum noch keine Vegetationsdecke trugen, waren sie schutzlos den zerstörenden Kräften preisgegeben. Den von den Flüssen ins Meer getragenen und dort sedimentierten Festlandschutt treffen wir heute als Tonschiefer, Sandsteine und Konglomerate an. Sie sind vorwiegend grau gefärbt und werden, soweit sie aus fein- bis grobsandigen Partikeln bestehen, als Grauwacken bezeichnet. Jedoch treten auch dunklere Töne auf. Besonders die silurische Schichtenfolge enthält schwarze Ton- und Kieselschiefer, die wegen ihres Gehalts an Pyrit (Eisenkies) in früheren Jahrhunderten zur Alaun- und Vitriolgewinnung abgebaut wurden. Man bezeichnet sie deshalb als Alaunschiefer. Hier und da sind in die altzeitlichen Meeressedimente auch Kalke eingeschaltet.

Nach Art und Ausbildung der Sedimente war diese frühe Meereszeit ein relativ ruhiger erdgeschichtlicher Entwicklungsabschnitt. Doch schon künftige Ereignisse deuten sich dadurch an, daß in einigen Gebieten der Meeresboden stärker abzusinken begann und mächtigere Sedimentmassen aufnehmen konnte als anderswo. Das trifft besonders auf den sich nach Süden verbreiternden Meeresarm zu, der die Altkontinente Fennoskandia und Eria voneinander trennte. Bereits im Ordovizium kam es dort zu einer merklichen tektonischen Unruhe, während der auch submarine vulkanische Laven und Aschen aufdrangen. Am Ende des Ordoviziums erfolgten die ersten kräftigeren Erdkrustenbewegungen. Ein Teil der im Meer angehäuften Sedimentmassen wurde gefaltet, und einzelne Bereiche des Meeresbodens wurden herausgehoben, so daß stellenweise das Meer verflachte oder gar verdrängt wurde.

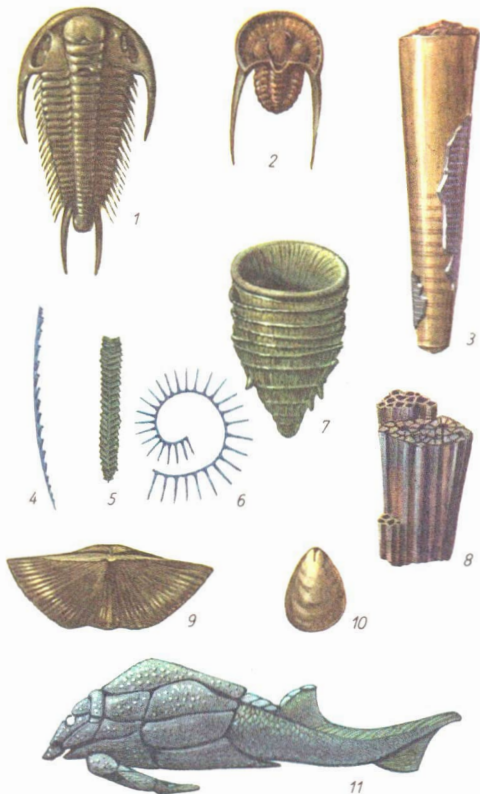


Abb. 10. Einige charakteristische Versteinerungen von Tieren, die altzeitliche (altpaläozoische) Meere bewohnten

1. *Paradoxides*, Trilobit aus dem Kambrium; 2. *Cryptolithus*, Trilobit aus dem Ordovizium; 3. *Orthoceras*, ein Kopffüßer aus dem Silur; 4.—6. *Monograptus*, *Diplograptus* und *Rastrites*, Graptoliten aus dem Silur; 7. *Omphyma*, Becherkoralle aus dem Silur; 8. *Favosites*, Stockkoralle aus dem Silur; 9. *Spirifer*, Armkiemer aus dem Devon; 10. *Lingulella*, Armkiemer aus dem Kambrium; 11. *Pterichthys*, Panzerfisch aus dem Devon.

Die altpaläozoischen Meere waren bereits Heimstätte einer erstaunlich vielgestaltigen und artenreichen Lebewelt. Schon zu Beginn des Kambriums existierten Ahnenformen aller Stämme der Wirbellosen. Die zahlreichen Fossilfunde dürften aber nicht allein auf das fortgeschrittene Entwicklungsstadium der Organismen zurückzuführen sein, sondern vor allem auf die von ihnen inzwischen erworbene Fähigkeit, feste Chitin- oder Kalkschalen abzusondern. Zu den interessantesten Vertretern dieser Lebewelt gehören die Trilobiten oder »Dreilappkrebse«, so genannt wegen ihrer deutlichen Dreigliederung in Längs- und Querrichtung. Teils schwimmend, teils kriechend lebten sie in den schlammigen Meeresgründen. Neben ihnen gab es im kambrischen Meer auch Würmer, Medusen, Schwämme, Stachelhäuter, Armkiemer, Schnecken und Algen. Im Ordovizium nahm die Fähigkeit der marinen Organismen zu, feste Gehäuse zu bilden. Manche Schichten sind daher außerordentlich fossilreich. Neben Armkiemern, Muscheln, Schnecken und Trilobiten, die den Höhepunkt ihrer Entwicklung erreichten, besiedelten bunte Korallenrasen den Meeresboden. Zwischen ihnen wiegten sich auf langen Stielen die zierlichen Kelche von Seelilien. Seltsam muteten lange, röhrenartige Gehäuse tentakelbewehrter Kopffüßer an, der Orthoceren, einer Ahnenform der im Erdmittelalter so zahlreichen und vielgestaltigen Ammoniten. Für das Silur sind die seit dem späten Ordovizium auftretenden laubsägeblattähnlichen Graptolithen charakteristisch. Kolonienweise an Schwimmblasen geheftet, trieben sie durch das Meer. Vermutlich stehen sie den Stachelhäutern nahe. Die Kurzlebigkeit nicht nur der Klasse, sondern auch der einzelnen Typen macht sie zu ausgezeichneten Leitversteinerungen der silurischen Schichtenfolge. Ein weniger auffallendes, doch für den weiteren Ent-

Abb. 11. Lebensgemeinschaft im Silurmeer. Zu den auffallendsten Meeresbewohnern gehören Orthoceren (frühe Vorfahren der Nautiliden), Trilobiten, Becher- und Stockkorallen sowie die auf schlanken Stielen sitzenden Seelilien. Am Meeresboden haben sich einige Armkiemer festgesetzt (in Anlehnung an J. Augusta und Z. Burian).



wicklungsgang hochbedeutendes Ereignis könnte innerhalb dieser bunten, vielgestaltigen Lebewelt des Ordoviziums fast übersehen werden – das Erscheinen der frühesten Wirbeltiere, vorerst in Gestalt fremdartig anmutender urtümlicher Fische, die ein kräftiges, verknöchertes Außenskelett besaßen (Abb. 10).

Die Pflanzenwelt bestand fast ausschließlich aus Meeresalgen. Dennoch bahnten sich anscheinend schon im oberen Silur erste Versuche an, das feste Land zu be-

Abb. 12. Blick vom Tripstein auf das Schwarzatal bei Schwarzburg (Thüringen). Hochflächen und tief eingeschnittene Täler sind charakteristisch für das aus algonkischen und altpaläozoischen Schieferen bestehende Thüringische Schiefergebirge. Bei Schwarzburg hat sich die Schwarza in ordovizische Gesteine eingeschnitten.



siedeln. Vermutlich aus Algen hervorgegangene erste nackte Gefäßpflanzen paßten sich in flachen Buchten mit schwankendem Wasserstand allmählich dem Landleben an. Von einer eigentlichen Eroberung des festen Landes durch eine Vegetation konnte aber noch keine Rede sein.

Es gibt viele Plätze in aller Welt, an denen man diesen oder jenen Schichtenkomplex des Kambriums, Ordoviziums oder Silurs studieren kann, wenige jedoch, die ein umfassendes Bild vermitteln. Ein solches »Mekka der Geologen« liegt in der unmittelbaren Umgebung von Prag. Zu Ehren seines Erforschers, des französischen Geologen J. Barrande, der die tschechoslowakische Metropole als zweite Heimat gewählt hatte, wird es Barrandium genannt. In der abwechslungsreichen hügeligen Landschaft, in die Vltava (Moldau) und Berounka ihre Täler eingeschnitten haben, finden sich zahlreiche Aufschlüsse, d.h. Steinbrüche und natürliche Felswände, an denen man die altzeitlichen Meeressedimente studieren kann. Die Fülle von oft gut erhaltenen fossilen Organismenresten spricht für die einstigen außerordentlich günstigen Lebensbedingungen. Viele Orte dieser Gegend sind den Geologen gut bekannt, z.B. Skryje mit seinen kambrischen Trilobitenschichten oder Liteň mit seinen fossilreichen dunklen Graptolithenschiefern. Von den Lebensgemeinschaften im mittelböhmischen kambrischen und silurischen Meer haben der tschechische Paläontologe J. Augusta und der Maler Z. Burian eindrucksvolle Lebensbilder entworfen, nach deren Vorlage Abb. 11 zusammengestellt ist.

Als Zeugen des milden Klimas jener Zeit gelten auch Fossilfunde in anderen Gebieten Mitteleuropas, so z.B. Reste von Kalkriffe bauenden, schwammähnlichen Organismen, sogenannte Archaeocyathiden, aus dem Kambrium der Lausitz und den Góry Kaczawskie (VR Polen). Auch in anderen mitteleuropäischen Mittelgebirgen, wie dem Thüringischen Schiefergebirge (Abb. 12), dem Rheinischen Schiefergebirge und dem Harz, trifft man verfestigte Sedimente dieses altzeitlichen Meeres an. Weit verbreitet und reich an Resten organischen Lebens finden sich solche Gesteinsfolgen im baltischen Randbereich des Fennoskandischen Schildes, im Gebiet der Ost-europäischen Tafel und in Wales.

Das Kaledonische Gebirge

Am Ende des Silurs wurden in einigen Gebieten — besonders in dem Meeresarm zwischen Fennoskandia und Eria — die abgelagerten Sedimente von kräftigen Zusammenschüben erfaßt und zu Gebirgssträngen aufgefaltet. Das Meer wurde dabei weitgehend verdrängt. Es entstand ein Gebirgssystem, dessen Faltenstrukturen man besonders gut in Nordwesteuropa studieren kann und das nach dem lateinischen Namen Caledonia für Schottland als Kaledonisches Gebirge bezeichnet wird. Von Norwegen aus läßt es sich über Schottland bis nach Irland verfolgen. Dort brechen die Faltenstrukturen anscheinend unvermittelt an der Westküste ab, ohne daß eine direkte Fortsetzung im Atlantischen Ozean erkennbar ist.

Dieses Gebirgssystem lehnt sich in Norwegen dem Außenrand Fennoskandias und in Nordwestschottland dem Außenrand Erias an, dessen präkambrisch versteiftes Fundament in den Inneren und Äußeren Hebriden zutage tritt.

Nach bisherigen Auffassungen wurden die kaledonischen Faltenstränge — wie auch ältere und jüngere Faltengebirgssysteme — aus einer Geosynklinale aufgefaltet, einem langgestreckten Meeresteil, dessen Boden lange Zeit kontinuierlich abgesunken war. In dieser Senke wurden mächtige Sedimentmassen angehäuft, die schließlich in der Phase der Faltungsreife zum Faltengebirgssystem ausgepreßt wurden.

Neuere Theorien schließen dagegen an einen bereits 1912 von dem Geophysiker Alfred Wegener geäußerten Gedanken einer Kontinentaldrift an, d. h. einer horizontalen Bewegung von Kontinenten. Danach ist die Kaledonische Geosynklinale ein Meeresarm gewesen, der sich immer mehr verengte, als die europäischen und nordamerikanisch-kanadischen Frühkontinente aufeinander zuwanderten. Dabei wurden die Sedimente ausgepreßt und verschweißten als Gebirgsstränge beide Kontinente miteinander. In einer wesentlich späteren Phase riß dieser so entstandene Großkontinent annähernd an seiner Nahtstelle wieder auseinander, der Atlantik entstand, und die kaledonischen Faltenstränge rissen ab. Im

östlichen nordamerikanisch-kanadischen kontinentalen Randbereich deuten sich gleiche kaledonische Faltenstrukturen an, wie sie aus Nordwesteuropa bekannt sind. Es scheint, als würden die an der Westküste Irlands unvermittelt abreißenden Faltenstränge dort ihre Fortsetzung finden.

Je nachdem, ob die einstigen kambrischen, ordovizischen und silurischen Sedimente im Bereich der Kaledonischen Geosynklinale oder auf den flach abtauchenden Rändern der Schilde abgelagert worden sind, unterscheiden sie sich in Mächtigkeit und Aussehen. Die Geosynklinalausbildung, einige tausend Meter mächtige, z. T. metamorphe und von Magmatiten durchsetzte Schiefer, Sandsteine und Grauwacken, finden wir in Wales, Schottland und Norwegen. Dagegen ist die den Rändern des Fennoskandischen Schildes auflagernde gleichaltrige Folge nur etwa 100 bis 200 m mächtig.

Der Old-Red-Kontinent

Der nunmehr vergrößerte Nordkontinent mit den kaledonischen Gebirgsketten war dem heftigen Angriff zerstörender Kräfte ausgesetzt. Das Gebirge wurde bald eingeebnet und unter seinem Schutt begraben, der in dem trockenwarmen Klima durch wasserfreies Eisenoxid rot gefärbt war (Abb. 13). Dieses altdevonische Festland nennt man Old-Red-Kontinent, seine Schuttsedimente Old-Red-Sandstein.

Der Old-Red-Kontinent, dessen Küstenbereiche durch flache Lagunen untergliedert und von Süßwasserseen durchsetzt waren, enthält in seinen Sedimenten wichtige Zeugnisse eines bedeutsamen Entwicklungsabschnittes der Pflanzen- und Tierwelt. Was sich im Silur bereits ankündigte, setzte sich jetzt durch: Die Pflanzen begannen das Festland zu besiedeln. Dafür boten offenbar die Lagunen des Old-Red-Kontinents günstige Voraussetzungen. Anfangs waren es primitive blattlose Formen, die sogenannten Psilophyten, mit einem höchst einfachen Gefäßsystem, die zunächst auch nur die Küstenstriche besiedelt haben mögen. Aus ihnen entwickelten sich aber

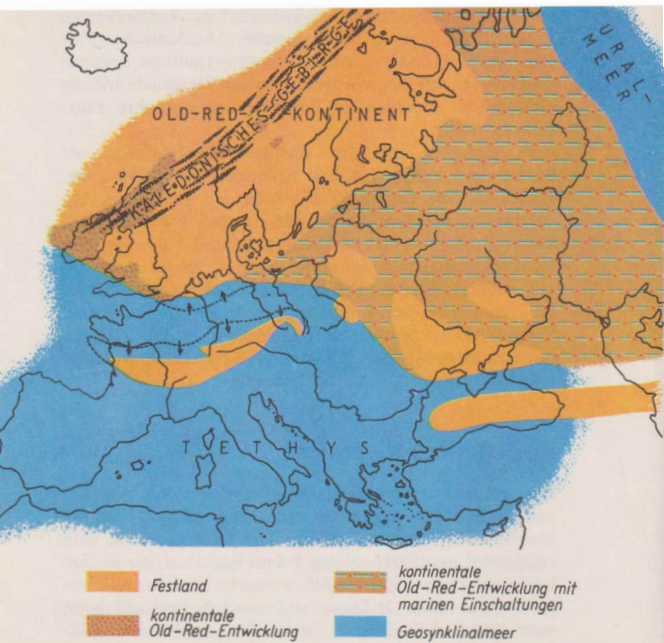


Abb. 13. Verteilung von Land und Meer im Devon. An der Wende vom Silur zum Devon war in Nordeuropa aus der einstigen Kaledonischen Geosynklinale das Kaledonische Gebirge aufgefaltet worden und hatte die Urkontinente Fennosarmatia und Eria zum großen devonischen Old-Red-Kontinent verschweißt. In Mittel- und Südeuropa herrschte weiterhin das Meer. Eine Ausbreitung des Meeres im höheren Devon ist durch Pfeile angedeutet (nach R. Brinkmann).

schon im mittleren Devon höherorganisierte bärlappartige Pflanzen und im höheren Devon bereits baumhohe Farn-, Schachtelhalm- und Bärlappgewächse, die lichte Wälder bildeten.

Die Besiedlung des Festlandes durch die Pflanzenwelt

war eine wichtige Voraussetzung für den entsprechenden Schritt der Tiere, denen die Landpflanzen nun nicht nur Nahrung und Schutz bieten konnten, sondern auch zusätzlich Sauerstoff zur Atmung lieferten. Und so ergreift jetzt, mit einer gewissen zeitlichen Verschiebung, auch die Tierwelt Besitz vom Festland. Bereits im unteren Old Red von Rhynie in Schottland findet man zusammen mit Psilophyten erste flügellose Insekten. Im Oberdevon entwickelten sie bereits Flügel. Unter den Fischen vollzogen zuerst die Quastenflosser den Übergang zum Landleben. In Anpassung an die öfter austrocknenden Küstensümpfe und Lagunen, entwickelten sie neben den Kiemen einen besonderen, mit der Mundhöhle verbundenen Luftsack, aus dem sich später die Lungen der Landtiere bildeten. Über die Quastenflosser führt die Entwicklung weiter zu den Uramphibien, die zunächst als gepanzerte Lurche (Stegocephalen) auftraten.

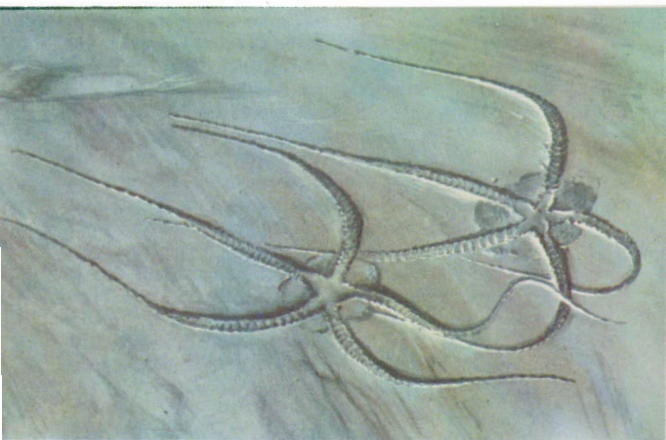
Das Meer der Devonzeit

Wenn auch die Aufrichtung des Kaledonischen Gebirges das Bild des altpaläozoischen Europa wesentlich verändert hatte und im Norden der große Old-Red-Kontinent entstanden war, so herrschte doch südlich davon, im Gebiet des heutigen Mittel-, Süd- und Westeuropa, weiterhin das Meer. Aber es unterschied sich in mancher Beziehung von den Meeren des frühen Paläozoikums, da es durch Tröge, die z.T. schon während der kaledonischen Krustenbewegungen angelegt worden waren oder jetzt neu entstanden, stärker aufgegliedert war. Erneute Gebirgsbildungsprozesse bahnten sich an, ihnen voraus ging eine wesentlich unruhigere Entwicklung als bisher. Das zeichnet sich deutlich in der Verschiedenartigkeit der im Devonmeer entstandenen Gesteine ab. In den Trögen setzten sich schlammige, heute als Schiefer vorliegende Sedimente ab, auf Schwellen entstanden kalkige Riffbauten von Korallen. Zeitweilig förderte ein kräftiger submariner Vulkanismus basische Schmelzen, die Diabase.

Für die Entwicklung der marinen Tierwelt scheinen die

Lebensbedingungen im Devonmeer geradezu ideal gewesen zu sein, denn in den devonischen Schiefern, Sandsteinen und Kalken ist eine erstaunliche Fülle der verschiedenartigsten Tiergruppen, ja ganzer Lebensgemeinschaften fossil erhalten. Die aus dem Silur bekannten Formen wurden mehr und mehr verdrängt, die Graptolithen starben im Unterdevon aus. Dafür entfalteten sich die Brachiopoden zu einem außerordentlichen Formenreichtum, so daß sie für einen Teil der devonischen Schichtenfolge ausgezeichnete Leitfossilien abgeben. Frühe Ammonitenformen traten auf, die Goniatiten und Clymenien, die gegenüber ihren mesozoischen Nachfahren relativ einfach gestaltete Gehäuse besaßen. Dazu kamen eine Fülle von Schnecken, Muscheln und Stachelhäutern sowie verschiedene Trilobiten und Riesenformen von Krebsen. Unter den im Meer lebenden Wirbeltieren spielten Panzerfische eine besondere Rolle.

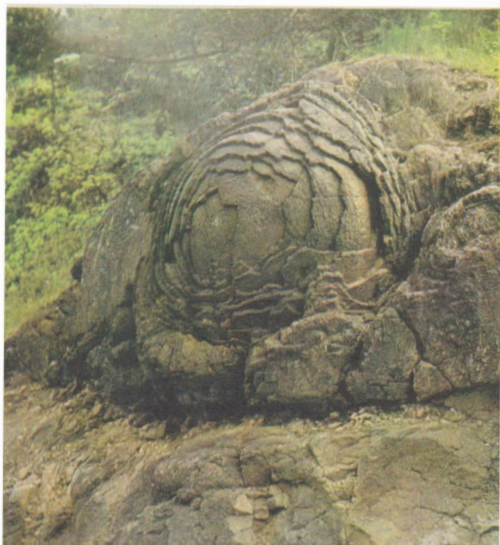
Abb. 14. Schlangensterne (Furcaster) aus dem devonischen Bundenbacher Schiefer des Hunsrück (Rheinisches Schiefergebirge). Die Arme der in den einstigen Meeresschlamm eingebetteten Tiere sind durch die Strömung eingeregelt.



Eines der klassischen mitteleuropäischen Studienggebiete devonischer Meeresablagerungen ist das Rheinische Schiefergebirge, das alle wesentlichen Gesteinsglieder aufzuweisen hat: schiefrige, wie z. B. die Hunsrückschiefer (Abb. 14) und die Wissenbacher Schiefer mit einer Fülle wunderbarer Versteinerungen, sandige mit den an Brachiopoden reichen Spiriferensandsteinen sowie kalkige mit den außerordentlich fossilreichen Riffkalken der Eifel. Im Lahn-Dill-Gebiet sind Diabase und Schalsteine verbreitet, mit denen zusammen Roteisensteinlager auftreten.

Auch im Vogtländisch-Thüringischen Schiefergebirge gibt es devonische Gesteine. In die Schiefer und Kalke sind Diabase eingeschaltet. Besonders in der Umgebung von Plauen entstand dadurch ein abwechslungsreiches Landschaftsbild, in dem sich die widerständigen Diabase als bewaldete Kuppen abheben. In Aufschlüssen zeigen sie oft kissenartige bis kugelige Absonderungen, weil sich von den untermeerisch erfolgenden Lavaergüssen mitunter ein-

Abb. 15. Kugelschalig verwitternder Diabas am Ausgang des Wettertales bei Saalburg (Thür.)



zelne Fetzen losrissen, sich im kühleren Wasser schnell mit einer Erstarrungshaut umgaben und sich, mehr oder weniger abgerundet, im Meeresschlamm anhäuften. Man spricht dann von Pillow-(= Kissen) Laven. Von den kugeligen Gebilden lösen sich bei der Verwitterung vielfach konzentrische Schalen ab, wie es Abb. 15 zeigt. In vielen Teilen Mitteleuropas wurde die devonische Schichtenfolge in die variskische Gebirgsbildung einbezogen, wobei ein-drucksvolle Faltenbilder entstanden sind (Abb. 16).

