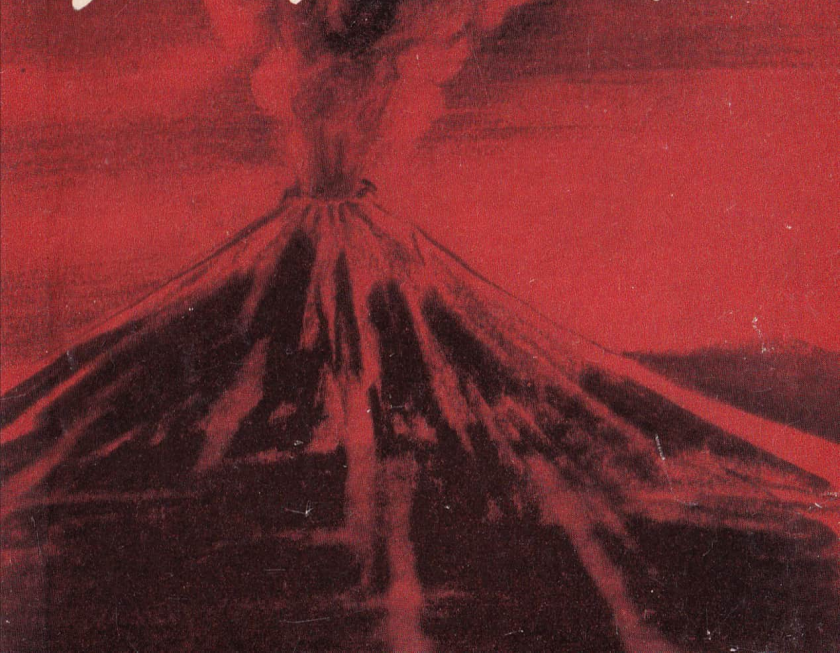


WOLFF / GAEDEKE

*Vulkanausbrüche
Erdbeben und
Gebirgsbildungen*



KLEINE URANIA-BÜCHEREI

FERDINAND VON WOLFF

VULKANAUSBRÜCHE
ERDBEBEN
UND GEBIRGSBILDUNGEN

Vollständig neu bearbeitet und herausgegeben

von RUDOLF GAEDEKE

Mit 34 Abbildungen und 3 Tabellen



URANIA-VERLAG
Verlag für populärwissenschaftliche Literatur
LEIPZIG / JENA

Einbandgestaltung: K. Müller, Leipzig

1956

Alle Rechte vorbehalten

Urania-Verlag, Verlag für populärwissenschaftliche Literatur,
Leipzig/Jena

Lizenz-Nr. 212 · 475/116/56

Satz und Druck: Druckerei „Magnus Poser“ Jena
Printed in Germany

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Vorwort	7
Einleitung	9
I. Vulkanismus und Plutonismus	11
1. Vulkanismus	11
Das Magma, Morphologie der Vulkane, Verbreitung der Vulkane	
2. Plutonismus	20
Plutonismus und Vulkanismus, Graniterstarrung, Granittektonik, Granitentstehung, Granitisation, Tiefenzonen und geothermische Tiefenstufen	
II. Erdbeben	32
Epizentrum und Erdbebenherd, Erdbebenwellen, Seismometer, Fortpflanzungsgeschwindigkeiten in verschiedenen Medien, Gliederung der Erdkruste auf Grund geophysikalischer Methoden, Sial und Sima, Problem der Mondablösung und der pazifische Raum	
III. Der Zeitfaktor	45
1. Geologische Altersbestimmungen	45
Diskordanzen, Leitfossilien, Bänderung glazialer Warventone, MILANKOWITSCHSche Strahlungskurve	
2. Radioaktive Zeitbestimmung	50
Zerfallsreihen des Urans, Aktiniums und Thoriums, Blei-Isotope, Zeitberechnung, älteste Mineralien und Gesteine, Alter der Erde und des Weltalls, Abküh- lungsproblem der Erde, Sternzeit und Gliederung der Erdgeschichte nach STILLE	
IV. Gebirgsbildungen	57
1. Allgemeine Tektonik	57
Fixismus und Mobilismus, Epirogenese und Oro- genese, Brückenkontinente, Kontinentaldrift, Deform- ationen, Gesteinsmetamorphose, Tiefenstufen nach GRUBENMANN	

	Seite
2. Gebirgsbildung vom Standpunkt des Fixismus	67
Herausbildung einer Geosynklinale, Zusammenbruch einer Geosynklinale, Gebirgsbildung und Magmatismus	
3. Geotektonische Gliederung der Erdgeschichte	70
a) Die laurentische Gebirgsbildung	72
b) Die algomische Gebirgsbildung	72
c) Die kaledonische Gebirgsbildung	76
d) Die variskische Gebirgsbildung	77
Variskische Phasen, Varistikum Europas, Varistikum links der Elbe, Südstamm, Nordstamm mit saxothuringischer, rhenoherynischer und subvariskischer Zone, Harz, Rheinisches Schiefergebirge, das außereuropäische Varistikum	
e) Die alpidische Gebirgsbildung	92
Faltungsphasen, Bau der Alpen, Flysch, Molasse, Zentraliden, Metamorphiden und Externiden, Alpen und Dinariden	
f) Die saxonische Gebirgsbildung	103
4. Die Gebirgsbildung vom Standpunkt des Mobilismus	105
WEGENERSche Kontinentalverschiebungstheorie, Iso-stasiebegriff	
V. Die Zusammenhänge zwischen Vulkanismus, Plutonismus, Erdbeben und Gebirgsbildungen	111
Ursache und Wirkung, verschiedene Hypothesen und Theorien, Magmatismus und Gebirgsbildungen nach STILLE, Vergleich der fünf Orogenesen, die zeitliche Orogenkurve, Abkühlungskontraktion der Erde, Ursachen der Gebirgsbildung	
Schlußbemerkung	128

VORWORT

Der Verlag übergibt hiermit der Öffentlichkeit eine Abhandlung über „Vulkanausbrüche, Erdbeben und Gebirgsbildungen“, in der Vorgänge behandelt werden, die im Laufe von Jahrmillionen zur Gestaltung unserer Erdoberfläche wesentlich beigetragen haben.

Das ursprüngliche Manuskript hinterließ der verstorbene Hallenser Ordinarius für Mineralogie und Petrographie, Prof. Dr. Ferdinand von Wolff. Es war zunächst für die vom Kulturbund herausgegebene Reihe „Wissenschaft und Technik“ bestimmt. Für die Veröffentlichung in unserem Verlag wurde das Manuskript von Dr. Rudolf Gaedeke, einem langjährigen Mitarbeiter v. Wolffs, überarbeitet.

Die Rücksicht auf das Werk des Verstorbenen ließen es Bearbeiter und Verlag geboten erscheinen, trotz völliger Überarbeitung die ursprünglich gewählte Gliederung des Stoffes beizubehalten. Wir sind uns darüber klar, daß zum Verständnis der in dieser knappen Form behandelten Probleme ein aufmerksames Studium erforderlich ist, glauben aber, daß die bestehenden Umstände und die Thematik eine Herausgabe in der vorliegenden Form rechtfertigen.

Wir sind sicher, daß eine gedrängte und doch übersichtliche Behandlung der im Titel genannten Probleme als ein wesentlicher Beitrag zum Verständnis der Entwicklung unserer Erde allgemein — vom Wissenschaftler wie auch von jedem wissenschaftlich interessierten Leser — begrüßt werden wird.

EINLEITUNG

Das Antlitz unseres Erdballs hat sich im Verlauf von vielen Jahrmillionen oftmals gewandelt, und noch heute ist die Erdkruste dem Wechselspiel verschiedener Kräfte ausgesetzt. Als Ursachen für die ständigen Veränderungen auf der Erde sind äußere (exogene)¹⁾ und innere (endogene)²⁾ Kräfte anzusehen.

Die äußeren Kräfte sind auf die Einflüsse der Sonne und des Mondes im Zusammenwirken mit Schwerkraft, Wasser, Eis und Wind zurückzuführen. Sie bewirken die Verwitterung der am Aufbau der Erdkruste beteiligten Gesteine und den Wiederabsatz des zerstörten Materials an anderer Stelle.

Bei den inneren Kräften geht dagegen die Wirkung vom Innern der Erde aus. Als wichtigste Erscheinungsformen auf der Erdoberfläche kennen wir Vulkan- ausbrüche, Erdbeben und Gebirgsbildungen. Sie sind seit alters am augenscheinlichsten und sollen im folgenden näher beschrieben werden. Dabei soll vor allem auf die Zusammenhänge eingegangen werden, die zwischen Vulkanismus und Gebirgsbildungen bestehen.

¹⁾ gr. exós = außen, génesis = Entstehung.

²⁾ gr. endós = innerhalb.



Abb. 1 Ausbruch des Vulkans Mont Pelé 1902 (nach LACROIX)

I. VULKANISMUS UND PLUTONISMUS

Für den Menschen sind Vulkanausbrüche und Erdbeben die eindrucksvollsten oberflächenformenden Vorgänge.

Nach einer Statistik von SAPPER aus dem Jahre 1927 haben Vulkane in dem Zeitraum von 1500 bis 1914 190 000 Todesopfer gefordert. Durch Lavaströme kamen in diesem Zeitraum etwa 3000 Menschen ums Leben, während die bei explosiven Ausbrüchen herausgeschleuderten Aschen und Sande sehr viel mehr Opfer gefordert haben. Dennoch ist die Zahl verhältnismäßig niedrig, weil der Mensch in den meisten Fällen noch rechtzeitig der Gefahr ausweichen kann und die tätigen Vulkane vorwiegend in schwach bevölkerten oder unbesiedelten Gebieten liegen. Die Opfer verteilen sich auf 57 tätige Vulkane, von denen 46 auf die Räume um den Pazifik entfallen.

Ungleich verhängnisvoller sind die großen Erdbebenkatastrophen, weil sie im Zeitraum weniger Sekunden die Häuser zerstören, Tausende, ja Zehntausende von Menschen unter ihren Trümmern begraben und Verheerungen bewirken, die sich mit den Zerstörungen unserer Städte im letzten Weltkrieg vergleichen lassen.

1. Vulkanismus

Mit dem Wort Vulkanismus¹⁾ verband man zunächst die Behauptung, daß die Erde ihre Gestalt durch Feuer erhalten habe. Heute bezeichnet man mit Vulkanismus alle Erscheinungen, die mit dem Empordringen schmelzflüssiger Silikatmassen im Zusammenhang stehen, soweit damit Ausbruchsvorgänge an der Erdoberfläche verbunden sind. Erreichen dagegen die Schmelzmassen nicht

¹⁾ lat. *Vulcānos* = Gott des Feuers.

die Erdoberfläche, so erstarren sie in der Tiefe zu Gesteinskörpern, die den Namen „Plutone“¹⁾ erhalten haben. Es steht also dem Vulkanismus der Plutonismus gegenüber, und für beide Erscheinungen hat man den zusammenfassenden Begriff Magmatismus geprägt. Das griechische Wort „Magma“ bedeutet soviel wie teigartige, geknetete Masse und wurde von DUROCHET 1847 gelegentlich seiner Untersuchungen isländischer Laven in die wissenschaftliche Nomenklatur eingeführt. Unter „Lava“²⁾ versteht man alles Material, das aus einem Vulkan fließt oder geflossen ist.

Wir wollen im folgenden immer vom *Magma* als dem Ursprung der Gesteine auf der Erde sprechen und darunter eine mit Gasen und Dämpfen gesättigte Silikatschmelze verstehen, deren Verhalten bei verschiedenen Drucken und Temperaturen untersucht werden soll. Das wirkliche Magma hat noch niemand gesehen, und es ist auch nicht möglich, seine Eigenschaften instrumentell zu erfassen. Wenn das Magma erstarrt und kristallisiert, entsteht das Eruptivgestein. Erfolgt dabei die Erstarung an der Erdoberfläche, dann ist es ein Ergußgestein, erstarrt es in der Tiefe, so nennt man es Tiefengestein.

Die Mannigfaltigkeit der Eruptivgesteine hängt von drei Veränderlichen ab, nämlich vom Stoff und von dessen Zustandsgrößen Temperatur und Druck. Das Magma ist gespannt, da die vorhandenen Gase einen Druck ausüben. Diesem Druck steht der sogenannte Tiefendruck gegenüber, der durch die über dem Magma liegenden Gesteinsschichten der Erdkruste ausgeübt wird. Sobald die Gase den Tiefendruck überwinden, kann es zum Durchbruch unter Explosionserscheinungen kommen. Der Durchbruch erfolgt an den schwächsten Stellen der Kruste. Er kann punktförmig sein, dann spricht man

¹⁾ lat. Plúto = Gott der Unterwelt.

²⁾ lat. laváre = überschwemmen.



Abb. 2. Eidgja-Spalte auf Island, Explosionsgraben (nach Sapper)

von einer „Zentraleruption“. Linienförmige Durchbrüche werden „Lineareruptionen“ oder „Spalteneruptionen“, flächenförmige „Arealeruptionen“ genannt.

Vulkane hat es zu allen Zeiten gegeben. Die Arealeruptionen gehören wohl hauptsächlich einer früheren Zeit an, als die Erdkruste noch nicht die heutige Mächtigkeit besaß.

Spalteneruptionen lieferten vor allem gewaltige Lavafluten, die mächtige Lavaplateaus aufgebaut haben, wie auf Island oder im Columbia-Lavaplateau in Nordamerika und an anderen Stellen der Erde.

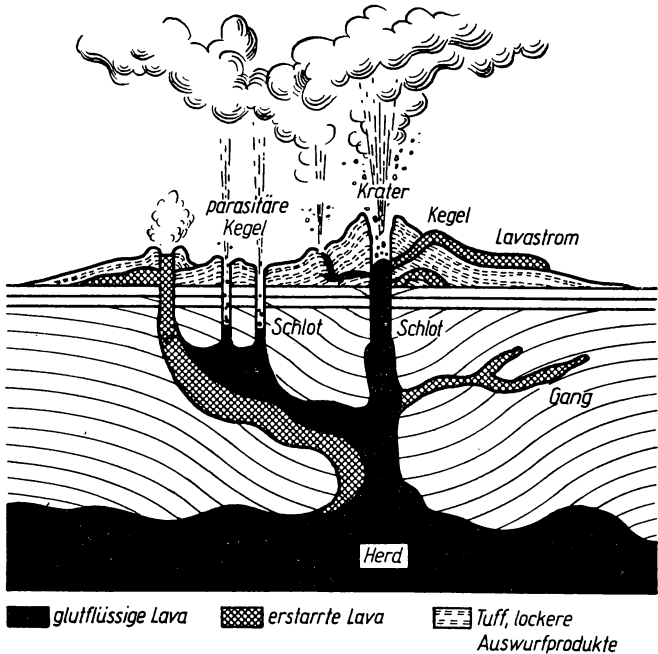


Abb. 3. Schematisches Profil durch einen Vulkan

Der punktförmige Durchbruch baut einen kegelförmigen Berg, den Vulkan, über der Durchbruchstelle auf. Der Vulkan besteht aus wechsellagernden Lavaströmen und Tufflagen, die etwa symmetrisch zu seiner vertikalen Kegellachse angeordnet sind. Als Tuffe bezeichnet man vulkanische Gesteine aus Trümmern und lockeren Produkten älterer Laven. Die äußere Gestalt der Vulkane wird im wesentlichen durch eine physikalische Eigenschaft des Magmas beherrscht, nämlich durch die *Viskosität* (Zähflüssigkeit) der geförderten Produkte. Diese ist in erster Linie von der Temperatur und dem Gasgehalt bedingt. Je höher die Temperatur steigt und je größer der Gasgehalt ist, desto geringer ist die Zähflüssigkeit. Besonders gering ist sie beim vulkanischen Gas. Mit zunehmender Abkühlung wird die Lava immer zähflüssiger; sie büßt schließlich ihre Beweglichkeit ein; der Lavastrom hört auf zu fließen. Es gibt Vulkane, in deren Krater ein ständiger Lavasee steht, wie z. B. der Halemaumaukrater des Kilauea auf Hawaii. Hier haben die amerikanischen Forscher SHEPERD, PERRET und JAGGAR die Temperatur der Lava mit Thermoelementen exakt gemessen. Sie fanden am Ufer für das halbstarre Magma $700\text{--}800^{\circ}\text{C}$ und nach dem Innern zu für das heiße Seemagma 1200°C . In den Stichflammen wurden Temperaturen von 1300 bis 1350°C gemessen, bedingt durch das Verbrennen von Wasserstoff und Kohlenoxyd. Am Nyamlagira, einem der Virungavulkane in Zentralafrika, fand JEAN VERHOEGEN 1938 Temperaturen zwischen 1040 und 1095°C und in Stichflammen 1160°C . Die mittlere Temperatur, mit der die Magmen die Erdoberfläche erreichen, kann etwa mit $1050 \pm 50^{\circ}\text{C}$ angegeben werden.

Zur Temperaturmessung eignen sich besonders optische Pyrometer, wie sie in den Glashütten zur Bestimmung der Ofentemperaturen benutzt werden.



Abb. 4. Ständiger Lavasee im Klut auf Java (nach Sapper)

Die Temperatur läßt sich ferner aus der Glutfarbe schätzen. Die dunkle Lava entspricht dabei etwa der Strahlung eines absolut schwarzen Körpers. Im übrigen kann man von der Glutfarbe der Lava bei Nacht auf folgende Temperaturen schließen:

Farbe	Temperatur	Farbe	Temperatur
sichtbare Grenze .		orange	900° C
der Strahlung	470° C	hellorange	950° C
dunkelblutrot	550° C	gelb	1000° C
kirschrot .	625° C	hellgelb	1050° C
hellkirschrot	700° C	weiß	1200° C
hellrot	850° C		

Die Viskosität bestimmt die verschiedenen Ausbruchformen der vulkanischen Produkte. Die gefördertten Produkte lassen sich in eine Reihe zunehmender Viskosität einordnen. Am Anfang steht der reine Gasstrom, der 1906 am Vesuv in der sogenannten „Perretphase“ dem Krater entströmte. Dann folgen mit zunehmender Viskosität die absteigende Glutwolke wie am Stromboli 1933 oder auf Martinique 1902, extrem dünnflüssige Lavaströme wie der Mascalistrom des Aetna 1928, mehr oder weniger zähflüssige Lavaströme wie die Vesuvlaven von 1906, kurze gedrungene Lavaströme, kraterlose Steilkuppen vieler Vulkane, die feste Felsnadel des Mt. Pelé und schließlich feste Bomben und Auswürflinge.

Die Vulkane sind an Bruchgebiete — Schwächezonen der Erdkruste — gebunden. So häufen sich in der afrikanischen Grabenzone von Äthiopien bis Madagaskar und weiter über die Kergueleninseln bis zum Gaußberg in der Antarktis erloschene und tätige Vulkane. Am großartigsten aber hat sich der Vulkanismus am Rande des pazifischen Ozeans entwickelt. Dort sind hauptsächlich Andesite gefördert worden, Eruptivgesteine, die aus

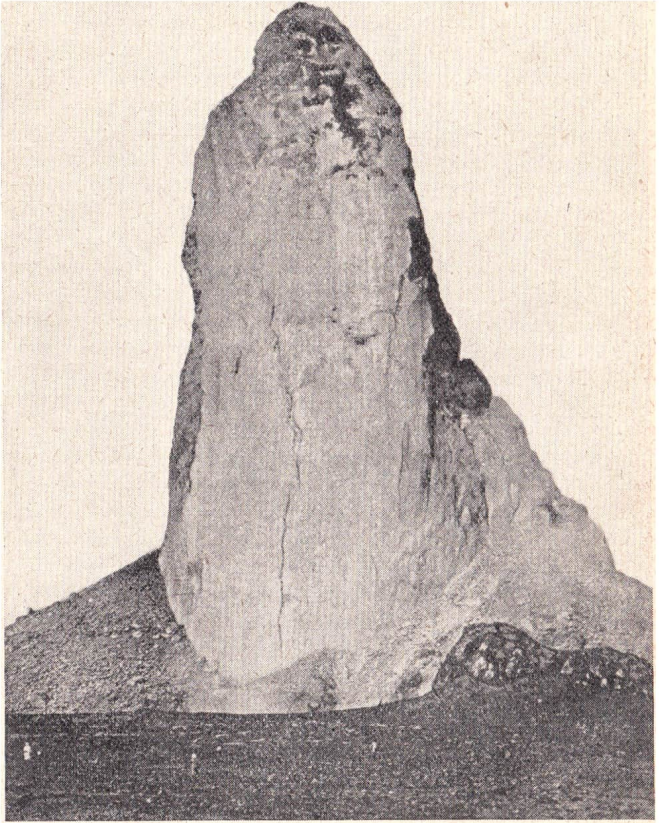


Abb. 5. Felsnadel des Mt. Pelé (nach Lacroix)

Kalknatronfeldspat, Augit, Hornblende oder Glimmer bestehen. Die sogenannte „Andesitlinie“ verläuft von Kamtschatka über die Kurilen, Japan, die Philippinen, Halmahera, Neuguinea und den Tonga-Kermadec-Bogen nach Neuseeland. Perlschnurartig reihen sich die Vulkane



Abb. 6 Andesitlinie

aneinander und bilden gegen den Ozean konvexe Bögen. Die größten Meerestiefen sind den Bögen auf ihrer Stirnseite vorgelagert, zum Beispiel das „Ramapo-Tief“ im Japangraben, mit 10550 m eine der größten bisher durch Echolotung festgestellten Ozeantiefen.

Im Süden dürfte der Andesitbogen unter dem Inlandeis des antarktischen Kontinents liegen. In mächtiger Entwicklung findet sich der Andesitvulkanismus am pazifischen Rand von Südamerika. Die größte Ozeantiefe liegt hier im Atacamagraben mit 7635 m im Rücken der Zone.

Andesitische Magma begleiten auch den pazifischen Rand des nordamerikanischen Kontinents. Der Insel-

kranz der Aläuten umrahmt den Norden und stellt den Anschluß an den Kamtschatka-Bogen her.

In Deutschland ist der Vulkanismus erloschen. Der letzte Vulkanausbruch auf deutschem Boden war der Ausbruch des Laacherseekraters vor 4000—5000 Jahren. Dieser Krater ist bei einem explosiven Gasausbruch entstanden und wird auch als Maar¹⁾ bezeichnet. Derartige Maare stellen das obere Ende von Explosionsröhren dar, sind meistens mit Wasser angefüllt und von einem mehr oder weniger hohen Wall umgeben, der gewöhnlich aus vulkanischen Aschen und Bomben sowie aus Gesteinstrümmern des ehemaligen Schlotinhalts besteht. Durch den Ausbruch wurde bei Andernach eine prähistorische Magdaléniensiedlung unter den Aschen begraben.

Größere Vulkanruinen sind der Kaiserstuhl im Rheintalgraben und der Vogelsberg, ein Vulkan von Aetnagröße. Im heutigen Hessen sind in der Tertiärzeit größere Basaltmassen gefördert worden, ebenso im böhmischen Mittelgebirge und in der Lausitz. Die Basalte sind nächst den Graniten die verbreitetsten Gesteine auf der Erde. Es sind dunkle basische Eruptivgesteine, die aus Kalknatronfeldspat und Augit mit oder ohne Olivin bestehen.

Die Eifel, die Rhön und das Siebengebirge sind bemerkenswerte Vulkangegenden. Der deutsche tertiäre Vulkanismus hat im Quartär sein Ende gefunden.

Der Vulkanismus der Gegenwart trägt andesitischen oder basaltischen Charakter.

2. Plutonismus

Die Magmen werden zu Plutonen, wenn sie die Erdoberfläche nicht erreichen, sondern in der Tiefe steckenbleiben und dort erstarren.

¹⁾ lat. máre = Meer.

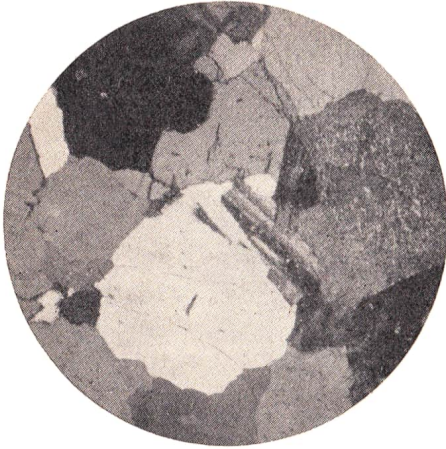


Abb. 7a. Dünnschliff eines Granits (Tiefengestein). Körniges Gemenge von Mineralien. Kein Unterschied zwischen Grundmasse und Einsprenglingen (25fache Vergrößerung)



Abb. 7b. Dünnschliff eines Quarzporphyrs (Ergußgestein). Einsprenglinge in überwiegend feinkörniger Grundmasse (25fache Vergrößerung)

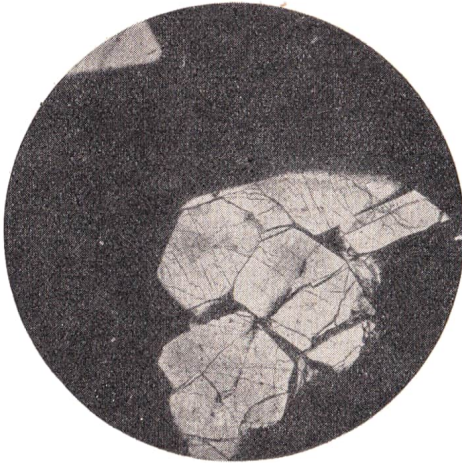


Abb. 7c. Dünnschliff eines Pechsteins (Ergußgestein). Einsprenglinge in glasiger Grundmasse (25fache Vergrößerung)

Die Auskristallisation derartiger Tiefengesteinskörper ging langsam vor sich, da die schlecht wärmeleitende Umgebung das Massiv gegen schnelle Abkühlung isolierte. So hatte das Magma Zeit, voll auszukristallisieren und eine grobkörnige Struktur anzunehmen. Die Ergußgesteine oder Vulkanite, wie sie genannt werden, haben eine andere Entwicklung durchgemacht. Bei ihnen setzt die Abkühlung, sobald sie die Oberfläche erreicht haben, sehr schnell ein, und die Zeit reicht zur vollen Auskristallisierung nicht mehr aus. Das Gestein erstarrt entweder als Gesteinsglas, oder es treten Einsprenglinge in einer zum Teil glasigen Grundmasse auf, wodurch die charakteristischen Strukturen unserer Porphyre entstehen. KENNEDY, CLOOS und RITTMANN haben die Hauptmerkmale des Plutonismus und des Vulkanismus gegenübergestellt:

Plutonismus

Der plutonische Verband besteht meistens aus Graniten oder granitähnlichen Gesteinen und ist im allgemeinen an Faltungszonen der Erde, sogenannte orogene Zonen, gebunden (vgl. S. 65). Der Plutonismus steht mit der Gebirgsbildung zeitlich in engem kausalem Zusammenhang. Es handelt sich in erster Linie um Decken- und Faltengebirge, die nach STILLE in die alpinotype Tektonik einbezogen werden (vgl. S. 80). Meistens besteht kein Zusammenhang zwischen Plutonismus und Vulkanismus; denn es ist im allgemeinen nicht vorstellbar, daß die riesigen granitischen Plutone aus basaltischen Magmen abgeleitet werden können. Vielmehr werden sie aus Herden gespeist, die durch Wiederaufschmelzen der Unterkante der obersten Erdschicht, des sogenannten Sials, entstanden sind (vgl. S. 38).

Vulkanismus

Der vulkanische Verband besteht vorwiegend aus Basalten oder basaltähnlichen Gesteinen und ist im allgemeinen an Bruchzonen der Erde, also an nicht orogene Zonen gebunden. Der Vulkanismus tritt vor oder auch nach der Hauptfaltung auf und bevorzugt Gebiete mit Bruchzerlegung. Es handelt sich um Bruchfalten- und Blockgebirge, die nach STILLE zur germanotypen Tektonik gehören (vgl. S. 80). Das Material des vulkanischen Verbandes entstammt der unter der Granit- oder Sialschale liegenden Basalt- oder Simaschale. Während es sich also bei den Plutoniten sehr häufig um wiederaufgeschmolzenes Material, sogenanntes Migma¹⁾, handelt, stammen die Vulkanite aus großer Tiefe und sind damit primär-magmatischen Ursprungs.

¹⁾ gr. migma = die Mischung.

Zu dieser Gegenüberstellung der Merkmale des Plutonismus und des Vulkanismus ist folgendes zu bemerken:

Während eines Faltungsvorganges können im allgemeinen keine Laven zur Förderung gelangen, da durch die Faltung eine Zusammendrückung innerhalb des Krustenstückes erfolgt und daher die Aufstiegswege geschlossen werden. Dennoch hat BEDERKE nachzuweisen versucht, daß Plutone und Oberflächenergüsse im Zusammenhang stehen können. So sind z. B. der Riesengebirgspluton mit Quarzporphyr, die Zinngranite des Erzgebirges mit dem Teplitzer Quarzporphyr und der Auerbergporphyr mit dem Ramberggranit im Harz verknüpft.

Die Temperatur nimmt nach dem Erdinnern hin zu, und zwar im Mittel um 1° C auf 33 m, das heißt, in 33 km Tiefe würde die Temperatur auf 1000° C gestiegen und damit die Schmelzzone noch nicht einmal erreicht sein. Diese große Tiefe spricht dafür, daß alle durch gebirgsbildende Vorgänge mobilisierten Magmen palingenen¹⁾ Charakter haben, das heißt ursprünglich fest waren und dann durch tektonische Bewegungen in den Schmelzbereich versenkt und wieder verflüssigt wurden. Das gilt in erster Linie für die Granite.

Von den fünf tätigen Vulkanen des Mittelmeerraumes Vesuv, Aetna, Stromboli, Vulcano und Santorin fördert jeder ein anderes Magma. Diese Tatsache veranlaßte STUEBEL, jedem Vulkan einen Herd mit begrenztem Energieinhalt zuzuschreiben. Ist derselbe erschöpft, so stellt der Vulkan seine Tätigkeit ein und erlischt. Der Herd wird jeweils aus der Magmazone gespeist. Wenn ein solcher Herd erstarrt, so liefert auch er einen Tiefengesteinskörper, den CLOOS als Subvulkan bezeichnet. So werden Migmapluton und Subvulkan voneinander unterschieden.

Die Mannigfaltigkeit der gefördertten vulkanischen Stoffe steht mit Vorgängen im Magma im Zusammenhang,

¹⁾ Palingenese = Wiedergeburt; gr. pálin = wieder, génesis = Geburt, Entstehung.

die als Differentiation und Assimilation bezeichnet werden. Unter Differentiation eines Magmas versteht man eine Spaltung, die entweder gravitativ oder durch Entmischungsvorgänge unter Bildung von sulfidischen und silikatischen Teilschmelzen oder durch Abdestillieren der leichtflüchtigen Bestandteile erfolgen kann. Bei der Assimilation wird vom Magma Fremdmaterial aufgenommen, und zwar in Form einer fremden Schmelze oder bereits festen Gesteinsmaterials, das vom Magma aufgeschmolzen wird. So liegt z. B. der Vesuverd innerhalb der Appeninkalke in einer Tiefe von rund 2000 m unter der Oberfläche. Dieser Kalk ist assimiliert worden und hat das Magma neutralisiert, so daß infolge des entstandenen Kieselsäuredefizits kein Kalifeldspat, sondern Leuzit gebildet worden ist, der als Hauptbestandteil im Leuzitbasanit auftritt.

Einen breiten Raum hat von jeher die Frage nach der Entstehung des Granits in der Petrographie eingenommen.

Der *Granit* ist ein gleichmäßig-körniges, saures Tiefengestein, das im wesentlichen aus Orthoklas, Plagioklas, Quarz, Biotit bzw. Hornblende oder Augit besteht. Der wasserfreie Granit schmilzt bei etwa 1050° C. Durch einen Wassergehalt wird der Schmelzpunkt erniedrigt, und zwar bei 2% H₂O auf etwa 1000° C. Wenn ein wasserhaltiger Granit erstarrt, so reichern sich die Restschmelzen mit Wasser an, und das Erstarrungsende verschiebt sich in ein Gebiet mit Temperaturen unter 350° C. Derartige Bildungsräume werden als hydrothermal¹⁾ bezeichnet. Die Restschmelzen sind extrem dünnflüssig, sie erstarren zu Apliten und Pegmatiten, die den Granit gangförmig durchsetzen. Die Pegmatite sind durch die Riesengröße ihrer Bestandteile ausgezeichnet.

Die Granitmassive besitzen eine eigene *Granittektonik*, das heißt, sie bilden keine zusammenhängenden Gesteinsmassen, sondern sind von Fugen und Klüften durchzogen,

¹⁾ gr. hydor = Wasser, thermós = warm.

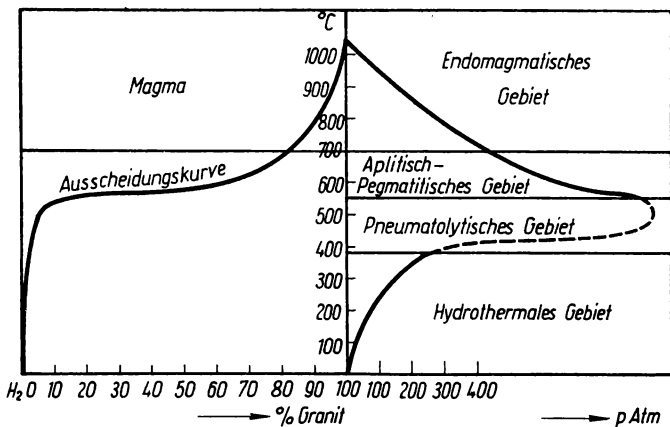


Abb. 8. Erstarrungsablauf eines Granitmagmas

die die Zerlegung des Granits in natürliche Quader ermöglichen. Mit Hilfe der verschiedenen Klüfte kann man Rückschlüsse auf die Form der Plutone ziehen. Es sind meistens Lakkolithe¹⁾ oder auch Batholithe²⁾. Während es sich bei den Batholithen um einen Tiefengesteinskörper handelt, der sich mit größer werdendem Querschnitt in die „ewige Tiefe“ fortzusetzen scheint, ist der Lakkolith ein auf fremder Unterlage ruhender Gesteinskörper. Er ist meistens abgeplattet und von zungenförmiger Gestalt.

Das den Pluton umgebende Gestein ist durch Temperatureinwirkung verändert. Der Grad der Umwandlung und die Bildung von sogenannten Kontaktmineralien ist abhängig von der Temperatur des Plutons und von der Art des Nebengesteins. An der Kontaktgrenze eines Granitplutons mit Tonschiefer wird eine Temperatur an-

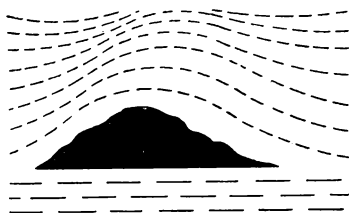
¹⁾ gr. lákkos = Grube, Zisterne.

²⁾ gr. báthos = Tiefe.

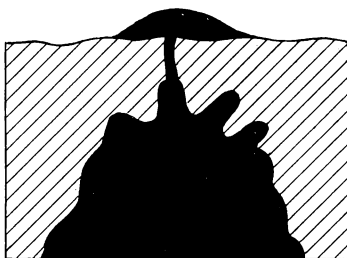
gegeben, die etwa zwei Drittel der Intrusionstemperatur¹⁾ beträgt, das heißt zwei Drittel der Temperatur, mit der das Magma eingedrungen ist. Bei einer Intrusionstemperatur des Granits von 1000°C würde die Kontakttemperatur rund 700°C betragen.

Die zahlreichen Granite auf der Erde sind zu verschiedenen geologischen Zeiten emporgedrungen. In Deutschland gehören sie in das sogenannte Varistikum²⁾, in eine Zeit der Gebirgsbildungen im Karbon und Perm.

Im Schwarzwald, im Bayrischen Wald, im Erzgebirge, in der Lausitz, im Thüringer Wald und im Fichtelgebirge, im Harz (Brockenmassiv und Ramberg) usw. sind Granite aufgeschlossen. Das größte zusammenhängende deutsche Granitmassiv ist das Lausitzer Granitmassiv, das ein Areal von 4600 km^2 deckt. Seine Länge in NW- bis SO-Richtung beträgt 90 km , seine Breite 45 km . Das Massiv ist schräg angeschnitten. Gegen N und NW verschwindet der Granit unter anderen Gesteinsschichten. In den Seitenwänden im NO und



*Wölbungspluton
Lakkolith*



*Saigerpluton
Batholith
Verknüpfung mit Vulkan*

¹⁾ Intrusion (lat.) = das Aufdringen.

²⁾ Varisker, germanischer Stamm aus dem Fichtelgebirge.

Abb. 9.

Schematische Darstellung von Plutonen

SW fällt der Kontakt steil zur Tiefe. Eigentlich ist das oberkarbonische Lausitzer Massiv ein Doppelmassiv. Die Zunge ist von der Wurzel durch die Lausitzer Überschiebung getrennt. Das Pluton ist an der Knickstelle emporgedrungen, an der die Bauelemente variskischer Gebirgsbildung in den geologisch älteren Bau der Westsudeteten (Isar- und Riesengebirge) umschwenken.

Über die *Entstehung der Granite* war vor etwa 150 Jahren zwischen den Plutonisten und den Neptunisten ein heftiger Streit entbrannt.

Unter Führung des Vaters der Geologie, Abraham Gottlob WERNER (1749—1817) in Freiberg, deuteten die Neptunisten Granite und Gneise als Sedimente eines Urmeeres, die, unter besonderen Temperaturbedingungen abgesetzt, die Unterlage aller anderen Sedimente gebildet haben sollen.

Die Plutonisten dagegen hielten die Granite für magmatische Produkte, also für Erstarrungsprodukte aus der magmatischen Schmelze. Der Streit wurde zugunsten der Plutonisten entschieden; denn die an Granitmassiven beobachteten Kontakterscheinungen sind mit einer sedimentären Entstehung nicht vereinbar. Derartige Kontaktumwandlungen sind auf Wärmewirkungen sich abkühlender Plutone auf das Nebengestein zurückzuführen.

Trotz dieser Erkenntnisse war aber die Frage nach der Entstehung der Granite noch nicht endgültig geklärt. Vielmehr ist in unseren Tagen der Streit, wenn auch mit veränderter Problemstellung, wieder mit gleicher unversöhnlicher Leidenschaft entbrannt. Es gibt wieder ein „Granitproblem“. Dabei geht es um die Frage, ob die Granite aus einem echten Magma entstanden sind oder ob sie den schmelzflüssigen Zustand nie erreicht haben, sondern ihre Entstehung sogenannten *Granitisationsvorgängen*¹⁾ verdanken.

¹⁾ Granitisation = Durchdringung von Nebengestein durch granitisches Material.

Die Erkenntnisse, die unter Führung von SEDERHOLM in den tiefsten aufgeschlossenen Krustenteilen in Südfinnland gewonnen wurden, lehrten, daß der erstarrende Granit sich mit flüchtigen Substanzen anreichert. Dabei handelt es sich um extrem flüchtige Substanzen, und SEDERHOLM nannte sie das „Granitblut“ oder den „Granitichor“¹⁾. Diese granitähnlichen Lösungen stellte er sich als sogenannte fluide Lösungen vor, in denen sich die Unterschiede zwischen der flüssigen und gasförmigen Phase oberhalb der kritischen Temperatur des Wassers bei 374° C verwischen.

Wenn nun durch tektonische Bewegungen Krustenteile in die Tiefe sinken, also in Bereiche höherer Temperaturen kommen, so kann das leichtflüchtige Granitblut entweichen und in darüberliegende Gesteinsschichten diffundieren. Dabei bahnt sich der Ichor seinen Weg durch die feinsten Hohlräume in Sandsteinen, Kalksteinen oder Tonschiefern und leitet Austauschreaktionen ein. Auf diese Weise werden Sandsteine oder Tonschiefer durch Stoffaustausch umgewandelt oder granitisiert. Dieser Vorgang wird auch als Metasomatose²⁾ bezeichnet.

Das Endprodukt einer solchen Metasomatose kann ein Gestein mit granitischer Zusammensetzung sein.

Ein auf diese Weise entstandener Granit hat den schmelzflüssigen Zustand nie durchlaufen und ist deshalb kein Eruptivgestein, sondern ein umgewandeltes, metamorphes Gestein, das aus einem sedimentären Altbestand hervorgegangen ist. So gibt es zahlreiche äußerlich gleiche Granite, die auch die gleiche chemische Zusammensetzung oder den gleichen Mineralbestand haben, aber dennoch ganz verschiedener Entstehung sein können.

Die extremsten Verfechter der Granitisationstheorie gehen sogar so weit, daß sie alle Granite für umgewandelte

¹⁾ gr. ichór = Götterblut, Blutwasser.

²⁾ gr. metá = nach; gr. sóma = Körper, also Austausch eines Stoffes gegen einen anderen.

Gesteine halten. So stehen also heute die Metasomatiker den Magmatikern gegenüber, und es gibt Argumente sowohl für die eine wie für die andere Theorie der Granit-entstehung. Eine Unterscheidung der beiden Granit-arten ist nach CHAYES¹⁾ mit statistischen Methoden möglich. Wenn ein Gestein A durch Zufuhr von einem Stoff B allmählich verdrängt wird, so erhält man schließlich ein umgekehrtes Verhältnis der Mengen von A und B. Sind A und B stofflich verschieden, so muß sich das inverse Verhältnis in den Analysen widerspiegeln. Stehen zahlreiche Analysen eines Gebietes zur Verfügung, so lassen sie sich graphisch auswerten. Im Falle der Verdrängung von A durch B wird eine lineare Abhängigkeit im graphischen Bild festzustellen sein, während für den Fall, daß keine Verdrängungserscheinungen vorliegen, derartige Gesetzmäßigkeiten nicht bestehen.

Von BACKLUND wurde der Rapakivigranit als granitierter Jotnischer Sandstein gedeutet. Für die schwedischen Vorkommen besteht tatsächlich eine lineare Abhängigkeit, nicht aber für die finnischen Rapakivigranite.

Bei den Graniten des deutschen variskischen Untergrundes sprechen im allgemeinen keine Anzeichen für eine nichtmagmatische Entstehung; denn die durch Temperatureinwirkung verursachten deutlichen Kontakthöfe im Nebengestein sind allein durch Granitisation nicht zu erklären. Bei den älteren Graniten Skandinaviens dagegen haben Granitisationen eine größere Rolle gespielt. Die Granitisation ist innerhalb der Erdkruste an eine bestimmte Tiefe gebunden, in der physikalische Bedingungen herrschen, wie sie etwa in der sogenannten Mesozone²⁾ vorliegen (vgl. S. 66). Hierbei handelt es sich um eine der drei *Tiefenzonen*, die je nach den Temperatur- und Druck-

¹⁾ F. Chayes: A petrographic criterion for the possible replacement origin of rocks. Amer. Journ. Sc., Vol. 246, p. 413—425, 1948.

²⁾ gr. *epi* = oben, über; *mésos* = in der Mitte; *káta* = unten.

bedingungen angenommen werden und denen bestimmte Mineralvergesellschaftungen zuzuordnen sind.

Die oberste Zone, die Epizone, ist durch wasserreiche¹⁾ Mineralien, wie Chlorit, Serizit u. a., charakterisiert und deckt sich mit den Zustandsbedingungen des hydrothermalen Gebiets, weist also Temperaturen von etwa 375° C abwärts auf. Die mittlere Mesozone mit höheren Temperaturen und Drucken besitzt wasserarme Leitmineralien, wie Hornblende, Staurolith, Biotit usw. Die unterste Tiefenstufe, die Katazone, besitzt höchste Temperaturen und Drucke; Granat, Augit, Olivin usw. sind ihre Leitmineralien. Das Niveau der verschiedenen Tiefenstockwerke ist abhängig von der *geothermischen Tiefenstufe*, die die Anzahl der Meter angibt, die man tiefer gehen muß, um eine Temperaturerhöhung von 1° C zu erzielen. Da die geothermische Tiefenstufe nicht überall gleich ist, herrschen in verschiedenen Gebieten der Erde in gleichen Tiefen verschiedene Temperaturen, so daß sich daraus auch eine Verschiebung der Tiefenzonen ergeben muß. Ganz allgemein findet man, daß die Temperaturzunahme nach der Tiefe dort am größten ist, wo bis in die jüngste Zeit Gebirgsbildungen auftraten oder wo Erdschollen im raschen Absinken begriffen sind.

Berechnungen der geothermischen Tiefenstufe während der variskischen Gebirgsbildung hat BEDERKE²⁾ versucht. Er fand im Altvatergebirge auf je 3 m einen Grad Temperaturerhöhung, während die geothermische Tiefenstufe heute etwa 30 m beträgt..

Entsprechend der verschiedenen Lage der Tiefenstockwerke wird auch die Granitisationszone auf der Erde in verschiedenen Tiefen liegen. Auf jeden Fall liegt sie oberhalb der Schmelzzone und besitzt unter meso-

¹⁾ Nähere Ausführungen siehe: F. v. WOLFF, „Gesteinskunde“. Die Eruptivgesteine. Rud. A. Lang Verlag, Pößneck 1951.

²⁾ E. Bederke: Über den Wärmegehalt der Regionalmetamorphose. Geol. Rundschau, 35, 26—32, 1947.

zonalen Bedingungen Temperaturen und Drucke, die ein plastisches Fließen unter tektonischer Beanspruchung zulassen. Sie schließt die Migmatitzone nach oben ab und steht daher mit sogenannten Migmatiten, Mischgesteinen, in engster Beziehung. Die Granitisationszone ist normalerweise nicht direkt zugänglich, sondern nur bei entsprechender Abtragung der Festlands oberfläche durch Verwitterung und Wasser. In Finnland, im Schwarzwald und im nordwestlichen Thüringer Wald tritt die Zone zutage.

II. ERDBEBEN

Nach einer Definition von SIEBERG sind Erdbeben fühlbare, kurzperiodische Erschütterungen des Erdbodens, die in einem unterirdischen Herde aus natürlichen Ursachen entstehen. Das Erdbeben stellt also ein zeitlich und räumlich beschränktes Kraftfeld dar, dessen Energie von der Kraftquelle nach außen hin abnimmt. Die Kraftquelle ist der in der Tiefe liegende *Erdbebenherd*; der senkrecht über dem Herd liegende Punkt der Erdoberfläche ist das *Epizentrum*¹⁾ des Bebens.

Im Epizentrum überwiegen die Vertikalstöße, in wachsendem Abstand herrschen horizontale Bodenschwingungen vor, die schnell abklingen. Schwere Beben hinterlassen unter Umständen bleibende Veränderungen der Erdoberfläche, wie Spaltenbildungen, Verwerfungen, Felsstürze, Erdrutsche usw.