Unter den zahlreichen Devongebieten soll auch das schon erwähnte klassische Studiengebiet der frühpaläozoischen Meeressedimente in Mittelböhmen – das Barrandium – nicht vergessen werden. Die älteren Sedimente werden dort ergänzt durch eine außerordentlich vielgestaltige und fossilreiche kalkige, teils auch schiefrige Schichtenfolge, die bis in das Mitteldevon reicht. Wie bei den kambrischen bis silurischen Ablagerungen ist auch hier eine Reihe mittelhöhmischer Ortsnamen mit Schichtengliedern des Devons verknüpft, wie z. B. der Zlichov- oder Třebotovkalk, der Dalejeschiefer oder auch der nach

Abb. 16. Aufschluß im gefalteten oberdevonischen Knotenkalk bei Tegau (Ostthüringen). Das Gestein wird unter dem Namen »Saalburger Marmor« für Bauwerke verwendet.





Abb. 17. Zu den berühmtesten Aufschlüssen altpaläozoischer Meeresablagerungen zählt der Barrandefelsen südlich von Prag mit intensiv verfalteten Lochkovkalken.

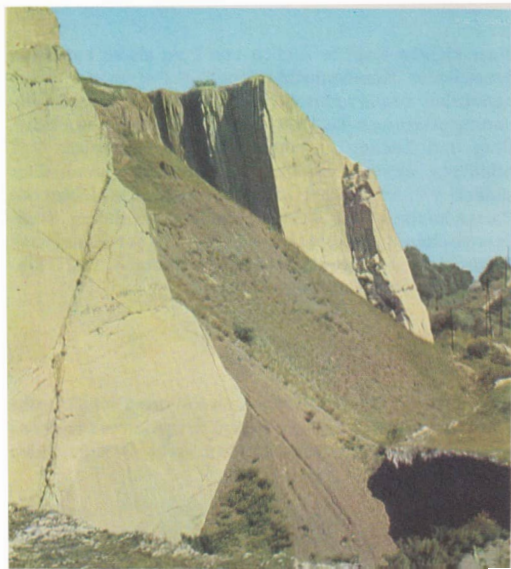
einer kleinen Kapelle südlich von Prag als »u kapličky« bezeichnete Korallenkalkhorizont. Selbst in der internationalen stratigraphischen (schichtenkundlichen) Gliederung pflegt man das Unterdevon in die Stufen Lochkov, Prag und Zlichov zu unterteilen. Zu bekannten Aufschlüssen dieser Landschaft gehören der unmittelbar südlich von Prag am Hang des Vltavatales aufragende Barrandefelsen mit seinen intensiv gefalteten frühdevonischen Lochkovkalken (Abb. 17) sowie die steil aufgerichteten mitteldevonischen Choteč- und Třebotovkalke von Hlubočepy (Abb. 18).

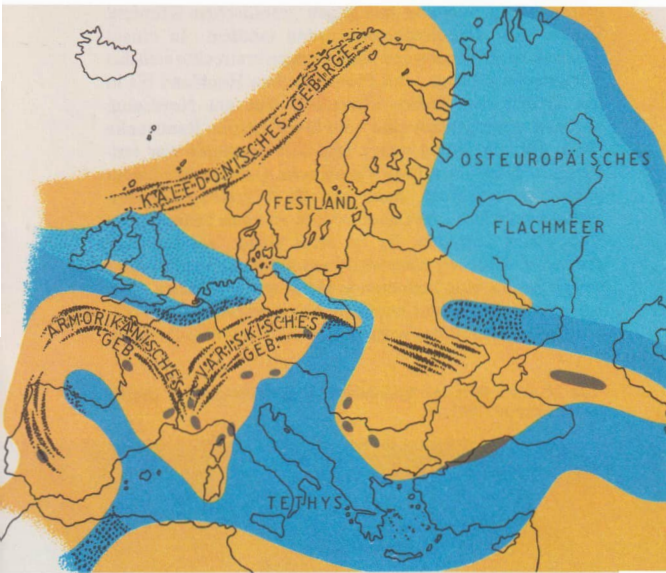
Das Variskische Gebirge

Am Ende des Devons steigerte sich die tektonische Unruhe bemerkenswert und hielt während des gesamten Karbons an, wobei das bedeutendste paläozoische Gebirgssystem

Mitteleuropas aufgerichtet wurde, das Variskische Gebirge. Es trägt seinen Namen nach den Variskern, einem ehemals in der Umgebung von Hof in Bayern (lat. Curia Variscorum) wohnenden germanischen Volksstamm. Die ersten kräftigen Krustenbewegungen setzten an der Wende vom Devon zum Karbon ein und gipfelten darin, daß sich innerhalb des mitteleuropäischen geosynklinalen Meeresraumes ein etwa vom Saargebiet bis in die Lausitz reichendes Schwellengebiet aufzuwölben begann, das bereits im älteren Karbon kräftig abgetragen wurde. In seinen Randsenken lagerten sich Schiefer und Grauwacken ab, die in die gebirgsbildenden Bewegungen einbezogen wurden. Im Belgisch-Aachener Gebiet bildeten sich auch Kalksteine. Die Hauptfaltung geschah um die Mitte der Karbonzeit. Die alten Meeressedimente wurden zusammengepreßt, herausgehoben, und das Meer wurde nach und

Abb. 18. Steil aufgerichtete mitteldevonische Choteč- und Třeboťovkalke des Barrandiums in einem Steinbruch bei Hlubočepy südlich von Prag





 Festland

 Festlandsenken mit
limnischer Entwicklung

 Geosynklinalmeer

 Epikontinentalmeer

 Randsenken mit paralischer
Entwicklung

 Epikontinentalmeer mit
paralischer Entwicklung

Abb. 19. Verteilung von Land und Meer im Oberkarbon. Mit der Auffaltung des Variskischen Gebirges waren große Teile Mitteleuropas Festland geworden. Das Kaledonische Gebirge war um diese Zeit schon weitgehend abgetragen (nach R. Brinkmann).

nach zurückgedrängt. Strang um Strang des entstehenden Faltengebirgssystemes stieg, zunächst in Form langgestreckter Inselketten, dann aber immer umfangreicher aus dem Meer empor. In die Kernzonen der Faltenzüge drangen aus der Tiefe saure Gesteinsschmelzen ein und

erstarrten zu teilweise mächtigen granitischen Körpern. Große Teile Mitteleuropas wurden landfest. In einem riesigen, nach Norden gewölbten Bogen erstreckte sich das Variskische Gebirge vom Französischen Hochland bis in das Gebiet der Sudety (Sudeten). Nur am Nordsaum verblieb vorerst noch eine vom Meer erfüllte Randsenke (Abb. 19). Ein völlig neues Bild Mitteleuropas war entstanden. Man hat dieses Variskische Gebirge mit einem bildhaften Ausdruck auch als die Mitteleuropäischen Alpen bezeichnet. Das aber könnte zu einer fehlerhaften Vorstellung verleiten. Es ist nicht sicher, ob die einer starken Zerstörung unterworfenen aufsteigenden Faltenketten jemals eine bedeutende Höhe erreicht haben.

Auch im Gebiet der heutigen Alpen waren die Meeresedimente aufgefaltet worden und hatten wahrscheinlich

Abb. 20. Blick über den Karkonosze (Riesengebirge) zur Śnieżka (Schneekoppe, 1602 m)





Abb. 21. Steinbruch im Westlausitzer Granodiorit im Klosterberg bei Demitz-Thumitz (Lausitz). Die für granitische Gesteine typische bankige Absonderung kommt deutlich zum Ausdruck.

auch Festland gebildet, jedoch nicht von gleicher Nachhaltigkeit wie in Mitteleuropa. Wesentliche Teile der dortigen Faltenketten wurden bald wieder vom Meere überflutet und in eine erneute Geosynklinalentwicklung einbezogen. In dem jüngeren Faltengebirge der Alpen sind daher nur noch Reste dieses alten Gebirges erhalten. Davon abgesehen, war das heutige Südeuropa Meeresgebiet geblieben.

Die in das variskische Faltengebirgssystem eingedrungenen Granite bzw. Granodiorite sind in manchen Gebieten durch die Abtragung des ursprünglichen Sedimentdaches freigelegt worden und auf geologischen Karten deutlich als mehr oder minder große rote Flecke gekennzeichnet. Besonders umfangreiche Granitkörper, sogenannte Plutone, trifft man z.B. im Gebiet des Kar-konosze (Riesengebirge) an, zu dessen kristallinem Rahmen die Śnieżka (Abb. 20) gehört. Weitere Granitplutone gibt es in der Lausitz, in der Umgebung von Meißen, im



Abb. 22. Der Słonecznik (Mittagstein), eine Granitklippe im Karkonosze

Erzgebirge, im Harz – Brocken- und Ramberggebiet sind durch die Abtragung angeschnittene Granitplutone – sowie auch im Fichtelgebirge, in Schwarzwald und Vosges (Vogesen). Oft sieht man in Granitgebieten bizarr gestaltete Klippen, die durch das Freilegen quaderartiger Blöcke entstanden sind (Abb. 22). Wegen der von den Klüften und Kanten her besonders kräftig einsetzenden Verwitterung sind häufig wollsackähnliche Formen ausgebildet, die zuweilen zu abenteuerlich erscheinenden Gebilden übereinandergetürmt sind.

Die Steinkohlenwälder Mitteleuropas

Das Variskische Gebirge wurde anscheinend sehr bald wieder eingerumpft. Flüsse trugen gewaltige Mengen von Gesteinsschutt in die Innen- und Randsenken des Gebirges. Dort entstanden ausgedehnte Sümpfe, in denen sich die Vegetation üppig entwickelte. Es war eine enorme Steige-

rung, ja fast Übertreibung dessen, was die Entwicklungslinie der Pflanzenwelt im Devon schon angedeutet hatte. Die karbonischen Sumpfwälder dürften die großartigsten Vegetationsbilder des Paläozoikums geboten haben. Besonders auffallend waren mächtige, baumhohe Bärlappgewächse, die Siegel- und Schuppenbäume. Zu ihnen gesellten sich hohe Schachtelhalme und neben echten Farnen bereits Samenfarne sowie zahlreiche Wasserpflanzen (Abb. 23 und 24). Wasserflächen oder zumindest deren Nähe waren eine wichtige Existenzgrundlage dieser Vegetation. Die höher aufragenden Teile des Variskischen Gebirges, seine Gipfel und Hänge, waren jedoch kahl und weiterhin einer kräftigen Zerstörung und Abtragung ausgesetzt.

Die karbonischen Sumpfwälder lieferten das Ausgangsmaterial für die Steinkohlen. Bei langsamem Absenken des Untergrundes und entsprechendem Ansteigen des Grundwasserspiegels geriet das absterbende Pflanzenmaterial ständig unter Wasser und vertorfte. Wenn sich die Absenkungen verstärkten, wurde die vertorfte Pflanzensubstanz zeitweilig mit Gesteinsschutt zugedeckt, bis sich erneut ein Moor bilden konnte. So finden wir in den Steinkohlengebieten einen ständigen Wechsel von Steinkohlenflözen unterschiedlicher Mächtigkeit und konglomeratischen, sandigen oder tonigen Zwischenschichten. Je nachdem, ob die Steinkohlenflöze in den Innen- oder Außen- (= Küsten-) Senken des Variskischen Gebirges entstanden, unterscheidet man limnische (gr. *limne* = stehendes Gewässer) oder paralische (gr. *para* = bei, *hals* = Meer) Steinkohlenlager. Während die Schichten zwischen den erstgenannten Flözen rein kontinentaler Herkunft sind, zeugen die der paralischen Steinkohlenlager von wiederholten Meeresvorstößen, die mit ihren Sedimenten – in denen sich auch Versteinerungen mariner Organismen finden – die Steinkohlenflöze zudeckten.

Zu den paralischen Steinkohlengebieten des Variskischen Gebirges gehören die bedeutenden belgischen und rheinisch-westfälischen Steinkohlenlager sowie die von Górný Śląsk, zu den limnischen aber die des Saargebietes und des Erzgebirgsbeckens (Zwickau, Lugau und

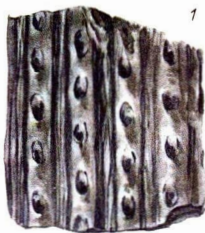


Abb.23. Einige charakteristische Versteinerungen steinkohlenzeitlicher Pflanzen

1. *Sigillaria* (Siegelbaum); 2. *Lepidodendron* (Schuppenbaum), beides Rindenabdrücke baumhoher Bärlappgewächse; 3. *Calamites*, Steinkern eines Schachtelhalmstammes; 4. *Asterophyllites*, Schachtelhalmbeblätterung; 5. *Sphenopteris* („Keilfarn“); 6. *Pecopteris* („Kammfarn“), beides farnblättrige Pflanzen.

Oelsnitz) sowie auch des Nordböhmisches (Plzeň, Kladno) und des Innersudetischen Beckens (Wałbrzych).

Aber nicht nur die Pflanzenwelt hatte sich weiterentwickelt. Hier und da zeigt der Fossilinhalt der festländischen Karbonsedimente nicht minder bedeutsame Fortschritte in der Entwicklung der Tierwelt an. Die schon im Devon erscheinenden Panzerlurche traten mit höherentwickelten Formen auf, die sich dem im späteren Karbon zunehmend trockener werdenden Klima anpassen und ihre Eier statt ins Wasser in den trockenen Sand ablegen konnten. Aus einigen Formen entwickelten sich schließlich urtümliche Kriechtiere, die zwar noch manche amphibische Merkmale aufwiesen, aber einen deutlichen Fortschritt in der Entwicklung verkörperten. Überraschend war auch die bemerkenswerte Entfaltung der Gliedertiere auf dem Festland, unter ihnen Tausendfüßer, Skorpione, Spinnen und Insekten. Vor allem die Insekten waren teilweise erstaunlich groß, beispielsweise erreichten Libellen, die ihre Flügel übrigens noch nicht anfallen konnten, eine Spannweite von 75 cm.

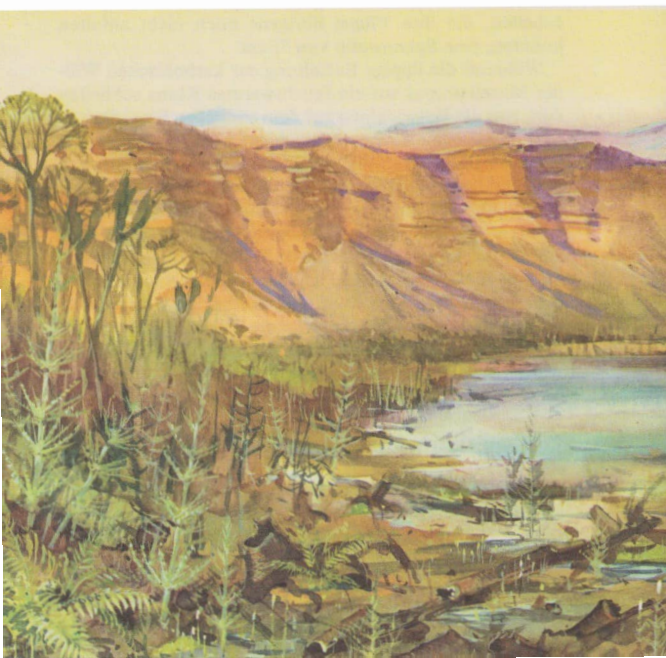
Während die üppige Entfaltung der karbonischen Wälder Mitteleuropas auf ein feuchtwarmes Klima schließen läßt, war die Entwicklung auf dem südlichen Riesenkontinent Gondwana davon unterschieden. Die Pflanzenwelt war weniger vielgestaltig und zeigte andersartige Formen. Nach einem vorherrschenden Samenfarn wird sie als *Glossopteris-Flora* bezeichnet. Möglicherweise war das Klima kühler, und gegen Ende des Karbons, an der Wende zum Perm, vereisten sogar große Teile des Südkontinents. Spuren dieser Vereisung, nämlich Gletscherschliffe auf dem festen Felsuntergrund und darüber zu Gestein verfestigte Grundmoränen, sogenannte Tillite, finden sich in Südamerika, Südafrika, Vorderindien und Australien. Sie weisen auf deren damals engen Zusammenhang hin.

Die spätkarbonisch-permische Trockenzeit

Die Zerstörung des Variskischen Gebirges schritt relativ schnell voran. Bereits im oberen Karbon begann es in seinem eigenen Schutt zu ersticken. Die Mulden füllten

sich auf, nur noch hier und da ragten Reste des abgetragenen Grundgebirges aus einer wüstenhaften Landschaft heraus. Wiederum herrschten ähnliche Umweltverhältnisse und ähnliche rote Schuttsedimente, wie wir sie schon bei der Abtragung der jüngeren präkambrischen Gebirgsketten Fennoskandias und des Kaledonischen Gebirges kennengelernt haben. Zwar verursachten weitere Krustenbewegungen neue Abtragungen, aber es erfolgten keine Faltenbildungen mehr, wie sie für das inzwischen innerlich versteifte Variskische Gebirge typisch waren. Ein neuer tektonischer Bewegungsplan setzte sich durch und bestimmte den weiteren Entwicklungsgang. Lang aushaltende Brüche, die teilweise älteren Schwächezonen der Erdkruste folgten, rissen auf,

Abb. 24. Landschaft zur Zeit des Oberkarbons. Sumpfwälder lieferten das Ausgangsmaterial für die Steinkohlen.



besonders in NW-SO- und NNO-SSW-Richtung. Einzelne größere Krustenstücke begannen sich zu heben, andere zu senken und erlaubten hier und da auch kurzzeitig flache Meereseinbrüche. An den Bruchzonen stiegen im obersten Karbon und im untersten Perm vorwiegend porphyrische Schmelzen nach oben. Teils drangen sie oberflächennah in die Schuttsedimente ein, teils ergossen sie sich als Laven auf die Landoberfläche oder quollen als gewaltige Glutwolken aus, die sich schnell über riesige Flächen ausbreiten konnten und feinst emulgierte Gesteinsschmelze in Form von Schmelztuffen ablagerten.

Aus solchen Porphyren und verwandten Gesteinen, die mit Sedimenten wechsellagern, besteht unter anderem der Hauptteil des Thüringer Waldes. Seine beherrschenden



Höhen wie Großer Beerberg, Schneekopf, Kickelhahn, Inselsberg und Donnershauk (Abb. 25) sind Porphyrhärlinge, während sich die Wartburg auf einem Kegel grobstückiger Konglomerate des Rotliegenden erhebt, die z. T. als Baumaterial der Burg verwendet worden sind. Auch im Saargebiet und in der Umgebung von Halle und Leipzig sind Porphyre weit verbreitet.

Das Trockenklima behauptete sich während des ganzen Perms – dessen älterer Abschnitt zumindest für mitteleuropäische Verhältnisse treffend als Rotliegendes bezeichnet wird – und reicht bis in die frühe Trias hinein.

Wie die heutigen Trockengebiete war auch die spätkarbonisch-frühpermische Wüstenlandschaft von vereinzelten Wasserflächen und sumpfigen Senken durchsetzt, in denen sich eine oasenartige Vegetation entwickelte. Ihre fossilen Reste sind hier und da in der Schichtenfolge zu finden. Unter ihnen spielten zwar noch Nachfahren der karbonischen Steinkohlenflora eine gewisse Rolle, aber im Perm kündigten sich bedeutsame Veränderungen der Pflanzenwelt an. Mit dem Trockenerwerden des Klimas entwickelten sich aus den feuchtigkeitsliebenden Sporenpflanzen allmählich nacktsamige Formen, die sich den neuen Umweltverhältnissen besser anzupassen vermochten, so z. B. frühe Formen der Ginkgogewächse und Palmfarne (Zykadeen), vor allem aber die ersten Nadelhölzer. Sie leiteten einen neuen Entwicklungsabschnitt der Pflanzenwelt, das Mesophytikum, ein. Auch die Tierwelt ließ bedeutende Veränderungen erkennen, besonders auf der schon im Karbon angedeuteten Entwicklungslinie: Echte Kriechtiere traten auf, das Zeitalter der Saurier begann.

Eine bemerkenswerte Unterbrechung der langen spätvariskischen Schuttsedimentation erfolgte im jüngeren Perm, der Zechsteinzeit, durch den Einbruch eines flachen Meeres. Von Norden her drang es langsam vor, folgte den neuen tektonischen Leitlinien und nutzte so einen flachen Einsenkungsbereich über dem eingerumpften Untergrund Mitteleuropas. Es erfüllte zunächst das Gebiet des norddeutsch-nordpolnischen Tieflandes, reichte zeitweilig aber auch weit nach Süden bis in das thüringisch-fränkische Gebiet, ohne jedoch die großklimatische Situation in



Abb. 25. Blick über Oberschönau zum Donnershauk (855 m),
einem Porphyrrücken des Thüringer Waldes

Mitteleuropa grundlegend zu verändern. Da dieses flache Meer einer außerordentlich starken Verdunstung ausgesetzt war, siegte trotz mehrfachen Frischwasserzuflusses letzten Endes wieder die Wüste. Um den Gegensatz zu der völlig andersartigen Ausbildung der Sedimente in Südeuropa auszudrücken, die sich in dem tiefmeerischen Bereich der Tethys absetzten, bezeichnet man den flachen mitteleuropäischen Sedimentationsraum als Germanisches Becken. Es spielt im frühen Erdmittelalter noch eine bedeutende Rolle.

Von der wechselvollen Geschichte des Zechsteinmeeres kündigt seine Sedimentfolge. An ihrer Basis liegt ein

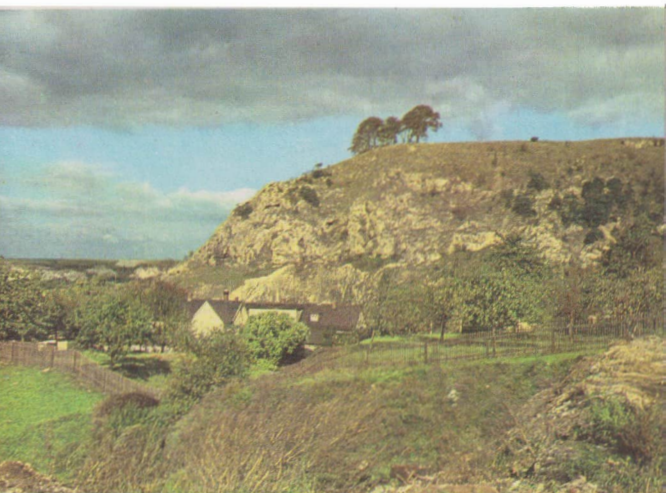
Konglomerat, aufgearbeiteter Festlandschutt, der mit dem Vordringen des Meeres als Geröllschicht ausgebreitet wurde. Darüber folgt ein geringmächtiger schwarzer, bituminöser Mergelschiefer, einst ein an Fäulnisstoffen reicher Schlamm. Er weist auf eine zeitweilig schlechte Durchlüftung und einen hohen Schwefelwasserstoffgehalt tieferer Meeresteile hin. Wegen seines Gehalts an fein verteilten Erzmineralen, besonders Kupfersulfid, wird er als Kupferschiefer bezeichnet, der jahrhundertlang auch im Mansfelder Gebiet abgebaut wurde. In solche schlecht durchlüftete Meeresteile geratene Fische gingen massenhaft zugrunde. Auf den Schichtflächen des Kupferschiefers sind sie häufig als Abdruck erhalten, ihre Schuppen sind meist durch Kupfersulfid ersetzt. Der über dem Kupferschiefer folgende Zechsteinkalk läßt darauf schließen, daß vorübergehend wieder eine bessere Verbindung mit dem Weltmeer zustande kam. Während des damit verbundenen Frischwasserzustroms wanderten auch einige Brachiopoden, Muscheln und Schnecken ein. In den flachen Randgebieten des Meeres und auf Schwellen siedelte sich eine riffbauende Lebensgemeinschaft an, die vorwiegend aus den kalkalgenähnlichen Stromarien und Bryozoen bestand, denen sich Seelilien, Armkiemer und Muscheln zugesellten. Diese Kalkriffe wucherten durch die gutgeschichtete Sedimentfolge hindurch und sind oft von der Abtragung als mächtige dolomitisierte widerständige Klötze herausgearbeitet worden. Sehr schöne Beispiele finden sich am Südostrand des Thüringer Beckens in der Gegend von Pößneck (Abb. 26).