Auf die gleiche Ursache gehen die Seebeben zurück; sie lösen eine Flutwelle aus, die starke Verheerungen hervorrufen kann. Die Ursachen der Erdbeben liegen in tiefeingeologischen, also tektonischen Vorgängen, die zur Auslösung von Spannungen in der elastischen Bruchzone

¹⁾ gr. *epí* = über; lat. *centrum* = Mittelpunkt.

der Erdrinde führen. Die Einsturzbeben, hervorgerufen durch Einsturz von Hohlräumen, und die vulkanischen Beben, ausgelöst durch vulkanische Explosionen, sollen hier außer Betracht bleiben.

90% aller Erdbeben sind tektonische Beben, hervorgerufen durch Faltungen und Verwerfungen sowie Bruch nach Überschreiten der Gesteinsfestigkeit. Die mechanische Auswirkung erscheint als Druck, Zug, Scherung, Drillung, Biegung unter gleitender Reibung. Es sind dies Vorgänge, die mit ihrer Summierung schließlich die Struktur der inhomogenen Erdrinde geschaffen haben.

Der Erdbebenherd, welche Größe und Form er auch besitzen mag, kann als punktförmige Kraftquelle betrachtet werden, von der elastische Kugelwellen ausgehen. Aus der elastischen Natur dieser Wellen muß der Schluß gezogen werden, daß die Erdbebenherde nur in einem Medium entstehen können, das elastische Eigenschaften besitzt. Die Kraftlinien, die von dem Herd zur empfangenden Erdbebenwarte führen, bezeichnet man als Stoßstrahlen.

Durch ein Erdbeben werden dreierlei Arten von elastischen *Wellen* ausgelöst: Schnellere Longitudinalwellen, etwas langsamere Transversalwellen, die ihren Weg durch das Innere der Erde nehmen, und Oberflächenwellen, die sich längs der Erdoberfläche fortpflanzen und zuletzt am Beobachtungsort eintreffen.

Kennt man nun die Lage des Epizentrums und den Zeitpunkt des Erdbebens, so läßt sich aus dem Zeitpunkt des Eintreffens der Stoßstrahlen am Beobachtungsort und aus dessen Abstand vom Epizentrum die Laufzeit berechnen und daraus die Fortpflanzungsgeschwindigkeit gewinnen. Die Fortpflanzungsgeschwindigkeiten hängen von der Beschaffenheit des Mediums ab, in dem die elastischen Wellen ihren Weg nehmen. Sie sind also vergleichbar mit den Brechungsquotienten des Lichtes.

Ändert sich das Medium, so werden die Strahlen an der Grenzfläche genau wie die Lichtstrahlen gebrochen und reflektiert. Je nach der Beschaffenheit der Erdschichten werden verschiedene Geschwindigkeiten der Erdbebenwellen registriert, und auf diese Weise ist es möglich, Aussagen über das Erdinnere zu machen.

Besonders wertvoll sind auch *künstliche Erdbeben*, wie sie durch die großen Sprengungen von Helgoland (1947) oder von Haslach im Schwarzwald ausgelöst wurden, weil sie Fortpflanzungsgeschwindigkeiten in den obersten Erdschichten mit bekannter Zusammensetzung liefern und damit die Befunde natürlicher Beben ergänzen.

Zum Verständnis der Schlußfolgerungen, die man aus dem seismischen Verhalten der Erde ziehen kann, muß auf die Natur der elastischen Wellen noch etwas näher eingegangen werden. Die Longitudinalwellen lassen sich am leichtesten durch einen Vergleich verstehen. Haben wir auf dem Billard eine Anzahl Billardkugeln in einer Reihe aufgestellt und stoßen die erste Kugel an, so pflanzt sich der Stoß von einer Elfenbeinkugel zur nächsten fort, und die letzte Kugel läuft in der Stoßrichtung weiter. Beim Auftreffen des Stoßes wird die elastische Kugel vorübergehend zusammengedrückt und dehnt sich gleich wieder elastisch aus. Ihr Verhalten hängt also von der Volumenelastizität ab. Das ist das Modell für die Longitudinalwellen. Im Augenblick des Stoßes wird die Elfenbeinkugel aber zu einem Ellipsoid deformiert. Dadurch entstehen Transversalwellen mit Schwingungen senkrecht zur Stoßrichtung. Die Transversalwellen hängen nur von der Formelastizität ab.

Aus der Dichte des Gesteins ρ (rho) sowie den Koeffizienten μ (mü) für die Form- und k für die Volumenelastizität lassen sich die *Fortpflanzungsgeschwindigkeiten* der Longitudinalwellen (V) und der Transversalwellen (\mathfrak{B}) in km/s angeben. Es ist:

körpers zu. Eine sehr markante Unstetigkeitsfläche befindet sich in einer Tiefe von 2900 km. An dieser Grenze erlöschen die Transversalwellen, und nur die Longitudinalwellen dringen tiefer ein.

Die Erdbebenwellen werden durch besondere Instrumente, *Seismometer*¹⁾ oder *Seismographen*, registriert. Zur Messung von Erschütterungen müssen diese Geräte so eingerichtet sein, daß sie eine träge Masse besitzen, die möglichst wenig mit dem Boden gekoppelt ist, und eine mechanische, magnetische oder optische Vorrichtung, mit der die Bewegungen des Erdbodens vergrößert aufgezeichnet werden. Das Prinzip soll am Beispiel des WIECHERTschen Pendelseismometers gezeigt werden.

Es besteht aus einem schweren Gewicht (~ 20 t), das mit möglichst geringer Reibung in empfindlicher Gleichgewichtslage frei beweglich gehalten wird. Oben trägt das Gewicht einen Stift, der ein Hebelsystem betätigt, das mit dem Tisch in Verbindung steht. Durch Erdbebenwellen werden Bewegungen des Gehäuses relativ zur Masse des Gewichtes ausgelöst, die vermittels der Hebelübertragung durch einen Schreibstift auf einer Papierrolle registriert werden. Man erhält auf diese Weise ein Seismogramm¹⁾ mit zahlreichen Zacken. Eigenschwingungen der trägen Masse werden weitgehend durch die Dämpfungstrommel ausgeschaltet, so daß die Seismogramme im wesentlichen die wahren Bodenbewegungen zum Ausdruck bringen. Die Zacken können nun bestimmten Wellen zugeordnet werden, so daß man aus den Fortpflanzungsgeschwindigkeiten Aussagen über die Beschaffenheit des durchlaufenen Mediums gewinnen kann.

Mit der Tiefe nehmen die Geschwindigkeiten der Erdbebenwellen im allgemeinen zu, und daraus folgt, daß sich die Zusammensetzung der Erdschichten nach dem Erdinnern zu verändert. An den Grenzen zweier Erd-

¹⁾ gr. seismós = Erschütterung; gr. grámma = Schrift.

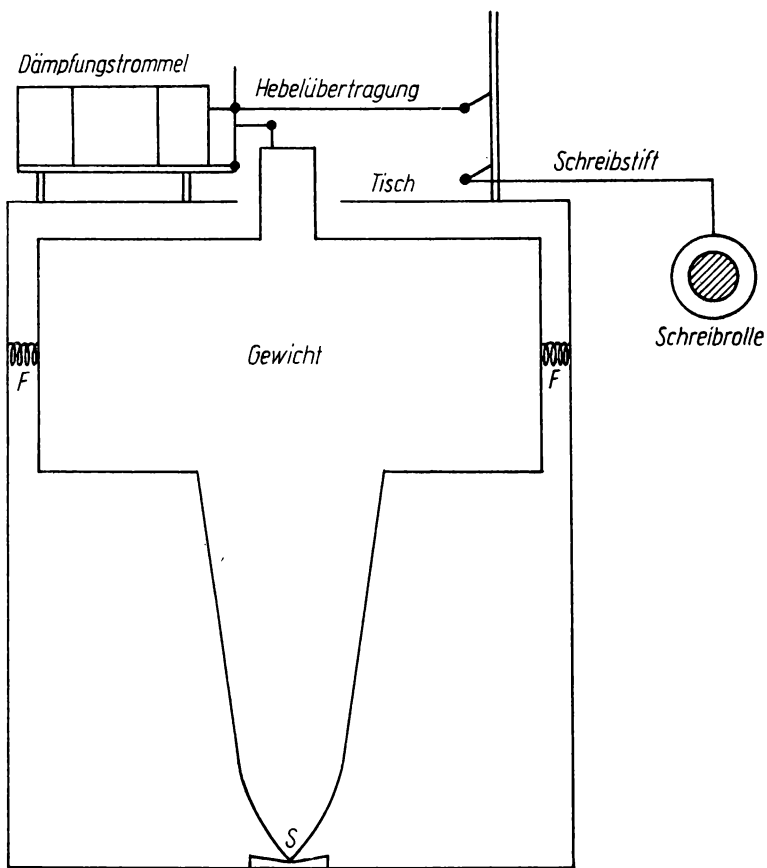


Abb. 11. Seismometer

schichten verschiedener Zusammensetzung treten Geschwindigkeitssprünge auf. Für die Longitudinalwellen wurden folgende Geschwindigkeiten bestimmt:

	km/s		km/s
Schwemmland	0,2	Salz	4,2—5,5
Sand	0,7—0,8	Kalkstein	4,3
Ton	1,8	Kristalline)	
Kreide	2,1—2,4	Schiefer)	5—5,6
Tonschiefer	3,5	Granit	6

Durch Auswertung zahlreicher Seismogramme von verschiedenen Erdbebenstationen gelangt man schließlich zu einer Dreiteilung der unter der Sedimentschale liegenden Kruste. Man erhält von oben nach unten folgende Schalen:

1. Granitschale (*Sial*)

Die vorherrschenden Gesteine sind Granite und Gneise. Aus diesen Gesteinen werden im wesentlichen unsere Kontinente aufgebaut.

2. Basalt- oder Gabbroschale (*Sima*)

Das vorherrschende Gestein hat basaltische Zusammensetzung.

3. Dunit- oder Peridotitschale (*Ultrasima*)

Stofflich handelt es sich hauptsächlich um Olivin, ein Magnesium-Eisen-Orthosilikat.

Die Begriffe *Sial* und *Sima* stammen von E. SUESS. Beim *Sial* handelt es sich stofflich vorwiegend um Silizium- und Aluminiumgehalte und beim *Sima* um Silizium- und Magnesiumgehalte. *Sial*, *Sima* und *Ultrasima* sind neutrale Begriffe, die die geophysikalischen und geologischen Anforderungen in glücklichster Weise koordinieren. Tatsächlich enthält beispielsweise die Granitschale nicht nur Granite, sondern überhaupt Gesteine von granitähnlicher Zusammensetzung.

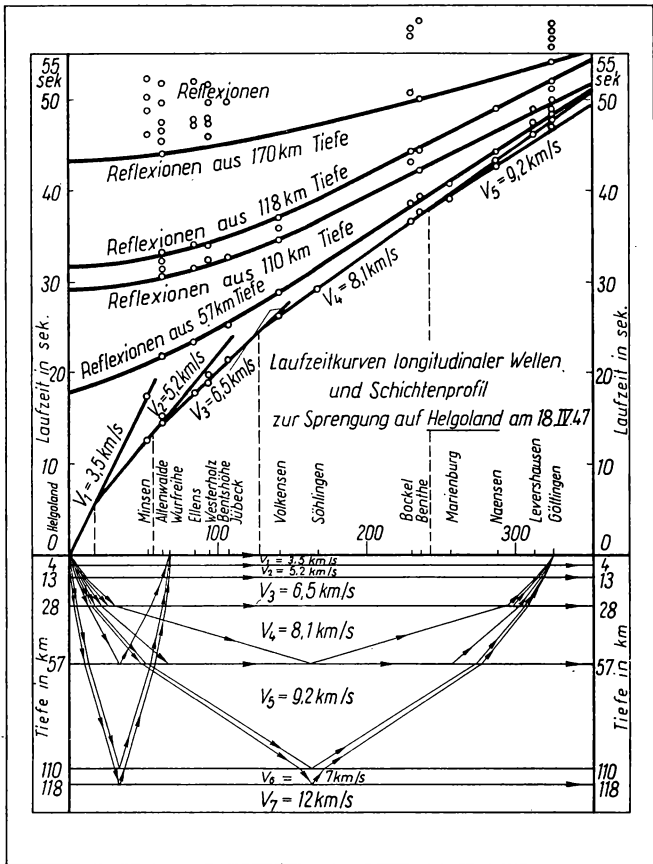


Abb. 12. Laufzeitkurven longitudinaler Wellen (nach MINTROP)

Die Ausdeutung von Seismogrammen ist nicht immer eindeutig. Insbesondere erhielt man durch künstliche Sprengungen, wie auf Helgoland oder bei Haslach, durchweg höhere Geschwindigkeitswerte als bei natürlichen Beben. Aber auch für stofflich gleiche Schichten erhielt man verschiedene V -Werte. Schließlich gibt es mit zunehmender Tiefe Regionen, in denen die Geschwindigkeiten abnehmen. Mit all diesen Unstimmigkeiten hat sich GUTENBERG¹⁾ auseinandergesetzt und die Zusammenhänge mit den Zustandsgrößen Temperatur, Druck und stoffliche Zusammensetzung aufgezeigt. Er weist insbesondere auf die physikalischen Eigenschaften der verschiedenen Quarzmodifikationen hin, die sich bei verschiedenen Temperatur-Druckbedingungen, also in bestimmten Tiefen, einstellen können.

GUTENBERG gibt für die Sialschale folgende Geschwindigkeiten an:

	V km/s
unter der Sedimentdecke	6
in einer Tiefe von 10 km	7
in einer Tiefe von 15 km	5,6
in einer Tiefe von 16 km	5,6

In größeren Tiefen steigen die Geschwindigkeiten wieder an. Es schaltet sich also innerhalb der Sialschale eine Zone geringerer Geschwindigkeit ein. GUTENBERG führt diese Anomalie auf den Quarzgehalt in der Sialschale zurück. Auffallend ist, daß in dieser Zone die meisten Erdbebenherde liegen. Offenbar müssen in diesem Bereich stoffliche Veränderungen vor sich gehen, die mit der Verflüssigung von granitischem Material in Tiefen von 15—20 km im Zusammenhang stehen, wie dies heute von vielen Petrographen angenommen wird.

¹⁾ Gutenberg: *Crustal Layers of the Continents and Oceans*. Bull. Geol. Soc. of America, Vol. 62, p. 427—440, 1951.

Die Sialschale hat nicht an allen Orten der Erde die gleiche Mächtigkeit. Die Laufzeitkurven von Nahbeben und die der künstlichen Sprengungen auf Helgoland und bei Haslach haben für Norddeutschland eine Sialschicht von 3—5 km und für den Schwarzwald von 20 km ergeben. NIGGLI verlegt die untere Grenzfläche der granitischen Schicht in Tiefen von 10—30 km; BORCHERT und TRÖGER lassen die Grenze schematisch mit einer Unstetigkeitsfläche, der sogenannten „Conrad-Diskontinuität“, in 20 km Tiefe zusammenfallen.

In der Simaschale steigt die Geschwindigkeit für longitudinale Erdbebenwellen wieder an und erreicht im Mittel 7 km/s. Sprunghaft erhöht sich der Wert an der nächsten Unstetigkeitsfläche, an der „Mohorovičić-Diskontinuität“, und steigt im Ultrasima auf 8,2 km/s. Die Mohorovičić-Diskontinuität liegt also zwischen Sima und Ultrasima und wird in Tiefen zwischen 30 und 50 km angegeben, unter Faltengebirgen sogar bis 65 km (z. B. Sierra Nevada, Kalifornien). Unter der Dunitischale werden noch drei weitere Zonen angenommen, und zwar die Griquaitzone, die Gutenbergzone und die Magmazonen.

Die Grenze Dunit-Griquait bildet eine weitere Diskontinuität, die nach MINTROP benannt worden ist. Dieser fand 1949 bei der Auswertung des Messinabebens in 57 km Tiefe einen Sprung von $V = 8,1$ auf 9,2 km/s.

In Tiefen von über 60 km herrschen Drucke von etwa 20000 Atmosphären vor, und da ist die Mineralkombination Olivin + Augit + Plagioklas nicht mehr stabil. Vielmehr entstehen Pyrop (Granat) + Chromdiopsid + Jadeit oder Chromaegirin, alles Mineralien, wie sie in magmatischen Gesteinen vorkommen, die als Griquaiten bezeichnet werden.

Unter der Griquaitzone liegt die Gutenbergzone, die dadurch charakterisiert ist, daß Kristalle und Schmelze sich im Gleichgewicht befinden. Weiter unten folgt dann

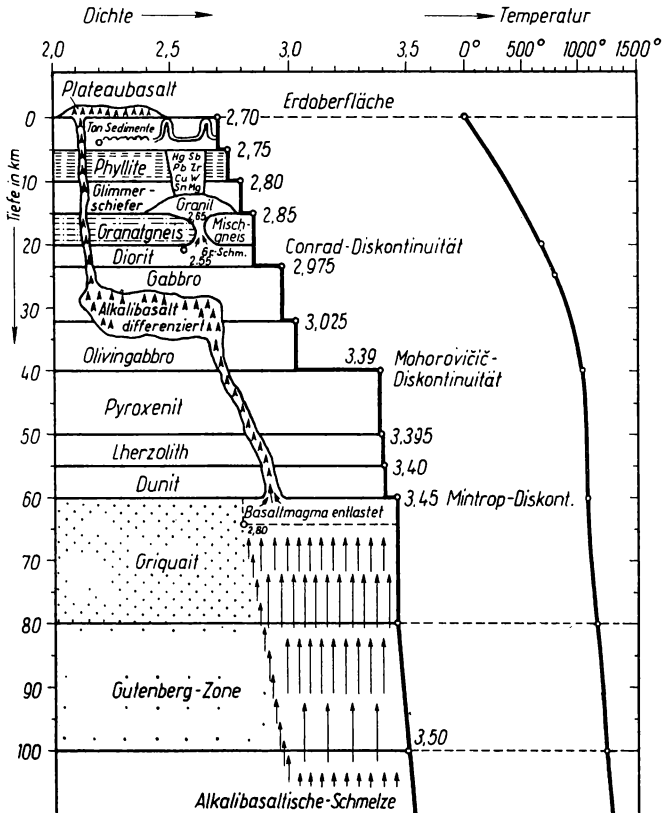


Abb. 13. Stoffliche Gliederung der Erdkruste und Magmenaufstieg (nach BORCHERT und TRÖGER)

die homogene Alkalibasaltschmelze, eine Schmelzzone, die bis in Tiefen von 1200 km reichen mag. In diese Tiefen reichen gebirgsbildende oder tektonische Kräfte nicht mehr hinab.

Wir haben damit ein Bild vom *schalenförmigen Aufbau der Erdkruste* erhalten, das in seinen Einzelheiten zwar noch hypothetisch ist, aber doch einen Versuch darstellt, die geophysikalischen Erkenntnisse mit den petrographischen Vorstellungen in Einklang zu bringen¹⁾.

Die angegebene schematische Gliederung der Erdkruste gilt hauptsächlich für die Kontinente. Ganz anders liegen die Verhältnisse unter den Ozeanböden. So herrschen am Boden des Pazifiks basaltische Gesteine vor, während Sialgesteine fehlen. Der Pazifik ist ein sogenannter Urozean, der nach STILLE wenigstens seit dem Kambrium bestanden hat. In diesem Raum liegt die Mohorovičić-Diskontinuität nur wenige Kilometer (~ 5 km) unter dem Ozeanboden.

Bemerkenswert sind die Ränder der pazifischen Region. Sie sind durch eine starke seismische Tätigkeit ausgezeichnet, die offenbar mit den großen Höhenunterschieden im Zusammenhang zu sehen ist, zumal gerade hier hohe Kettengebirge und Tiefseerinnen auf verhältnismäßig kleinem Raum nebeneinander vorkommen. Hier finden wir die größten Ozeantiefen, die zugleich Zonen seichter Erdbebenherde sind. Daran schließt sich nach außen ein schmaler Gürtel mit Erdbebenherden in 70 bis 150 km Tiefe an, dann folgt eine Zone aktiver Vulkane und zuletzt eine Region mit Erdbebenherden, die in 300—700 km Tiefe liegen. Diese Tiefherdbeben sind nur aus jenem Raum bekanntgeworden, über ihre Ursachen ist man sich noch nicht ganz im klaren.

¹⁾ H. Borchert und E. Tröger: „Zur Gliederung der Erdkruste nach geophysikalischen und petrologischen Gesichtspunkten.“ „Gerlands Beiträge zur Geophysik“, Bd. 62. H. 2, S. 101—126 (1950).

Das Fehlen der Sialgesteine im Pazifik bringt DARWIN mit der *Entstehungsgeschichte des Mondes* in Zusammenhang. Er geht von der hypothetischen Voraussetzung aus, daß der Mond von der Erde abstammt und sich in sehr früher Zeit von ihr gelöst hat. Bei der Ablösung des Mondes von der Erde hat dieser das im pazifischen Raum fehlende Sial mitgenommen. Die Mondgeburt stellt man sich dabei so vor, daß beim Überschreiten einer bestimmten Rotationsgeschwindigkeit die innere Reibung zwischen Sial- und Simaschale überwunden wurde und es zur Ausbildung zunächst eines dreiachsigen JACOBISCHEN Ellipsoides und schließlich einer JACOBISCHEN Birne kam. Die Einschnürung wurde immer tiefer, bis sich Erde und Mond nur noch in einem Punkt berührten und es zur Abschnürung kam. Der letzte Berührungspunkt der beiden Himmelskörper ist im Pazifik zu suchen; daraus ergibt sich, daß die Stoffe, die den Mond aufbauen, ehemals im pazifischen Raum beheimatet waren.

Tatsächlich konnte der Nachweis erbracht werden, daß es sich bei den Gesteinen der Mondoberfläche um saure sialische Gläser handelt. Saure Gesteinsgläser entstehen auf der Erde aus kieselsäurereichen Magmen bei sehr rascher Abkühlung an der Oberfläche. Die vulkanische Natur der Mondoberfläche wird durch zahllose Kratergebilde bestätigt. An den kraterfreien Partien der Mondoberfläche, den sogenannten Mondmeeren, wurde von LANDERER Polarisationswinkel des reflektierten Lichtes gemessen und dabei Werte gefunden, die sich auch bei irdischen Gesteinsgläsern, den sogenannten Vitrophyren, ergaben.

Zeitlich verlegt man das Ereignis der Mondabschnürung vor den Beginn der geologischen Erdgeschichte. Im übrigen ist das Problem der Mondentstehung noch umstritten.

III. DER ZEITFAKTÓR

Die am Aufbau der Erdkruste beteiligten Gesteine sind also von den drei Zustandsgrößen Stoff, Temperatur und Druck abhängig. Die Erdkruste ist inhomogen. Zwar ist im großen eine vertikale Schichtung unverkennbar, aber gleichzeitig liegt sehr verschiedenes Material mit verschiedenen Strukturen nebeneinander. Im Laufe der geologischen Entwicklungsgeschichte ist die Erdkruste in mannigfacher Weise umgewandelt worden; dadurch sind die Schollen durcheinandergeraten. Den Bauplan zu erkennen und das Durcheinander zu entwirren, ist Aufgabe der tektonischen Geologie. Die Einordnung der verschiedenen Gesteinsspakete ist nur möglich, wenn auch Aussagen über die Altersbeziehungen gemacht werden können. Es ist also notwendig, außer den genannten Zustandsgrößen auch den Zeitfaktor zu berücksichtigen.

1. Geologische Altersbestimmungen

Die geologischen Altersbestimmungen sind relativ, das heißt, eine Schicht oder ein Bauelement A wird als älter oder jünger als ein anderes B festgestellt. Im Normalfall ist das Hangende stets jünger als das Liegende. Durch tektonische Bewegungen kann auch der umgekehrte Fall eintreten, indem ältere Schichten auf jüngere überschoben werden. Ist A gefaltet und B liegt ungefaltet darüber, so spricht man von einer *Diskordanz*¹⁾. Zwischen der Bildung von A und B liegt dann eine größere zeitliche Pause. A wurde erst zusammengefaltet, und anschließend wurden die Falten eingeebnet, bevor sich B darüber ablagern konnte. Zwischen zwei Bauelementen besteht immer dann eine Diskordanz, wenn verschiedene Struk-

¹⁾ lat. *disceors* = nicht übereinstimmend.

turen oder Unterschiede im Streichen und Fallen der Schichten vorliegen.

Derartige Diskordanzen dienen der relativen Altersbestimmung und werden zur Abgrenzung der Formationen herangezogen.

Ein Eruptivgestein, das ein Nebengestein durchbricht, ist immer jünger als das Nebengestein, wenn es das Nebengestein an den Berührungsflächen, das heißt im Kontakt, verändert hat.



Abb. 14. Diskordanz, Kreidemergel auf gefaltetem Karbon

Der Einschluß in einem Gestein ist älter als das einschließende Gestein. Die Gerölle in einem Konglomerat sind früher gebildet als das Konglomerat¹⁾. Sie sind erst bewegt und abgerollt worden, ehe sie zu dem Konglomerat verkittet wurden. Wenn das Meer gegen das Land vorrückt — man spricht in diesem Falle von einer Transgression²⁾ des Meeres —, so pflegen die Basisschichten aus geröllführenden Konglomeraten und klastischen³⁾ Sedimenten zu bestehen. Auf solchen und anderen ähnlichen Merkmalen beruhen die geologischen Altersbestimmungen, die jedoch keine Aussagen ermöglichen, wie lange Zeit zwischen zwei Bildungen A und B verstrichen ist.

Viele Sedimente enthalten Versteinerungen, Fossilien⁴⁾. Im Laufe der Erdgeschichte haben sich die Fauna und die Flora allmählich zu immer höheren Lebewesen entwickelt. Die Paläozoologie und die Paläophytologie be-

¹⁾ lat. conglomerare = zusammenhäufen.

²⁾ lat. transgressio = Übergang, Überschreiten.

³⁾ gr. klasis = Zerbrechen, Bruch.

⁴⁾ lat. fossilis = ausgegraben.

fassen sich mit den Tieren und Pflanzen vergangener erdgeschichtlicher Perioden und haben sich zu eigenen Wissensgebieten entwickelt.

Unter den Fossilien gibt es Arten, die bei einer weiten horizontalen Verbreitung ein enges vertikales Auftreten besitzen, das heißt, die plötzlich auftreten und bald wieder verschwinden. Sie sind charakteristisch für engbegrenzte Horizonte. Solche Fossilien bezeichnet man als *Leitfossilien*. Schichten, die gleiche Fossilien, insbesondere Leitfossilien, enthalten, betrachtet man auch als gleichalterig. Auf Grund der fossilen Faunen hat die Stratigraphie, das heißt die Lehre von der Aufeinanderfolge der Schichten, Formationen aufgestellt, die das Fundament der Erdgeschichte bilden.

Die ältesten gut deutbaren Fossilien entstammen dem unteren Kambrium; das wäre also der Nullpunkt der relativen Zeitskala. Die in dieser Zeit auftretenden Faunen sind aber bereits so hoch entwickelt, daß sie unbedingt Vorläufer gehabt haben müssen, die nur nicht erhalten geblieben sind.

Für das darunterliegende sogenannte Urgebirge oder Präkambrium versagen die stratigraphischen Methoden fast völlig, und nur Diskordanzen oder andere Merkmale bleiben für eine Abgrenzung und Gliederung übrig.

Es hat nicht an Versuchen gefehlt, ein absolutes Zeitmaß für das geologische Geschehen zu gewinnen. Rein geologische Methoden der Zeitschätzung gehen davon aus, daß sich Mineralien oder Gesteine auf der Erde mit einer gewissen Regelmäßigkeit anhäufen und daß man die Geschwindigkeiten, mit der die Anhäufungen vor sich gehen, abschätzen kann. Der schwedische Forscher DE GEER hat für seine Berechnungen die Eistonbildung am Rande des zurückgegangenen Eises ausgewertet. In den späteiszeitlichen Bändertönen wechseln helle, sandige Sommerlagen mit dunklen, tonigen Winterlagen ab, und

durch Auszählung der *Warven* (Jahresschichten) können Rückschlüsse auf die Dauer der verschiedenen Warmzeiten gezogen werden. DE GEER gelang es auf diese Weise, einen lückenlosen Kalender, den schwedischen Bändertonkalender, für die letzten 20000 Jahre aufzustellen.

Die Gesamtdauer der letzten europäischen Eiszeiten beläuft sich wohl auf 750000—800000 Jahre. Zu diesem Ergebnis kam auch der Belgrader Astronom MILANKOWITSCH, der aus den periodischen Änderungen der Erdbahnelemente, wie Schiefe der Ekliptik, Exzentrizität der Erdbahn und Wanderung des Perihels durch die Jahreszeiten, die Intensität der Sonnenstrahlung für verschiedene Breitenlagen während der letzten 650000 Jahre berechnete. Die Schiefe der Ekliptik, das heißt der Winkel, den die Erdachse mit der Ebene der Erdbahn bildet, schwankt in 40000 Jahren von 22° bis 25° . Die Änderung der Exzentrizität der Erdbahn erfolgt mit einer Periode von 91800 Jahren und die Wanderung des Perihels, das heißt des sonnennächsten Punktes der Erdbahn, mit einer Periode von 20700 Jahren.

Treffen hohe Exzentrizität und Ekliptikschiefe mit dem Aphel (Sonnenferne) zusammen, so muß die eingestrahelte Sonnenwärme einen sehr kleinen Wert erreichen, das heißt, es muß eine Eiszeit eintreten. Die Eiszeiten hätten also astronomische Ursachen.

Die nach MILANKOWITSCH benannte *Strahlungskurve* (s. Abb. 15) enthält 11 Strahlungsperioden, die sich nach SOERGEL geologisch an den Aufschotterungen der mitteldeutschen Flüsse in allen Einzelheiten nachweisen lassen. Die Dauer der Eis- und Zwischenwarmzeiten in Europa ist aus der Abbildung ebenfalls zu entnehmen. Aus der Strahlungskurve ergibt sich die Grenze zwischen Diluvium und Tertiär bei etwa 800000 Jahren. Für ältere geologische Perioden liefert die Kurve unsichere Ergebnisse.


Strahlungs- Kurve	Eis- und Zwischeneiszeiten		Jahre in Jahrtausenden vor der Gegenwart	
	Norddeutschland	Süddeutschland		
	Weichsel- Eiszeit	Würm III	21	26
		Würm II	66	74
	Warthe - Eiszeit	Würm I	110	118
	Jüngere	Zwischeneiszeit	118	183
	Saale - Eiszeit	Riß II	183	193
		Riß I	225	236
	Ältere	Zwischeneiszeit	236	429
	Elster- Eiszeit	Mindel II	429	434
		Mindel I	470	478
	Älteste	Zwischeneiszeit	478	543
	Elbe- (Ballische) Eiszeit (?)	Günz II	543	550
Günz I		585	592	

Abb. 15. Strahlungskurve nach MILANKOWITSCH und Eiszeiten des Quartärs nach SOERGEL (Günz, Mindel, Riß und Würm sind kleine Flüsse im nördlichen Alpenvorland)

Auch für die Diluvialchronologie wird die Strahlungskurve von den meisten Geologen allerdings abgelehnt, da die von SOERGEL versuchte Verbindung mit den tatsächlichen geologischen Befunden nicht gelingt.

Geht man weiter zurück und summiert die Mächtigkeiten der in den einzelnen Formationen gebildeten Sedimente, so kommt man einschließlich des Präkambriums auf eine Gesamtmächtigkeit von 150 km. Legt man dabei eine mittlere Ablagerungshöhe von $\frac{1}{2}$ mm pro Jahr zugrunde, so entspräche dies einem Alter des Weltmeeres oder der Erde von rund 300 Millionen Jahren. Bei diesem Wert kann es sich aber nur um einen unteren Grenzwert

handeln, denn neben verschiedenen anderen Annahmen wurde dabei vorausgesetzt, daß die Intensität der Sedimentbildung zu allen Zeiten ungefähr gleich gewesen sei, was sicher nicht zutrifft.

Alle diese Ansätze sind mit so vielen Unsicherheiten verbunden, daß sie höchstens als Schätzungen bewertet werden dürfen.

2. Radioaktive Zeitbestimmung

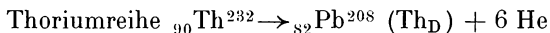
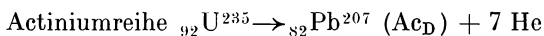
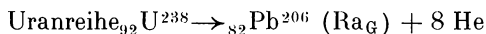
Die sicherste absolute Zeitbestimmungsmethode beruht auf dem *radioaktiven Zerfall* gewisser Elemente. Es sind das namentlich die drei Elemente *Uran*, *Actinium* und *Thorium*. Diese Elemente zerfallen mit gleichbleibender Geschwindigkeit, die weder durch Temperatur noch durch Druck beeinflussbar ist. Über eine Reihe von Zwischenprodukten wandelt sich die Muttersubstanz unter Abspaltung von α -Strahlen (positiv geladene Helium-Atomkerne), β -Strahlen (Elektronen) und γ -Strahlen (kurzwellige elektromagnetische Wellenstrahlung) schließlich in Blei um. Das Blei nimmt im periodischen System der Elemente den Platz 82 ein. Nun sollten die Elemente ganzzahlige Atomgewichte haben; das ist jedoch nicht der Fall. Das gewöhnliche Blei z. B. besitzt das Atomgewicht 207,21. Der Grund ist der, daß es von dem Element Blei mehrere Abarten verschiedener Herkunft und Entstehung gibt, die sich nur durch ihr verschiedenes Atomgewicht unterscheiden. Es gehören dazu die Bleiarten Pb_{206} , Pb_{207} , Pb_{208} .

Da die chemischen Eigenschaften von dem Platz des Elementes im periodischen System abhängen, nennt man diese Abarten „*Isotopen*“¹⁾. Die Isotopen eines Elementes unterscheiden sich also nur durch ihr verschiedenes Atomgewicht und nicht durch ihr chemisches Verhalten. Die

¹⁾ gr. *isos* τόπος = gleicher Art, gleiche Stellung.

Abweichung von der Ganzzahligkeit beruht auf Isotopengemischen. Das gewöhnliche $\text{Pb}_{207,21}$ und das aus dem radioaktiven Zerfall herrührende Radioblei $\text{Pb}_{206,15}$ sind solche Isotopengemische.

Der Zerfallsprozeß bei instabilen Isotopenarten verläuft nach einem bestimmten Zerfallsgesetz. Unbeeinflusst von allen chemischen und physikalischen Einflüssen geht der Zerfall gleichmäßig vor sich, und es läßt sich genau angeben, in welcher Zeit beispielsweise 1 g Uran die Hälfte seiner Masse verloren hat. Beim U_{238} beträgt diese sogenannte *Halbwertszeit* etwa $4,5 \cdot 10^9$ Jahre. Die radioaktiven Elemente sind im wesentlichen in drei Zerfallsreihen enthalten, in der Uranreihe, der Actiniumreihe und in der Thoriumreihe:



Aus dem Uran-Bleiverhältnis U : Pb in Uranmineralien, das durch chemische Analyse zu ermitteln ist, gewinnt man das Alter des betreffenden Uranminerals. Das Alter eines Minerals ist die Zeit, die seit seiner Bildung verstrichen ist, und das Alter eines Gesteines die Zeit, die vergangen ist, seitdem sich die verschiedenen Mineralien zum Gestein zusammengelagert haben.

Die Hauptträger radioaktiver Elemente sind die Pegmatitminerale Uranpecherz und Monazit. Pegmatite bilden sich aus granitischen Restschmelzen, die sehr dünnflüssig und mit solchen Stoffen angereichert sind, die in das Kristallgitter früherer Erstarrungsprodukte des granitischen Magmas nicht hineinpaßten.

Durch das Alter der radioaktiven Mineralien gewinnt man also auch das Alter der granitischen Restschmelze

und der betreffenden Granite und damit das Alter der geologischen Formationen.

Von den verschiedenen Methoden radioaktiver Altersbestimmung sind die Uran-Blei- und die Heliummethode die wichtigsten. Zur Erreichung möglichst genauer Werte sind folgende Bedingungen zu erfüllen:

1. Genaue Kenntnis der Zerfallskonstanten bzw. der Halbwertszeit.
2. Genaue Messungen der Anfangs- und Endkonzentrationen.
3. Bestimmung des Atomgewichts und Trennung des Isotopengemisches mit einem Massenspektrographen.
4. Das stabile Endprodukt muß durch radioaktiven Zerfall entstanden sein und darf nicht aus fremden Quellen stammen.
5. Kein Glied der Zerfallsreihe darf seit der Bildung des Minerals zugeführt oder weggeführt worden sein.

Aus diesen Bedingungen ist ersichtlich, daß bei den exakten Altersbestimmungen, die sehr mühevoll sind, auch einige Fehlerquellen auftreten können.

Bei der Heliummethode kommt dadurch ein Unsicherheitsfaktor hinein, daß man nie weiß, welche Gasmengen bereits im Laufe der Zeit entwichen sind. Andere Altersbestimmungsmethoden benutzen die radioaktiven Isotopen von Kalium, Rubidium, Samarium oder Kohlenstoff.

Eine besondere Bedeutung hat die Radiokarbonmethode (C_{14} -Methode) für die Quartärgeologie erlangt. Nach dieser Methode kann das Alter für tote organische Substanzen mit einer Fehlergrenze von 5—10% bestimmt werden. Sie liefert genauere Ergebnisse, als es die Strahlungskurven von MILANKOWITSCH könnten, ist aber vorläufig nur bis zu einem Alter von etwa 20000 Jahren brauchbar.

Da die Bildung von Mineralien etwa mit der Entstehung der festen Erdkruste begonnen hat und andererseits die Bildungszeit der Erdkruste mit der Erdentstehung parallelisiert werden kann, läßt sich auf diese Weise auch ungefähr das Alter der Erde angeben.

Der Engländer HOLMES¹⁾ hält die Pegmatite von Huron Claim am Winnipeg-River, 9—10 Meilen oberhalb Pointe du Bois, östlich des Winnipeg-Sees im SO der Provinz Manitoba in Canada, für die *ältesten Gesteine* auf der Erde. Uranpecherz und Monazit ergaben ein Alter von 1955 Jahrmillionen, also rund $2 \cdot 10^9$ Jahre. Als geologische Zeiteinheit wählt man die Jahrmillion (10^6 Jahre), da sich diese Größe gut in die Dimensionen des Weltalls einfügt.

Geologisch gehören die kanadischen Pegmatite dem Präkambrium A oder Ontarium an. Diese Formation besteht aus Konglomeraten, Arkosen, Quarziten, Phylliten, Dolomiten, Kalksteinen usw., die von Graniten durchbrochen werden, zu denen jene ältesten Pegmatite gehören. Die durchbrochenen Gesteine sind demnach noch älter als die Pegmatite. Von den ältesten Gesteinen interessieren besonders die Karbonate, die organischer oder anorganischer Entstehung sein können. Ihre Bildung war nur unter Voraussetzungen möglich, die etwa den heute auf der Erdoberfläche herrschenden Temperatur- und Druckbedingungen entsprechen. Das Vorkommen kalkiger Sedimente organischer Entstehung im älteren Präkambrium läßt daher den Schluß zu, daß das organische Leben auf der Erde so alt wie unsere ältesten Gesteine ist. Daraus folgt aber, daß die Lebewelt zu ihrer Entwicklung etwa 2 Milliarden Jahre Zeit gehabt hat.

Näch diesen Erörterungen ist sicherlich der Schluß richtig, daß die Erde älter als $2 \cdot 10^9$ Jahre, bestimmt

¹⁾ A. Holmes: The oldest know Minerals and Rocks. Trans. Edinb. Geol. Soc., XIV, 2, 1948.

aber nicht älter als das Weltall ist, wobei zu bedenken ist, ob man überhaupt vom Alter des Weltalls sprechen kann¹⁾. Von verschiedenen Astrophysikern und Astronomen ist der Versuch unternommen worden, das *Weltalter* zu berechnen. Sie kamen zu folgenden Zahlenwerten:

Holmes	$3 \cdot 10^9$ Jahre
Houtermans	$3 \cdot 10^9$ Jahre
Jordan	$4\text{--}5 \cdot 10^9$ Jahre
Kienle	$3 \cdot 10^9$ Jahre
Unsöld	$5 \cdot 10^9$ Jahre
Koszy	$5,3 \cdot 10^9$ Jahre
von Weizäcker	$2\text{--}5 \cdot 10^9$ Jahre

Billigt man im Vergleich zu diesen Zahlen unserer Erde ein Alter von 3 Milliarden zu, so würde etwa 1 Milliarde Jahre auf das *Sternzeitalter* entfallen, während ungefähr seit $2 \cdot 10^9$ Jahren die Erde ihr Antlitz nicht mehr grundlegend geändert hat. In dem Augenblick, als die Erde sich mit einer festen Kruste bedeckte, findet das Sternzeitalter der Erde sein Ende. Der Stern hört auf zu leuchten, die physikalischen Bedingungen auf der Erdoberfläche ändern sich grundlegend. Es ist besonders reizvoll, diesen Übergang einmal auf Grund unserer physikalisch-chemischen Kenntnisse näher zu beleuchten.

Wir gehen dabei von der Annahme aus, daß die ursprüngliche Zusammensetzung des noch flüssigen Erdballs etwa dem Mittel aller magmatischen Gesteine entsprechen habe. Dieses Urmagma unterlag der Differentiation unter Einwirkung der Schwerkraft. Schwerere Kristalle, die sich abschieden, sanken in die Tiefe, leichte saure Restschmelzen stiegen auf. An der Oberfläche reicherten sich so wasserreiche granitische Restschmelzen an, die bei rund 500°C erstarrten. So entstand die Sial-

¹⁾ Vgl. G. V. Vojtkewi: Aktuelle Probleme der Radiogeologie. Jzv. A. N. SSSR, Serija geoligičeskaja, H. 5, S. 3—20, Moskva 1954.

schale der Erde. Infolge der unendlichen Langsamkeit der Abkühlung und im Zusammenhang mit den damals herrschenden Temperatur- und Druckbedingungen in der umgebenden Atmosphäre war die Gesteinskruste zunächst nur dünn und von platter und kristalliner Beschaffenheit. Die Erstarrungstemperatur lag noch lange Zeit über der kritischen Temperatur des Wassers, also über 374°C . Erst nachdem auf der Erdoberfläche diese Temperaturgrenze unterschritten wurde, kam es zur Abspaltung des Wassers und damit zur Ausbildung einer Grenze zwischen Hydrosphäre und Atmosphäre.

Das *Abkühlungsproblem* der Erde hat der Finne Risto NIINI¹⁾ thermodynamisch unter gewissen vereinfachten Bedingungen zu behandeln versucht. Die Oberflächentemperatur hängt nämlich von den Strahlungsverhältnissen ab, die sich nach der Kondensation des Wasserdampfes schnell verändern. Aus den Rechnungen ist zu entnehmen, daß die Oberflächentemperatur in folgenden Zeitabständen um je 1°C fällt:

bei 1000°C	in	3 Tagen
		300°C in 5 Monaten
„ 100°C	in	2 Jahren
„ 21°C	in	30 Jahren

Diese Zahlen sind im Vergleich zu den geologischen Zeiträumen sehr klein, und man erhält eine steil abfallende Kurve, die sich asymptotisch der Abszissenachse nähert, wenn man die Abkühlungskurve der Erde in Abhängigkeit von der Oberflächentemperatur (Ordinate) und der Zeit (Abszisse) zeichnet.

Die Asymptote, also mathematisch jener Ast der Kurve, der der Abszissenachse angenähert parallel verläuft, entspricht der Gleichgewichtstemperatur von 11°C . Dieser

¹⁾ Risto Niini: Die Kondensation des Wasserdampfes bei der Abkühlung des Erdballs. An. Acad. Scientiarum Fennicae, Ser. A. 34, Nr. 8, Helsinki 1932.

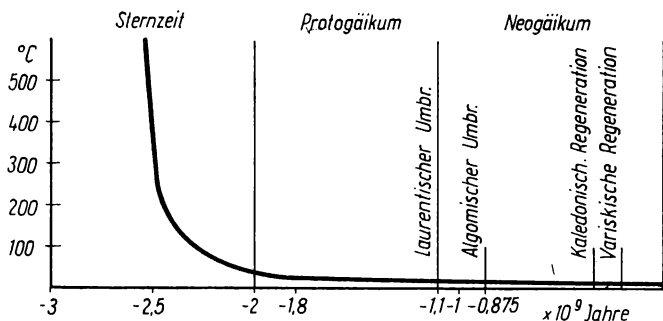


Abb. 16. Abkühlungskurve der Erde

Gleichgewichtszustand muß auch bereits vor 2 Milliarden Jahren vorgelegen haben; denn der asymptotische Verlauf der Abkühlungskurve erstreckt sich über diesen gesamten Zeitraum¹⁾.

Die ursprüngliche Erstarrungskruste der Erde ist nirgends mehr erhalten. Die nachfolgenden Veränderungen der Erdkruste haben ihre letzten Spuren verwischt.

Die Erdgeschichte kann also in drei große Perioden eingeteilt werden:

1. Die Sternzeit
2. Das Protogäikum
3. Das Neogäikum

Beim Übergang der Abkühlungskurve in die Asymptote endet die *Sternzeit* und damit der erste Großabschnitt in der Entwicklungsgeschichte. Man kann den Zeitpunkt etwa $2 \cdot 10^9$ Jahre zurückverlegen. Zu jener Zeit dürften sich auch die physikalischen Bedingungen eingestellt haben, die die Voraussetzung für die Entwick-

¹⁾ F. von Wolff: Der Zeitfaktor in der Entwicklungsgeschichte des Kosmos und der Erde. Hall. Jahrbuch f. Mitteldeutsche Erdgeschichte, I, 2, 1951.

lung organischen Lebens sind. Die Sternzeit umfaßte das erste Drittel der Erdgeschichte.

Das zweite Drittel der Erdgeschichte bezeichnen wir mit STILLE als „geotektonische Frühzeit“ oder „*Protogäikum*“. Man kann diesen Zeitraum als geologische Vorgeschichte ansehen. Gesteine aus jener Zeit sind schwer zu deuten, da ihre ursprüngliche Ausbildung kaum noch zu erkennen ist. Vielleicht fällt die Mondabschnürung in diesen Zeitabschnitt.

Das letzte Drittel, die geotektonische Spätzeit oder STILLES „*Neogäikum*“, umfaßt die geologische Erdgeschichte, die in Formationen — gewöhnlich durch Diskordanzen begrenzt — gegliedert wird. Die folgende Tabelle zählt die Formationen auf; sie ist — entsprechend der historischen Entwicklung — von unten nach oben zu lesen. Die beigegefügtten Alterszahlen stellen mittlere Werte dar.

Jede der erdgeschichtlichen Großzeiten nach STILLE umfaßt etwa eine Milliarde Jahre (vgl. die Gliederung der Erdgeschichte S. 58).