Vom weiteren Schicksal des Zechsteinmeeres kündigt eine mächtige Folge von Eindampfungssedimenten. Da das Zechsteinbecken nur eine sehr schmale und flache Verbindung mit dem Weltmeer besaß, konnte jeweils nur so viel frisches Salzwasser in das Becken einströmen, wie darin verdunstet war. Auf diese Weise reicherten sich die im Meerwasser gelösten Salze im Becken an und wurden schließlich – besonders wenn die Wasserzufuhr zeitweilig abgeschnitten war – ausgeschieden. Zunächst wurden die schwer, dann die leichter löslichen Salze ausgefällt: als erstes Anhydrit, dann Steinsalz und schließlich die Kalisalze. In den letzten verbliebenen Rest des hochgradig

salzigen Wassers wurde Staub hineingeweht und als salzdurchsetzter Ton abgeschieden. Nach Abschluß dieses Prozesses erlaubten erneute Krustenbewegungen dem Meer abermals in das Zechsteinbecken einzudringen, so daß der gesamte Vorgang von neuem begann. Das geschah insgesamt fünfmal. Nach den Gebieten, in denen diese zyklischen Abfolgen in typischer Weise ausgebildet sind, unterscheidet man nach der Reihenfolge des Entstehens Werra-, Staßfurt-, Aller-, Leine- und Ohrezyklus.

Unter den Eindampfungssedimenten sind besonders die Kalisalze geschätzte Rohstoffe, die in Landwirtschaft und chemischer Industrie vielseitig verwendet werden. Aber auch das Steinsalz und der aus dem Anhydrit durch Wasseraufnahme hervorgegangene Gips sind wirtschaftlich nicht minder bedeutungsvoll.

Abb. 26. Zechsteinriff bei Krölpa in Thüringen



Vom Stockwerksbau Mitteleuropas

Mit dem Zechstein klingt das Erdaltertum aus, und ein neuer großer Entwicklungsabschnitt, das Erdmittelalter (Mesozoikum), beginnt. Je nachdem, in welchem Gebiet der Erde oder von welchem Standpunkt aus man diese Grenze betrachtet, erweist sie sich als mehr oder weniger deutlich. Untersucht man z. B. den Krustenbau und die Schichtenfolge Mitteleuropas, so ist unverkennbar, daß der Zechstein nicht das Ende eines älteren Entwicklungs-

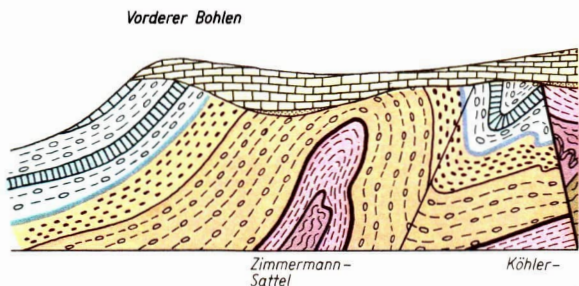
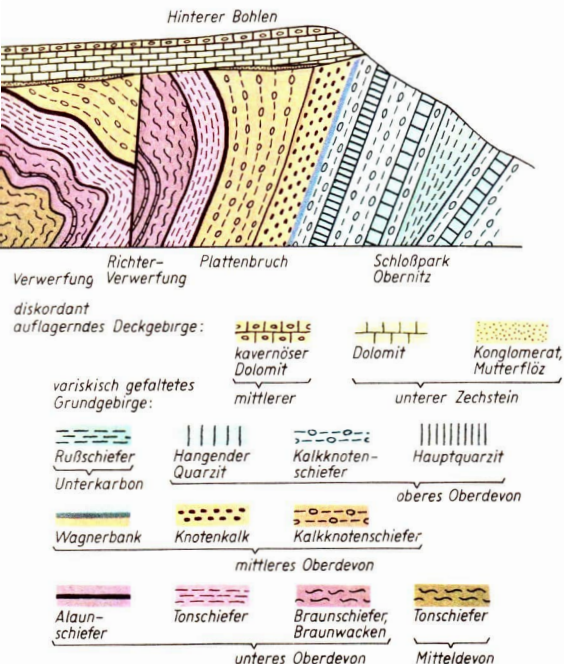


Abb. 27. Profil der Bohlenwand am rechten Hang des Saaletales oberhalb von Saalfeld (nach H. Pfeiffer)

abschnittes, sondern den Anfang eines neuen darstellt, denn die Schichtenkomplexe der Trias, mit denen das Mesozoikum beginnt, schließen sich ihm eng an. Darauf weist besonders deutlich der berühmte Aufschluß der Bohlenwand im Saaletal oberhalb von Saalfeld hin (Abb. 27). Wir sehen dort intensiv gefaltete und steilgestellte Gesteinsschichten, die nach ihrem Fossilinhalt zum Devon und zum Unterkarbon gehören – einstige Meeres-sedimente, die während der variskischen Gebirgsbildung zusammengeschoben und aufgerichtet worden sind. Durch die spätvariskische Abtragung wurden sie eingerumpft. Darüber aber liegen ungleichförmig – in diesem Falle fast horizontal – helle, kalkig-mergelige Sedimente des

Zechsteins, denen zwar nicht am Bohlen, aber an anderen Stellen jüngere Systeme (Trias, Jura, Kreide) gleichförmig auflagern. Die Diskordanz über den aufgerichteten älteren Schichten sagt in groben Zügen folgendes aus: Alte devonisch-unterkarbonische Meeressedimente wurden zunächst variskisch gefaltet, dann herausgehoben und der Abtragung unterworfen. In einer späteren Phase trat eine Senkungsbewegung ein, die es dem Zechsteinmeer ermöglichte, über diesen gefalteten Untergrund vorzudringen und darüber Sedimente flach auszubreiten.



Dazwischen aber klafft eine gewaltige zeitliche Lücke. Diese wichtige Trennfuge in der Kruste Mitteleuropas scheidet zwei Stockwerke voneinander: das variskisch gefaltete Grundgebirgsstockwerk und die flach auflagernde oder nur schwach gefaltete Sedimentfolge des Deckgebirgsstockwerkes. Dem Abtragungsschutt des Variskischen Gebirges, der in einstigen Muldenbereichen die Schichtlücke ausfüllt, wird die Stellung eines Zwischen- oder Übergangstockwerkes eingeräumt.

Aus dem Erdmittelalter

Buntsandsteinwüste, Muschelkalkmeer und Keupersümpfe

Trockenwarme klimatische Bedingungen und vertikale Krustenbewegungen in Mitteleuropa, in deren Folge zeitweilig flache Meere eindringen, waren auch zu Beginn des Mesozoikums wirksam. Trias (d. h. Dreiheit) hat man das erste System des neuen Zeitalters wegen seiner Gliederung in die Abteilungen Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper genannt. Während im Buntsandstein und im Keuper das Festland vorherrschte, war die Muschelkalkzeit durch größere Meereseinbrüche gekennzeichnet. Im Grunde genommen setzte sich die mit dem Zechstein im mitteleuropäischen Raume begonnene Entwicklung fort. Davon zeugen lokale Salzausscheidungen, die allerdings nicht mehr die Bedeutung der Zechsteinsalze erreichen.

Welches Bild mag die mitteleuropäische Buntsandsteinlandschaft geboten haben? Für wüstenartige Umweltverhältnisse sprechen außer roten Sedimentfarben auch Dünenstrukturen mit Kreuz- und Schrägschichtungen, ferner zu Windkantern abgeschliffene und polierte Gerölle, wie man sie in heutigen Wüsten findet, aber auch Trockenrisse in den tonigen Absätzen periodischer Wasserlachen sowie die Sedimentausfüllungen der Trockenrisse, die sogenannten Netzleisten. Von Wasseransammlungen mit oasenartigem Charakter künden ausgedehnte tonig-sandige Einschaltungen in der Sandsteinfolge, in denen oft unzählige Schalen kleiner Muschelkrebse eingebettet liegen, weiterhin Reste von Panzerlurchen sowie Abdrücke von Nadelhölzern und Farnen mit großen

Wedeln, die keinesfalls ohne Wasser auskommen konnten (Abb. 28). Andererseits entdeckt man hier und da eingeschaltete Muschel- und Wurmröhrenbänke sowie fossile Wellenrippeln, die man mit ähnlichen Erscheinungen in gegenwärtigen Sedimenten des Wattenmeeres vergleichen kann. Zeitweilig war man deshalb auch der Ansicht, daß in der Buntsandsteinzeit das Meer geherrscht habe. Dem widersprechen aber die meisten der zu beobachtenden Fakten. Vielmehr lassen sich die marinen Einschaltungen als Folge wiederholter kurzfristiger Meeresvorstöße in die Buntsandsteinlandschaft deuten. Dies zeigt gleichsam an, daß jenes Meer, das am Ende der Zechsteinzeit zurückgewichen war, alle geringen Senkungsbewegungen des Landes nutzte, um die verlorenen Positionen wiederzugewinnen – wenn auch vorerst ohne nachhaltigen Erfolg. Im oberen Buntsandstein, dem Röt, lassen jedoch Gips- und Salzeinschaltungen in bunten Tönen, Mergeln und Dolomiten den erneut wachsenden Einfluß des Meeres erkennen.

Zu Beginn der mittleren Trias, der Muschelkalkzeit, gab es einen größeren Meereseinbruch von Süden her durch die Oberschlesische Pforte. Das Meer strömte erneut in das flache, versalzte Germanische Becken. Ebenso wie der Begriff Buntsandstein wird die Bezeichnung Muschelkalk sowohl zeitlich als auch für die kalkigen Sedimente gebraucht, die zahlreiche marine Versteinerungen führen. Der Muschelkalk beginnt mit einer Folge dünnplattiger, gewellter Kalke, dem sogenannten Wellenkalk. In ihn eingeschaltet sind einige 5 bis 10 m mächtige kompakte Bänke, die z. T. hervorragendes Baumaterial liefern (Abb. 29).

Das von der Tethys her einbrechende Meer brachte auch deren Lebewelt mit. Wenngleich ihre fossilen Reste in manchen Horizonten massenhaft auftreten, war – wohl infolge des höheren Salzgehalts und der geringen Tiefe des

Abb. 28. Buntsandsteinlandschaft. Ausgedehnte wüstenartige Landstriche waren das kennzeichnende Bild der Buntsandsteinlandschaft im Germanischen Becken. Im trockenwarmen Klima herrschten rote Farben vor. Vorn rechts die Fährte des Handtieres (Chirotherium).





Abb. 29. Der von widerständigen Kalkbänken gegliederte Wellenkalk bildet in der Triaslandschaft des Thüringer Beckens oft zu Felsstürzen neigende Abhänge. Unser Bild zeigt den Steilhang des Großen Hörselberges östlich von Eisenach.

Meeres — die Fauna im Vergleich zur Tethys relativ artenarm. Als sich die Oberschlesische Pforte im mittleren Muschelkalk schloß, dampfte das Meer wiederum ein, Dolomit, Anhydrit bzw. Gips und Salze wurden ausgeschieden. Im oberen Muschelkalk drang das Meer erneut, diesmal jedoch von Südwesten her über die Burgundische Pforte in das Germanische Becken ein. Seine Sedimentfolge beginnt meist mit einer wenige Meter mächtigen Kalkbank, in der sich Stielglieder (sogenannte Trochiten) von Seelilien finden, die manchmal fast konglomeratisch miteinander verbacken sind. Darüber lagern die kalkigen bis tonigen Ceratitenschichten, benannt nach den für sie typischen Ammoniten, insbesondere dem *Ceratites nodosus*, dem knotigen Ammonshorn. Der Meereseinbruch während des oberen Muschelkalks dauerte aber nur verhältnismäßig kurze Zeit.

Zu Beginn des letzten Abschnittes der Trias, des Keupers — dieser Name wird im Coburger Gebiet für bunte Gesteine verwendet und ist wohl wegen der Gesteinsfarben auf die obere Trias übertragen worden —, wird das Meer infolge schwacher Krustenhebungen wiederum aus dem mitteleuropäischen Raum verdrängt. In Lagunen und Süßwasserseen ausgeschiedene Mergel- und Sandsteinschichten schließen den Muschelkalk nach oben hin ab und führen als Einschaltungen schwache Kohlenflözchen, die nachdrücklich eine Verlandung beweisen. Diese untere Abteilung wird Lettenkohlenkeuper genannt.

Mit dem weiteren Aufstieg des Landes gelangten erneut

Abb. 30. Steinmergelkeuper an der Wachsenburg bei Arnstadt. Die Bodendecke ist über dem wenig durchlässigen Untergrund weithin abgespült, so daß für Wasser, Wind und Frost gute Angriffsmöglichkeiten gegeben sind. Das rinnende Wasser schneidet sich tief in die weichen Mergel ein und formt eine zerschlungene Erosionslandschaft, sogenannte Badlands.



große Schuttmassen in das trockengefallene Becken. Charakteristisch sind verfestigte Tone, die sich im Verein mit Mergeln und Gips in seichten Binnengewässern absetzten (Abb. 30). Größere Fluten schwemmten Sandfahnen von gelegentlich erheblicher Mächtigkeit ein, die als Schilf- und Stubensandstein bezeichnet werden. Der Schilfsandstein leitet seinen Namen von zahlreichen Schachtelhalmabdrücken ab, der Stubensandstein von seiner früheren Verwendung als Streusand für die Stuben. Beide Sandsteine liefern in manchen Gebieten ein geschätztes Baumaterial, das z. B. am Kölner Dom und am Ulmer Münster verwendet wurde.

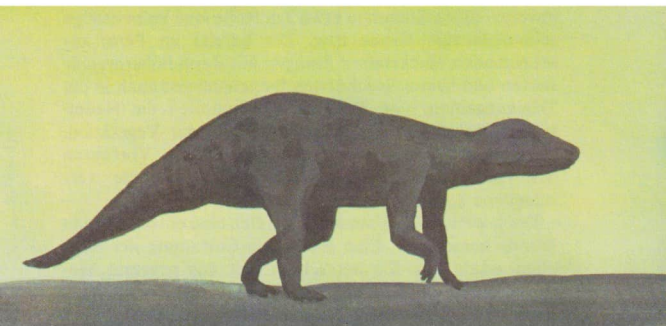
Im Rät, dem oberen Keuper, stieß das Meer abermals vor. Nicht nur von Südwesten, sondern diesmal auch von Nordosten her wurden größere Teile Mitteleuropas überflutet. Dunkle Schiefertone und helle, feinkörnige Sandsteine sind die typischen Sedimente des Räts.

Dieser Germanischen Trias steht im Bereich der Tethys eine völlig andersartige Schichtenfolge gegenüber. Sie wird nach dem Gebiet, in dem sie besonders typisch entwickelt ist, als Alpine Trias bezeichnet. Während die Germanische Trias epikontinentalen Charakter hat, d. h. sich in einem Meere absetzte, das einen kontinentalen Bereich zeitweilig nur flach überflutete, hat die Alpine Trias vorwiegend Tiefmeercharakter und kann einige tausend Meter Mächtigkeit erreichen.

Dem Mittelalter der Tierwelt war der Beginn des Mittelalters der Pflanzenwelt schon um einige Millionen Jahre vorausgegangen. Bereits im Oberperm war die Steinkohlenflora fast gänzlich verschwunden. Was sich von dieser Pflanzengemeinschaft noch in die neue Zeit hinübergerettet hatte, war mit nur wenigen Ausnahmen an ein feuchtes, sumpfiges Milieu gebunden. Nur dort kam es zur Vermehrung. Schon deshalb wurde für diese Pflanzen in den trockenwarmen, zeitweilig wüstenhaften Abschnitten der Trias der Lebensraum erheblich eingeengt. Übrig blieben noch Schachtelhalmröhrliche, die sich an feuchten Stellen sowohl der Buntsandstein- als auch der Keuperlandschaft fanden. Mit ihnen zusammen trat eine Anzahl Farne auf, darunter in der Buntsandsteinlandschaft die den Bärlappen nahestehende Pleuromeia, die auf dem

unverzweigten Stamm in etwa 3 m Höhe eine kolbenartige schmalblättrige Krone trug. Die bereits im Perm erscheinenden Nacktsamer drangen mit ihren höherorganisierten und besser geschützten Samenanlagen auch in die Trockengebiete vor. Besonders bestimmten die Nadelbäume *Voltzia* und *Ullmannia* das Bild der Vegetation. Dazu kamen eiben- und tannenartige Bäume, Vorfahren des Ginkgo, Araukarien und Zypressen sowie verschiedene Zykadeenarten.

Doch auch in der Fauna machte sich eine entscheidende Wende bemerkbar. Eine großartige Entfaltung der Reptilien setzte ein. Sie herrschten fast das gesamte Mesozoikum hindurch so eindrucksvoll, daß man es auch als Zeitalter der Reptilien oder Zeitalter der Saurier bezeichnet. Die amphibischen Panzerlurche, die im Devon erschienen, die Karbonsümpfe bewohnt hatten und auch im Perm noch herrschten, verschwanden allmählich und starben gegen Ende der Trias aus. Ihre letzten Vertreter erreichten noch einmal außergewöhnliche Größen. Im Röhricht der Keupersümpfe lebte *Mastodonsaurus*, ein Panzerlurch mit Froschleib und kurzem Schwanz, dessen Schädel etwa 1 m lang war. Unter den Reptilien entwickelte sich eine Fülle von Formen, mit der die enorme Entfaltung im Jura schon angekündigt wurde. Zu den bekanntesten Vertretern in der Trias gehörten die Placoden, etwa 2 m lange, schlanke, kurzhalsige Tiere mit langen Schwänzen. Ihre gepanzerten Mäuler enthielten knopfartige Zähne, mit denen sie beim Abweiden der Muschel- und Brachiopodenbänke des Muschelkalkmeeres die Schalen aufbrechen konnten. Ein gefährlicher Räuber war der bis zu 3 m lange *Nothosaurus*, ein Vorfahre der jurassischen Schlangenhalsdrachen, der sich auch auf dem festen Land fortbewegen konnte. Im Keuper erschienen die ersten Dinosaurier, bis 10 m lange, kräftige Räuber, die sich halb aufgerichtet auf den Hinterbeinen vorwärts bewegten und den Schwanz als Stütze benutzten. Neben ihnen tauchten Vorläufer der Krokodile und Schildkröten auf. Zu den rätselhaftesten Lebewesen aber gehörte das die Buntsandsteinwüste bewohnende *Chirotherium*, das Handtier. Von ihm fand man ursprünglich nur zahlreiche Fußabdrücke und versuchte, aus deren Größe, Abstand und



Eindruckstiefe das gesamte Tier zu rekonstruieren (Abb. 31). In verschiedenen Gebieten, z. B. in der Schweiz, ausgegrabene Knochen von Tieren, die entsprechende Fährten hinterlassen haben, scheinen anzudeuten, daß das *Chirotherium* ein Archosaurier (Ursaurier) war.

Auch die Gemeinschaft der im Meer lebenden Wirbellosen hatte sich in der Trias sehr verändert. Manche der beherrschenden Gruppen der paläozoischen Meere waren ausgestorben, vor allem die Trilobiten. Die vierzähligen Altkorallen waren durch neue sechszählige abgelöst worden. Obwohl die Seelilien im oberen Muschelkalk sogar gesteinsbildend auftraten, zeigten sie nicht mehr die alte Formenfülle. Muscheln und Schnecken entfalteten sich enorm. Besonders charakteristisch aber werden die Ammoniten – unter ihnen vor allem die Ceratiten – und die Belemniten (s. Abb. 32).

Am bunten Mosaik des geologischen Bildes von Mitteleuropa sind Triaslandschaften mehrfach beteiligt. Sie treten heute besonders in Muldenbereichen zwischen herausgehobenen Hochschollen älterer Gesteine auf, z. B. im lothringisch-pfälzischen Gebiet, in Schwaben, Franken, Hessen und Thüringen. Aber auch im norddeutsch-nordpolnischen Tiefland ist die Trias unter dem mächtigen jüngeren Deckgebirge weit verbreitet. Das alles spricht für einen einstigen ausgedehnten Ablagerungsraum. Später wurde er allerdings mit der Zerstückelung der mitteleuropäischen Kruste in einzelne Schollen, die sich teils hoben, teils senkten, stark aufgegliedert. Im Bereich der abgesunkenen Schollen blieb die Trias – und das gilt ebenso für Jura und Kreide – erhalten, während sie auf den herausgehobenen Schollen weitgehend oder völlig abgetragen wurde. Musterbeispiel einer solchen Landschaft ist die Thüringer Triasmulde zwischen den an Brüchen herausgehobenen Schollen des Thüringer Waldes und des Thüringer Schiefergebirges im Süden und des Harzes im

Abb. 31. Sandsteinplatte aus dem Buntsandstein Thüringens mit dem Negativ einer Fährte des Handtieres (*Chirotherium*) und der einstigen Trockenrisse im tonigen Boden. Darüber ist eine von W. Soergel im Jahre 1925 auf Grund der lediglich bekannten Fährten versuchte Rekonstruktion des Tieres wiedergegeben.

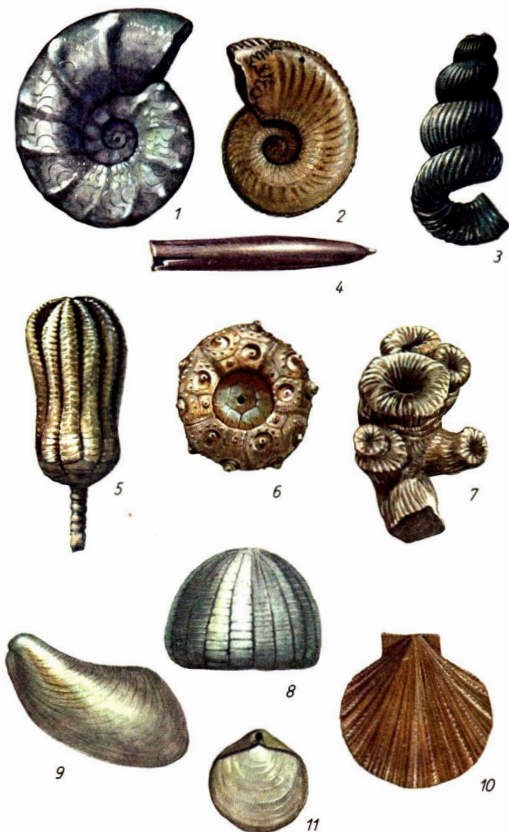


Abb. 32. Einige charakteristische Versteinerungen wirbelloser Tiere, die die mesozoischen Meere bewohnten

1. *Ceratites*, Ammonit aus der mittleren Trias; 2. *Amaltheus*, Ammonit aus dem unteren Jura; 3. *Bostrychoceras*, Ammonit (Entartungsform) aus der oberen Kreide; 4. *Belemnitella*, Belemnit aus der oberen Kreide; 5. *Encrinurus*, Seelilie aus der mitt-

Norden. Da sich die einzelnen Glieder der triassischen Schichtenfolge gegenüber der Abtragung sehr unterschiedlich verhalten – vor allem unterer Muschelkalk und Trochitenkalk, teilweise auch Buntsandstein sind sehr widerständig –, hat sich eine wechselvolle Stufenlandschaft herausgebildet. Der unterschiedliche Gesteinsuntergrund zeichnet sich deutlich in der heutigen Vegetation ab. Während auf den Höhen der Buntsandsteinlandschaft der Nadelwald herrscht, prägen im Muschelkalkgebiet meist prächtige Buchenbestände das Bild. In ihrem Schatten gedeihen Orchideen und andere seltene Pflanzen, die das Muschelkalkgebiet für den Botaniker zu einer bedeutenden Fundstätte werden lassen. Für den geologisch Interessierten aber bieten sich die anziehendsten Landschaftsbilder dort, wo sich Flüsse tief in die Schichtenfolge eingeschnitten und besonders an ihren Prallhängen das Gestein freigelegt haben – wie im Saaletal bei Jena. Ein weiteres bekanntes Muschelkalkvorkommen Thüringens ist auch die Schichtstufe des Großen Hörselberges (s. Abb. 29).