IV. GEBIRGSBILDUNGEN

1. *Allgemeine Tektonik*

Im allgemeinen Sprachgebrauch werden alle Erhabenheiten oder, mit anderen Worten, alle positiven Reliefformen der Erdoberfläche als Berg oder Gebirge bezeichnet. Für die tektonische Geologie, das heißt jenen Zweig der Geologie, der sich mit dem Bau der Erdkruste und den Bewegungen der Krustenteile beschäftigt, sind diese allgemeinen Merkmale nicht ausschlaggebend. Durch Bewegungen innerhalb der Erdkruste und von außen

Gliederung der Erdgeschichte

Großzeiten nach STILLE	Zeitalter	Formationen	Alter in Jahrhundertmillionen
Geotektonische Spätzeit (Neogäikum)	Neuzeit (Neozoikum)	Quartär	0—1
		Tertiär	1—60
	Mittelzeit (Mesozoikum)	Kreide	60—140
		Jura	140—175
		Trias	175—200
	Altzeit (Paläozoikum)	Perm	200—240
		Karbon	240—310
		Devon	310—350
		Silur	350—450
		Kambrium	450—540
Urzeit (Prä- kambrium)	Präkambrium C = Belto-Jotni- kum (Jung- Algonkium)	540—825	
		Präkambrium B = Karelum (Alt- Algonkium)	825—1100
	Präkambrium A = Ontarium (Archaikum)		1100—2000
Geotektonische Frühzeit (Protogäikum)			
Sternzeit	Sternzeit		~2000—3000

kommende Einflüsse — Verwitterung und Abtragung — kann es in geologischen Zeiträumen zur völligen Ein-
ebnung ehemaliger Gebirge kommen.

Wenn ein Krustenstück einen tangentialen Zusammen-
schub erleidet oder wenn es zur Tiefe sinkt, so verengt
sich der ihm zur Verfügung stehende Raum, das Krusten-
stück wird deformiert.

An zwei Beispielen soll gezeigt werden, welche Aus-
maße der tangentielle Zusammenschub erreichen kann:

Das Weißensteingewölbe im Schweizer Faltenjura
nimmt ausgeglättet eine Breite von 7,25 km ein, seine
Grundrißbreite beträgt nur 4 km, das ergibt einen Zu-
sammenschub von 3,25 km, also rund 43,5%. In diesem
Fall ist die Rechnung einfach. Schwieriger und kompli-
zierter ist die Berechnung des Zusammenschubs der
Alpen. Das Gebirge besitzt eine Breite von 120—150 km
und war vor der Zusammenfaltung 2—3 mal so breit.
Das ergibt einen Zusammenschub von rund 200—300 km.

In der tektonischen Geologie stehen sich zwei grund-
verschiedene Anschauungen gegenüber, die als *Fixismus*
und *Mobilismus* bezeichnet werden. Die Anhänger der
klassischen Auffassung des Fixismus schreiben den Konti-
nenten keine größeren Horizontalbewegungen zu — daher
der Name — und halten die Ozeane für lange andauernd
oder gar permanent. Sie unterscheiden *epirogenetische*¹⁾
und *orogenetische*²⁾ Bewegungen. Epirogenetische Be-
wegungen sind weitspannige festlandbildende Auf- und
Abwärtsbewegungen innerhalb der Erdkruste, wodurch
Auf- und Einwölbungen entstehen. Tritt eine Auf-
wölbung der Erdkruste ein, so werden Festlandswellen,
sogenannte Geantiklinalen gebildet, während durch Ein-
wölbung sogenannte Geosynklinalen, Becken oder Erd-
wannen, geformt werden. Bedingt durch die großen

¹⁾ gr. *épeiros* = Festland; *génésis* = Entstehung.

²⁾ gr. *óros* = Gebirge.

Wellenlängen bei epirogenetischen Bewegungen erscheinen die durch sie verursachten Deformationen als Hebungen und Senkungen.

Der Epirogenese steht die Orogenese gegenüber. Hier handelt es sich nicht um langwellige Bewegungen, sondern um kurzwellige

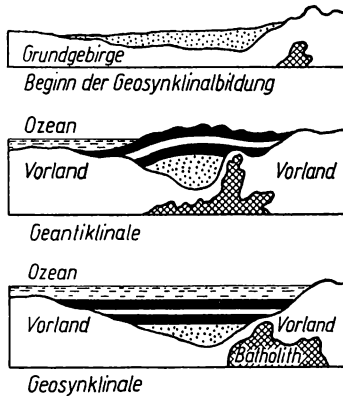


Abb. 17. Geantiklinale und Geosynklinale

Verbiegungen der Erdrinde, um Vorgänge, die zur Bildung unserer Gebirge führen. Es sind gebirgsbildende Vorgänge, die meistens nur kurz andauern und in ihrer Auswirkung sehr intensiv sein können. Es treten nicht nur Verbiegungen der Erdkruste auf, sondern Faltungen und Brüche sowie mannigfaltige Gesteinsumwandlungen (Gesteinsmetamorphose)¹⁾.

Die Verbreitung der Landtiere über Räume, die heute durch Meere getrennt sind, verlangt für ihre Wanderwege feste Landbrücken, sogenannte *Brückenkontinente*, die später eingebrochen sind.

Zwischen Nordamerika und Europa, Südamerika und Afrika bestanden solche Brücken. Der versunkene Brückenkontinent „Atlantis“ hat aber nichts zu tun mit dem sagenhaften Land „Atlantis“ des Philosophen Plato, das ebenfalls verschwunden sein soll. Irgendwelche geologischen Anzeichen, daß ein solches Land je bestanden hat, gibt es nicht. — Ein Hauptvertreter des Fixismus ist STILLE.

¹⁾ gr. metamórfhosis = Verwandlung, Umwandlung.

Der Mobilismus hingegen schreibt den Kontinenten eine größere Beweglichkeit zu. Wie die Eisberge im Meereswasser können die aus dem leichten Sial bestehenden Kontinentalblöcke auf dem schwereren und plastisch fließenden Sima schwimmen und auseinander driften. Das ist im wesentlichen der Inhalt der WEGENERSchen *Kontinentalverschiebungstheorie*. Auf das Für und Wider der beiden Theorien soll weiter unten noch näher eingegangen werden.

Die durch Epirogenese oder Orogenese bedingten *Deformationen* sind von der Stärke der Beanspruchung und von der Beschaffenheit des betroffenen Gesteinsmaterials abhängig. Dabei können die Verformungen sich entweder plastisch auswirken oder zum Bruch führen.

Nach einer Faustregel kann man die Zugfestigkeit eines Gesteins = 1 setzen; dann ist die Scherfestigkeit = 2, die Biegefestigkeit = 3 und die Bruchfestigkeit = 25. Unter Scherfestigkeit versteht man den Widerstand, den das Gestein einer mechanischen Trennung entgegensetzt, wenn benachbarte Querschnitte gegeneinander verschoben werden. Beim Überschreiten der Scherfestigkeit tritt eine Zerstörung durch Abscheren ein.

Durch plastische Verformungen werden Gesteine in Falten gelegt und Sättel oder Mulden gebildet. Erreichen die Falten eine horizontale Lage, so können sie durch Scherbewegungen übereinandergleiten und Überschiebungen bilden. Es kommt zur Bildung von Deckfalten und Überschiebungsdecken. Dabei wird der Untergrund über größere Entfernungen von liegenden Falten bedeckt, die in ihren Mittelschenkeln im Vergleich zu den liegenden und hangenden Schenkeln eine umgekehrte Schichtfolge zeigen. Noch größere Flächen des Untergrundes liegen oft unter den Überschiebungsdecken begraben. Diese Decken sind dadurch charakterisiert, daß die Mittelschenkel von Deckfalten kaum ausgebildet oder

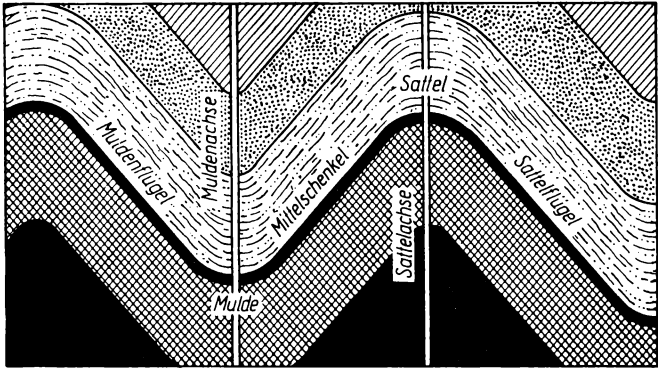


Abb. 18a. Normalfalten, links Mulde, rechts Sattel

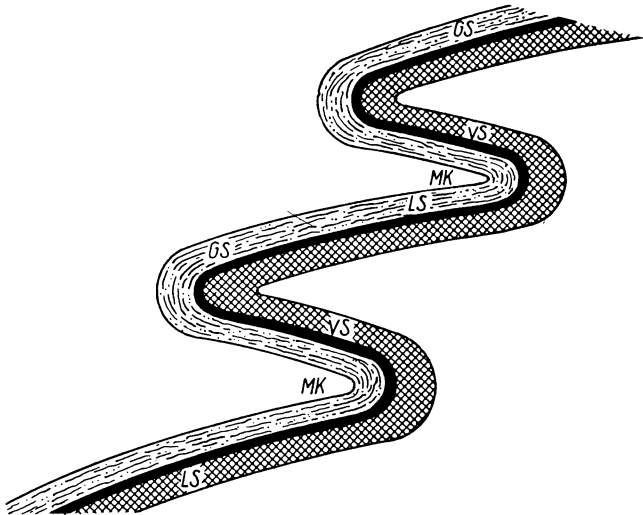


Abb. 18b. Liegende Falten. LS = liegender Schenkel; GS = hangender Schenkel; VS = verkehrter Mittelschenkel; Mk = Muldenkern

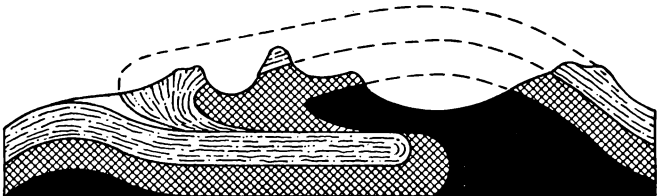
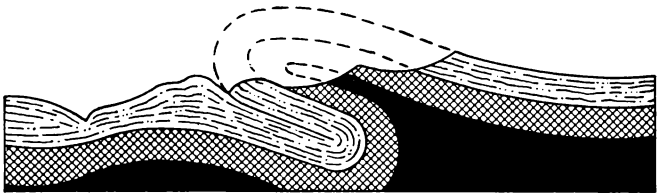
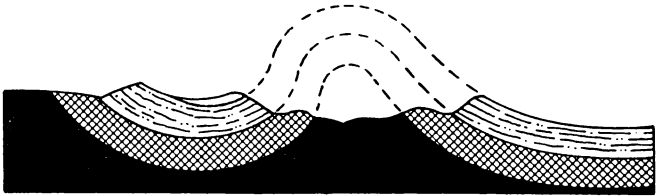


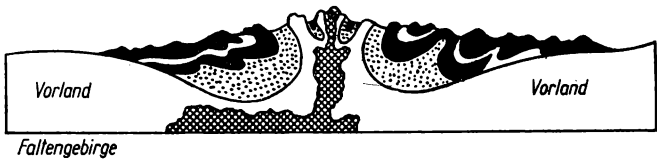
Abb. 18c. Entstehung einer Faltenüberschiebung

ganz verschwunden sind und daß diese Decken in ihren vorderen und mittleren Teilen wurzellos auf dem Untergrund liegen.

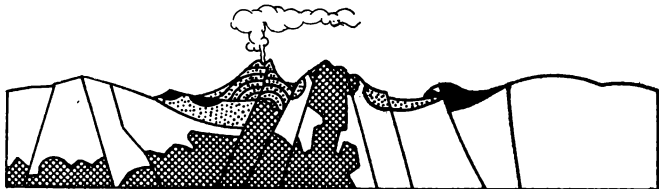
Wird die Bruchfestigkeit überschritten, so erscheinen zuerst Sprünge oder Klüfte, wodurch Klufflächen vor-gezeichnet werden. Längs dieser Klufflächen kann es zu vertikalen oder schiefen Absenkungen von Schollen und damit zur Ausbildung sogenannter Verwerfungen kommen. Die Klufflächen werden durch solche Bewegungen poliert und bilden Harnische. Nicht selten gehen Verwerfungen in Flexuren¹⁾ über, wenn Schollen in senkrechten Richtungen gegeneinander verschoben werden, ohne zu zerreißen, wodurch eine Schichtenbiegung hervorgerufen wird. Heute herausgehobene Krustenteile werden als Horste und eingesunkene Partien als Gräben bezeichnet.

Als Beispiel sei der Rheintalgraben zwischen Vogesen und Schwarzwald angeführt oder an die großen ostafrikanischen und zentralafrikanischen Gräben erinnert. Ohne auf weitere Einzelheiten einzugehen, mögen diese kurzen Angaben genügen, um das Wesen der Deformationen zu charakterisieren. Auf Grund dieser Deformationen pflegt

¹⁾ lat. flexúra = Biegung, Krümmung.



Faltengebirge



Bruchgebirge

Abb. 19. Falten- und Bruchgebirge

man die Gebirge in Faltengebirge und Schollen- oder Blockgebirge einzuteilen. Bei den Faltengebirgen herrschen Falten vor, während Überschiebungen und Verwerfungen zurücktreten; bei den Schollengebirgen dagegen treten durch Verwerfungen zerlegte Blöcke in den Vordergrund. Waren bei der Bildung der Faltengebirge hauptsächlich seitliche Druckkräfte wirksam, so sind die Schollengebirge als Ergebnis radialer Kräfte aufzufassen.

Die tektonischen Kräfte spiegeln sich aber nicht nur in den äußeren Erscheinungsformen der Erdkruste wider, sondern die durch sie bedingten und veränderten Temperatur- und Druckbedingungen rufen noch eine innere Gesteinsumformung, eine *Metamorphose*, hervor. Dabei werden die Kristalle der Ausgangsgesteine mechanisch verformt oder auch chemisch umkristallisiert. Besonders die Druckkomponente ist wirksam, und die Gesteine ändern ihre Struktur. Namentlich die Glimmerminerale, Silikate mit einer Schichtgitterkristallstruktur, stellen sich mit ihrer Tafelfläche senkrecht zur Druckrichtung, und es entstehen Glimmerschiefer und Gneise, kurz, kristalline Schiefer. Die Körner eines solchen kristallinen Schiefers liegen nicht regellos im Raum, sondern orientiert oder, wie man sagt, geregelt. Die Einregelung erfolgt nach Kornbau oder nach der Korngestalt. Es ist ein besonderes Verdienst von SANDER und seiner Schule in Innsbruck gewesen, die „Mineralregeln“ aufzusuchen und daraus die oft verwickelte Entstehungsgeschichte eines metamorphen Gesteins abzulesen.

Aber auch der Mineralbestand paßt sich den neuen Druckbedingungen an. Bei der Durchbewegung der Gesteine kann es zu Umkristallisationen und damit zur Ausbildung anderer Mineralien kommen, weil durch Pressungen Schmelzpunkterniedrigungen und Löslichkeitszunahmen in der Beanspruchungsrichtung eintreten. In stark durchbewegten Gesteinen treten daher besonders

gern die sogenannten Streßmineralien auf. Streß ist ein der angelsächsischen Sprache entlehnter recht prägnanter Ausdruck für gerichtete Druckkräfte. Derartige Streßmineralien sind Disthen, Chloritoid, Staurolith, Glimmer, Talk, Chlorit, manche Hornblenden, Epidot und Zoisit. Die Streßverträglichkeit der Mineralien ist in erster Linie von der Struktur und der Packungsdichte der einzelnen Bausteine im Kristallgitter abhängig.

Da die Temperatur- und Druckbedingungen sich mit der Tiefenlage innerhalb der Erdkruste verändern, wird man den verschiedenen Tiefenlagen auch charakteristische oder typomorphe¹⁾ Mineralien zuordnen können. Diese typomorphen Mineralien sind also für den Grad der Metamorphose besonders typisch.

Nach GRUBENMANN werden drei Tiefenzonen unterschieden: *Epizone*, *Mesozone*, *Katazone*²⁾. Mäßige Temperaturen und geringer Druck herrschen in der obersten Epizone vor, in der Mesozone höhere Temperaturen und Drücke und in der Katazone hohe Temperaturen und starke Drücke. Bei den Druckangaben handelt es sich hier um allseitigen sogenannten hydrostatischen Druck. Der gerichtete Druck hingegen nimmt von oben nach unten ab.

Die wichtigsten typomorphen Mineralien der Tiefenstufen sind:

1. Epizone: Chloritoid, Chlorit, Epidot, Zoisit, Albit, Serizit, Biotit.
2. Mesozone: Disthen, Staurolith, Hornblende, Muskovit, Biotit.
3. Katazone: Sillimanit, Granat, Augit, Cordierit, Anorthit, Albit, Kalifeldspat, Biotit.

Es gibt Mineralien, die in allen Tiefenstufen stabil sind, dazu gehören vor allem: Quarz, Rutil, Titanit, Magnetit,

¹⁾ gr. *typos* = Charakter, Gepräge; *morphé* = Form, Gestalt.

²⁾ Vgl. Fußnote 1 S. 31.

Calcit und Albit. Man hat auch versucht, den einzelnen Tiefenstufen bestimmte Leitgesteine zuzuordnen. So kommen Gneise und Granulite hauptsächlich in der Katazone, Amphibolite und Glimmerschiefer in der Mesozone vor, während Phyllite, Grünschiefer und Talkschiefer in der Epizone auftreten.

Die Zoneneinteilung nach GRUBENMAMM und die Zuordnung von Leitgesteinen darf aber keinesfalls als starres Schema betrachtet werden; denn die Stabilitätsbereiche der Mineralien lassen sich nicht so scharf trennen und auch die Zuordnung von bestimmten Leitgesteinen ist nicht allgemein gültig. Es gibt eine ganze Reihe von Ausnahmen, z. B. für die Gneise, deren Bildungsraum bis in die Mesozone, zum Teil sogar bis in die Epizone reicht.

1 2. Die Gebirgsbildung vom Standpunkt des Fixismus

Die Entstehung eines Gebirges nimmt vom Standpunkt des Fixismus folgenden Verlauf:

Zunächst erfolgt die Herausbildung einer *Geosynklinale*¹⁾, das ist also ein Becken oder Senkungstrog, in den das Meerwasser eindringen und seine Sedimente absetzen kann. Der Senkungstrog wird zur Sammelmulde. Bei den Geosynklinalen handelt es sich um verhältnismäßig rasch einsinkende Zonen der Erdkruste, die überall dort auftreten, wo Schwächezonen auf der Erde vorhanden sind, also z. B. zwischen den Kontinenten und Ozeanen oder an der Naht zwischen Hoch- und Tiefkratonen²⁾, aber auch innerhalb der Kontinente. Die Kratone sind in vorpaläozoischer Zeit gebildete Krustenteile, die nicht mehr faltbar sind, und zwar bildeten sich „Hochkratone“ (Kontinentalgebiete) und „Tiefkratone“ (Ozeangebiete).

¹⁾ gr. gé = Erde; syn = zusammen; klínein = neigen.

²⁾ gr. krátos = Stärke, Härte; Kraton, nicht mehr faltbarer Festlandssockel.

Durch das Absinken der Geosynklinalen werden die Massen in der Tiefe zur Seite gedrückt; dadurch entstehen jenseits der Geosynklinalen Erhebungen, die dann stärker der Abtragung ausgesetzt sind. Je mehr also die Geosynklinalräume absinken, desto stärker steigen die anliegenden Zonen der Erdkruste auf. Bei diesem über lange Zeiträume andauernden Prozeß wird schließlich ein Stadium erreicht, in dem das in der Tiefe liegende Gesteinsmaterial wegen der zunehmenden Erwärmung erweicht und plastisch wird. In diesem Zustand gibt das Material sämtlichen Druckkräften nach, wird verbogen und schließlich gefaltet; dadurch wird der bisher eingenommene Raum horizontal eingeengt. Auf diese Weise heben sich die gefalteten Massen aus dem Meer heraus und werden schließlich zum Gebirge (vgl. Abb. 17). Nicht immer kommt es auf diesem Wege zur Gebirgsbildung, weil nicht in jedem Fall alle Bedingungen erfüllt sind, die zum Zusammenbruch der Geosynklinale führen.

Die Ausbildung einer Geosynklinale geht sehr langsam vor sich. STILLE fand als mittlere Senkungsgeschwindigkeit $\frac{1}{40}$ mm im Jahr oder 25 m in einer Jahrmillion.

Die über den Geosynklinalzustand gefalteten Gesteinsmassen haben einen hohen Festigkeitsgrad erlangt, und zwar einmal durch die seitlich wirkenden Kräfte und zum anderen durch magmatische Massen, die während der Faltung emporgedrungen sind und, allmählich erstarrend, die gefalteten Gesteine noch verkittet haben. Die während des Geosynklinalstadiums empordringenden Magmen rechnet STILLE zum „Initialvulkanismus“¹⁾. Zur Förderung gelangen nur sehr basische und ultrabasische Laven.

Mit dem Einsetzen der Gebirgsbildung (Orogenese)²⁾ ändert sich der Charakter des Magmatismus. In die Antiklinalräume³⁾ dringen saure Tiefengesteine oder Pluto-

¹⁾ lat. initium = Anfang.

²⁾ gr. óros = Gebirge; génesis = Entstehung.

³⁾ Antiklinale = Sattelfalte, Schenkel voneinander fortgeneigt; lat. anti = gegen; gr. klinein = neigen.

nite ein, Granite und Granodiorite. Dies erfolgt zu einem Zeitpunkt, in dem sich auch die Bewegungsrichtung ändert. In der Geosynklinalen ist die Bewegungstendenz nach unten gerichtet, und während der Orogenese geht sie nach oben. Jede Orogenese besitzt ihre Granite, so daß man nach den aufeinanderfolgenden Granitintrusionen¹⁾ (innerhalb der Erdkruste erstarrte granitische Magmen) auch die orogenen Phasen zählen kann.

Das aus dem Meer geborene Gebirge wird ständig wieder abgetragen. Dabei kann es zur Ablagerung mächtiger Schichten in den Senken, den sogenannten Vortiefen, vor der Orogenese kommen. In den Alpen sind auf diese Weise die Schichtserien des Flysch-²⁾ und später des Molassemeeres³⁾ entstanden. Auch im Innern der Gebirge kommt es oft zur Ausbildung von Innensenken, die mit festländischem Abtragungsschutt angefüllt werden.

Der saure Magmatismus oder der „synorogene“⁴⁾ Plutonismus, wie er von STILLE bezeichnet wird, überdauert meist wesentlich die Orogenese. Er findet erst dann sein Ende, wenn die während der Orogenese wirksamen Kräfte in der Horizontalen keinen seitlichen Zusammenschub mehr verursachen. Aus dem synorogenen Plutonismus wird dann der subsequente⁵⁾ Vulkanismus, das heißt, es erreichen nunmehr saure Ergußgesteine, wie Liparite und Andesite, die Erdoberfläche. Nach dem Aufhören des seitlichen Druckes sind gleichsam die Aufstiegswege zur Erdoberfläche frei geworden.

Mit der Erreichung des kratogenen Endzustandes ist schließlich der orogene Zyklus abgeschlossen, das heißt, die aufgefalteten Gesteinsmassen sind verfestigt und zu

¹⁾ lat. intrudere = hineindrängen.