Doch auch außerhalb der geschlossenen Triasgebiete treten hier und da einzelne Schichtglieder der Trias aus jüngeren Ablagerungen hervor, so der in großen Steinbrüchen gewonnene Muschelkalk von Rüdersdorf bei Berlin. Zu den eindrucksvollsten Einzelvorkommen gehört wohl die aus den Fluten der Nordsee auftauchende kleine Buntsandstein-Felseninsel Helgoland (Abb. 33).

Im alpinen Bereich ist die Trias, die dort in erheblicher Mächtigkeit auftritt, in das außerordentlich kompliziert gefaltete und durch deckenartige Überschiebungen gekennzeichnete Gebirgssystem einbezogen.

Eine besondere Erscheinungsform der Alpinen Trias bietet Ungarn. In den Geosynklinalräumen des Karpaten- und Südalpen-Dinariden-Bereichs, die das Pannonische Becken ursprünglich umschlossen, besitzen die trias-

leren Trias; 6. *Cidaris*, Seeigel aus dem oberen Jura; 7. *Thecosmia*, Koralle aus dem oberen Jura; 8. *Echinocorys*, Seeigel aus der oberen Kreide; 9. *Gervilleia*, Muschel aus der mittleren Trias; 10. *Pecten*, Muschel aus der oberen Kreide; 11. *Coenothyris*, Armkiemer aus der mittleren Trias.



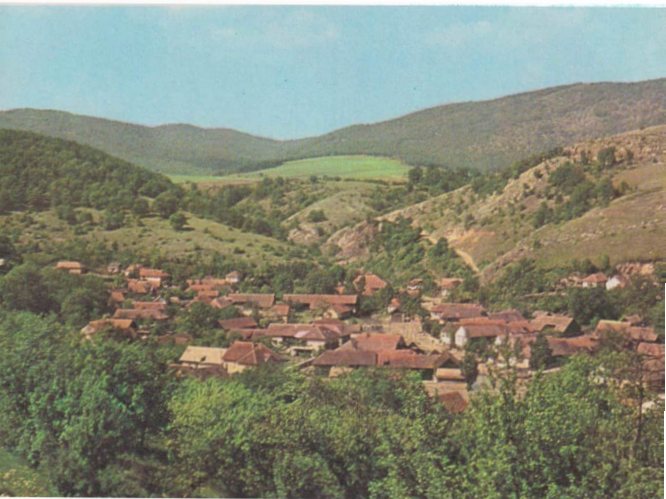
Abb. 33. Die von der Nordsee umspülte kleine Felseninsel Helgoland besteht aus wohlgeschichtetem Buntsandstein.

sischen Schichtenfolgen auch die von den Alpen her bekannten Mächtigkeiten, den typischen Faltenbau und die Deckenüberschiebung. Dagegen sind die Triassschichten im Becken selbst in einem anscheinend flacheren Meer auf versteiftem Untergrund abgelagert worden und meist nicht oder nur schwach gefaltet, sondern eher bruchtektonisch überprägt. Im Gegensatz zu den alpinen Hochgebirgen weisen die an Brüchen herausgehobenen Gebirge Ungarns – die transdanubischen Gebirge, Mecsek, das Villányer Gebirge, Bükk und Aggteleker Karst – Mittelgebirgscharakter auf. In späterer Zeit verkarsteten die Triaskalke stellenweise, besonders eindrucksvoll in dem zuletzt genannten Gebiet, in dem sich auch die längsten und schönsten, mit wunderbarem Tropfsteinschmuck ausgekleideten Höhlen Ungarns befinden. Über die höckerig verkarstete Oberfläche des weißen Kalkgebirges breitet sich ein ziegelrot leuchtender Verwitterungslehm aus, auf dem trotz der sonstigen Trockenheit der Karstoberfläche Buchen und Bergwiesen gedeihen (Abb. 34).

Die hohe Zeit der Saurier

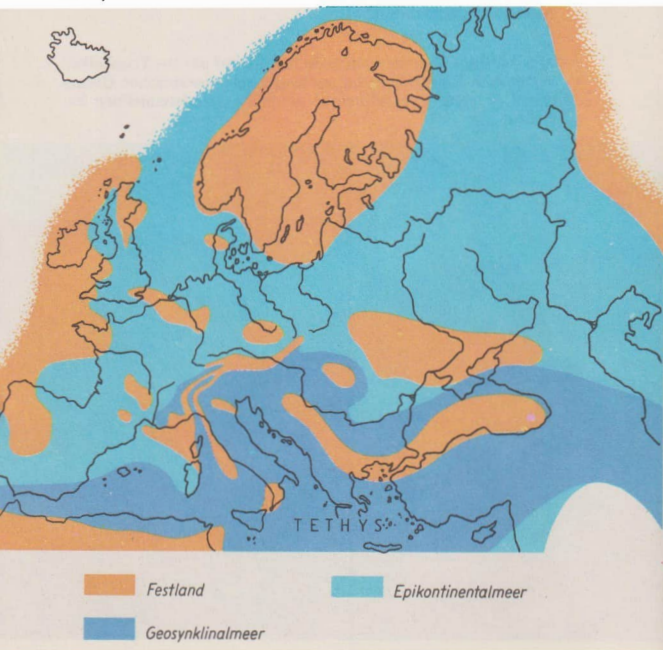
Jura und Kreide, die auf die Trias folgenden Systeme des Mesozoikums, sind durch Überflutungen großer Festlandteile gekennzeichnet (Abb. 35). Sedimentfolgen, die sich in Flachmeeren auf nur wenig unter den Wasserspiegel getauchten Kontinentalbereichen absetzten, sind nicht nur in Europa verbreitet. Daneben gab es auch ausgedehnte globale marine Sammelmulden, in denen sich mächtige Sedimentmassen des Juras und der Kreide anhäuften. Sie bildeten das Baumaterial künftiger bedeutender Faltengebirgssysteme, die vor allem im Bereich der sich zunehmend einengenden Tethys und längs der Westküste Amerikas entstanden.

Abb. 34. Blick über die Gemeinde Jósvalfö auf das aus Triaskalken bestehende Karstgebirge im nordungarisch-slowakischen Grenzgebiet, in dem sich zahlreiche prächtige Tropfsteinhöhlen befinden.



Die jurassische Entwicklung Mitteleuropas wurde bereits im Rät eingeleitet, als das Meer von Norden und von Süden vordrang und größere, durch Inseln gegliederte Senkungsbereiche erfüllte, vor allem ein Nord- und ein Süddeutsches Becken. Beide Becken waren von Untiefen und Schwellen umgeben und durch eine größere Schwelle voneinander getrennt. Zeitweilig bestand jedoch über die

Abb. 35. Verteilung von Land und Meer im Jura. Während Mitteleuropa zeitweilig von Flachmeeren bedeckt wird, deuten schwelenartige Heraushebungen des Meeresbodens in der Tethys kommende Gebirgsbildungen in diesem Raum an (nach R. Brinkmann).



Hessische Straße eine Verbindung zwischen den Becken. Die Abteilungen des Juras (Lias, Dogger und Malm), nach den in ihren Sedimenten vorherrschenden Farben auch als schwarzer, brauner und weißer Jura bezeichnet, weisen eine außerordentliche Mannigfaltigkeit an Gesteinen auf. Im Lias sind es in den inneren Beckenteilen dunkelgraue bis schwarze bituminöse Tone, die mit Kalkbänken wechsellaagern und nach den Beckenrändern zu völlig durch Kalke ersetzt werden. Die vorwiegend braunen Farben der Doggersedimente entstanden durch einen hohen Gehalt an Eisenverbindungen, die z. T. abbauwürdige Eisenerze bildeten, wie die lothringischen, schwäbischen und fränkischen Vorkommen. Der Erzgehalt dürfte festländischen Verwitterungsprodukten entstammen. Krustenbewegungen trennten gegen Ende des Doggers das Nord- und das Süddeutsche Becken. Im Süddeutschen Becken, das sich zunehmend verflachte, wucherten im Malm an den Rändern mächtige Riffklötze aus hellen Schwammkalen empor. Sie zeichnen sich noch heute eindrucksvoll in der Landschaft ab. In den dazwischenliegenden Lagunen wurde feiner Kalkschlamm sedimentiert. Seine Verfestigungsprodukte sind die bekannten Plattenkalke – die Lithographenschiefer – von Solnhofen und Eichstätt. Im Norddeutschen Becken, das sich demgegenüber zunächst noch etwas vertiefte, entstanden mächtige Kalksteine und Mergel.

Am Ende des Juras wurde im Gefolge von Bodenbewegungen das Meer weitgehend aus Mitteleuropa verdrängt. Das Süddeutsche Becken wurde landfest, im Norddeutschen Becken verblieb ein flaches, brackiglimnisches Restgewässer, in dem sich ein dunkler, pflanzenführender Ton absetzte, der Wälderton. Lokal sind in ihm auch Steinkohlenflözchen eingeschaltet. Mit dem Wälderton wurde die Kreidezeit eingeleitet. Erneut brach das Meer in das Norddeutsche Becken ein und lagerte in den zentralen Beckenteilen die Hils-Tone, in den randlichen die Hils-Sandsteine ab. Die lokal eingestreuten Trümmererze sind Aufarbeitungsprodukte der im Jura gebildeten Eisenkrusten auf den umgebenden Festländern.

Eine neue Situation entstand am Beginn der Oberkreide. Die Krustenbewegungen des Juras und der Unterkreide in

Mitteleuropa standen im Zusammenhang mit gleichzeitigen Bewegungsvorgängen im südeuropäischen Bereich der Tethys. Teile der Tethys vertieften sich bei zunehmender Einengung und nahmen mächtige Sedimentmassen auf. Zeitweilig wurde die Absenkung beschleunigt oder auch gehemmt und im Jura von einem kräftigen Vulkanismus begleitet. An der Wende von Unter- und Oberkreide erfolgten dort die ersten kräftigen Faltungen, die besonders im Tertiär schließlich zur Aufrichtung des großen europäisch-asiatischen Faltengebirgssystems führten. Vorher aber wurden von den Faltungen nur die Bereiche der heutigen Penninischen Alpen, der nördlichen Ostalpen und der Dinarischen Ketten erfaßt. In den nördlicher gelegenen, längst versteiften Krustenbereichen Europas jedoch kam es zu einer ausgedehnten Überflutung durch das Meer der oberen Kreidezeit, die den jurassischen Meereseinbrüchen in keiner Weise nachstand.

Gegenüber den vorangegangenen Zeiten mögen die Jura- und die Kreidelandschaft ein recht farbenfrohes Bild abgegeben haben, vor allem dank der in dem milden feuchtwarmen Klima wesentlich weiterentwickelten Pflanzenwelt. Hier und da gab es zwar an Tümpeln und in sumpfigen Niederungen noch Farn- und Schachtelhalmbestände, die z.T. ansehnliche Höhe erreichten – vorherrschend aber war eine vielgestaltige Welt der Nacktsamer. Bemerkenswerte Vertreter waren Zykadeen und Bennettiteen mit teils faßförmigen, teils säulenförmigen Stämmen, auf denen sich eine Krone palmwedelartiger Blätter entfaltete, die bei den Bennettiteen noch durch farbenprächtige Blüten ergänzt wurden. Mit diesen Pflanzen traten schon Merkmale auf, die für Bedecktsamer typisch sind. Dazu kamen zahlreiche Vertreter der Nadelhölzer, unter ihnen Ginkgogewächse, Vorfahren der Eiben und Tannen, ja auch schon die später im Tertiär so bedeutsamen Zypressen und Sequoien.

Ein entscheidender Wandel in der Zusammensetzung der Pflanzenwelt macht sich an der Grenze von der Unter- zur Oberkreide bemerkbar. Während die Unterkreide noch völlig die Züge des Mesophytikums trug, begannen in ihrem jüngsten Abschnitt die Bedecktsamer die Herrschaft zu übernehmen, d.h., mit der Oberkreide setzte das

Känophytikum (Neuzeit der Pflanzenwelt) ein, das bis in die Gegenwart reichende Zeitalter der Bedecktsamer. Zweifellos leiten sich die Bedecktsamer von den Nacktsamern ab, stellen aber mit ihren in Früchte eingeschlossenen Samen und ihrer Blütengestaltung (Stempel, Staubgefäße und Blütenblätter) eine höhere Entwicklungsstufe dar. In der oberen Kreide entwickelten sich die Bedecktsamer erstaunlich schnell zu einer überraschenden Formenfülle, die weitgehend an gegenwärtige Vegetationsbilder erinnert. Das dunklere Grün der Nadelwälder wurde auf großen Flächen von dem helleren Grün belaubter Urwälder durchsetzt. Neben Magnolien und Liliengewächsen erschienen Eukalypten und Nußbäume, zu denen sich – wohl besonders in höheren Breiten – Vorfahren der Eichen, Buchen, Weiden und Birken gesellten. Ohne Zweifel mußten solche einschneidenden Veränderungen der Pflanzenwelt entsprechende der Tierwelt nach sich ziehen.

Die reichhaltige und vielgestaltige fossile Lebewelt des Juras und der Kreide ist nicht nur Fachleuten und interessierten Laien bekannt. Wer hätte nicht schon einmal von Sauriern und Ammonshörnern gehört oder gelesen!

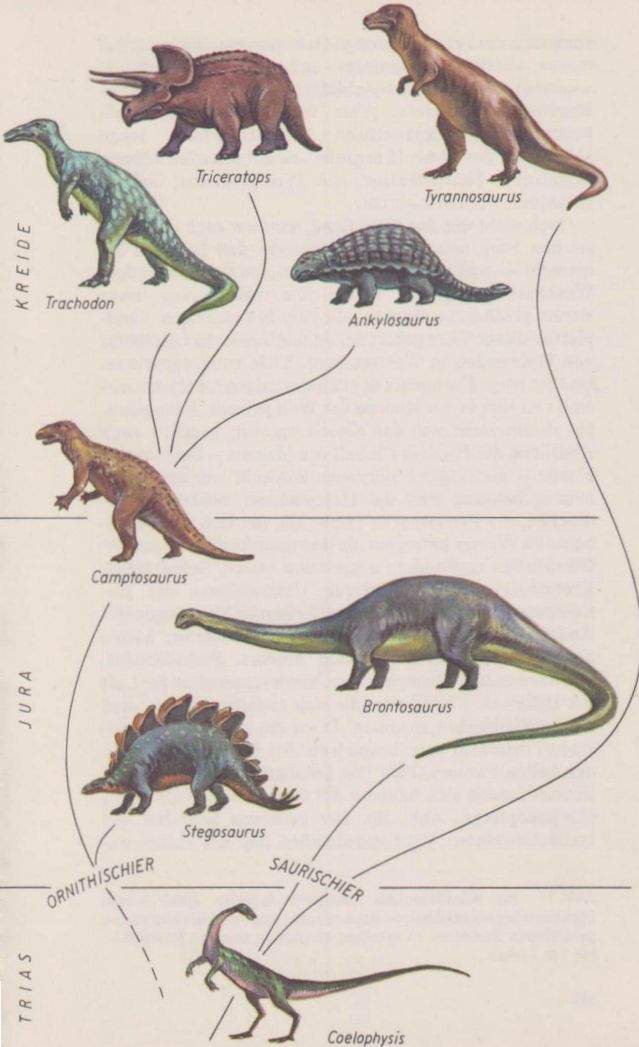
Unter den weltweit günstigen klimatischen Bedingungen während des Juras und der Kreide entwickelte sich in den Meeren eine vielgestaltige marine Tierwelt (Abb. 32). Korallen und Schwämme bauten mächtige Riffe. Im Wasser wimmelte es von Mikroorganismen, besonders von Foraminiferen, weiterhin von zahlreichen Muscheln, Schnecken, Armkiemern und Stachelhäutern. Besonders auffällig aber entfalteten sich die Ammoniten, die eine fast unübersehbare Fülle kurzlebiger und teilweise prächtiger Formen hervorbrachten. Bei den in der Ebene spiralig aufgerollten, gekammerten Gehäusen begannen die Verwachsungsnähte der Kammerscheidewände mit der Außenschale zunehmend komplizierter zu werden, da sich die Kammerscheidewände wellten und falteten. Gleichzeitig wurden auf die Außenschalen Skulpturen aufgesetzt, gekrümmte und gegabelte Rippen, schließlich Punkte. Manche Formen wuchsen neben ihren nur wenige Millimeter großen Verwandten ins riesenhafte, wie *Pachydiscus seppenradensis*, der einen Durchmesser von 2,50 m aufweist. Schließlich brachten die Ammoniten in der

jüngeren Kreidezeit Sonderformen hervor, die als Entartungserscheinungen aufgefaßt werden. Die Umgänge der Gehäuse begannen sich abzulösen und streckten sich sogar in die Gerade. Damit wurde am Ende der Kreidezeit die Entwicklung der Ammoniten abgeschlossen. Die gesamte Ordnung starb aus und erschien mit Anbruch der Erdneuzeit nicht mehr. Ähnlich erging es verwandten Kopffüßern, den Belemniten. Ihre zigarrenförmigen Hartteile – letzte Fortsätze einer ins Innere der Weichteile verlegten Schale – werden im Volksmunde als Donnerkeile bezeichnet und sind häufig in Jura- und Kreideablagerungen zu finden.

Die auffallendste Erscheinung der jurassisch-kreidezeitlichen Tierwelt aber waren die Reptilien, die als Saurier (gr.: Echsen) die schon in der Trias angedeutete Entwicklung ins großartige steigerten und sämtliche Lebensräume zu beherrschen begannen. Verschiedenartige Umweltverhältnisse brachten mannigfaltige und teilweise seltsame Anpassungsformen hervor, die den Fabelwesen aus Märchen und Sagen in keiner Weise nachstehen.

Die bekanntesten auf dem Festlande lebenden Echsen waren die Dinosaurier, Reptilien von sehr unterschiedlicher Gestalt und Größe (Abb. 36). Unter ihnen gab es wahrhafte Riesenexemplare. Die vierbeinigen gewaltigen Fleischkolosse trugen einen eidechsenartigen Schwanz und einen schlangenförmigen Hals, der in einem für die Größe der Tiere viel zu kleinen Kopf endete. Zu ihnen gehörten der in den Jurasümpfen Nordamerikas lebende 18 m lange Brontosaurus und der Diplodocus, der sogar 27 m Länge erreichte. Die größten jedoch dürften der ostafrikanische Brachiosaurus und der südamerikanische Arctosaurus gewesen sein. Dem kleinen Kopf der Tiere

Abb. 36. Stammbaum der Dinosaurier (nach Colbert). Die bekanntesten Vertreter der mesozoischen Tierwelt sind die Dinosaurier – auch Schreckensechsen genannt. Zu den Dinosauriern werden allerdings Formen zusammengefaßt, die verwandtschaftlich z. T. nur wenig miteinander zu tun haben. Wie die Abbildung zeigt, zeichnen sich besonders zwei Gruppen ab, die sich durch den Bau des Beckens und dementsprechend durch die Art ihrer Haltung und des Ganges unterscheiden.



entsprach eine ebenso geringe Gehirnmasse, doch war bei diesen »Schreckenssauriern« außerdem ein Schwanzwurzelnervenzentrum ausgebildet, das ein Mehrfaches des Kopfhirns ausmachte. Aller Wahrscheinlichkeit nach waren diese Riesenechsen Pflanzenfresser, denen »kleinere«, nur 10 bis 15 m große und mit scharfen Zähnen bewaffnete Fleischfresser, wie Tyrannosaurus, äußerst gefährlich werden konnten.

Doch nicht nur das feste Land, sondern auch die jurassischen Seen und Meere wurden von den Sauriern beherrscht – wohl von solchen Formen, die sich erneut dem Wasserleben angepaßt hatten. Die meisten von ihnen waren gefährliche Räuber. Zu den bekanntesten Fundplätzen dieser Tiere gehört der dunkle liassische Ölschiefer von Holzmaden in Württemberg. Viele wohlpräparierte, bis 10 m lange Exemplare des delphinartigen Ichthyosaurus sind von hier in die Museen der Welt gelangt, Exemplare, bei denen nicht nur das Knochengerüst, sondern auch Abdrücke der Haut, der Inhalt des Magens – Belemniten, Fische – und sogar Embryonen entdeckt wurden. Nicht minder bekannt sind die Holzmadener Schlangenhalsdrachen, die Plesiosaurier (Abb. 37), die sich wie Flachboote im Wasser bewegten, da ihre ursprünglich tragenden Gliedmaßen zu Paddeln umgestaltet waren. Selbst einige Krokodilformen waren durch Umgestaltung der Extremitäten zu Flossen völlig dem Leben im Meer angepaßt. Andere jurassische Reptilien, die Pterosaurier, hatten als Gleitflieger den Luftraum erobert. Pterodactylus, Pteranodon und Rhamphorhynchus durchsegelten die Luft mit Hilfe von Flughäuten, die sich zwischen Körper und Vordergliedmaßen spannten. Doch die Jurazeit hat noch einen Fortschritt ganz besonderer Art hervorgebracht: In den hellen Plattenkalken von Solnhofen und Eichstätt in Bayern fanden sich Skelette des ersten, echten Urvogels (Archaeopteryx, Abb. 38). Der bezahnte Schnabel, die krallenbewehrten Vordergliedmaßen und der eidechsen-

Abb. 37. Im schwäbischen Liasmeer (unterer Jura) lebten Plesiosaurier als gefährliche Raubechsen. Nach den in Holzmaden gefundenen Skeletten zu urteilen, erreichten manche Exemplare bis 5 m Länge.





artige Schwanz erinnern nachdrücklich an die Ahnen; das im Abdruck erhaltene Federkleid zeigt aber den großen Schritt nach vorn.

Die entwicklungsgeschichtlichen Beziehungen sind jedoch nicht bei den Flugsauriern zu suchen, sondern bei den sogenannten Pseudosuchiern des Perms und der Trias, aus denen Formen hervorgingen, die sich zunächst auf die Hinterbeine aufrichteten und später ihr Schuppenkleid zu Federn umbildeten. *Archaeopteryx* war sicherlich noch kein guter Flieger, sondern dürfte seine Schwingen fallschirmartig gebraucht haben. In den Kreideschichten Nordamerikas erscheinen weitere Urvögel, deren Flugvermögen ebenfalls unbedeutend war, die aber als typische Strandbewohner gut tauchen und den Fischen nachstellen konnten.

Mit dem Ende der Kreidezeit und damit auch des Mesozoikums ergab sich eines der bedeutendsten entwicklungsgeschichtlichen Probleme: Die Tierwelt erlebte eine ihrer schwersten Krisen, der ganze Gruppen zum Opfer fielen, neben den Ammoniten und den Belemniten auch die Saurier. Innerhalb geologisch kurzer Zeit starben diese Beherrscher des jurassisch-kreidezeitlichen Festlandes, der Meere und des Luftraumes aus. Mit Ausnahme weniger Reptilordnungen, die neben diesen »Großen« ein bescheidenes Schattendasein geführt hatten, erschien mit Anbruch der Erdneuzeit keine der Riesenechsen mehr. In einer völlig veränderten Lebensgemeinschaft übernahmen die bis dahin nur unscheinbar entwickelten Säugetiere die Herrschaft.