²⁾ schweizerisch. flyschig = bröckelig; fossilarme, einförmige graue Sandsteine und Tonschiefer.

³⁾ frz. molasse = sehr weich; Tonmergel, Sandsteine, Konglomerate.

⁴⁾ gr. syn = zusammen.

⁵⁾ lat. sequi = nachfolgen (magmatische Tätigkeit nach der Faltung).

einem stabilen Block geworden. Magmatisch wird der kratogene Endzustand durch den finalen¹⁾ Vulkanismus gekennzeichnet. Wie zu Beginn des gesamten Zyklus werden wieder basische Ergußgesteine gefördert, und zwar meist Alkalibasalte.

3. Geotektonische Gliederung der Erdgeschichte

Im Laufe der Entwicklungsgeschichte der Erde lassen sich *fünf* gebirgsbildende (orogene) Zyklen unterscheiden, von denen zwei in die langen Zeiträume des Präkambriums fallen. Diese Zyklen führten zu einer *fortschreitenden Konsolidation*²⁾ der Erdkruste, das heißt zur Verfestigung, und zwar durch Verwandlung geosynklinaler Räume in kontinentale Bereiche auf dem Wege der Orogenese. Die zwischen den Orogenesen liegenden Zeiträume sind frei oder arm an Gebirgsbildungen. In diesen Zeiten kann eine Regeneration³⁾ eintreten. Dies bedeutet nach STILLE den umgekehrten Vorgang — die Rückführung bereits verfestigter kontinentaler Bereiche in den geosynklinalen Zustand. Es ist also möglich, daß Teile der Erdkruste mehrmals orogenetischen Vorgängen ausgesetzt waren, sofern die Konsolidation nicht vollständig war.

Die fünf orogenen Zyklen sind:

- a) die laurentische⁴⁾ Gebirgsbildung,
- b) die algomische⁵⁾ Gebirgsbildung,
- c) die kaledonische⁶⁾ Gebirgsbildung,
- d) die variskische⁷⁾ Gebirgsbildung,
- e) die alpidische Gebirgsbildung.

¹⁾ lat. finis = das Ende.

²⁾ lat. consolidare = fest machen (Bodenversteifung).

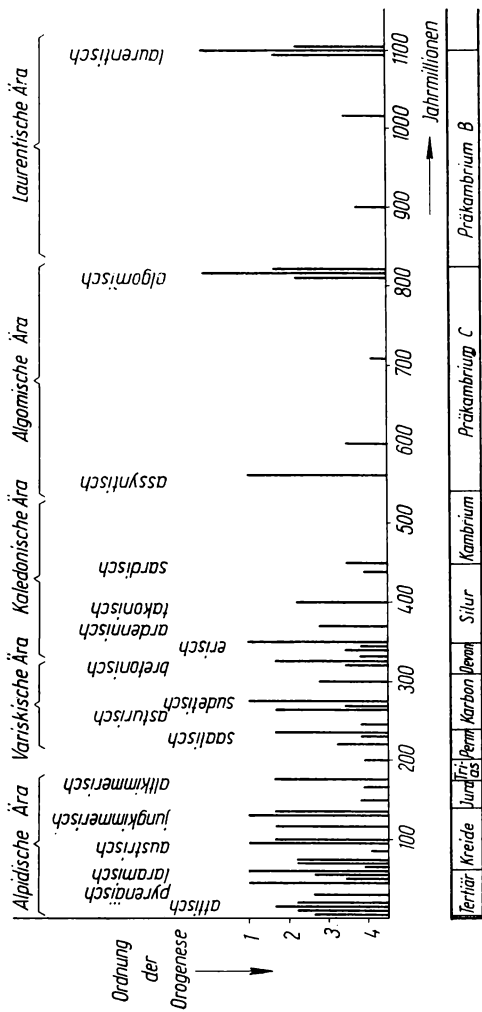
³⁾ lat. regenero = wieder erzeugen.

⁴⁾ Laurentia = kanadischer Schild = Kanada und Grönland.

⁵⁾ Algoma = Gebiet im westlichen Ontario.

⁶⁾ Caledonia = Name des Tacitus für Nordschottland.

⁷⁾ Vgl. Anm. S. 27.



a) Die laurentische Gebirgsbildung

Diese Gebirgsbildung wird im *Präkambrium* angenommen, und zwar etwa an der Wende vom Präkambrium A zum Präkambrium B, so daß für sie ein Alter von etwa 1100 Jahrmillionen angegeben werden kann. Sie ist die älteste und universell über die ganze Erde verbreitet. In Nord- und Südamerika, in Afrika und innerhalb anderer Kontinentalmassen hat sie ihre Spuren hinterlassen. In Fennoskandia, das heißt in Skandinavien, Finnland, Ostkarelien und auf der Halbinsel Kola herrschen unter den laurentischen Baueinheiten die Gebirgszüge der Svecofenniden vor, die angenähert von Ost nach West verlaufen und sich vom Ladogasee durch Südfinnland über den bottenischen Meerbusen nach Schweden bis in den Nordosten von Småland verfolgen lassen.

In Südafrika ist die älteste Orogenese die protoafrikanische. Diese Faltung streicht im Osten nach NO, im Westen nach NW, Richtungen, wie sie bei späteren Orogenesen auch wieder auftreten. Auch in Mittelafrrika und auf Madagaskar ist das Präkambrium weit verbreitet.

Unsere Kenntnis der ältesten Abschnitte der Erdgeschichte ist recht gering, da die nachfolgenden Gebirgsbildungen die alten Spuren weitgehend verwischt haben.

b) Die algomische Gebirgsbildung

Die zweite große Orogenese des *Präkambriums* von weltweiter Bedeutung ist die algomische. Sie trennt das Präkambrium B (Alt-Algonkium oder Karelium) vom Präkambrium C (Jung-Algonkium oder Belto-Jotnium) und stellt bei einem Alter von 825 Jahrmillionen jene Diskordanz dar, mit der die eigentliche Erdgeschichte beginnt¹⁾. So bedeutet die algomische Gebirgsbildung

¹⁾ Vgl. auch S. 58.

auch für Nordamerika einen erdgeschichtlichen Schnitt ersten Ranges. Riesige Formationen innerhalb des kanadischen Schildes wurden getrennt, und ausgedehnte Granitintrusionen sind Zeugen des während der Orogenese herrschenden Magmatismus.

In Afrika rechnet die große Mesoafrizidische „Faltung“ mit zum Algonkium. In Fennoskandia streichen etwa von Norden nach Süden, also ziemlich senkrecht zu den Svekofenniden, durch das finnische Karelien die Kareliden. In gleicher Richtung streichen in Schweden die sogenannten Gotiden, zu denen auch die bisher als älter angesehenen magnetitreichen Eisengneise gehören. Nach BACKLUND kann man die Gebirgssysteme der Kareliden und Gotiden zu den Gotokareliden vereinigen. Die radioaktive Altersbestimmung ergab 800—850 Jahrmillionen.

Die algonische Orogenese mit ihrer weltweiten Verbreitung hat zu einer weitgehenden Festigung der Erdkruste geführt. Das Resultat war die Bildung einer außerordentlich großen Kontinentalmasse, die STILLE „Megagäa“ = Großerde nennt. Diese Orogenese war wohl

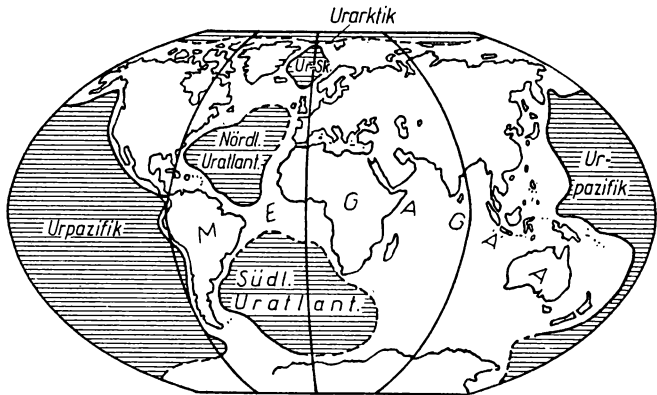


Abb. 21. Die Megagäa

die größte irdische Faltung überhaupt, und nach dem hohen Energieverbrauch mußte sich notwendigerweise eine sehr lange Zeit der Erholung, der Regeneration, anschließen. Es war eine Regeneration größten Maßstabes, in der sich wieder neue Geosynklinalen bilden konnten.

Die gewaltigen Ausmaße jener Orogenese und der anschließenden Regeneration leiteten ein neues Stadium der erdgeschichtlichen Entwicklung ein, und so werden zwei Großzeiten der Erdgeschichte durch diesen gewaltigen Zyklus begrenzt; wir kommen vom Protogäikum ins Neogäikum, von der geotektonischen Frühzeit in die geotektonische Spätzeit.

Waren bei der algomischen Riesenorogenese die gebirgsbildenden Energien in einem einzigen Akt zusammengeballt, so nimmt in der Folgezeit die Intensität der Gebirgsbildungen ab. Diese bleiben auf immer enger werdende Krustenstreifen beschränkt und zerfallen in einzelne, zeitlich aufeinanderfolgende gebirgsbildende Phasen. STILLE zählt für die nachalgomische Zeit 41 orogene Phasen, die sich auf drei Zyklen verteilen, 4 auf die kaledonische Ära, 12 auf die variskische Ära und 25 auf die alpidische Ära. Die Phasen sind nicht untereinander gleichwertig, sondern lassen sich etwa in 4 verschiedenen Rangstufen unterbringen. An erstrangigen Gebirgsphasen finden sich 2 in der kaledonischen, 4 in der variskischen und 10 in der alpidischen Ära. Auch die zeitlichen Abstände sind nicht gleich. In der kaledonischen Ära entfällt eine Orogenese auf 50 Jahrmillionen, in der variskischen auf $12\frac{1}{2}$ Jahrmillionen und in der alpidischen auf 9 Jahrmillionen (vgl. Abb. 20).

Diese Zahlen weisen mit aller Deutlichkeit auf eine mit der Zeit fortschreitende Erstarrung der Erdkruste hin; denn wenn auch die Zahl der Phasen mit der Zeit stark zugenommen hat, so hat sich doch deren Intensität verringert, das heißt die Faltbarkeit hat abgenommen.

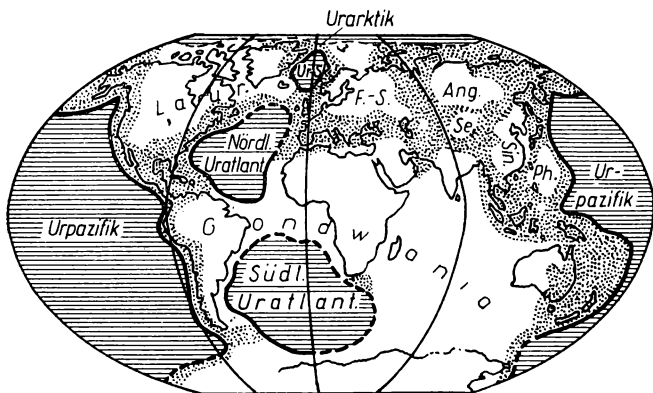


Abb. 22. Der algonkische Umbruch. Teile der Megagäa sind zu Geosynklinalen geworden. Die Reststücke bilden die Urkontinente. Laur. = Laurentia; F.-S. = Fennosarmatia; Sin. = Sinia; Ang. = Angaria; Se. = Serindia; Ph. = Philippina

Gegen Ende des Jung-Algonkiums stellten sich bereits solche vereinzelt Gebirgsphasen ein. Als Beispiel sei die Konkipidenfaltung oder Ventersdorpfaltung in Südafrika angeführt, die eine Diskordanz innerhalb des Jung-Algonkiums geschaffen hat, der man ein Alter von rund 600 Jahrmillionen zuschreiben darf. Von größerer Bedeutung ist die assyntische Phase, die die Grenze zwischen dem Präkambrium und dem Kambrium liefert. Sie ist mit besonderer Deutlichkeit im Assyntdistrikt in Nordschottland entwickelt. Hier liegt der unterkambrische Torridonsandstein diskordant auf uralten laurentischen Gneisen des Lewisians, wie diese alte Formation dort genannt wird. Ihr Alter kann mit 560 Jahrmillionen angegeben werden. Die assyntische Phase ist nicht überall zur Ausbildung gelangt. In Fennoskandia z. B. ist ihre Auswirkung äußerst gering. In der böhmischen Masse dagegen spielt die assyntische Phase als Abschlußphase des Präkambriums eine größere Rolle.

c) Die kaledonische Gebirgsbildung (Tabelle I, Anhang)

Die kaledonische Gebirgsbildung verläuft im Norden Skandinaviens mit Überschiebungen auf das schwedische Grundgebirge und setzt sich bis Schottland und Nordirland fort. In den schottischen Kaledoniden ist die Überschiebung gegen Westen, in den skandinavischen aber nach Osten gerichtet. Das Gebirge ist in Skandinavien 1400 km lang und 200 km breit. Mit seinen Fortsetzungen erreicht es eine Länge von 3000 km. Die Fortsetzung der Kaledoniden verläuft über Spitzbergen nach Nordostgrönland und umrahmt in Nordamerika den Kanadischen Schild.

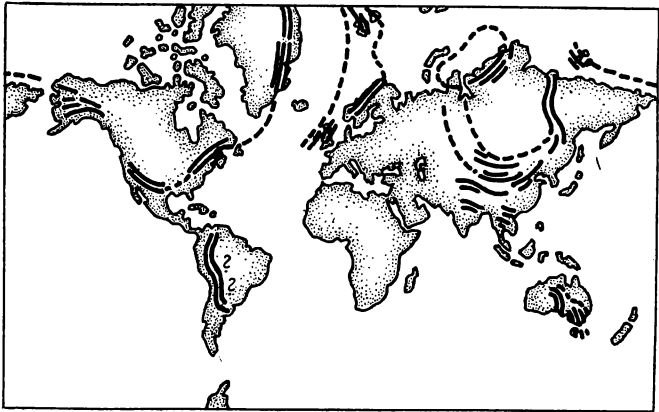


Abb. 23. Verbreitung der Kaledoniden auf der Erde

Das kaledonische Gebirge ist *vor dem Devon* gebildet worden. Das vorausgegangene Kambrium vor 540 bis 450 Jahrmillionen war eine anorogene Periode.

Der Gebirgszyklus begann mit der sardischen Phase, die zeitlich an die Grenze zwischen Kambrium und Ordovizium zu setzen ist. Ihr Alter beträgt 450 Jahrmillionen. Sie ist keine erstrangige Phase. Sehr viel bedeutender ist

die takonische Phase mit einem Alter von 400 Jahrmillionen auf der Grenze Ordovizium/Gotlandium.

Die Hauptphase der kaledonischen Gebirgsbildung ist aber die „Ardennische Phase“ mit einem Alter von 370 Jahrmillionen zwischen Ludlow und Downton. Die letzte Phase, die „Erische Phase“, grenzt das Silur gegen das Devon ab.

Der Skandik zwischen Island, Spitzbergen und Franz-Josephsland und das eigentliche Polarmeer werden ebenfalls von kaledonischen Faltenzügen umrahmt.

Ein anderer Zweig führt über das Timengebirge zum Ural. Kaledonische Faltungen umrahmen die große Russische Tafel. Auf der Westseite dieser Tafel spielen sie deshalb auch eine gewisse Rolle im Untergrund des deutschen Bodens. So finden die kaledonischen Bauelemente der Westsudeten im Westen ihre Fortsetzung und ihre Begrenzung durch die algonkische Lausitzer Schwelle. Die Gneise des Isergebirges werden in die „Erische Phase“ gestellt.

d) Die variskische Gebirgsbildung (Tabelle I, Anhang)

Durch die kaledonische Orogenese wurde ein Teil Europas konsolidiert, das sogenannte „Paleuropa“¹⁾ nach STILLE. Am Südrand des kaledonischen Europas beginnt im Mitteldevon vor etwa 345 Jahrmillionen die variskische Geosynklinale abzusinken.

Die variskische Gebirgsbildung, deren Benennung nach dem keltischen Namen der Varisker erfolgte, vollzog sich im *Kulm* und im *Oberkarbon*.

Die unterkarbonische Kulmformation vor 275 bis 310 Jahrmillionen weist drei *Phasen* auf, die „Marsische“, die „Nassauische“ und die „Selkische Phase“, die als „Bretonische Phasen“ zusammengefaßt werden.

¹⁾ gr. *pálaíos* = alt; Paleuropa = Alteuropa, durch kaledonische Faltungen konsolidiert.

Die variskische Hauptphase ist die „Sudetische Phase“ an der Grenze zwischen Kulm und Oberkarbon mit einem Alter von rund 275 Jahrmillionen.

Zwischen den Stufen des Namurs und des Westfals im Oberkarbon liegt die „Erzgebirgische Phase“, die aber nur eine zweitrangige Bedeutung hat.

Über dem Westfal schiebt sich die erstrangige „Asturische Phase“ ein. Ihre Stellung zum Stephan im Oberkarbon ist noch nicht völlig geklärt. Gewöhnlich wird die Phase als Grenze zwischen beiden Stufen angesehen (Alter 265 Jahrmillionen).

Da das Stephan nicht überall zur Ausbildung gekommen ist, bildet die asturische Phase gelegentlich die Grenze zwischen Karbon und Perm. Die folgende Formation, das Perm, gliedert sich in das Rotliegende und den Zechstein. Das Alter kann mit 200—240 Jahrmillionen angegeben werden. Hier hinein fällt die zweitrangige Saalische Phase (Alter 230 Jahrmillionen). Das Paläozoikum wird endlich durch die Pfälzer Phase vor 200 Jahrmillionen abgeschlossen.

Es sei zunächst das *Europäische Varistikum* näher betrachtet: Der Rahmen, in den die variskischen Gebirgsbildungen eingespannt sind, besteht im Norden aus dem verfestigten Paleuropa, im Nordosten aus der starren russischen Tafel, im Westen aus dem atlantischen Ozean, und im Süden ist er unter den Alpen und Karpaten begraben. Dieser südliche Rahmen wird von dem Nordrand des großen Südkontinents „Gondwana“ gebildet. Unter dem Gondwanaland versteht man einen riesigen Kontinent, der im jüngeren Paläozoikum von Australien über Indien, Madagaskar und Südafrika bis nach Südamerika gereicht haben soll. Die Bezeichnung stammt von einer Landschaft in Zentralindien.

Wie eine Insel im Ozean liegt in diesem variskischen Raum die alte böhmische Masse, die seit der assyntischen Phase im Präkambrium erstarrt ist. Sie ist ein Teil der

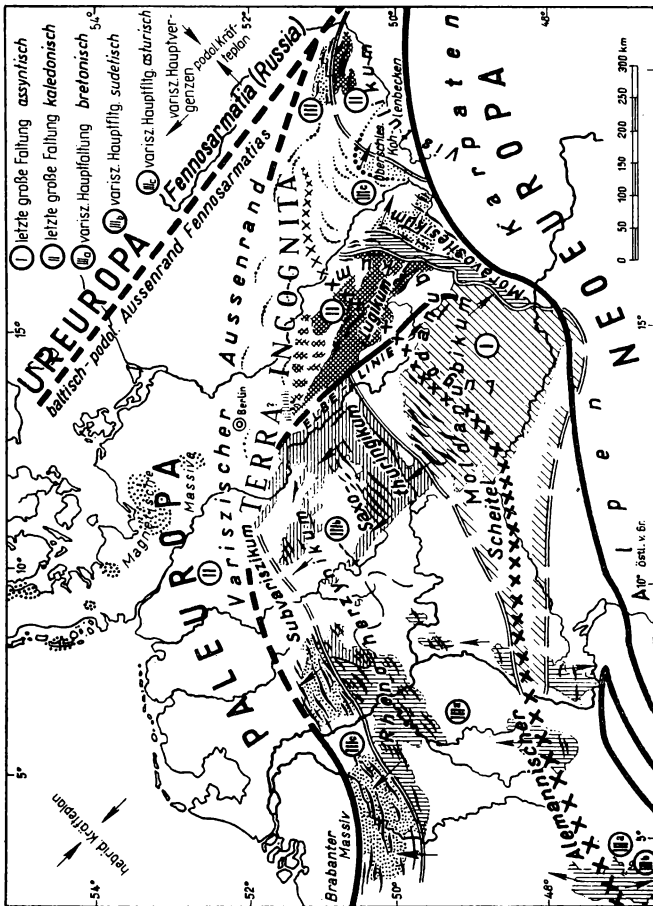


Abb. 24. Das mitteleuropäische Varistikum (nach STILLE)

moldanubischen Zone¹⁾ — einer jener Zonen, in die das Varistikum Mitteleuropas eingeteilt wird —, die sich von den Südvogesen über den Schwarzwald zur böhmischen Masse erstreckt. Im Nordwesten ist das Moldanubikum mit den kaledonischen Bauelementen der Westsudeten verschweißt. Das Gebiet kaledonischer Faltung reicht in den Westsudeten im Westen bis zur Linie Reichenberg—Dubau und wird dort durch die algonkische Lausitzer Schwelle begrenzt. Westlich der Elbe kennt man keine kaledonischen Spuren im Untergrund mehr. Teile Ostsachsens zeigen noch kaledonische Bauelemente. Da der kaledonisch erstarrte Teil nicht mehr faltbar war, konnte sich die variskische Gebirgsbildung nur noch im „germanotypen“²⁾ Sinne auswirken, das heißt, es wurde nur ein niederer orogener Typus erreicht, nämlich die Bildung von Bruchfalten und Blockgebirgen. In den mobileren Teilen hingegen, wie im Oberlausitzer Schiefergebirge, wirkte sich auch die variskische alpinotype³⁾ Faltung aus, das heißt die Bildung von Decken- und Faltengebirgen. Die gemischte germanotype und alpinotype Tektonik nennt STILLE Zwittertektonik.

Als nördlichster Punkt des kaledonischen Baues kann das Steinkohlenvorkommen von Doberlug, 100 km südlich von Berlin, angesehen werden. Dort konnte durch Bohrungen zuunterst steilgefaltetes Kambrium nachgewiesen werden und darüber eine große Diskordanz, die auf eine starke Orogenese schließen läßt. Da man darüber Kohlenkalke und Kulm angetroffen und das Kambrium als fossilführendes Mittelkambrium identifiziert hat, muß die Orogenese kaledonisches Alter haben.

Das *Varistikum links der Elbe*: Der Untergrund Deutschlands ist im wesentlichen durch die variskische Gebirgsbildung geformt worden, während das Relief mit seinen

¹⁾ moldanubische Zone nach dem Moldanubikum = Moldau-Donau-Gebiet.

²⁾ germanotyp heißen nach STILLE die Bruchfalten- und Blockgebirge.

³⁾ Die Decken- und Faltengebirge werden von STILLE „alpinotyp“ genannt.