Der Name Jura ist mit verschiedenen Landschaften verbunden. Zu den klassischen Juralandschaften, die seit langem wegen des außerordentlichen Fossilreichtums ihrer Schichtenglieder eingehend studiert worden sind, gehören

Abb. 38. a) Urvogel *Archaeopteryx*. Versuch einer Rekonstruktion in Anlehnung an Augusta und Burian. Der bezahnte Schnabel, die krallenbewehrten Vordergliedmaßen und der eidechsenartige Schwanz erinnern an die Abstammung von den Reptilien.

b) So fand man das Skelett des Urvogels in den hellen Plattenkalken des oberen Juras von Solnhofen (Bayern). Länge des Tieres 43 cm

ohne Zweifel Schwaben und Franken, deren mittelgebirgsartige Höhenzüge auch die Namen Schwäbischer und Fränkischer Jura tragen. Noch ausgeprägter als bei der Trias findet sich dort eine bunte und wechselvolle Folge widerständiger und durch die abtragenden Kräfte leicht ausräumbarer Gesteinsschichten. Wo diese Schichtenfolgen geneigt sind und die Abtragung darüber hinweggegriffen hat, ist eine typische Schichtstufenlandschaft entstanden, die als geradezu klassisches Beispiel gilt. Besonders die gegen Abtragung widerständigen hellen Kalke des Malms sind eine schützende Decke für die unterlagernden Schichten und brechen mit einer Steilstufe – Albrauf genannt – ab. Unter ihr bilden die Schichten des Doggers und Lias sanftere Treppen. Vielfach finden sich vor der Albkante sogenannte Zeugenberge, die durch abdeckende Reste der Malmkalktafel erhalten geblieben sind. Hier und da, besonders eindrucksvoll in Franken, durchsetzen auch massige helle Dolomitriffe die Schichtenfolge und bilden Felsenlabyrinth, die teilweise verkarstet sind und von weitläufigen Höhlensystemen durchzogen werden.

Wie schon bei der Trias weicht auch im Jura die Schichtenfolge im Gebiet der aus der Tethys hervorgegangenen europäisch-asiatischen Faltengebirgssysteme von der mitteleuropäischen ab. Hier liegen die jurassischen Schichtenglieder wiederum z.T. in tiefmeerischer Ausbildung vor und erreichen erhebliche Mächtigkeiten.

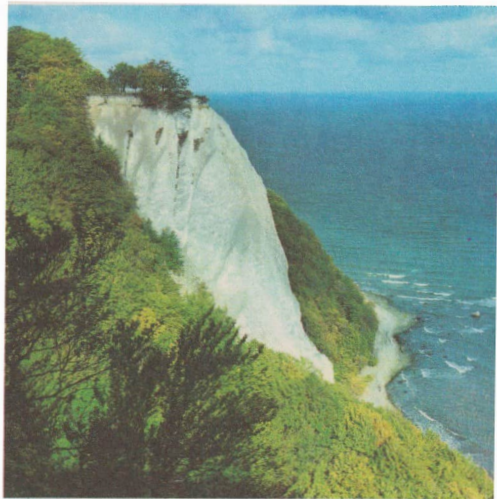
Der Name Kreide für das letzte System des Mesozoikums wurde der Schreibkreide entlehnt, einem feinkörnigen Kalkstein, der in besonders eindrucksvoller Weise an den Küsten Rügens und Dänemarks, aber auch beiderseits des Kanals an den Küsten Englands und Frankreichs zu finden ist.

Die steilen Kreidefelsen an der Küste Rügens, die nördlich von Saßnitz an der Stubbenkammer und bei Kap Arkona unvermittelt aus dem Meere aufragen und im Königsstuhl (Abb. 39) sogar eine Höhe von 120 m erreichen, sind mit eiszeitlichen Moränenablagerungen intensiv verschuppt. Daraus resultiert auch das wechselvolle Bild des Küstenstriches nördlich von Saßnitz. Zwischen den steil aufragenden Kreidefelsen sind die wenig ver-

festigten eiszeitlichen Mergel und Sande durch die Abtragung weitgehend ausgeräumt worden, so daß der prächtige Buchenwald der Stubbenkammer an solchen Stellen bis an den Küstenstreifen hinunterreicht.

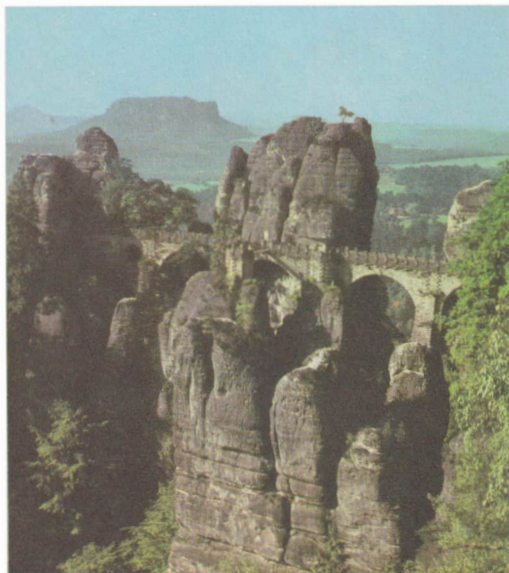
Die Kreidekalke sind aber letztlich nur ein Teil der Sedimentfolge der kreidezeitlichen Meere, im Falle Rügens sogar nur ein Teil der Oberkreide. Es wäre falsch, dieses Gestein mit dem Systembegriff Kreide gleichzusetzen. Außer der Kreide haben auch Tone, Mergel und vor allem Sandsteine einen bedeutenden Anteil. Sie sind besonders in solchen Gebieten Mitteleuropas, in denen die kreidezeitliche Schichtenfolge auf eingesunkenen Krustenbereichen der Abtragung teilweise entgangen ist, erhalten und durch die Erosion zu mitunter bizarren Felsenlandschaften ausgeformt worden. Eines der schön-

Abb. 39. Der an der Stubbenkammer nördlich von Saßnitz (Rügen) bis 120 m hoch aufragende Königsstuhl besteht aus weißer Schreibkreide.



sten Beispiele dafür ist das Elbsandsteingebirge, das, zwischen dem Granitmassiv der Lausitz und dem Gneisgebiet des Erzgebirges eingesenkt, von der Elbe und ihren Nebenflüssen modelliert worden ist. Über ausgedehnten Ebenheiten, die durch die Seitenerosion pendelnder Flüsse – vor allem der Elbe – geschaffen wurden, steigen die Tafelberge und Felsengärten steil auf (Abb.40). Ein ähnliches Erscheinungsbild bieten die Sandsteine der Südlasitz und der Sudety (Sudeten). Sind die kreidezeitlichen Schichten im Elbsandsteingebirge nur wenig geneigt, so sind sie im nördlichen Harzvorland in Falten gelegt, wobei Sattel- und Muldenstrukturen entstanden sind, die die Abtragung im Laufe der Zeit einebnete. Besonders harte Sandsteinschichten aber haben ihr kräftigen Widerstand entgegengesetzt, und wo sie an den Sattel- bzw. Muldenflanken austreichen, durchziehen sie

Abb.40. Zu den Sedimenten der Kreidezeit gehören auch die Quadersandsteine des Elbsandsteingebirges. Das Bild zeigt die durch eine Steinbrücke verbundenen Felsen des Basteigebietes bei Rathen. Im Hintergrund der Lilienstein



die Landschaft als weithin verfolgbare schmale Hügelreihen, aus denen bizarre Felsgebilde mauerartig aufragen, wie die Teufelsmauer bei Blankenburg (Harz).

Ähnlich wie bei der Schichtenfolge der Trias und des Juras ist auch die der Kreide im Gebiet der Alpen und der ihnen entsprechenden Faltengebirge anders ausgebildet als in Mitteleuropa. Sie weist dort erhebliche Mächtigkeiten und einen besonderen Fossilinhalt auf.

Einst gab es keinen Atlantik

Schon bei der Betrachtung des Kaledonischen Gebirgssystems wurden die modernen Auffassungen angedeutet, nach denen die Auffaltung des Gebirges mit dem Aufeinanderzutreiben von Kontinentalschollen und der gleichzeitigen »Schließung« eines dazwischenliegenden Ozeans verbunden war, dessen Sedimente zusammengeschoben wurden und das Baumaterial für dieses Faltengebirge lieferten. Die frühen nordamerikanisch-kanadischen Kontinentalkerne (Laurentia und Eria) sollen sich dabei mit dem europäischen (Fennosarmatia) vereinigt haben. Es ist schwer, diese frühen Vorgänge zu rekonstruieren und sich ein Gesamtbild von der damaligen Verteilung von Land und Meer im globalen Maßstab zu machen. Eine andere Gruppe von Forschern neigt zur Auffassung des »Fixismus«, wonach horizontale Bewegungen von Kontinenten gegenüber vertikalen eine nur unbedeutende Rolle gespielt haben sollen. Das würde bedeuten, daß die Ozeane immer den gleichen Platz eingenommen haben oder dort entstanden sind, wo alte Kontinente versanken.

Gegenwärtig setzt sich jedoch in zunehmendem Maße die Auffassung des »Mobilismus« durch, wobei die frühere Theorie der Kontinentaldrift, die Alfred Wegener im Jahre 1912 aufgestellt hatte, gewisse Abwandlungen erfahren hat. Man nimmt heute an, daß die Kontinente nicht – wie Wegener glaubte – selbständig auf einer fließfähigen Unterlage treiben wie Eisschollen im Wasser, sondern daß große Platten der Erdkruste (der Lithosphäre) in ständiger – wenn auch langsamer – Bewegung sind. Während dabei

basaltische ozeanische bzw. tiefere Kruste dauernd neu entsteht und abgebaut wird, treibt granitische Oberkruste in Form von Kontinentalschollen auf ihr mit. Der Begriff granitisch bezieht sich dabei nicht nur auf das Gestein Granit, sondern umfaßt das gesamte Gesteinsinventar der Kontinente, das eine geringere Dichte als die basaltische ozeanische Kruste aufweist.

Den Mechanismus stellt man sich – stark vereinfacht – so vor: Inmitten der Ozeane befinden sich die mittelozeanischen Rücken, an denen basaltische Schmelzen aus dem Erdmantel aufquellen. Wenn das am Grunde der Ozeane erfolgt, ist davon wenig zu bemerken. Geringe Teile der mittelozeanischen Rücken aber überragen, z. B. im mittleren Atlantik, als Inseln die Meeresoberfläche. In diesen Gebieten ist dann zuweilen das Aufsteigen der Schmelzen als aktiver Vulkanismus zu beobachten, wie es in den letzten Jahren besonders vor Island mehrfach eindrucksvoll demonstriert wurde. Durch wiederholte (nach geologischen Zeitmaßen ständige) Förderung basaltischer Schmelzen wird dort der Meeresboden immer neu gebildet, breitet sich nach den Seiten aus und trägt auf ihm befindliche Kontinentalschollen mit sich fort. Andererseits aber gibt es Zonen, in denen die basaltische ozeanische Kruste abtaucht und vom Erdmantel wieder aufgezehrt wird, die sogenannten Verschluckungszonen. Sie werden im Bereich der Tiefseegräben angenommen. Die Förderzonen der mittelozeanischen Rücken, die Verschluckungszonen der Tiefseegräben und eine dritte Gruppe von Zonen, an denen horizontale Ausgleichsbewegungen stattfinden, umschließen die erwähnten Lithosphäreplatten. Auf den Platten mittreibende Kontinentalschollen können wegen ihrer geringeren Dichte an den Verschluckungszonen nicht mit abtauchen, dagegen können an ihrer Stirnfront im Meere angehäuften Sedimente zusammengeschoben und – wie die südamerikanischen Anden – dem Kontinent als Faltengebirge angegliedert werden. An solchen Verschluckungszonen können aber auch zwei aufeinander zutreibende Kontinentalschollen kollidieren, wobei dann zwischen ihnen, wie im Falle der Alpen oder des Himalaja, Gebirge aus den zusammengeschobenen Meeressedimenten aufgefaltet werden.



Abb. 41. Zerfall der am Ende des Paläozoikums bestehenden riesigen Landmasse der Pangea in die gegenwärtigen Kontinente.

Eingeschuppte Reste ozeanischen Bodens künden dann zuweilen von der einstigen Existenz eines Ozeans, der sich geschlossen hat.

Kehren wir wieder zu den Ereignissen im Mesozoikum zurück! So unsicher Bewegungen von Lithosphäreplatten und mit ihnen treibender Kontinente zu rekonstruieren sind, scheint sich jedoch abzuzeichnen, daß am Ende des Paläozoikums kein Atlantischer Ozean, sondern, wie es Abb. 41 (oben) zeigt, eine riesige Landmasse existierte, die Pangea. Der große Südkontinent Gondwana bildete einen Teil von ihr. Zwischen ihm und dem eurasiatischen Anteil zeichnete sich die Tethys ab, ansonsten herrschte ein Pazifik. In der frühen Trias brach diese Landmasse auf, Förderzonen basaltischen Mantelmaterials entstanden, und zwischen Nordafrika und Nordamerika entstand der Atlantik in seiner ersten Phase (Abb. 41, Mitte). Auch der Gondwanakontinent spaltete auf, und die Tethys begann sich einzuengen, was mit ersten, zunächst noch schwachen Faltungen der darin angehäuften Sedimente verbunden war. Der indische Subkontinent fing an, nach Norden zu driften. Antarktika, das noch mit Australien verbunden war, löste sich von Afrika. In der Kreidezeit (Abb. 41, unten) war die Aufspaltung schon deutlich vorangeschritten. Der Südatlantik und Teile des Nordatlantiks waren weitgehend aufgerissen. Nur über Grönland hinweg scheint zunächst noch ein Zusammenhang zwischen Nordamerika und Eurasia bestanden zu haben, der sich aber später, wahrscheinlich in der jüngeren Kreidezeit, löste. Im Tertiär öffnete sich dann die Labradorstraße, zugleich aber schloß sich die Tethys. Es ist erstaunlich, wie gut sich die Entwicklung des großen alpidischen Gebirgssystems in dieses Bewegungsbild einfügt. Als letzte Reste der einstigen Tethys werden das Mittelmeer und das Schwarze Meer angesehen. Mit der Ausbreitung des Atlantiks, die auch gegenwärtig meßbar ist (1–5 cm/Jahr), geht zugleich eine Einengung des Pazifiks einher, dessen Ränder von Verschluckungszonen begleitet werden.

Die Mobilisten, wie man die Vertreter dieser Auffassung nennt, erbringen gegenwärtig für Einzelheiten dieser Vorgänge ständig neue Fakten und vermitteln ein hochinteressantes Bild von den Bewegungen der Erdkruste.

Aus der Erdneuzeit

Die Neuzeit der Erdgeschichte beginnt

Mit dem Tertiär beginnt die erdgeschichtliche Neuzeit. Vorüber ist die Zeit der Saurier die Säugetiere haben ihren Siegeszug angetreten, der sie schließlich zu Beherrschern der Erde macht. Unter den Pflanzen nehmen die Bedecktsamer die Vorrangstellung ein. Die neue Qualität bedarf nur noch einer Reihe von Vervollkommnungen, um zum heutigen Zustand zu gelangen. Gleiches gilt für das Bild der Erde: Die gegenwärtige Verteilung von Festländern und Meeren, Gebirgen und Tiefländern wird im wesentlichen im Tertiär geschaffen (Abb. 42).

Die Erdkruste ist zu keiner Zeit bewegungslos gewesen. Die Existenz starrer und mobiler Bereiche, die sich den einwirkenden Kräften gegenüber unterschiedlich verhielten, war immer Ursache zumindest lokaler Bewegungen horizontaler oder vertikaler Art, die zu flachen Überflutungen von Krustenteilen oder aber zur Festlandswerdung führten. Das Tertiär jedoch war offensichtlich eine Zeit stark gesteigerter tektonischer Unruhe. Was in der Jura- und Kreidezeit bereits begann, wurde im Tertiär vollendet: die Aufrichtung der großen jungen Faltengebirge der Erde, besonders jenes gewaltigen Systems, das in Nordwestafrika mit den Atlasketten beginnt, dem Pyrenäen, Alpen, Karpaten, Dinariden, Kaukasus, Balkan, die kleinasiatischen Kettengebirge und die Hochgebirge Zentralasiens mit dem Himalaja angehören und das sich über Südostasien bis zur Inselwelt im Grenzbereich zwischen Indischem und Pazifischem Ozean erstreckt.

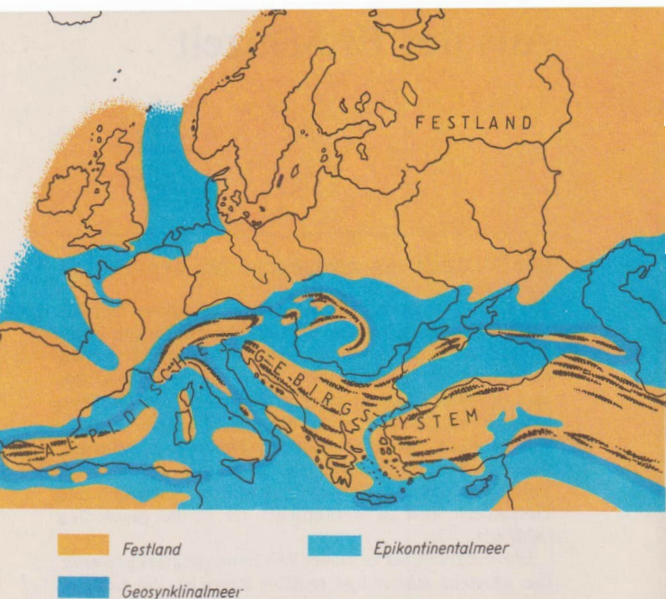


Abb. 42. Verteilung von Land und Meer im Tertiär. Große Teile Nord-, Mittel- und Osteuropas sind Festland geworden, auch aus Südeuropa wird mit der Auffaltung des alpidischen Gebirgssystems das Meer nach und nach verdrängt. Nur Randsenken dieses Gebirges haben noch eine größere Tiefe (nach R. Brinkmann).

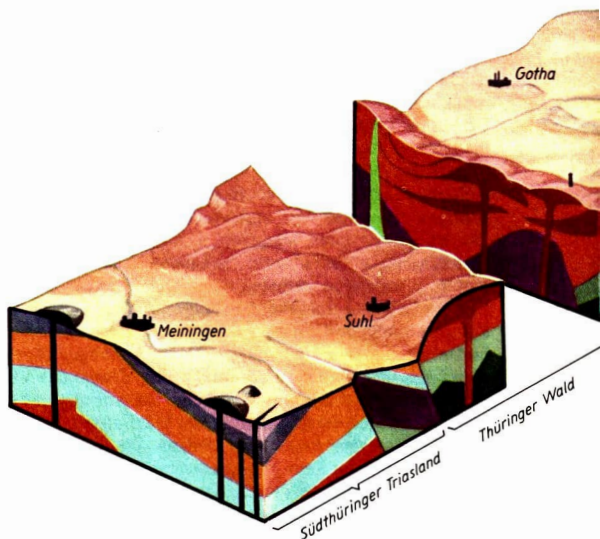
An Mitteleuropa ging die tektonische Beanspruchung ebenfalls nicht spurlos vorüber. Sein Untergrund war längst nicht mehr so mobil wie der im Bereich der alpidischen Gebirgsbildung, sondern bereits durch frühere Ereignisse – vor allem die variskische Gebirgsbildung – versteift, von erstarrten magmatischen Schmelzen durchsetzt und nach einer längeren Phase der Abtragung mit einem jüngeren Deckgebirge verhüllt. Beginnend im Jura,

spürbar in der Kreidezeit, besonders kräftig aber im Tertiär, wurden alte Bruchsysteme aktiviert und neue angelegt. An ihnen wurden Schollen der Erdkruste auf- oder abwärts bewegt, schief gestellt oder horizontal gegeneinander verschoben. Das komplizierte Schollenmosaik des mitteleuropäischen Mittelgebirgslandes erhielt seine wesentliche Gestalt (Abb. 43). Von den herausgehobenen Schollen wurde das Deckgebirge abgetragen, so daß wie im Harz, dem Thüringer Wald und im Thüringischen Schiefergebirge, den Sudety (Sudeten), dem Spessart, Odenwald und Schwarzwald das Grundgebirge zum Vorschein kam. In den dazwischengelegenen Senken, z. B. in der Thüringer Mulde, der nördlich des Harzes gelegenen Subherzynen Mulde und vor allem in der ausgedehnten norddeutsch-nordpolnischen Senke, ist dagegen das jungpermisch-mesozoische Deckgebirge mehr oder weniger vollständig erhalten geblieben.

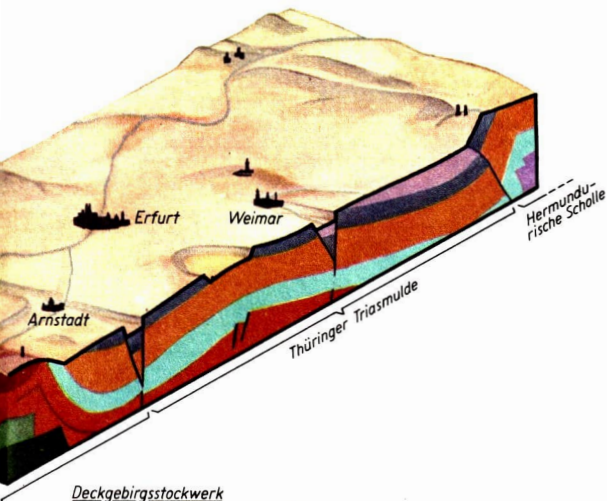
Dieses Deckgebirge wurde aber noch zusätzlich überprägt. Nicht nur die Bruchsysteme des tieferen Untergrundes »pausten« sich nach oben durch, sondern auch das im tieferen Teil des Deckgebirges liegende, oft sehr mächtige Zechsteinsalz verursachte besondere Lageungsformen. So starr das Salz sonst erscheint, auf hohe Druckbeanspruchung reagiert es plastisch, beginnt zu fließen und staut sich lokal an. Dabei wölbt es das Deckgebirge auf, wandert andernorts ab und verursacht Einmuldungen im Deckgebirge. In Schwächezonen des Deckgebirges dringt es ein und staut sich in sogenannten Diapiren – riesigen Salzpfpfen – oder aber in langgestreckten, mitunter sehr schmalen Salzsattelzonen. Unter Umständen können die Diapire bis an die Erdoberfläche durchbrechen. An den Flanken solcher Salzansammlungen kommt es durch die Salzabwanderung im Untergrund zu Einmuldungen des Deckgebirges, die mit Abtragungsprodukten aufgefüllt werden. Durch das Verdicken des Deckgebirges über den Salzabwanderungszonen und durch die Abnahme seiner Mächtigkeit über den Akkumulationsbereichen des Salzes erhält die Salzbewegung ständig neue Impulse, verstärkt sich also von selbst. Je mächtiger das Deckgebirge ist, um so intensiver wird das Salz im Untergrund ausgepreßt. Im Extremfall

kann das gesamte Salz in Diapiren angestaut sein. Kenntnisse über das Vorkommen und die genaue Lage solcher Salzaufpressungszonen sind wirtschaftlich außerordentlich bedeutungsvoll, weil sich in den Schichten an den Diapirflanken unter günstigen Umständen Erdöl und Erdgas in abbauwürdigen Mengen ansammeln können. Solche Salzbewegungen begannen schon in der späten Trias, wirkten sich auch im Jura und in der Kreidezeit aus, erhielten aber im Tertiär besonders kräftige Impulse.

Abb. 43. Schematisches geologisches Blockbild der mittleren Thüringer Mulde, des Thüringer Waldes und Südthüringens. Über einem zerblockten starren Grundgebirgsstockwerk folgt der Zechstein mit seinen plastisch verformbaren Salzfolgen und darüber das schwach gefaltete höhere Deckgebirgsstockwerk (Ausschnitt aus einem größeren Blockbild nach einem Entwurf von O. Wagenbreth).



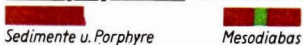
Wo größere Krustenbereiche zeitweilig absanken, gelang es dem Meer, erneute Vorstöße nach Mitteleuropa zu unternehmen. Vor allem wurde der auch gegenwärtig als Tiefland gekennzeichnete Streifen im nördlichen Mitteleuropa wiederholt überflutet. Besonders weit drang das Meer aus dem Norden im mittleren Tertiär vor und vereinigte sich sogar zeitweilig teils über das Wiener Becken, teils über den im Entstehen begriffenen Oberrheintalgraben mit der Tethys. Im Jungtertiär zog sich das Meer so



Deckgebirgsstockwerk



Zwischengebirgsstockwerk (Oberkarbon–Unterperm)



Grundgebirgsstockwerk



weit aus Mitteleuropa zurück, daß die britische Insel Anschluß an Westeuropa fand. Dadurch wurde das verkleinerte Nordsee-Nordmeer-Becken vom Weltmeer weitgehend abgetrennt, so daß sich dort sogar eine Sonderfauna entwickeln konnte. Entsprechend dem mehrfachen zeitlichen Wechsel von Meer und Festland und den wiederholten Impulsen der Abtragung entstand eine ebenso wechselvolle Sedimentfolge mariner und festländischer Gesteine.

An tiefreichenden Schwächezonen der Erdkruste Mitteleuropas stiegen basaltische Schmelzen auf und schufen neben den Schollengebirgen einen weiteren eigenständigen Typ der Mittelgebirge, der durch Basaltkegel, -kuppen und -rücken charakterisiert ist. Zu ihnen gehört der gewaltige

Abb. 44. Aufgelassener Basaltsteinbruch Panská skála bei Česká Kamenice, Nordböhmen (ČSSR). Der Aufschluß zeigt die für Basalte typische säulenförmige Absonderung.



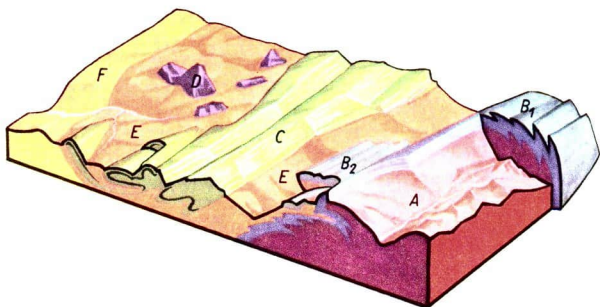


Abb.45. Schematisches Blockbild eines Ausschnittes aus dem komplizierten Deckengebirgsbau der Schweizer Alpen (nach P. Arbenz)

A Zentralmasse aus kristallinen (granitischen) Gesteinen; B₁ kräftig zusammengeschobener helvetischer Jura, der sich noch im Bereich seines ehemaligen Ablagerungsgebietes auf den Zentralmassiven befindet; B₂ nur wenig nach Norden verfrachtete Deckenreste, die noch in losem Zusammenhang mit ihrem Ursprungsgebiet stehen; C von Süden her über die Zentralmasse hinweg geschobene helvetische Decken aus kreidezeitlichen Sedimentgesteinen; D Klippenreste ehemals weit von Süden herangeschobener Deckensysteme, die bereits weitgehend zerstört sind; E Abtragungssedimente des älteren Tertiärs, die noch in die Faltung einbezogen wurden; F späte und nur wenig gefaltete Abtragungsprodukte des aufsteigenden Deckengebirges.

Basaltkomplex des Vogelberges, der sich in nördlicher Verlängerung des Oberrheintalgrabens erhebt. Östlich von ihm sind es die eindrucksvollen Kegelberge der Rhön, westlich die des Westerwaldes, des Siebengebirges und der Eifel. Ein weiteres stark ausgeprägtes Vulkangebirge jener Zeit ist das von der Elbe durchflossene Böhmisches Mittelgebirge (Abb. 44). Neben diesen größeren Vulkangebieten finden sich hier und da vereinzelt Basalt- und Phonolithkuppen, wie die Gleichberge bei Römhild, Scheiben- und Pöhlberg im Erzgebirge, Hochwald und Lausche in der Oberlausitz. Es wurde nicht nur Lava gefördert, sondern es entstanden auch Explosionskrater, wie sie uns heute z. B. in den wassergefüllten Maaren der Eifel be-

gegen. Letzte Nachwirkungen finden sich auch in den Kohlensäureaustritten der Eifel und in Mineralquellen.

In Südeuropa engte sich die Tethys ein. Schon während der Kreide war es zu ersten kräftigen Faltungen der angehäuften Sedimentmassen und dabei zu einer Teilung des geosynklinalen Meeresraumes in einen Nord- und Südtrog gekommen. In ihnen dauerten gebirgsbildende Bewegungen an und erreichten schließlich im Tertiär ihren Höhepunkt. In dem nördlichen Trog lagerten sich erst kalkige, dann sandige und tonige Sedimente ab. Sie wurden im mittleren Tertiär unter ungeheurem Pressungsdruck gefaltet, deckenartig übereinandergestapelt und weit auf das Vorland überschoben (Abb. 45). Es entstanden die Schweizer Alpen, die Ostalpen (Abb. 1) und die Karpaten (Abb. 46 und 47) mit ihren außerordentlich komplizierten Lagerungsformen, die den Geologen manches Rätsel aufgeben. Während ältere Faltengebirgssysteme mit mächtigen magmatischen Massen durchsetzt sind, lassen sich diese im Alpengebiet nur in geringem Maße nach-

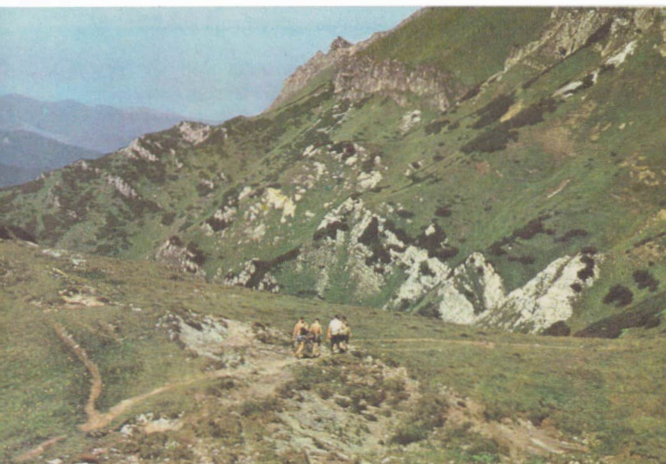
Abb. 46. Blick über den Zamrznuté pleso zur Východná Vysoká und dem Pol'ský hrebeň. Schroffe Felsformen, scharfkantige Grate und grobes Blockwerk charakterisieren den kristallinen (zentralen) Teil der zum Alpidischen Gebirgssystem im weiteren Sinne gehörenden Hohen Tatra.



weisen. Das dürfte aber darin begründet sein, daß durch die relativ kurze Abtragungszeit hier noch bei weitem kein so tiefes Stockwerk angeschnitten worden ist wie bei den älteren Gebirgssystemen. Der Abtragungsschutt der aufsteigenden Gebirgsketten – Sandsteine und Konglomerate – wurde in den letzten verbleibenden Restvorsenken sedimentiert.

So wurde das Meer nach und nach aus dem Bereich der Alpen und der mit ihnen zusammen entstandenen Gebirge verdrängt. Östlich der Alpen blieben jedoch zwischen den sich anschließenden alpidischen Faltengebirgssystemen noch größere wassergefüllte Becken bestehen. Zu ihnen gehörten insbesondere das Pannonische Becken, das von den Ostausläufern der Alpen, dem Karpatenbogen und den Dinarischen Ketten umschlossen wurde, weiter im Osten das Schwarzmeerbecken und das Aralo-Kaspische Becken. Zwischen den beiden letztgenannten Becken bildeten das Eiserne Tor und die Manytschsenke schmale

Abb. 47. Blick vom Kopské sedlo auf den Südhang der Belanské Tatry. Das zum Subtatriscen Deckenkomplex gehörende Gebirgsmassiv besteht aus vorwiegend kalkigen Sedimenten, die weit von Süden her über die Kristalline Tatra (vgl. Abb. 46) überschoben worden sind. Deutlich ist die nach Norden gerichtete Neigung der Schichten (das Einfallen) zu erkennen.



Verbindungsstraßen. Während des Tertiärs wechselten dort kräftige Senkungsphasen, in denen gewaltige Sedimentmengen angehäuft wurden, mit kurzzeitigen Stillstands- und Rückzugsphasen des Meeres, in denen die Sedimentation aufhörte oder sogar Abtragung erfolgte.

In den Braunkohlenwäldern

Oft wird das Tertiär auch Braunkohlenzeit genannt, weil die Braunkohlenbildung eines ihrer besonderen Merkmale ist. Vielfach verführt diese Bezeichnung aber dazu, die anderen wichtigen Ereignisse der Tertiärzeit zu vergessen.

Die Braunkohlenbildung erfolgte nicht überall und nicht in jedem Abschnitt der Tertiärzeit. Sie war an Senkungsbereiche gebunden, in denen es zur Versumpfung und zu üppigem Pflanzenwuchs kam. Der Mechanismus der anfänglichen Torfbildung, die der Braunkohlenentstehung vorausging, war derselbe wie bei der Steinkohlenbildung: Bei allmählichem Absinken des Untergrundes und entsprechendem Ansteigen des Grundwasserspiegels geriet die absterbende Pflanzensubstanz ständig unter Wasser, wo bei weitgehendem Sauerstoffabschluß der Verrotungsprozeß einsetzte. Kräftigere Senkungsbewegungen führten Abtragungsprodukte zu, wie Kiese, Sande und Tone, die heute als Zwischenmittel zwischen den Flözen lagern oder aber die Kohlenbildung überhaupt abschließen (Abb. 48).

Die tertiäre Braunkohle unterscheidet sich von der karbonischen Steinkohle grundsätzlich nicht nur durch den geringeren Inkohlungsgrad, sondern vor allem durch die völlig andere Vegetation, die als Ausgangssubstanz diente. Herrschten in der Steinkohlenzeit urweltliche Riesenformen von Bärlappgewächsen, Schachtelhalmen und Farne, so war das Bild im Tertiär fast modern. Im älteren Tertiär zeigte sich an geeigneten feuchten Standorten eine tropische bis subtropische Pflanzenpracht, gemischt mit Elementen, die uns heute aus gemäßigten Klimaten bekannt sind. In den Waldsümpfen gediehen Palmen, Zimt-, Kampfer-, Lorbeer-, Feigen- und Oleanderbäume sowie manche andere Vertreter einer immergrünen wärme-



Abb. 48. Braunkohlentagebau im Halle–Leipziger Gebiet

liebenden Pflanzengemeinschaft, die sich seinerzeit sogar bis in die heutigen Polargebiete ausgebreitet hatten. Die Wasserlachen, insbesondere deren Uferzonen, waren von einer bunten Wasserpflanzen- und Röhrichtgesellschaft besiedelt. Das beherrschende Element aber waren zwei Nadelbaumarten, die hoch über die anderen Pflanzenbestände hinausragten und deren Holz an der Zusammensetzung der Braunkohle wesentlich beteiligt ist: die Sumpfpypresse und der Mammutbaum (Abb. 49).

Auf dem trockneren Untergrund außerhalb der Braunkohlensümpfe wuchsen immergrüne Eichen, Nußbäume, Platanen, Ahorne, Ulmen und Birken, die dem Vegetationsbild der Gegenwart schon recht nahekamen. Sie nahmen immer mehr den Platz der Palmen und anderen wärmeliebenden Pflanzen ein, die sich im jungen Tertiär allmählich nach Süden zurückzogen.

In der Entwicklung der Tierwelt war mit dem Aussterben der Saurier ein wichtiger Abschnitt beendet worden, eine neue Zeit brach an – das Känozoikum, die Neuzeit der Tierwelt. Nur wenige Reptilgruppen wie Krokodile, Schildkröten und Schlangen konnten sich in die neue Zeit hinüberretten und den Stamm weiterführen. Dafür erschienen jetzt die Säugetiere in einer erstaunlichen Formenfülle. Auch sie leiten sich letzten Endes von den Reptilien ab, und zwar – wie man heute annimmt – von den in der Trias lebenden kleinen Ictidosauriern. Sie beschritten aber schon sehr früh ihren eigenen Entwicklungsweg: Sie wurden Warmblüter und gingen dazu über, ihren lebendgeborenen Nachwuchs besonders zu schützen und zu betreuen.

Da die fossilen Relikte der tertiären Tierwelt, insbesondere der Säugetiere relativ gut erhalten sind, haben wir erstaunlich detaillierte Kenntnisse gewonnen und können den Entwicklungsgang einiger Gruppen fast lückenlos überschauen. Das betrifft auch die höheren Säugetiere, von denen bereits im frühen Tertiär Halbaffen und Neuweltaffen auftraten, später die Altweltaffen und die Menschenähnlichen und schließlich die Vorfahren der heutigen Menschenaffen. Ähnliche Entwicklungslinien sind uns von den Huftieren gut bekannt, besonders von den Pferden, ferner von den Rüssel- und den Raubtieren. Die rasche Entfaltung der Säugetiere ist sicherlich nicht zuletzt eine Folge der sehr unterschiedlichen und wechselvollen Umweltverhältnisse im Tertiär, die ständige Anpassungen erforderten, und wohl auch der nicht minder raschen Entwicklung der Blütenpflanzen als der wichtigsten Nahrungsquelle.

So interessant auch gerade der Entwicklungsgang der Säugetiere ist, es entstünde ein falsches Bild, würde man

Abb. 49. Braunkohlensumpfwald des Tertiär. Unser Bild zeigt die auf Stelzwurzeln hoch über den Waldsümpfen aufragenden Zypressen- und Sumpfzypressengewächse, zu denen sich Mammutbäume und Laubbestände gesellten. An den Ufern gediehen Röhrichtgewächse, die Wasseroberflächen wurden von verschiedenartigen Wasserpflanzen bedeckt. Im Vordergrund eine Urtapirfamilie (in Anlehnung an J. Augusta und Z. Burian)



darüber die anderen Stämme der tertiären Tierwelt vergessen. Zu den berühmten Fundplätzen der Welt, die uns einen Einblick in eine tertiäre Lebensgemeinschaft geben, gehört die frühtertiäre Braunkohle des Geiseltales nahe bei Halle (Saale). Im Gegensatz zu anderen Braunkohlengebieten, in denen tierische Reste durch die Huminsäuren der einstigen Moore sehr bald zerstört wurden, wurden hier die sauren Wässer durch eindringende Kalklösungen neutralisiert und die Fossilien daher geradezu wunderbar erhalten. Außerdem hatten sich durch Gipsauslaugung im Untergrund und durch Nachsinken der Deckschichten Erdfälle gebildet, die sich mit Wasser füllten und den Tieren als Tränkstelle dienten, zugleich aber auch zu Massengräbern wurden. Unzählbare Reste einer frühtertiären Lebensgemeinschaft konnten hier geborgen werden. Zu ihnen gehören zahllose Insekten, unter denen Käfer eine besondere Vorrangstellung einnehmen. Schnelle Einbettung bewirkte die Erhaltung vieler Einzelheiten, unter anderem der prächtig schillernden Farben der Flügeldecken. Schmetterlinge und Libellen tummelten sich in der Luft. Ihnen stellten Vögel verschiedenster Art, Fledermäuse, Halbaffen und Insektenfresser nach. In den Tümpeln der Braunkohlenwälder gab es Fische, die unseren heutigen Hechten, Lachsen und Barschen verwandt waren, weiterhin Olme, Molche und Frösche sowie auch Muscheln und Schnecken. Zahlreich vertreten waren auch

Abb. 50. Die Schnecken und Muscheln der tertiären Meere zeigen an, daß das Tertiär bereits Neuzeit der Erdgeschichte ist. Viele ihrer Nachkommen leben, oft in der Form kaum wesentlich verändert, noch heute.

Schnecken: 1. *Fusus*, 2. *Conus*, 3. *Voluta*; Muscheln: 4. *Cardium*, 5. *Meretrix*.



die Kriechtiere — Schildkröten, Brauneidechsen, Panzer-
echsen und Blindschleichen. Als gefährliche Räuber der
Braunkohlensümpfe machten Krokodile die Tränkstellen
unsicher.

Von größter Bedeutung sind jedoch die im Geiseltal
ausgegrabenen zahlreichen Säugetierreste, so die eines
frühen Verwandten des Tapirs und vor allem Reste eines
Urpferdchens, das einst im Walde bzw. in der Buschsteppe
lebte und von dem sogar ein vollständiges Skelett prach-
tvoll erhalten geblieben ist. Es ist klein, etwa 70 cm hoch
und zeigt an den Vorderbeinen vier, an den Hinterbeinen
drei Zehen, d. h., die Zehen waren noch nicht zu den heu-
tigen Einhufen umgestaltet. Das Gebiß mit seinen auffäl-
ligen Eckzähnen ist raubtierartig. Auch im Meere hatte
sich eine neuzeitliche Lebewelt eingestellt. In den marinen
Sedimenten finden sich zuweilen außerordentliche Mengen
an gut erhaltenen Schalen bzw. Gehäusen von Muscheln
und Schnecken, die den gegenwärtig lebenden durchaus
ähneln (Abb. 50).

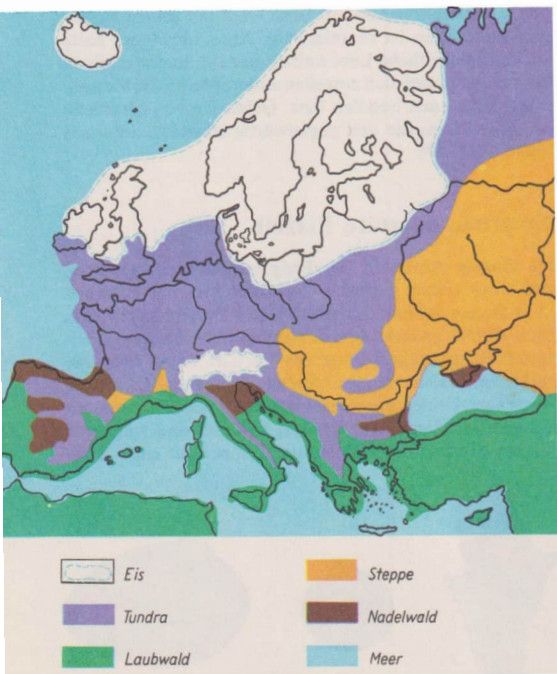
Die große quartäre Eiszeit

Der jüngste Abschnitt der Erdgeschichte, das Quartär,
wird trotz seiner geringen Zeitdauer von nur reichlich
1,5 Millionen Jahren als selbständiges System angesehen.
Noch einmal änderte sich das geologische Milieu grund-
legend. Schon gegen Ende des Tertiärs hatte sich eine
merkliche Klimaverschlechterung angebahnt. Es wurde
zunehmend kühler, durchaus nicht kontinuierlich, sondern
in einem langzeitlichen Wechsel kühlerer und wärmerer
Phasen. Schließlich erreichte die Temperatur einen Tief-



stand, der etwa sechs bis sieben Grad unter dem heutigen Jahresmittel lag. Besonders in den höheren Breiten fielen die Niederschläge als Schnee, und die geringe Wärme der kühleren Sommer reichte nicht aus, die angehäuften Schneemassen wieder abzutauen. Höhergelegene Gebiete begannen zu vergletschern, und breite Gletscherfronten schoben sich in die Vorländer hinaus.

Abb. 51. Europa während des Höhepunktes der quartären Eiszeit (nach R. Brinkmann)



In Europa lassen sich Vereisungsspuren bis 50° n.Br. nachweisen, in Nordamerika bis 40° n.Br. und in Nordasien bis 60° n.Br. Für Nordeuropa wurden besonders die skandinavischen Gebirge zum Nährgebiet gewaltiger Inlandeismassen, die bald ganz Skandinavien bedeckten und auch das flache Ostseebecken erfüllten. Als der Nachschub kein Ende nehmen wollte, quollen sie über die Beckenränder und begruben den nördlichen Teil Mitteleuropas unter sich. Auch von den Alpen her schoben sich Gletscher weit in das Vorland hinaus. Während jedoch über Norddeutschland eine riesige Inlandeismasse ausgebreitet lag, blieb es hier bei einer ausgedehnten Gebirgsvergletscherung. Auch die höchsten Gipfel der Mittelgebirge trugen Firnkappen und manche — wie der Schwarzwald — besaßen sogar ansehnliche Gletscher. Zwischen den Vereisungsgebieten aber dehnte sich weithin die Froststeppe (Abb. 51).

Eine langsame Erwärmung brachte das Eis nach Jahrzehntausenden zum Abschmelzen und machte das Land wieder wohnlich, bis die Gletscher erneut vorstießen. In mehrfachem Wechsel lösten Kalt- und Warmzeiten einander ab. Im Bereich der Alpenvereisung hat man bereits sehr früh eine Folge von vier Kaltzeiten erkannt, die man nach kleinen Alpenflüssen als Günz-, Mindel-, Riß- und Würmeiszeit bezeichnet. Für das norddeutsch-nordpolnische Vereisungsgebiet lassen sich mindestens drei größere Kaltzeiten nachweisen: Elster-, Saale- und Weichseleiszeit. Sie entsprachen vermutlich den drei letzten alpinen Vereisungen. Nicht jedesmal dehnten sich die Eismassen gleich weit aus. Während das Elster- und das Saaleeis annähernd bis an den Fuß der Mittelgebirge vorstieß, drang das Weichseleis nur bis in das Brandenburger Gebiet ein. Der Eisrand war außerdem während einer Kaltzeit wiederholten Schwankungen ausgesetzt. Neuere Forschungen haben es wahrscheinlich gemacht, daß diesen Kaltzeiten, die sich in entsprechenden Ablagerungen widerspiegeln, weitere vorausgingen, allerdings nicht von gleicher Intensität. Die Gesamtheit der quartären Kalt- und Warmzeiten pflegt man als Eiszeit oder Pleistozän zu bezeichnen.

Wo das Eis die Landschaft unmittelbar überfuhr, wurde

sie charakteristisch umgestaltet. Alles, was das Eis in seinem Nährgebiet und auf seinem langen Wanderweg an Gesteinsmaterial und Verwitterungsschutt aufnahm, transportierte es, teils am Grunde schiebend, teils eingeschmolzen. Feineres Material wurde dabei zerrieben. Nach dem Abschmelzen des Eises blieb das verfrachtete Material auf »fremdem Boden« zurück.