Mittelgebirgen sehr viel jüngeren Datums ist. Der variskische Raum links der Elbe wird im Westen vom „Armorikanischen Gebirge“¹⁾ begrenzt, das sich von Irland über Südingland und die Bretagne zum französischen Zentralplateau erstreckt. Das Zentralplateau hatte man früher wie die böhmische Masse als älteres Gebirge aufgefaßt, jedoch dann erkannt, daß es mit dem im Osten sich anschließenden „Variskischen Gebirge“ im Zusammenhang steht und die Nahtstelle zwischen einem Nord- und einem Südstamm bildet. Durch das Zentralplateau verläuft auch die „Alemannische Scheitellinie“, die die Variskiden in Nord- und Südstamm zerlegt (vgl. Abb. 24). Diese Scheitellinie kreuzt dann die Vogesen und den Schwarzwald. Die Vogesen werden dabei in die Nord- und Südvogesen mit entgegengesetzter Neigung geteilt. Die Grenze liegt im Breuschthal. Im Schwarzwald schaltet sich in der Scheitelachse ein altes Zwischengebirge ein, das dem Moldanubikum angehört und mit der assyntischen Phase konsolidiert wurde. Zu gleicher Zeit sind auch die alten schwarzwälder Gneise, die Schapbachgneise, aus alten Graniten hervorgegangen und die Renschgneise, alte kalkarme Sedimente von Grauwacken, Tonschiefer und Quarziten, umgewandelt worden. Der weitere Verlauf der Scheitellinie wird durch den schwäbischen Riesvulkan, die böhmische Masse, die Westsudeten und schließlich die Lysa Gora (Polnisches Mittelgebirge) in Polen angedeutet.

Der *Südstamm*: Die Südvogesen und der Südschwarzwald haben einen analogen Bau. Im Südschwarzwald herrschen oberdevonische bis altkulmische Schiefer vor, die bis 1000 m Mächtigkeit erreichen und eine überkippte und verschuppte Mulde mit einem Einfallen nach Norden bilden. Nach oben werden sie durch eine jungkulmische Diskordanz abgegrenzt. Es handelt sich also um die bretonische Faltung. Mit der Faltung lief das Empordringen

¹⁾ Armorica = römischer Name der Bretagne.

von Graniten parallel. Der südschwarzwälder Hauptgranit, der Schluchsee-Albtalgranit, hat die alten Schiefer im Kontakt verändert. Seine Gerölle erscheinen andererseits in den oberkulmischen Konglomeraten. Damit liegt das Alter eindeutig fest. In den Vogesen entspricht ihm der Kammgranit oder Belchengranit. Die Granite der bayerisch-böhmischen Masse haben die gleiche geologische Stellung.

Die östliche Fortsetzung des Südstammes sind die Moraviden¹⁾ auf der Ostseite des Moldanubikums. Sie bilden die Ostsudeten, ein Falten-system, das von der Donau bei Krems und Wien nordwärts 300 km lang fast bis zur Oder bei Wrocław zu verfolgen ist. Die Faltung ist bretonisch und asturisch. Gegen die böhmische Masse bildet die bretonisch angelegte „Moravische Überschiebung“ die Grenze. Die Moraviden des Südstammes sind das Spiegelbild der Rheniden²⁾ des Nordstammes. STILLE nennt sie „Antirheniden“. Ihre westliche Fortsetzung ist über die Südvogesen zu verfolgen, während gegen Osten der Süd-stamm in der Dobrudscha wieder auftaucht.

Der *Nordstamm*: Der variskische Nordstamm läßt sich in drei Zonen aufgliedern. Vom Süden nach Norden folgen die „Saxothuringische“³⁾, die „Rhenohertzynische“⁴⁾ und die „Subvariskische“ Zone.

Das *Saxothuringikum* besteht aus variskisch orientierten Großsätteln und Großmulden, die in sich intensiv gefaltet sind. Ihm fehlt jedes kaledonische Element, dagegen kommen in den Sattelachsen gelegentlich assyntische Elemente zum Vorschein. Die assyntischen Granite sind im Gegensatz zu den variskischen durch ihren höheren

¹⁾ Morava = Fluß vom Ostrand der böhmischen Masse.

²⁾ Rheniden, Bezeichnung KOBERS für „Rhenohertzynische Zone“.

³⁾ Die Saxothuringische Zone umfaßt vor allem das thüringisch-sächsische Schiefergebirge (Saxonia = Sachsen).

⁴⁾ Rhenohertzynische Zone: u. a. Rheinisches Schiefergebirge und Harz (Herzyn, lat. hercynia = Harzgebirge).

Natrongehalt gekennzeichnet. Die Hauptorogenese des Saxothuringikums ist nach dem Unterkarbon eingetreten, also die „Sudetische Phase“.

Die Zone beginnt am Rhein, genauer am Ostrande der Hardt. Die Zweiglimmergranite des nördlichen Schwarzwaldes haben sudetisches Alter. Vom Odenwald und Spessart verläuft die Zone nach dem westlichen Thüringen in die Gegend von Brotterode und Ruhla und weiter in Richtung Kyffhäuser und vielleicht auch zur Wipprazone im Unterharz. Bei Dessau ist ein Granit erbohrt worden, der stofflich dem Ramberggranit sehr ähnlich, aber im Gegensatz zu ihm intensiv deformiert ist. Er hat die gleiche Position wie das Kyffhäusergestein. In beiden Fällen dürfte es sich um prävariskische Glieder handeln, und zwar um Gesteine assyntischen Alters. Die kaledonische Faltung kann nicht angenommen werden, weil die Schichten des Silurs und Devons im Saxothuringikum immer konkordant oder fast konkordant zueinanderliegen. Sicherlich enthält auch das Kristallin des Odenwaldes assyntische Elemente, wie einige präkambrische Granitgerölle bezeugen. Zum Saxothuringikum gehören weiter folgende Gebirgszüge:

der Schwarzbürger Sattel oder westthüringische Hauptsattel mit der Fortsetzung im nordsächsischen Sattel, der ostthüringische Hauptsattel mit dem sächsischen Granulitgebirge und die Fichtelgebirgs-Erzgebirgs-Sattelzone.

Auf der Linie Riesa—Roßwein schmiegen sich die saxothuringischen Falten im Elbtalschiefergebirge dem kaledonischen Bau der Westsudeten an. Die Fortsetzungen des nordsächsischen Sattels, des Granulitgebirges und der dazwischenliegenden nordsächsischen Mulde sind hier eng zusammengerafft.

Das Saxothuringikum besaß einen lebhaften Vulkanismus und Plutonismus. Im Kern des Schwarzbürger

Sattels, der die ältesten Bildungen des Thüringer Waldes enthält, erscheint in den Katzhütter Schichten assyntisch gefaltetes Präkambrium mit den Glasbach- und Milchberggraniten. Ihr Alter wird dadurch bewiesen, daß ihre Gerölle bereits in devonischen Konglomeraten zu finden sind. Zwischen Riesa und Dresden schiebt sich das Meißener Granit-Syenit-Massiv ein. Es gehört der sudetischen Phase an. Ebenfalls sudetisch ist der Granit von Suhl in Thüringen.

Die größeren Granitplutone haben erst nach der sudetischen Phase ihre Ortsstellung erfahren, nämlich mit der asturischen Phase. Dazu gehören der Eibenstock-Karlsbader Granit mit seiner berühmten Lagerstätte von Aue, die kleinen Granitmassive von Kirchberg und Bergen, ferner die Granite des Fichtelgebirges und das große Lautitzer Granitmassiv.

Ein präkambrisches, assyntisches Element sind die „Roten Erzgebirgsgneise“, die mit der sudetischen Phase ihre Umprägung zu Gneisen erfahren haben. Im Süden sind schließlich noch die Münchberger Gneismasse sowie das Wildenfelser und Frankenberger Zwischengebirge zu nennen. Diese Gebirgszüge werden von manchen Geologen für Deckenreste aus dem Moldanubikum gehalten, die auf das Saxothuringikum aufgeschoben sind.

Die jüngsten Granite sind die Zinngranite von Geyer, Altenberg und Zinnwald im Erzgebirge.

Der subsequeute Vulkanismus¹⁾, also jene magmatische Tätigkeit, die nach der Faltung einsetzt, beginnt in Sachsen im Oberkarbon mit der Förderung von Quarzporphyren, Porphyriten und Melaphyren. So schaltet sich in die flözführenden Schichten des Westfals von Flöha bei Karl-Marx-Stadt eine Quarzporphyrdecke ein. Der Höhepunkt der vulkanischen Tätigkeit fällt in das untere Rotliegende. Hierher gehört auch der subsequeute Vulk-

¹⁾ Vgl. Anm. S. 69.

nismus des Thüringer Waldes, bei Halle und in Nordwestsachsen.

Das Saxothuringikum findet in Frankreich seine Fortsetzung im „Armorikanischen Massiv“ der Bretagne. Dort kommt metamorphes Jung-Algonkium, das der assyntischen Phase zuzuordnen ist, an die Oberfläche. Kaledonische Elemente findet man nicht in diesem Raum. Die wichtigste variskische Faltungsphase ist hier die asturische. Aber auch die bretonische Diskordanz ist überall da vorhanden, wo Devon und Karbon zusammen vorkommen.

Die auf das Saxothuringikum gegen Norden folgende *rhenohertzynische* Zone besteht aus dem rheinischen Schiefergebirge und dem Harz mit seiner östlichen Fortsetzung in den paläozoischen Spuren der Magdeburger Gegend und des Flechtinger Höhenzuges.

Charakteristisch für diese Zone ist das Vorherrschen mächtiger Sedimente, das fast völlige Fehlen kristalliner Schiefer und das Zurücktreten der Plutonite. Der Vulkanismus ist stärker entwickelt, besonders Diabasdecken sind kennzeichnend für ihn.

Das heutige Faltenbild des *Harzes* ist durch die variskische Gebirgsbildung geschaffen worden. Diese Tatsache schließt natürlich nicht aus, daß der Harz auch durch frühere Orogenesen erfaßt worden ist. So muß im Unterharz z. B. die jungkaledonische Gebirgsbildung wirksam gewesen sein, da dort verschiedene Obersilurstufen diskordant von unterdevonischer Kalkgrauwacke überlagert werden.

Die Hauptfaltungsphase während des Varistikums ist für den Harz die „sudetische Phase“. Diese zeitliche Eingabelung des Faltungsprozesses zwischen Kulm und Oberkarbon läßt sich im Harz verschiedentlich nachweisen. Als Vertreter des oberen Westfals sind die Grillenberger Schichten am östlichen Harzrand zu nennen. Sie haben an der Harzfaltung nicht mehr teilgenommen, ebenfalls

die Mansfelder Schichten nicht, die dem Stephan angehören. Das Namur ist im Harz nicht zur Ablagerung gekommen. Das Kulm dagegen ist gefaltet worden.

Unter den Magmatiten im Harz sind besonders die Diabase verbreitet. Sie kommen hauptsächlich sowohl in den obersilurischen Graptolithenschiefern als auch in devonischen Ablagerungen vor. Die Diabase des Oberharzes haben kulmisches Alter. Es handelt sich vor allem um Lagergänge und um Deckenergüsse. Mit der Intrusion der Diabase im Mittelharz stehen die Roteisenerzlager genetisch im Zusammenhang.

Die beiden Granitmassive des Harzes, der Brocken und der Ramberg, haben an der sudetischen Faltung nicht teilgenommen. Vielmehr drangen die granitischen Magmen erst nach der Hauptfaltung bzw. erst im mittleren Oberkarbon empor. In engster Beziehung zum Ramberggranit steht der Auerbergporphyr. Bei beiden Gesteinen handelt es sich um den gleichen magmatischen Herd. Der Durchbruch des Auerbergporphyrs muß ebenfalls ins mittlere Oberkarbon verlegt werden, da in den Mansfelder Schichten des oberen Oberkarbons Gerölle des Auerbergporphyrs gefunden worden sind. Danach muß der Auerbergporphyr asturisches Alter haben. Die im Kulm vorkommenden Diskordanzen sind Anzeichen der bretonischen Faltungsphasen. Zwischen Kulmtonschiefern, Kulmkieselschiefern und den Stieger Schichten zeichnet sich die Selkephase ab, zwischen Stieger Schichten und Tanner Grauwacke die Nassauphase und unter der Tanner Grauwacke die „marsische Phase“.

Der Auerbergporphyr leitet den subsequenten Vulkanismus ein. Dieser beginnt also in den Mansfelder Schichten. Er erlischt im Unterrotliegenden und hat Granitporphyre und Porphyrite zwischen Wernigerode und Ilfeld sowie Porphyr- und Melaphyrdecken zwischen Ilfeld und Lauterberg geliefert.

Das *rheinische Schiefergebirge* besteht größtenteils aus variskisch gefalteten Devonschiefern; ältere Gesteinsschichten treten besonders in den Ardennen auf. Für die Altersbestimmungen kann man außer Diskordanzen auch noch den Diabasvulkanismus heranziehen. Er beginnt im oberen Mitteldevon und erlischt im obersten Kulmschieferhorizont. Im jüngeren Kulm kommen Diabase nicht mehr vor. Daraus folgt aber, daß Faltsysteme, die von Diabasen durchsetzt werden, nicht jünger als oberes Unterkarbon sein können. Zu ähnlichen Resultaten kommt man bei einem Vergleich mit den im Siegerland verbreiteten Spateisensteingängen. Der Diabas durchschneidet diese Gänge und hat den Spateisenstein in Fe_3O_4 umgewandelt. Da nun die Gänge in der obersten Koblenzstufe entstanden sind, kann der Diabas nicht älter sein als Mitteldevon.

Aus diesen Tatbeständen ergibt sich für die Faltung ein bretonisches Alter. Im Bereich der bretonischen Faltung liegen vor allem die südlichen und mittleren Teile des rheinischen Schiefergebirges, also Taunus, Hunsrück, Eifel und Siegerland. Nördlich dieser Gebiete nimmt die Faltungsintensität ab, und außerdem erfolgte dort die tektonische Beanspruchung erst während der asturischen Phase.

Es ergibt sich damit die bemerkenswerte Sachlage, daß im Westen des Rhenoherynikums die bretonische und im Osten (Harz) die sudetische Faltungsphase vorherrscht. Dies deutet gleichsam auf einen Faltungsfortbau hin, eine Verlängerung der Falten im Laufe der Zeit.

Der Übergang von der einen zur anderen Faltungsphase vollzieht sich unter den Ablagerungen des Mesozoikums in West- und Mitteldeutschland.

Die bretonischen Westräume weisen eine sehr viel größere Mächtigkeit der geosynklinalen Sedimente auf als die sudetischen Osträume. Allein das Unterdevon im

Westen erreicht eine Mächtigkeit von 5000 bis 8000 m. Im Oberharz ist das ganze Devon nur noch 750 m mächtig. Die Ursache des Faltungsfortbaues ist die Beweglichkeit (Mobilität) des Geosynkinalraumes. Je tiefer die Geosynklinale abgesunken ist, desto mächtiger und faltbarer sind die Sedimente, die sie erfüllen. Deshalb ist der Westen faltbarer als der Osten. Er wird zuerst gefaltet und damit starr. Erst dann kommt der Osten an die Reihe, der in der sudetischen Phase als mobiles Gebiet übriggeblieben ist.

Die *subvariskische Zone* folgt im Norden auf die rhenohertzynische und bildet den Nordrand des variskischen Nordstammes. Die Grenze zum Rhenohertzynikum läßt sich linksrheinisch längs der Zentralzone der Ardennen und rechtsrheinisch von Elberfeld über den Arnberger Wald bis in die Gegend von Brilon ziehen. Die Verbindungslinie überquert südlich Köln den Rhein und verläuft schließlich entlang dem Nordrand des Siegerländer Blocks.

In dieser Zone liegt das Oberkarbon vom Namur bis zum Westfal ohne Diskordanz auf dem Kulm. Als variskische Faltungsphase kommt deshalb hier nur die „asturische Phase“ in Frage. Da die Randpartien dieser Geosynklinale relativ starr sind, kann man hier nicht von einem Faltungsfortbau sprechen, sondern von einem Faltungsanbau, das heißt von einem Wandern der Falten in eine spätere orogene Phase.

Das Oberkarbon der subvariskischen Region beherbergt die wichtigsten Steinkohlenreviere Europas. Aus Nordfrankreich und Belgien kommend, erreicht der Kohlen Gürtel den deutschen Boden in der Gegend von Aachen. Das rheinisch-westfälische Steinkohlenrevier, die Ruhrkohle, gehört dieser Zone an. Das Saargebiet ist eine Innensenke innerhalb des bretonischen Faltungsgebietes und gehört nicht in die subvariskische Region. Gegen

Osten verschwindet sie unter der mesozoischen Decke. Bei Hameln an der Weser wurde gefaltetes Oberkarbon (Westfalen) in 2000 m Tiefe erbohrt.

Die westliche Fortsetzung des subvariskischen Kohlen-gürtels weist nach England. Die Cornwallhalbinsel und eine schmale Zone nördlich des Bristolkanals besteht aus Faltungen der asturischen Phase. Auch Teile Südirlands gehören dem Varistikum an.

Von außerordentlich großer wirtschaftlicher und wissenschaftlicher Bedeutung ist die Frage nach einem etwaigen Zusammenhang zwischen dem rheinisch-westfälischen Steinkohlegebiet und dem polnisch-oberschlesischen Steinkohlenbecken im Osten. Dieses Becken liegt am Außenrand der ostsudetischen Moraviden zwischen den Ostsudeten, dem polnischen Mittelgebirge und den Karpaten und ist ebenfalls während der asturischen Phase gebildet worden. Trotz der gleichen Altersstellung besteht aber nach neuen Erkenntnissen keine direkte Verbindung mit dem rheinisch-westfälischen Steinkohlegebiet; denn das Oberkarbon im Westen ist in einer Vertiefung nördlich des variskischen Gebirges zur Ablagerung gekommen, während das oberschlesische Becken dem Südstamm der Variskiden angehört.

Mit der vorstehenden Gliederung haben wir gleichzeitig ein Bild von der variskischen Geosynklinale in Deutschland erhalten, wie es auch von G. STILLE¹⁾ gezeichnet worden ist.

Es ist daraus ersichtlich, daß der gesamte Untergrund Deutschlands im wesentlichen durch die variskische Gebirgsbildung geschaffen worden ist. Das Relief Deutschlands mit seinen Mittelgebirgen ist aber sehr viel jüngeren Datums. Die deutschen Mittelgebirge sind erst in der Tertiärzeit als Horste herausgehoben worden. Während

¹⁾ G. Stille: Das mitteleuropäische variskische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. Beitr. z. Jahrb. d. geol. Landesanstalten der Bundesrepublik Deutschlands, Heft 2, Hannover 1951.

aber die variskischen Falten gegen NO streichen, haben die Horste eine Streichrichtung gegen NW, die als herzynisch (Hercynia = Harzgebirge) bezeichnet wird und senkrecht auf der variskischen Streichrichtung steht.

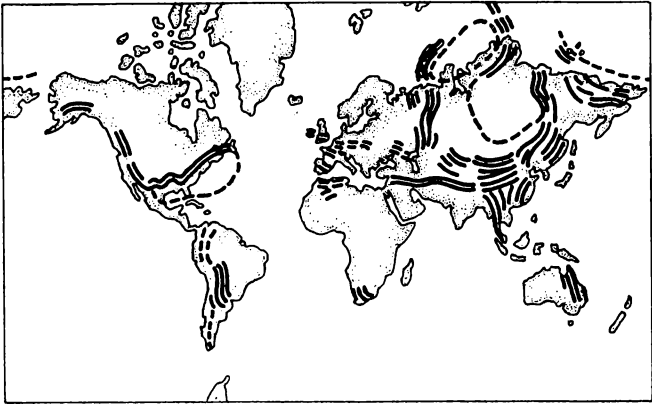


Abb. 25. Verbreitung der Variskiden auf der Erde

Die variskische Orogenese spielt auch *in den übrigen Teilen der Erde* eine große Rolle. So sind die Varisziden Mitteleuropas nur ein Teilstück eines ausgedehnten Orogens, das wahrscheinlich einmal als geschlossener Faltenring die ganze Erde umspannt hat. Es ist dies das sogenannte mediterrane¹⁾ variskische Orogen, das sich nicht nur von den Küsten des Atlantiks bis zu den Sundainseln verfolgen läßt, sondern darüber hinaus auch über den Atlantik bzw. Pazifik nach Mittelamerika. Im Westen Europas erstreckt sich das Orogen von England über Frankreich und Spanien zum Atlasgebirge in Nordafrika, und im Osten liegt es etwa zwischen dem Libanon und der Nordseite des Kaukasus. Auch in Asien spielen die

¹⁾ mediterran = mittelmeeerisch, mittelmeeerländisch.

Varisziden eine große Rolle. Außer den Anteilen am mediterranen Orogen beispielsweise im Himalaja und in Birma existieren auch variskische Faltenstücke im Norden, die sich vom Ural über Nowaja-Semlja zur Taimyrhalbinsel verfolgen lassen. Ferner ist die sibirische Tafel von einem Variszidenstamm umgeben. In Nord- bzw. Mittelamerika gehören die Appalachen und die Antillen zum mediterranen Orogen. Der kanadische Schild wird fast vollständig von variskischen Faltenzügen umgeben. Das im Westen liegende pazifische Orogen wird in Südamerika zum Teil fortgesetzt. Weiter gibt es Varisziden an der Ostküste Australiens und schließlich auch in der Antarktis.

Eine Sonderstellung nimmt Afrika ein. Dieser Kontinent hat sein heutiges Aussehen bereits im Vorkambrium erhalten, so daß er — abgesehen von der Atlasregion und vielleicht auch vom Kapgebirge im äußersten Süden Afrikas — nach dem Kambrium keine Geosynklinal- und Orogenstadien mehr erlebt hat.

Aus der Verbreitung der Varisziden auf der ganzen Erde geht hervor, daß die Faltungen während des Karbons von besonderer Bedeutung für die Gestaltung der Kontinente gewesen sind und daß vor allem im mitteleuropäischen Raum die variskische Gebirgsbildung die Entwicklung des geologischen Gesamtbildes entscheidend beeinflusst hat.

Obwohl in jener Zeit intensive Faltungsprozesse stattgefunden haben, kann das variskische Gebirge nicht als Hochgebirge bezeichnet werden. Seine Erhebungen wurden räumlich vielfach schon während ihrer Bildung abgetragen; dadurch trat bald eine Verebnung ein. Unter Schuttmassen des Rotliegenden und später unter marinen Ablagerungen der Zechsteinzeit und des Mesozoikums wurde das variskische Gebirge begraben. In diesen mächtigen Sedimenten entstanden dann wiederum Geosyn-

klinalen, die das Ausgangsstadium für neue orogenetische Vorgänge darstellten. Ein neuer orogener Zyklus bahnte sich an — es war die alpine Ära.

e) Die alpidische Gebirgsbildung (Tabelle II, Anhang)

Die alpine oder alpidische Ära nahm nach einer anorogenen¹⁾ Zeit im Mesozoikum gegen Ende der Trias ihren Anfang. Während der anorogenen Zeit bildete sich die Geosynklinale aus, und zwar begann sie mit der Ablagerung der oberpermischen Bellerophonkalke, also kurz vor Beginn der Trias, abzusinken. Mit dem Einsetzen der ersten gebirgsbildenden Vorgänge war das Geosynklinale aber noch nicht beendet, sondern diese Periode dauerte ungefähr 90 Jahrmillionen an, das heißt die maximale Tiefe wurde etwa im oberen Jura erreicht. Das oberjurassische Meer dürfte zu jener Zeit mehr als 2000 m

¹⁾ anorogene Zeit = Zeit ohne Bewegungen der Erdkruste.