Die flach ausgebreiteten Gletschersedimente stellen die Grundmoräne dar. Sie besteht aus einer lehmig kalkigen Grundsubstanz, dem Geschiebemergel, und ist mit Gesteinsbrocken durchsetzt, den Geschieben. Meist sind die oberen Teile der Grundmoräne durch die Oberflächenwässer entkalkt und werden dann als Geschiebelehm bezeichnet. Er bildet die Grundlage weiter fruchtbarer Landstriche. Die in der Grundmoräne eingebackenen Geschiebe, auch Findlinge genannt, sind meist aus den Feldern herausgelesen und an den Wegrändern angehäuft. Mitunter können Findlinge erhebliche Ausmaße erreichen,

Abb. 52. Jungsteinzeitliches Megalithgrab im Everstorfer Forst bei Grevesmühlen

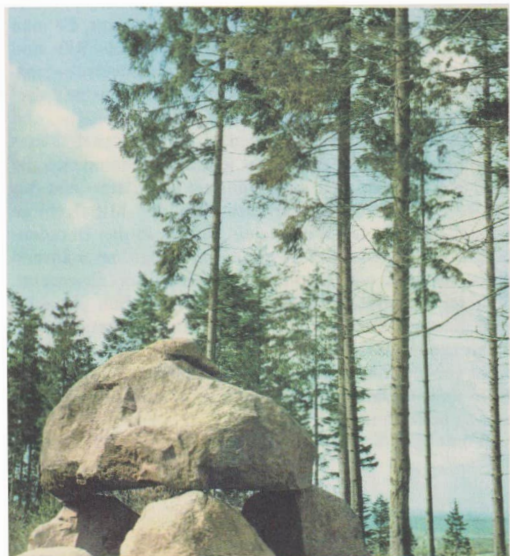




Abb. 53. Blick vom Hauptmannsberg. Die Verflechtung von eiszeitlichen Moränen und Seen bildet den besonderen Reiz der Feldberger Landschaft.

wie die Markgrafensteine in den Rauenschen Bergen bei Fürstenwalde. Menschen, die während der jüngeren Steinzeit im ehemals vereisten Gebiet siedelten, verwendeten große Findlinge zur Errichtung von Großsteingräbern (Megalithgräber, Abb. 52).

Wo der Stirnrand des Eises beim Zurückschmelzen längere Zeit verharrte, wurde der mitgeführte Gesteinsschutt ständig ausgestoßen und zu hohen Wällen angehäuft, die sich girlandenförmig dem jeweiligen Eisrand anpaßten. Schmelzwässer wuschen die feinen Teilchen heraus, so daß ein sandig-kiesiger Gletscherschutt übrigblieb. Als meist kiefernbestandene Endmoränen heben sich diese Wälle in der Landschaft deutlich von der landwirtschaftlich genutzten Grundmoräne ab.

Vor den Endmoränen sind von den abströmenden und sich oft verzweigenden Schmelzwässern ausgedehnte Sandflächen ausgebreitet worden, die heute meist mit Heiden bedeckten Sander. Sie erstrecken sich bis zu den breiten Urstromtälern, in denen die Schmelzwässer abflossen. Eine größere Zahl hintereinander gestaffelter, mehr oder weniger ausgeprägter Verweilstadien des Eisrandes mit der typischen Folge von Grundmoräne, Endmoräne, Sander und Urstromtal wird auch als glaziale Serie bezeichnet und gibt dem norddeutsch-nordpolnischen Tiefland sein charakteristisches Gepräge. Einen besonderen Reiz aber erhält das ehemals vereiste Gebiet durch zahlreiche Seen (Abb. 53). Für die Entstehung zumindest mancher von ihnen mag Toteis verantwortlich sein. Man versteht darunter unterschiedlich große Eismassen, die beim Ersterben des Inlandeises von dessen Stirn losgetrennt wurden und – von Moränenschutt bedeckt – noch lange Zeit verharrten, bis sie ebenfalls schmolzen und wassererfüllte Hohlformen zurückließen. Kleine, meist rundliche Wannen dieser Art werden als Sölle bezeichnet. Vor dem Eise aber wurde in beckenartig aufgestauten Zuflüssen ein feinschichtiges Sediment abgesetzt, der sogenannte Bänderton. Er verdankt den Namen seiner Ablagerung in ausgeprägt jahreszeitlichem Rhythmus, bei dem je eine hellere (Sommer-) und eine dunklere (Winter-) Schicht dem Absatz eines Jahres entsprechen.

Wo das Eis beim Vordringen über festen Felsuntergrund hinwegglitt, etwa über die Muschelkalkberge von Rüdersdorf bei Berlin oder über die Porphyrkuppen des Halle-Leipziger Raumes, wurden – ähnlich den Schären an den skandinavischen Küsten – Rundhöcker geschaffen, die mit Gletscherschliffen und -schrammen bedeckt sind. Sie zeigen sehr deutlich die lokale Schubrichtung des Eises an.

Doch nicht nur die unmittelbar vom Eise überfahrenen Gebiete wurden in typischer Weise umgestaltet, sondern auch die zwar eisfreien, aber völlig unter dem Einfluß des Frostklimas stehenden Vorländer der eiszeitlichen Gletscher. Unter Einwirkung der Frostverwitterung herrschte mechanischer Gesteinszerfall vor. Die Flüsse, die nur wenig Wasser führten oder wegen des Staues vor dem

Eisrande ihre Strömungskraft verloren, konnten den Transport des Gesteinsschutts nicht mehr bewältigen und füllten ihre Täler mit Schottermassen auf. In den Warmzeiten schnitten sie sich dagegen erneut ein. Im Tundrenboden bildeten sich, wie auch noch gegenwärtig in arktischen Gebieten, beim wechselnden Gefrieren und Wiederauftauen typische Strukturen heraus. Fließbewegungen wurden ausgelöst, die mit einer Sortierung groben und feinen Materials verbunden waren. Dabei entstandene Streifen-, Brodel- und Taschenböden (nach typischen Bodenmustern so bezeichnet) sind fossil an den Wänden von Kiesgruben oft im Querschnitt zu sehen. Ebenso haben sich Spaltennetze, die im gefrorenen Boden aufrissen und beim Auftauen mit Lockermaterial gefüllt wurden, oft gut konserviert. Besonders starker Frostverwitterung war der Felsenuntergrund der Mittelgebirge ausgesetzt. Mächtige Mäntel von Frostschutt verhüllen die Flanken der Berge. Taute der gefrorene Boden zeitweilig an der Oberfläche auf, dann kam bei spürbarer Hangneigung der Frostschutt ins Fließen; es entstanden Blockströme (sogenannte Felsmeere) und Fließerdecken. Winde, die vom Eise her in das eisfreie Vorland hinausbliesen, wehten aus den Moränen und Schmelzwasserablagerungen das feinste Material heraus und breiteten es in einiger Entfernung, vor allem am Fuße der Mittelgebirge, als einen mehr oder weniger mächtigen Schleier von Staublehm aus, dem sogenannten Löß, auf dem sich fruchtbare Schwarzerdeböden entwickelten.

Pflanzen- und Tierwelt paßten sich dem Wechsel von Kalt- und Warmzeiten an. Im Bereich des Inlandeises war das Leben fast völlig verdrängt, nicht aber im eisfreien Vorland. Dort herrschte die Tundra. Während des größten Teiles des Jahres, wenn der Boden durch und durch bis in große Tiefen gefroren war und eisige Stürme darüber hinwegfegten, erschien sie fast leblos. In den kurzen, nur etwa drei Monate währenden Sommern aber taute die oberste Bodenschicht auf, das Leben erwachte, und die Tundra überzog sich mit einem bunten Blütenflor. Neben Moosen und Flechten – besonders der Rentierflechte – gediehen verschiedenartige Gräser, Silberwurz, Steinbrechgewächse, bunte Azaleen und hier und da auch einige

niedrige Weiden und Birken. Die anspruchsvolleren Pflanzen hatten sich weiter nach Süden zurückgezogen. Dort ging die Tundra allmählich in die Steppe über, in der sich neben Gräsern Heidekrautteppiche ausbreiteten, aber auch Sträucher und vereinzelt Baumbestände mit Weiden, Birken, Zwergformen der Kiefer und Wacholder gediehen. Schließlich folgten zusammenhängende Nadel- und Laubwaldbestände. In den Warmzeiten fand die vor dem Eise geflüchtete anspruchsvollere Vegetation wieder genügend Zeit, die einst verlassenen Gebiete zurückzuerobern und das Land erneut wohnlich zu machen. Zeitweilig waren während der Warmzeiten die klimatischen Bedingungen sogar etwas günstiger als heute.

Die Tierwelt, die empfindlich auf Klima- und Vegetationsänderungen reagierte, paßte sich den jeweiligen Umweltbedingungen an oder wanderte in Gebiete aus, die ihren Lebensgewohnheiten entsprachen. In den Froststeppen vor dem Eisrande lebten kälteliebende Tiere, deren bekanntester Vertreter das Mammut war (Abb. 54). Das etwa 3,5 m hohe elefantenartige Tier war durch ein dichtes, langhaariges Fell, unter dem eine dicke Fettschicht saß, gut gegen die Kälte geschützt. An dem mächtigen Kopf saßen zwei große, einwärts gekrümmte Stoßzähne, mit denen es in dem langen Polarwinter den Schnee beiseite fegen konnte, um an die kümmerliche Vegetationsdecke zu gelangen. Auf dem Rücken war ein mächtiger Fettbuckel entwickelt, von dem das Tier anscheinend zehren konnte, wenn die Nahrung ausblieb. Die gute Zeit brach für die Mammute an, wenn im Frühjahr und Frühsommer die Tundra zu blühen begann. Wann die letzten Mammute ausgestorben sind, ist nicht sicher bekannt. Im Frostboden Sibiriens konservierte Kadaver, bei denen nicht nur das Knochengerüst, sondern auch die Körpergewebe, ja sogar der Mageninhalt erhalten sind, sprechen für eine Existenz noch bis in die frühe Nacheiszeit hinein. Ein Begleiter des Mammuts, der den eisigen Stürmen ebenfalls gut trotzen konnte, war das Wollhaarnashorn, das im Gegensatz zu seinen noch lebenden Verwandten ein dichtes, zottiges Fell trug. Zu diesen beiden Großen gesellten sich Rentiere, Moschusochsen, Lemminge, Schneehasen, Eisfüchse, Schneemäuse und Schneehühner.

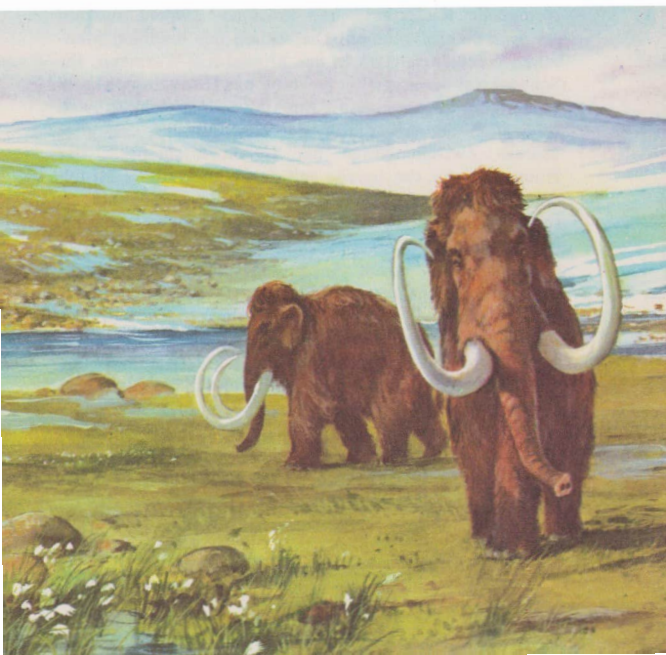
In den klimatisch begünstigteren Steppen dagegen lebten Antilopen, Wildpferde, Wildesel, Bisons, Edel- und Riesenhirsche, Ziesel und Springmäuse, in den Sumpfgebieten Elche, in den Wäldern Raubtiere und Waldelefanten. In europäischen Höhlen finden sich darüber hinaus massenhaft Skelettreste des am Ende des Eiszeitalters ausgestorbenen Höhlenbären, der den gegenwärtigen Braunbären an Größe wesentlich übertraf.

Das bedeutsamste entwicklungsgeschichtliche Ereignis seit Beginn des Pleistozäns ist jedoch das Erscheinen des Menschen. Sein Stammbaum dürfte weit in das Tertiär zurückreichen, in dem die Entwicklung von Mensch und Menschenaffen aus gemeinsamen Vorfahren erfolgte. Die eigentliche Menschwerdung vollzog sich aber erst in mehreren Etappen im Quartär. Der Frühmensch, von dem Skelettreste aus Ostafrika, China, Djawa (Java) und Mauer bei Heidelberg bekannt geworden sind, besaß noch eine flache, fliehende Stirn, Überaugenwülste, eine vorspringende Kieferpartie mit kräftigen Zähnen und ein geringes Gehirnvolumen. Die Ahnen des heutigen Menschen erschienen etwa in der Mindel-Riß-Warmzeit. Ihr Schädel war bereits höher gewölbt, das Hirnvolumen hatte wesentlich zugenommen. Aus ihnen entwickelte sich schließlich der Altmensch, der Neandertaler, und über weitere Zwischenstufen der Gegenwartsmensch, der Homo sapiens, der bereits seit der Würmkaltzeit Mitteleuropa besiedelte. Wegen seines Vermögens zu denken, zu sprechen und zu arbeiten, durch die Entwicklung wesentlich verbesserter Werkzeuge, von Viehzucht und Ackerbau und schließlich durch Aneignung zunehmend höherer Produktionstechniken wurde er zum Beherrscher der Erde. Während seines Entwicklungsganges sah der Mensch die eiszeitlichen Gletscher kommen und gehen, war Zeitgenosse jener Tierwelt, jagte Mammut und Höhlenbär und nahm teil an den durch Klimaänderungen verursachten Wanderungen der Tier- und Pflanzenwelt.

Die Ursachen der Eiszeiten

Die quartäre Eiszeit, die nach geologischen Zeitmaßstäben zur jüngsten erdgeschichtlichen Vergangenheit gehört, hat bei den Menschen – und besonders bei denen, die in ehemals vereisten Gebieten wohnen – von jeher großes Interesse erweckt. Je nach dem Kenntnisstand schwanken die Vorstellungen darüber in weiten Grenzen. Dieses Interesse ist nicht verwunderlich, denn die Spuren der quartären Vereisung, die Grund- und Endmoränen, die Sander und Urstromtäler, besonders aber die mitunter gewaltigen Findlinge, deren Ortsfremdheit man schon sehr früh erkannte, und ebenso die mächtigen Knochen und

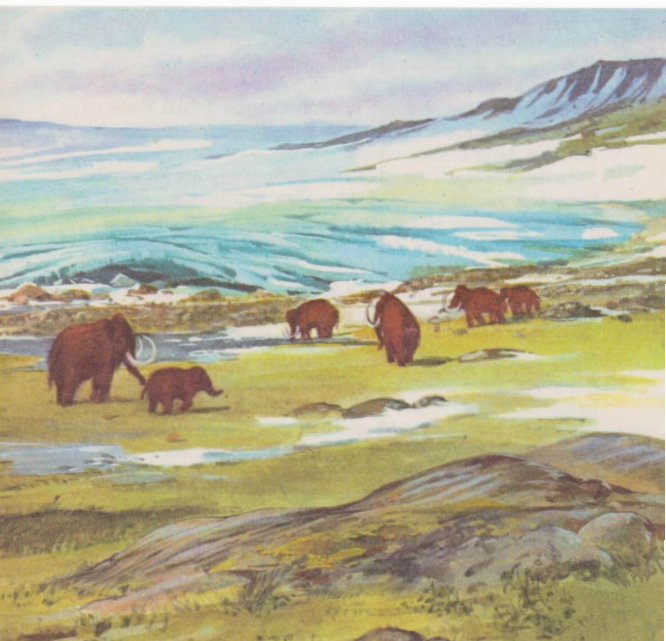
Abb. 54. Mammutherde während des eiszeitlichen Frühsommers im Vorland des quartären Inlandeises. Rundhöcker (rechts) und Findlinge zeigen, daß das Eis ursprünglich weiter vorgestoßen war.



Stoßzähne des Mammuts – alles das ist noch relativ frisch und eindrucksvoll und fordert die Frage nach der Herkunft geradezu heraus.

Trotz zahlreicher interessanter Ansichten über die Ursachen der Eiszeiten ist die Wissenschaft bisher noch nicht über das Stadium der Theorien hinausgekommen.

Unter Eiszeittheorien, die mit außerirdischen Faktoren rechnen, wird wohl am meisten die des serbischen Astronomen Milankovitch diskutiert. Ausgehend von den bekannten Effekten der Massenanziehung zwischen Erde, Mond, Planeten und Sonne berechnete er die im Verlaufe längerer Zeiten entstehenden Änderungen der Ekliptik-schiefe, der Exzentrizität der Erdbahn und der Wanderung



des Frühlingspunktes. Dabei ergaben sich Intensitätsschwankungen der Sonneneinstrahlung mit Perioden von rund 21 000, 41 000 und 97 000 Jahren. Die verringerte Sonneneinstrahlung muß sich besonders in mittleren und höheren Breiten bemerkbar machen, weil der Schnee, der in den längeren Wintern fällt, dann in den kühleren Sommern zurückbleibt und sich anhäuft. Milankovitch berechnete daraus für die quartäre Eiszeit eine Strahlungskurve, deren Minima eine recht gute Übereinstimmung mit den Kaltzeiten bzw. mit größeren Schwankungen des Eisrandes innerhalb einer Kaltzeit zeigen. Wiederholte Korrekturen trugen zu einer weitgehenden Präzisierung dieser Kurve bei, so daß mit ihrer Hilfe die Temperaturschwankungen der pleistozänen Eiszeit erklärbar erscheinen.

Andere Wissenschaftler haben an das Auftreten direkter periodischer Schwankungen in der Sonnenstrahlung gedacht, etwa vergleichbar dem elfjährigen Sonnenfleckenzyklus, aber von weit längerer Dauer. Über eine solche Periodizität ist jedoch kaum etwas bekannt. Man hat auch erwogen, ob das Sonnensystem nicht zeitweilig vielleicht größere kosmische Nebelmassen passiert haben könnte, die die Sonneneinstrahlung erheblich verminderten. Zweifellos könnten dadurch Eiszeiten ausgelöst werden, exakte Beweise dafür fehlen jedoch.

Zu den Theorien, die alle Eiszeitphänomene auf irdische Ursachen zurückführen, gehört eine interessante, wenn auch umstrittene Hypothese der Amerikaner Ewing und Donn. Sie gehen von der heute weitgehend anerkannten Auffassung aus, daß sich im Laufe der geologischen Zeiten die Erdachse verlagert hat. Befindet sich nun durch diese Verlagerung einer der Pole in einem nahezu umschlossenen Meer, wie das gegenwärtig in der Arktis der Fall ist, so bildet sich ein instabiles System heraus. Wenn nämlich das Polarmeer zugefroren ist, wird die Lieferung von Feuchtigkeit in den Polargebieten wesentlich herabgesetzt. In den randlichen Festlandsbereichen verkleinern sich daher die Gletscher wegen des verringerten oder auch ausbleibenden Schneefalls. Dem Weltmeer wird dadurch Wasser zugeführt, und der Meeresspiegel steigt an. Das wiederum begünstigt eine zunehmende Zirkulation und

damit einen verstärkten Austausch von Wasser und Wärme zwischen den Ozeanen. Als Folge davon taut die Eisdecke des Polarmeeres langsam ab. Das wiederum bewirkt eine verstärkte Lieferung von Feuchtigkeit und damit erhöhte Niederschläge, Vergrößerung der Gletscher, Absenkung des Meeresspiegels, Verringerung der Zirkulation in den Weltmeeren und schließlich ein erneutes Zufrieren des Polarmeeres. Damit ist die Ausgangsposition zum nächsten Zyklus gegeben. Dieser Mechanismus würde zwar den Wechsel von Kalt- und Warmzeiten innerhalb einer Eiszeit ebenso erklären können wie den Beginn und das Ende einer Eiszeit bei entsprechender Verlagerung der Pole. Aber auch hier sind die notwendigen Beweise noch nicht erbracht. Eine Abwandlung dieser Theorie sieht die Ursache des Wechsels von Kalt- und Warmzeiten in einem ähnlich begründeten Auf- und Abbau des antarktischen Eisschildes. An eine Störung der Zirkulation in den Weltmeeren wird auch in einer Theorie gedacht, die als Grund submarine tektonische Vorgänge, also Veränderungen im Relief des Meeresbodens, ansieht.

Eine weitere Gruppe von Theorien sucht die Ursache der Eiszeiten darin, daß der sogenannte Treibhauseffekt der Atmosphäre verringert wird. Wasserdampf und Kohlendioxid in der Erdatmosphäre bilden einen wirksamen Wärmeschutz für die Erde. Sie erlauben zwar die kurzwellige Einstrahlung von der Sonne her, sind aber nicht in gleichem Maße für die langwellige Wärmerückstrahlung der Erde durchlässig. Wenn aus irgendeinem Grunde Wasserdampf und Kohlendioxid in der Erdatmosphäre angereichert werden, was in Zeiten verstärkter Gebirgsbildung und damit verbundenem Vulkanismus denkbar ist, so wären klimatisch günstige Bedingungen die Folge. Die Entwicklung würde einem Höhepunkt zustreben, an dem eine Umkehrung des Prozesses eintreten könnte, etwa der erhöhte Verbrauch von Kohlendioxid durch eine sich üppig entwickelnde Vegetation. Dann würde sich das Klima merklich verschlechtern. Ein solcher noch nicht völlig geklärter Zusammenhang zwischen Gebirgsbildungen und Vulkanismus, starker Vegetationsentwicklung und darauffolgenden Eiszeiten scheint sich für das Phanerozoikum anzudeuten. So war mit der va-

riskischen Gebirgsbildung die kräftige Entwicklung der Steinkohlenvegetation verbunden, an die sich die karbonisch-permische Eiszeit anschloß. Ähnlich war mit der alpidischen Gebirgsbildung die reiche Entfaltung der Braunkohlenwälder verknüpft, worauf die quartäre Eiszeit folgte. Auch einer Eiszeit im frühesten Kambrium ging eine Zeit bedeutender Gebirgsbildungen voraus, wenn auch damals noch ohne Entwicklung einer Landvegetation. Den Rhythmus von Kalt- und Warmzeiten innerhalb einer Eiszeit können aber diese Theorien ohne Annahme eines zusätzlichen Mechanismus auch nicht erklären.

Man könnte den aufgeführten Ansichten eine Reihe weiterer hinzufügen. Viele sachlich begründete Argumente für und gegen die eine oder andere Theorie sind vorgebracht worden, so daß es vorerst noch schwerfällt, einer den Vorrang zuzuerkennen.

In diesem Zusammenhang ist auch die Frage des öfteren aufgeworfen worden, ob die quartäre Eiszeit tatsächlich zu Ende gegangen ist oder ob wir gegenwärtig in einer Warmzeit leben. Wenn man bedenkt, daß der Beginn der quartären Eiszeit etwa 1,5 Millionen Jahre zurückdatiert wird und daß seitdem mehrere Kaltzeiten mit Warmzeiten gewechselt haben, so fügt sich der seit dem Abschmelzen der letzten Gletscher der Weichselkaltzeit verstrichene Zeitabschnitt von weniger als 10 000 Jahren sehr gut einer Warmzeit ein. Im Gegensatz zu vergangenen Jahrzehnten, in denen die recht oft gestellte Frage: »Kommt eine neue Eiszeit?« meist als wissenschaftlich nicht diskutabel abgetan wurde, wird heute die Auffassung, daß wir in einer Warmzeit leben, ernsthaft diskutiert. Teilweise wird dabei die Meinung vertreten, daß wir in einigen Jahrzehntausenden mit erneuten Vorstößen der Eismassen rechnen müssen. Natürlich hängt das auch davon ab, in welchem Maße der Mensch in das Gleichgewicht der natürlichen Umweltverhältnisse eingreifen wird. Abgesehen davon, brauchen wir uns aber über diesen Zeitpunkt keine Sorgen zu machen. Er liegt noch in weiter Ferne, und die Klimaverschlechterung würde für Generationen kaum merkbar erfolgen. Zudem wäre mit einiger Sicherheit der Mensch wohl schon in der Lage, solche Situationen zu meistern.

Es wird Gegenwart

Mit der vor reichlich 20 000 Jahren langsam einsetzenden Klimaverbesserung näherte sich die Weichselkaltzeit ihrem Ende. Man bezeichnet den damit beginnenden und bis zur Gegenwart reichenden Abschnitt der Erdgeschichte als Nacheiszeit oder Holozän. Dieser Zeitraum ist viel zu kurz, um im geologischen System einen nennenswerten Platz einzunehmen, für die menschliche Vorstellungskraft aber ist er immer noch unermesslich lang. Weil die Spuren des geologischen Geschehens in diesem gegenwartsnahen Zeitabschnitt oft recht gut erhalten sind, lassen sich zahlreiche Einzelheiten der letzten Entwicklungsphase des heutigen Erdbildes erkennen.

So wissen wir, daß vor etwa 20 000 Jahren das Eis noch im nördlichen Teil des norddeutsch-nordpolnischen Tieflandes stand und die großen, noch recht formenfrischen Endmoränen des Pommerschen Stadiums aufschüttete. Langsam schmolz es dahin und gab Streifen um Streifen des Landes wieder frei. Zurück blieben die kräftig gewellten Moränen aus aufgeschüttetem oder zusammengestauchtem nordischem Gesteinsschutt und die flachen Ebenen der Geröll- und Sandfelder, durch die sich die Schmelzwässer ihren Weg zu den Urstromtälern bahnten. Das Abschmelzen des Eises läßt sich gut verfolgen. Vor etwa 17 000 Jahren reichte es noch bis Dänemark, vor 14 000 Jahren stand der Eisrand in Südschweden, nach weiteren 4000 Jahren in Mittelschweden, ehe vor mehr als 8000 Jahren die Aufspaltung des Resteises und seine allmähliche Auflösung einsetzten.

Die durch das Eis abgedrängten Flüsse suchten, soweit das möglich war, wieder ihre alten Flußbetten auf oder benutzten die von den Schmelzwässern geschaffenen Abflußrinnen. In den Tiefländern, wo sie träge und mäanderbildend dahinflossen, setzten sie als typisches nacheiszeitliches Sediment den Auelehm ab.

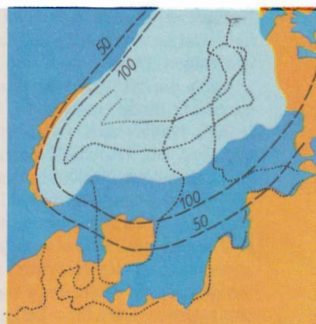
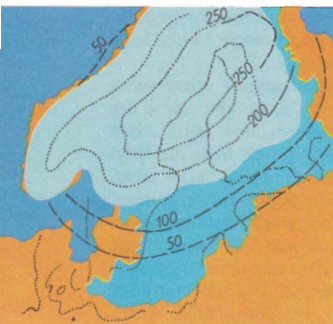
Mit dem Dahinschmelzen des Eises begann zugleich eine sehr wechselvolle Geschichte Mittel- und Nordeuropas, die sich am auffälligsten in der mehrfachen Veränderung der Küstenumrisse widerspiegelt. Verschiedene Ursachen

wirkten dabei zusammen. Einesteils hob sich der von der Eislast in zunehmendem Maße befreite skandinavische Krustenblock langsam heraus, während seine Randgebiete, darunter auch das norddeutsch-nordpolnische Tiefland, langsam absanken. Zum andern aber stieg mit dem Abschmelzen des Eisschildes, in dem gewaltige Wassermengen gebunden waren, das Weltmeer an und ertränkte flach zum Meer hin abfallende Küstenstriche. Dazu kommen echte tektonische Bewegungen, deren Anteil schwer zu übersehen ist; denn das Aufsteigen Skandinaviens und das Absinken seiner Randgebiete geschahen nicht gleichmäßig, sondern wurden von zeitweiligen gegenläufigen Bewegungen unterbrochen (Abb. 55).

Mit der Freigabe durch das Eis begann sich vor ungefähr 18 000 Jahren die flache Ostseesenke mit Schmelzwasser aufzufüllen. Es entstand ein ausgedehnter Süßwassersee, der als Baltischer Eissees bezeichnet wird (Abb. 55a). Sein Wasser floß durch den Großen Belt zur Norwegischen Rinne ab, einem tief nach Süden vorgestreckten Arm des Nordmeeres. Mit dem weiteren Abschmelzen vergrößerte sich der Eissees, so daß sein Südrand bald nördlich der Insel Rügen lag und im Osten sogar der Ladogasees einbezogen wurde. Als vor etwa 10 000 Jahren das Eis in Mittelschweden die tiefliegenden Gebiete um den Vättersee und Billingfors freigab, konnte reichlich Wasser abfließen, so daß sich der Eissees wieder verkleinerte. Durch das zunehmende Ansteigen des Weltmeeres und wohl auch durch zeitweilige Senkungen in Mittelschweden konnte in das Ostseebecken schließlich salziges Meerwasser eindringen. Mit ihm hielt eine kaltwasserliebende Meeresfauna Einzug, darunter die Muschel *Yoldia arctica*, nach der dieses marine Stadium der Ostsee als Yoldiameer bezeichnet wird (Abb. 55b). Die weitere Heraushebung Skandinaviens, in die auch die dänischen Wasserstraßen einbezogen wurden, machte die Ostsee erneut zum Binnensee, der allmählich aussüßte und dessen Ablagerungen durch Gehäuse der Süßwasserschnecke *Ancylus fluviatilis* gekennzeichnet sind. Nach ihr wird dieses Stadium der Ostsee-Entwicklung Ancylussees genannt (Abb. 55c). Dann aber, vor etwa 7000 Jahren, drang im Zusammenhang mit weiteren Senkungen des baltischen Randgebietes das Meer erneut

Abb. 55. Der Wandel des geographischen Bildes Nordeuropas im Holozän. Mit dem Dahinschmelzen des skandinavischen Inlandeises (helle Flächen) und der damit verbundenen Entlastung Nordeuropas stellten sich dort vorwiegend aufwärts gerichtete Bewegungen der Erdkruste ein, denen Absenkungen im südlichen Nord- und Ostseegebiet gegenüberstanden. Zeitweilige Ausbuchtungen der Ostsee (mittelblau) wurden von Meereszutritten (Salzwasser, dunkelblau) unterbrochen. Die mit Zahlen versehenen Linien weisen auf die seit den verschiedenen Entwicklungsstadien eingetretene Heraushebung Finnlands und Skandinaviens hin (nach M. Sauramo).

a) Baltischer Eissees, vor etwa 10000 Jahren; b) Yoldiameer, vor etwa 9700 Jahren; c) Ancylussee, vor etwa 8000 Jahren; d) Litorinameer, vor etwa 7000 Jahren.



d

durch die Belte und den Sund in das Ostseebecken ein und setzte zu seinem großen Vorstoß an, der sogenannten Litorinatransgression. Damals entstanden annähernd die gegenwärtigen Küstenumrisse. Namensgebend für dieses Entwicklungsstadium der Ostsee war die mit dem Salzwasser einwandernde Meeresschnecke *Litorina litorea* (Abb. 55d). Höher aufragende Aufschüttungs- und Stauchmoränen, von der vordringenden See umgriffen, wurden zu Inselarchipelen. Wind, Frost und Brandung nagten an ihnen, Strömungen trugen das losgelöste Material von einer Insel zur anderen und schütteten schmale, flache Bänder von Sand und Geröll – die Nehrungen – auf. Die Inselkerne wurden auf diese Weise miteinander verbunden, und es entstanden solche komplizierten Inselgebilde wie Rügen, Darß, Zingst und Usedom.

Auch die Nordsee hat eine nicht minder interessante nacheiszeitliche Geschichte. Ihr südlicher Teil war in der frühen Nacheiszeit – wahrscheinlich aber auch schon während der Weichselkaltzeit – bis weit über die Doggerbank hinaus Festland. Der Kanal bestand noch nicht, die britische Insel war fest mit dem Kontinent verbunden. Noch vor etwa 9000 Jahren mündete der Rhein, nachdem er Themse und Humber aufgenommen hatte, östlich von Schottland in die Nordsee, später, mit deren weiterem Vordringen, in Höhe der Doggerbank. Die Elbe erreichte die Nordsee zwischen Dogger- und Jütlandbank. Noch lange Zeit ragte die Doggerbank über das vordringende und sie von allen Seiten umgreifende Meer hinaus. Zunächst entstand hinter ihr ein ausgedehntes Haff, später aber wurde sie völlig zur Insel, ehe sie schließlich überspült wurde. Erst vor etwa 7000 Jahren entstand der Kanal.

Dem weichenden Eis folgte langsam die anspruchsvollere Vegetation. Die kälteliebende Tierwelt zog sich, soweit sie nicht überhaupt ausgestorben war, weit nach Norden zurück. Ihren Platz nahm nach und nach die gegenwärtige Tierwelt ein, mit ihr besiedelte der Mensch erneut die einst verlassenen Gebiete. Aus dem Pollengehalt verschieden alter Schichten nacheiszeitlicher Moore läßt sich das Vordringen der Vegetation in die ehemals vereisten Landstriche – und damit auch die Klimageschichte – ablesen. Als im Norden der Baltische Eissees herrschte

und das Klima Mitteleuropas schon milder geworden war, begannen die Birke und schließlich die Kiefer einzuwandern, die zunächst wohl schütterere Bestände bildeten. Langsam überzogen sich die ausgedehnten öden Flächen eiszeitlichen Gesteinsschutts mit einem grünen Teppich. Zur Zeit des Yoldiameeres ermöglichte das inzwischen von subarktisch auf kühlkontinental umgeschlagene Klima größeren Kiefernbeständen das Vordringen. Seit etwa 9000 Jahren aber setzte eine rasche Erwärmung ein. Damit begann die Hasel aus ihren Zufluchtgebieten wieder nach Mitteleuropa einzuwandern. Unter warmkontinental werdenden Umweltverhältnissen breitete sich schließlich – anfangs noch von Kiefernbeständen durchsetzt – der Eichenmischwald aus, der bald – begünstigt durch ein nacheiszeitliches Klimaoptimum – die Vorherrschaft antrat. Zu jener Zeit stießen Ost- und Nordsee zu ihren heutigen Grenzen vor. Klimatisch machten sich wieder atlantische Einflüsse bemerkbar.

Die nacheiszeitliche Wiederbesiedlung Mitteleuropas gehört in ihrer frühesten Phase zwar noch der ausgehenden Altsteinzeit an, erfolgte aber im wesentlichen in der Mittel- und der Jungsteinzeit – in der sich auch der Übergang zu Ackerbau und Viehzucht und damit zur Sesshaftigkeit vollzog – sowie in den anschließenden historischen Zeitabschnitten. Während des nacheiszeitlichen Klimaoptimums hatten sich Vegetation, Tier und Mensch schon weit nach Norden ausgebreitet. Dabei wurden auch Plätze besiedelt, die das Meer, als es begann, zu seinen gegenwärtigen Küsten vorzustoßen, wieder unter sich begrub. Sehr wahrscheinlich hatten Mensch und Tier Gelegenheit, dem Meer auszuweichen, obwohl das Vordringen zeitweilig von heftigen, sturmflutartigen Einbrüchen begleitet gewesen sein mag. Dabei ertranken hier und da vom Menschen der Mittelsteinzeit angelegte Siedlungen. Torfklumpen, die Fischer zuweilen mit ihren Netzen vom Grunde der See heraufholen, Reste von Bäumen überfluteter Wälder, Knochenreste von Landtieren oder vom Menschen bearbeitete Steinwerkzeuge, Knochen und Geweihstücke erinnern daran, daß vor Tausenden von Jahren im südlichen Ost- und Nordseegebiet Wälder grünten und Menschen siedelten.

Wie alt ist ein Gestein?

Der Däne Nikolaus Stensen, genannt Steno (1638–1687), entwickelte mit dem sogenannten stratigraphischen Prinzip die früheste Methode der geologischen Altersbestimmung. Stenos Prinzip besagt, daß jede höhere (hangende) Gesteinsschicht jünger ist als die tiefere (liegende). Damit war der Start zur relativen Zeitrechnung gegeben. Sie ermöglicht zwar keine Aussage darüber, wie alt – in Jahren angegeben – eine Gesteinsschicht tatsächlich ist, wohl aber über das Verhältnis des Alters verschiedener Schichten zueinander. Trotzdem war noch mancher Irrtum möglich, denn eine Schichtenfolge braucht nicht in der ursprünglichen horizontalen Anordnung vorzuliegen. Durch Krustenbewegungen können flach lagernde Schichtgesteine mehr oder weniger aufgerichtet, steilgestellt, ja sogar auf den Kopf gestellt (überkippt) sein, so daß die ältere Schicht über der jüngeren liegt.

Hier half das um 1800 durch den Engländer W. Smith formulierte biostratigraphische Prinzip weiter, das bei der zeitlichen Einordnung einzelner Schichtenfolgen deren Inhalt an Fossilien, insbesondere an Leitfossilien, verwendet. Für jeden Stamm und für jede Klasse des Tier- und Pflanzenreiches haben die Paläontologen die Entwicklungslinien erkundet. Es ist ihnen bekannt, welche Formen von Muscheln z.B. in welchem geologischen System, welcher Abteilung, Stufe oder Zone auftreten. Die relative Altersbestimmung mit Hilfe der Biostratigraphie läßt sich aber im Prinzip nur auf Sedimentgesteine anwenden. Erst seit der Jahrhundertwende gibt es eine Reihe auf exakten Grundlagen beruhender Versuche einer präziseren Altersbestimmung.

So berechnete der Amerikaner Schuchert 1931 aus den theoretisch ermittelten Gesamtmächtigkeiten der marinen Sedimente seit dem Kambrium und aus den mittleren Sedimentationsgeschwindigkeiten für das gesamte Paläozoikum eine Zeitdauer von 345 Millionen Jahren, für das Mesozoikum von 117 Millionen und für das Känozoikum von 61 Millionen Jahren.

Bekannt ist auch der Bändertonkalender des schwedischen Geologen De Geer, mit dem ein präziser Ablauf

der Nacheiszeit ermittelt worden ist. Er zählte die beim Rückzug des letzten quartären Eises in Stauseen abgesetzten, jahreszeitlich bedingten Feinschichten der Bändertone aus und konnte mit ziemlicher Sicherheit angeben, wo zu welcher Zeit der Eisrand in den letzten 19000 Jahren gestanden hat. — Seit etwa einem halben Jahrhundert werden völlig andere Methoden angewendet, die unter ständiger Vervollkommnung und Erweiterung heute zu den zuverlässigsten Altersbestimmungen gehören. Sie beruhen auf den Zerfallsprozessen radioaktiver Elemente.

Alle Gesteine, vor allem aber die hellen SiO_2 -reichen Magmatite und Metamorphite, enthalten Spuren radioaktiver Elemente. Ihre Isotope unterliegen einem natürlichen Zerfallsprozeß, bei dem sie α -Strahlen (Heliumkerne), β -Strahlen (Elektronen) und γ -Strahlen (kurzwellige elektromagnetische Strahlen) aussenden. Der Zerfallsprozeß erfolgt völlig unbeeinflusst von den äußeren Umständen in genau definierbaren Zeitabschnitten, den sogenannten Halbwertszeiten. In ihnen zerfallen die Isotope zur Hälfte in stabile Endisotope, manche direkt, einige, wie Uran 238, Uran 235 und Thorium 232, über Zerfallsreihen hinweg. So zerfällt z. B. das instabile Isotop Uran 238 über eine Reihe ebenfalls instabiler Zwischenprodukte in $4,51 \cdot 10^9$ Jahren in das stabile Endisotop Blei 206 (auch Uranblei genannt, s. Abb. 56). Von 1 g Uran 238 sind nach dieser Zeit vorhanden: 0,5 g Uran 238 sowie 0,43 g Blei 206 und 0,07 g Helium. Nach weiteren $4,51 \cdot 10^9$ Jahren zerfällt von den verbleibenden 0,5 g Uran 238 wiederum die Hälfte und so fort.

In einem Gestein, das radioaktive Isotope eines zur Altersbestimmung geeigneten Elementes enthält, muß also festgestellt werden, wie hoch der Gehalt an Zerfallsprodukten ist.

Daneben verwendet man zur Altersbestimmung von Gesteinen häufig radioaktive Isotope, bei denen ein einfacher Zerfallsprozeß zum Endisotop führt, wie z. B. bei den Kaliummethoden. Das Isotop Kalium 40 zerfällt mit einer Halbwertszeit von $1,27 \cdot 10^9$ Jahren zu 89 % in das stabile Kalzium 40 und zu 11 % in Argon 40. Ein Nachteil der Kaliummethode liegt darin, daß das Mutterisotop Kalium 40 im Verhältnis zum gewöhnlichen Kalium 39 in

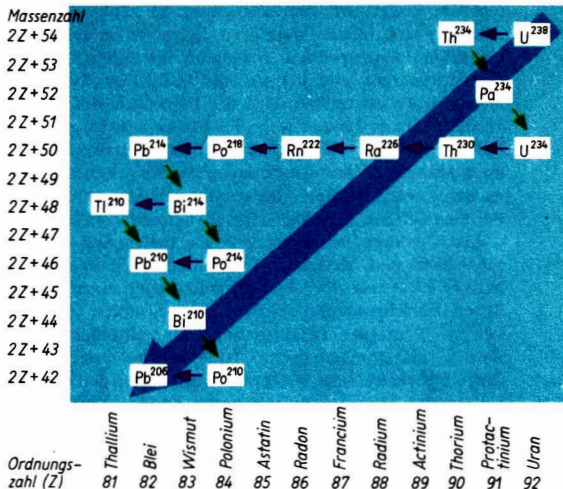


Abb. 56. Zerfallsreihe des Urans 238 zu Uranblei 206. Das Diagramm zeigt die während des Zerfallsprozesses für kürzere oder längere Zeiten entstehenden Zwischenglieder.

Violette Pfeile: Emission von α -Strahlen, grüne Pfeile: Emission von β -Strahlen.

den Gesteinen nur zu 0,0119% auftritt (Uran 238 zu 99,274%!). Dafür ist Kalium 40 aber in den meisten Gesteinen, besonders in den Feldspäten und den Glimmern, zu finden. In diesen Mineralen tritt gewöhnlich auch das radioaktive Isotop Rubidium 87 auf, das nach $4,7 \cdot 10^9$ Jahren zur Hälfte in das Strontiumisotop 87 zerfällt und im Verhältnis zum Rubidium 85 zu 27,85% auftritt. Die Rubidium-Strontium-Methode gilt als sicherste Methode der radioaktiven Altersbestimmung und wird besonders bei Gesteinen sehr hohen Alters angewendet.

Zu den ältesten Gesteinen unseres Planeten gehören auf Grund solcher Messungen unter anderem Gneise aus dem Ural (3,25 bis 3,3 Milliarden Jahre, Pb-U-Th- und K-Ar-Methode), Amphibolite aus der Ukrainischen SSR

(3,24 Milliarden Jahre, K-Ar-Methode), Granite aus Transvaal (3,2 Milliarden Jahre, Rb-Sr-Methode) und Gneise und Granite aus der Karelischen ASSR (2,69 Milliarden Jahre, Rb-Sr-Methode).

Andere Isotopenmethoden eignen sich wieder besser für die Altersbestimmung geologisch junger Gesteine und Ablagerungen, besonders für solche, die organogene Stoffe enthalten. Unter ihnen spielt die Radiokarbonmethode eine wichtige Rolle. Das radioaktive Kohlenstoffisotop C^{14} zerfällt nach einer Halbwertszeit von 5568 Jahren zur Hälfte in das Stickstoffisotop N^{14} . Die Anreicherung des C^{14} in der organischen Materie erfolgt über den Assimilationsprozeß der Pflanzen, mit denen es auch in den tierischen Organismus gelangt. Sterben Pflanzen bzw. Tiere ab, so hört die Anreicherung auf, und entsprechend dem Zerfallsgesetz nimmt der Gehalt an Radiokarbon ab. Aus der Aktivität der Probe läßt sich auf das Alter schließen. Die Radiokarbonmethode eignet sich besonders gut für fossiles Material mit einem Alter bis zu 30 000 Jahren.

Sind diese Zerfallsprodukte radioaktiver Elemente nur mit größerem apparativem Aufwand zu erfassen, so ist die Auswirkung der Radioaktivität teilweise unter dem Mikroskop schon bei relativ schwacher Vergrößerung direkt zu sehen. In manchen Mineralen, insbesondere in dunklen Glimmern, sind dunkle Flecke zu sehen (Abb. 57), in deren Zentren man bei genauer Betrachtung oft ein kleines andersartiges Mineralkorn entdecken kann. Die dunklen Flecke, die als pleochroitische Höfe bezeichnet werden, sind Veränderungen im Wirtsmineral durch Einwirkung von α -Strahlen, die das Gastmineral aussendet. Auch in solchen Fällen hat man versucht, Altersbestimmungen vorzunehmen. Man geht dabei von der Annahme aus, daß das Alter des Wirtsminerals um so höher sein dürfte, je dunkler der Hof ist. Jedoch birgt diese Methode erhebliche Ungenauigkeiten in sich, so daß ihr die anderen Methoden überlegen sind.

Wir sind heute einigermaßen sicher, daß die ältesten Gesteine der Erde ein Alter von mindestens 3,5 Milliarden Jahren aufweisen. Durch die wiederholten Umbildungen der ersten Erstarrungskruste der Erde in ihren frühesten Entwicklungsstadien ist dieser Wert für die Alters-

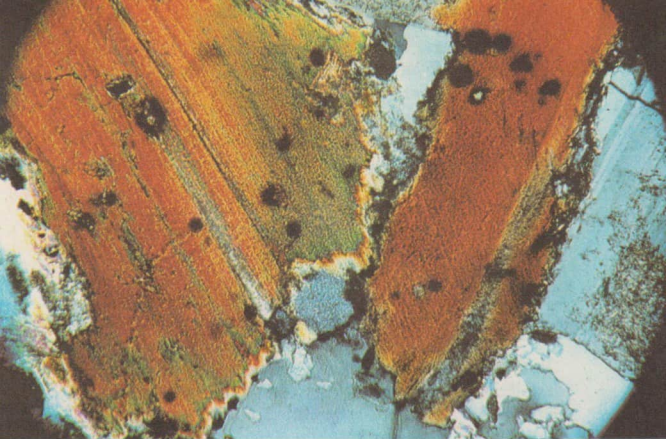


Abb. 57. Dünnschliff eines Granites aus dem Schwarzwald, etwa 100fach vergrößert und im polarisierten Licht aufgenommen. Zwischen Feldspat- und Quarzdurchschnitten fallen besonders die rotbraunen Biotitglimmer auf. Die auf ihnen befindlichen dunklen Flecke sind pleochroitische Höfe. In ihrem Zentrum befinden sich winzige Körnchen radioaktiver Minerale, die diese Umwandlung des Biotits verursacht haben.

einschätzung der Erde unbedingt zu niedrig. Wie bereits am Anfang dargelegt wurde, gibt es stichhaltige Gründe für die Annahme, daß die Erde annähernd gleichzeitig mit den anderen Planeten unseres Systems entstanden ist, woraus sich Vergleichsmöglichkeiten ergeben. An außerirdischem Material stehen Meteoriten und neuerdings auch Mondgestein zur Verfügung. Altersbestimmungen an Meteoriten ergaben ein Alter von $4,6$ bis $4,7 \cdot 10^9$ Jahren, an Mondgesteinen von $4,5 \cdot 10^9$ Jahren. Das ist eine gute Bestätigung für die Auffassung der Astrophysiker, daß die Erde ein Alter von annähernd fünf Milliarden Jahren hat.

»akzent« – die neue Taschenbuchreihe
mit vielseitiger Thematik:
Mensch und Gesellschaft,
Leben und Umwelt, Naturwissenschaft
und Technik. – Lebendiges Wissen
für jedermann, anregend und aktuell,
konkret und bildhaft.

Weitere Bände:

Vorstoß ins Ungewisse
Achtung, Roboter!
Oldtimer – Autos von einst
Sind wir allein im Weltall?
Der Sternhimmel