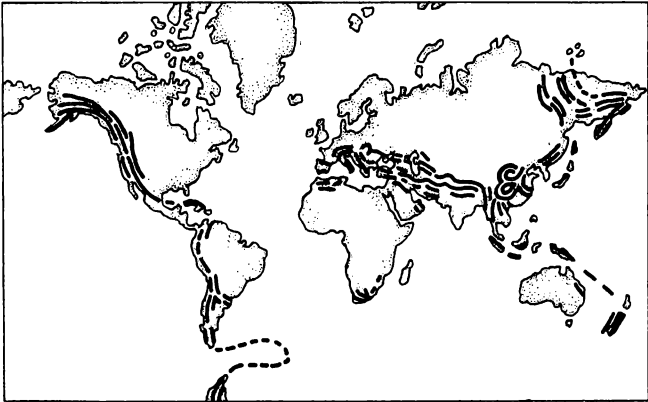


Abb. 26. Die alpidische Ära auf der Erde

tief gewesen sein; denn bei der Annahme einer mittleren Senkungsgeschwindigkeit der Sedimente von 25 m in einer Jahrillion ergibt sich ein Senkungsbetrag von 2250 m.

Die alpine Geosynklinale hat im mitteleuropäischen Raum gegenüber der variskischen eine beträchtliche Einengung erfahren. Am Ende des Paläozoikums erstreckte sich die variskische Geosynklinale von Südengland bis zum Südatlas in Afrika, also über eine Breite von rund 2000 km. Der alpinen Geosynklinale hingegen steht nur noch der Raum zwischen der böhmischen Masse und Sizilien zur Verfügung, so daß sich also die Breite etwa um die Hälfte verringert hat.

Die Gebirgsbildungen während der alpinen Ära weisen im mitteleuropäischen Raum verschiedenen Charakter auf, je nachdem, ob sie sich in bereits variskisch erstarrten oder in noch beweglichen, labilen Erdkrustenteilen ausgewirkt haben. In den variskisch verfestigten Teilen war ein Faltenbau nicht mehr möglich, sondern hier kam es zur Zerstörung der bereits vorliegenden Falten, zum Schollen- und Bruchfaltenbau. Variskisch konsolidiert wurde der Raum zwischen der böhmischen und der rheinischen Masse, so daß hier während der mesozoisch-känozoischen Gebirgsbildung Schollen, Brüche und Gräben entstanden (Saxonische Orogenese). Südlich davon, also hauptsächlich im Gebiet der Alpen, kam es zur Ausbildung von Decken und Falten (Alpidische Orogenese). So stehen sich im mitteleuropäischen Raum die *saxonische* und die *alpidische Gebirgsbildung* gegenüber, die beide gleichaltrig sind und sich tektonisch verschieden auswirken. Die Bruchfalten- und Blockgebirge werden von STILLE als germanotyp und die Decken- und Faltengebirge als alpinotyp bezeichnet. So ist der mitteleuropäische Raum entweder germanotyp oder alpinotyp geformt worden, und durch die alpidisch-saxonische Gebirgs-

bildung haben sowohl die verschiedenen Mittelgebirge als auch die Alpen ihr heutiges Aussehen erhalten.

Das wichtigste Ereignis während der alpinen Ära ist die Entstehung der Alpen. In ihnen haben wir gleichzeitig ein klassisches Gebiet zum Studium der Gebirgsbildungen vor uns.

Die alpine Gebirgsbildung vollzog sich in *drei Akten*: Der erste Akt ist die vorgosauische Gebirgsphase zwischen oberer und unterer Kreide, die als *austrische Phase* bezeichnet wird und etwa ein Alter von 95 Jahrmillionen besitzt. Zu dieser Zeit verschwindet das Kalkalpenmeer, und an seine Stelle tritt das sogenannte Flyschmeer¹⁾, das dem aufsteigenden Gebirge vorgelagert ist und fossilarme Sandsteine, Tonschiefer und Konglomerate abgelagert hat.

Der zweite Akt fällt in das mittlere Oligozän mit der *helvetischen Phase*, die rund 40 Jahrmillionen alt ist. Die Alpen werden noch stärker herausgehoben, das Flyschmeer verschwindet ebenfalls, und zum nördlichen Randmeer wird das sogenannte Molassemeer¹⁾, das eine tertiäre Schichtenserie mit größtenteils groben Schuttablagerungen enthält.

Der letzte Akt erfolgt im jüngeren Tertiär zwischen Miozän und Pliozän mit der *attischen Phase* als Höhepunkt. Dies war ungefähr vor 15 Jahrmillionen. Die Alpen werden zum Hochgebirge, dessen Gipfel in die Gletscherregion hineinragen und Höhen bis zu 5000 m erreichen. Die Heraushebung der Alpen hat sich also zwischen der austrischen und attischen Phase vollzogen; damit kann für die Entstehungsgeschichte dieses mitteleuropäischen Hochgebirges ein Zeitraum von etwa 80 Jahrmillionen angesetzt werden.

Mit dem *Bau der Alpen* haben sich zahlreiche Forscher beschäftigt. Heute wissen wir, daß in diesem Gebirge zahlreiche, ausgedehnte Gesteinsdecken vorhanden sind,

¹⁾ Vgl. Anm. S. 69.

die übereinanderliegen, überschoben oder unterfahren sind. Bereits in den Jahren 1884 und 1906 wurde von M. BERTRAND bzw. H. SCHARDT die Hypothese vom *Deckenbau der Alpen* aufgestellt, die seitdem durch viele Untersuchungen im wesentlichen bestätigt worden ist. Immer mehr reifte die Erkenntnis heran, daß das, was einst nebeneinanderlag, wie die Ablagerungen des Kalkalpen-, Flysch- und Molassemeeres, jetzt zum Teil übereinandergeschoben ist. Heute wird das Vorhandensein ausgedehnter Decken im Gebiet der Alpen auch nicht mehr geleugnet. Verschiedene Auffassungen gibt es aber noch über die Ausdehnungen und über den Bewegungsmechanismus der Decken.

Die Überschiebungen bzw. Unterfahrungen der einzelnen Decken stehen mit den gebirgsbildenden Vorgängen in ursächlichem Zusammenhang, so daß mit den wichtigsten Faltungsphasen auch Deckenverschiebungen größeren Ausmaßes eingetreten sind. So wird in der helvetischen Phase längs des Nordrandes der Alpen die *Flyschzone* auf die helvetische Zone überschoben, und an der Grenze Miozän-Pliozän wandern die alpinen Decken über die *Molasse*.

Die Deckentheorie liefert auch eine Erklärung für den schroffen Gegensatz zwischen West- und Ostalpen. Auch hier hat eine Überschiebung großen Ausmaßes stattgefunden. Im mittleren Oligozän wurden die Westalpen von Osten her von den Ostalpen überschoben, und zwar ebenfalls während der helvetischen Phase. Am eindrucksvollsten sieht man diese Überschiebung bei Brunnen am Vierwaldstätter See, wo an den Mythen ostalpine Trias und Jura als Klippen auf dem Flysch liegen. Wollen wir uns einen Gesamtüberblick über den Bau des alpinen Orogens verschaffen, so gilt ganz allgemein, daß dieses Orogen aus einem relativ starren Mittelblock, dem Zwischengebirge, und aus zwei Randstämmen, dem Nord-

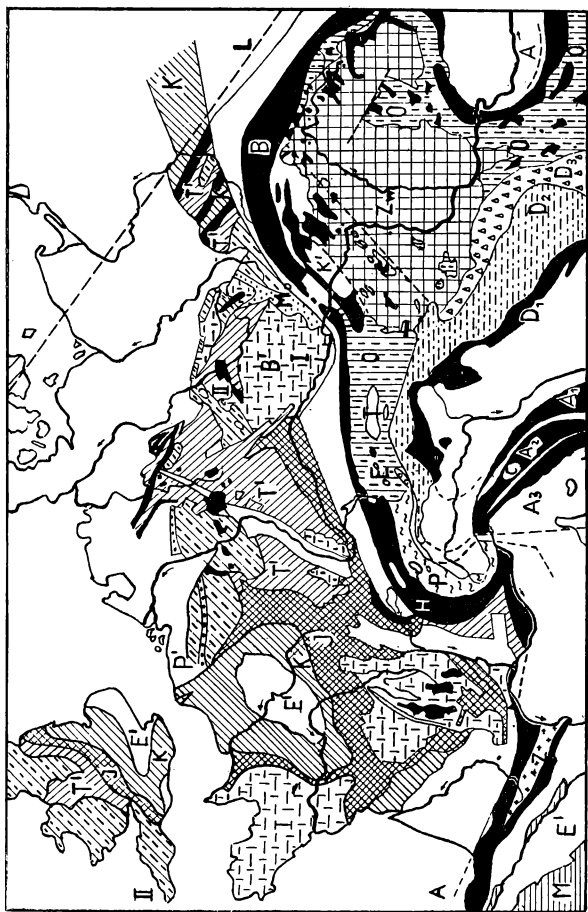


Abb. 27. Alpidische Ära in Mitteleuropa nach Kober. Alpines Orogen: *H* = Helvetiden; *P* = Penniden; *O* = Ostalpin; *E* = Eogadiner Fenster; *T* = Tauernfenster; *C* = Carrarafenster; *K'* = Karpatisches System; *B* = Flyschzone der Karpaten; *D*₁–*D*₃ = Dinariden; *A*₁ = Außenzone des Apennin; *A*₂ = Toskaniden; *A*₃ = Liguriden; *Zw* = Zwischenbucht; *J* = Jura; *K* = Kreide; *E'* = tertiäre Becken. *L* = Grenzlinie zur Russischen Tafel. Die schwarzen Bogen stellen die Außenzone des alpinen Orogens dar. Tertiärer Vulkanismus ebenfalls schwarz

und Südstamm, besteht. Es ist also meist zweiseitig. Das Zwischengebirge, auch Interniden genannt, kann bis auf eine schmale Narbenzone zusammenschrumpfen. Die Baueinheiten der Stämme sind mächtige Decken, die zonal nach KOBER in *Externiden*, *Metamorphiden* und *Zentraliden* gegliedert werden. In der mittleren Zone treten die Metamorphiden auf; es sind durchweg metamorphe Gesteine.

Der *Nordstamm* des alpinen Orogens umfaßt die Alpeniden, die Alpen im engeren Sinne. Sie streichen an ihrem Westrande in das Mittelmeer aus. Ihre Fortsetzung wird über die Balearen zur Sierra Nevada in Südspanien gesucht. Im Osten schließen an die Alpeniden die Karpatiden und Balkaniden an. Der Karpatenbogen umschließt dabei das Zwischenland der ungarischen Tiefebene. Die Pyrenäen im Westen und der Kaukasus im Osten werden als Nebenäste des Nordstammes aufgefaßt.

Der *Südstamm* besteht aus dem Atlas, dem Apennin, den Dinariden¹⁾, Helleniden²⁾ und Tauriden³⁾.

Das Vorland nördlich bzw. südlich der Stämme enthält jeweils Flysch- und Molassezonen. Dabei ist der Nordstamm auf das Vorland gegen Norden geneigt und der Südstamm auf das Vorland gegen Süden.

Zwischen den großen Stämmen breitet sich das *Zwischengebirge* oder Zwischenland aus. Stellenweise nähern sich die Bogen beider Stämme soweit, daß sie miteinander verschmelzen. Dann entsteht eine Schweißnaht, die die entgegengesetzt geneigten Anteile trennt. Eine derartige Trennungslinie finden wir zwischen den Zentral- und den Südalpen, und zwar entlang der Linie Ivrea, Addatal, Tonalepaß, Meran, Brixen, Drau- und Gailtal, Eisen-

¹⁾ Dinariden = dinarische Alpen, dinarische Gebirge.

²⁾ Die Helleniden schließen bei Skutari an der albanischen Grenze an die Dinariden an und verbinden Bosnien über Griechenland mit Kleinasien (Hellas = Griechenland).

³⁾ Die Tauriden bilden die Fortsetzung der Helleniden östlich Kreta über das Taurusgebirge in Kleinasien.

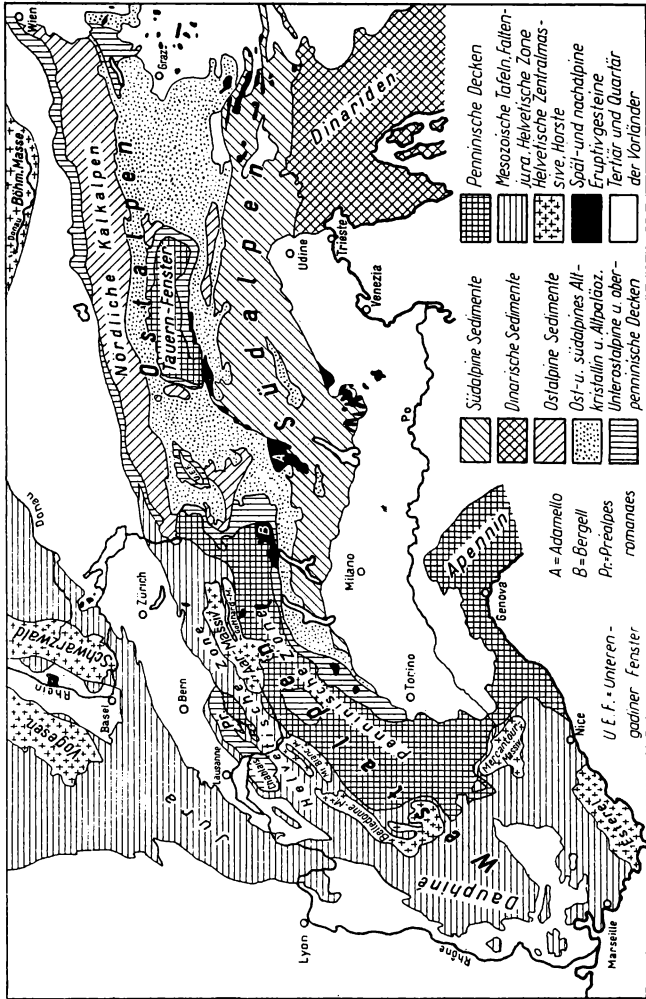


Abb. 28. Tektonische Übersichtskarte der Alpen (nach CADISCH)

kappel. Gegen Osten folgt sie der Ostküste der Adria, zieht durch Albanien und Griechenland und schließt sich dann im Bogen über Kreta an Kleinasien an. Im Westen folgt der Apennin, der weiter über Sizilien in den nordafrikanischen Atlas einmündet. Korsika und Sardinien bilden ähnlich wie die Ungarische Tiefebene eine Zwischengebirgsmasse. Betrachten wir die Alpen regionaltektonisch, so werden im allgemeinen die West-, Ost¹ und Südalpen ausgeschieden.

Obwohl besonders in den West- und Ostalpen die Deckentektonik vorherrscht, gibt es in den Westalpen doch einige autochthone¹⁾ Zentralmassive, das heißt Gesteinsmassen, die ihren ursprünglichen Bildungsraum nicht verlassen haben. Zu diesen bereits variskisch angelegten Massiven gehören: das Aar- und Gotthardmassiv sowie das Mont-Blanc-, Aiguilles-rouges-, Belle-donne-, Pelvoux- und Mercantour-Massiv. In den Ostalpen gibt es derartige Massive nicht. Die wichtigsten Deckensysteme in den Westalpen sind die helvetischen²⁾ und die penninischen³⁾ Decken. Die Helvetiden gehören zu den Externiden, also zu den Decken am Außenrand des Orogens. Sie enthalten Sedimente des Mesozoikums, besonders Jura- und Oberkreideschichten. Die Decken sind gegen Norden bewegt worden und liegen heute nördlich der Zentralmassive. Der ehemalige Sedimentationsraum und damit die Wurzelzone der helvetischen Decken ist südlich des Aar-Gotthardmassivs zu suchen. Im Norden werden die Helvetiden von der Flyschzone überdeckt und im Osten an der Grenze von West- und Ostalpen vom ostalpinen Deckensystem.

Die Innenzone der Westalpen wird von den penninischen Decken gebildet. Sie gehören zu den Metamor-

¹⁾ gr. *autós* = derselbe, *chthon* = Erde; *autochthon* = bodenständig, am Bildungsort befindlich.

²⁾ Helvetische Decken in der Schweiz (Helvetia).

³⁾ Penninische Alpen = Walliser Alpen.

phiden, die sich auf etwa 1000 km von Korsika durch die West- und Ostalpen verfolgen lassen. Das sogenannte Penninikum besteht aus Gneisen, Schiefeln, Phylliten und Marmoren, also sämtlich aus metamorphen Gesteinen, die teils vorkarbonisches Alter haben, teils aus Trias- und Juraschichten stammen. Die penninischen Decken wurden durch die Gebirgsbildung in die Tiefe gepreßt und auf diese Weise umgewandelt. KOBER berechnet die Tiefenlage des tiefsten Penninikums mit 15 km; dort ist eine Region erreicht, in der die Zustandsbedingungen der Epi- und Mesozone herrschen. In das Penninikum eingeschaltet sind oft mächtige basische Eruptivgesteinsmassen, wie Grünschiefer, Serpentine, Gabbros und Peridotite. Sie stellen ein Stück Tiefentektonik dar und umfassen auch die Wurzelregionen der Decken.

Die penninische Zone ist im Süden von Decken des Unterostalpins überschoben. Nur in einigen Lücken kommen die Westalpen noch zum Vorschein, und zwar im Engadiner Fenster und im Tauernfenster. Im Engadiner Fenster werden Phyllite und Kalkphyllite der Bündener Schiefer von ostalpinen Orthogneisen umrahmt, während beim Tauernfenster tiefere Zentralgneise durch eine jüngere Schieferhülle zutage treten.

Den Westalpen gegen Westen und Norden randlich vorgelagert ist die tertiäre schweizer Molasse, die sich in eine ältere Meeressmolasse und eine jüngere Süßwassermolasse gliedert. Die erstere gehört dem unteren und mittleren Oligozän, die letztere dem Miozän (Sarmatstufe) an.

Das gesamte voralpine Molassebecken liegt zwischen dem Schweizer Jura, der Schwäbischen und Fränkischen Alb sowie der Böhmisohen Masse im Norden und dem Alpen-Karpatenzug im Süden bzw. Südosten. Ausgefüllt ist der Molassetrog mit Gesteinsmaterial, das vorwiegend aus dem alpinen Raum stammt; dabei treten Mächtig-

keiten von maximal 6000 bis 8000 m auf. Die Sedimentation des Beckens war etwa bis zum Ende des Miozäns abgeschlossen. Die zur gleichen Zeit herrschenden Faltungen hatten ihren Höhepunkt im Altpliozän. Die Tektonik ist im Molassegebiet nicht einheitlich. So ist in der schweizer Molasse der innere Rand des Troges im Osten gut erkennbar, während in der Westschweiz die Grenze unter überschobenen alpinen Decken liegt. Die helvetische und ostalpine Decke ist über die Molasse hinweggewandert.

Die Ostalpen werden fast ganz aus dem ostalpinen Deckensystem gebildet. Die Decken erstrecken sich vom Rheintal bis an die ungarische Tiefebene und werden nur vom Engadiner- und vom Tauernfenster unterbrochen. Sie werden auch als „Austriden“¹⁾ bezeichnet und gliedern sich in Kalkalpenzone, Grauwackenzone und Zentralzone. Zur Zeit der älteren Oberkreide wurden die Decken der jetzigen nördlichen Kalkalpen über das zentralalpine Gebiet hinweg bewegt. Dabei fanden Überschiebungen von Süden nach Norden statt, die sich teilweise über 100 km erstrecken. Die zum Teil auskeilenden bzw. sich verzahnenden Decken sind vorwiegend aus mächtigen triassischen Kalken und Dolomiten aufgebaut. Zu den hochalpinen Decken im östlichen Teil der nördlichen Kalkalpen gehören beispielsweise die Dachsteindecke und die Hallstätter Decke. In der Dachsteindecke erreicht die Trias stellenweise eine Mächtigkeit von 1200 m. Diese hohen Mächtigkeiten wurden durch die Sedimentation in der Tiroler Deckenmulde ermöglicht. Innerhalb der Hallstätter Decke ist auch das Salzgebirge eingelagert, das im Salzkammergut in der Gegend von Salzburg und Berchtesgaden die bekannten Salzlagerstätten enthält.

Die zwischen den Kalkalpen und den Zentralalpen liegende Grauwackenzone hat ihre tektonischen Grund-

¹⁾ lat. Austria = Österreich.

züge bereits während der variskischen Gebirgsbildung erhalten. Am Aufbau dieser Zone sind hauptsächlich paläozoische Sedimente von Silur bis Perm beteiligt, insbesondere Kalke, Dolomite, Tonschiefer und Grauwacken. Die Grauwackenzone erstreckt sich etwa von Schwaz im Inntal bis Gloggnitz bei Wien und liegt am Nordrande unter den Kalkalpen.

Die zentralalpine Zone hat ihre größte Verbreitung im West- und Ostteil der Ostalpen. In der Umgebung des Tauernfensters ist die Zone nur schmal ausgebildet. Die Zentralalpen sind sehr verschiedenartig zusammengesetzt, hauptsächlich aus paläozoischen Sedimenten und kristallinen Gesteinen, während Mesozoikum nur untergeordnet vorkommt. Typischen Deckenbau erkennt man in der Silvretta-, Öztaler- und Steinacher Decke.

Die tektonische Stellung der Südalpen ist wohl noch nicht restlos geklärt. Teils rechnet man sie noch zu den Alpen, teils faßt man sie als Dinariden auf. Tatsächlich gibt es zwischen den südöstlichen Südalpen und den Dinariden Ähnlichkeiten in tektonischer Hinsicht, aber die mit den Nordalpen gemeinsamen Merkmale lassen doch die Einheitlichkeit des alpinen Orogens erkennen. Die Bezeichnung Dinariden ist nur auf den südöstlichen Gebirgsstrang östlich der Adria zu beschränken. Die Übereinstimmungen zwischen Nord- und Südalpen beziehen sich auf den stratigraphisch-faziellen Aufbau, besonders auf die mächtigen mesozoischen Sedimente. Ausgedehnte Deckenüberschiebungen haben allerdings bei den Südalpen nicht stattgefunden; es handelt sich hier nur um kürzere, meist gegen Süden gerichtete Aufschiebungen.

Die Nordgrenze der Südalpen von Ivrona über den Tonalepaß zum Gailtal in Richtung OSO hat etwa eine Länge von 500 km. Drei wichtige Bauelemente der Südalpen sind zu nennen, die südliche Grauwackenzone, die Südtiroler Dolomiten und die Bozener Quarzporphy-

masse. Am bekanntesten sind die Dolomiten, die im wesentlichen aus Korallenriffen des untertriassischen Schlern-Dolomits aufgebaut sind. Unter den Dolomiten liegt altpaläozoisches bzw. präkambrisches Grundgebirge, und im Raum Meran-Bozen-Trient breitet sich auf diesem kristallinen Grundgebirge die bis über 2000 m mächtige Quarzporphyrmasse aus. Sie hat im Varistikum ihre Ortsstellung erfahren.

Zur Zeit der oberladinischen Stufe sind Augitporphyrite und Melaphyre emporgedrungen. Die Granite und Syenite von Predazzo und Monzoni sind jungalpin.

Schließlich treten im Grenzgebiet zwischen Ost- und Südalpen noch einige jüngere Granite bzw. Tonalite auf, die jünger als die ostalpin-penninischen Deckenbewegungen sind; es gehören dazu das Bergeller-, Adamello-, Iffinger-, Brixener- und Riesenferner-Massiv.

f) Die saxonische Gebirgsbildung

Der durch die variskische Gebirgsbildung konsolidierte Untergrund Deutschlands reagierte auf die saxonische Gebirgsbildung nicht mehr mit Faltung, sondern mit *Bruch*. Die saxonische Gebirgsbildung begann im oberen Jura und dauerte bis in das Pliozän. Die variskischen Falten waren weitgehend eingeebnet, und durch orogentische Vorgänge kam es zur Ausbildung von Brüchen, Gräben und Schollen. Zerrungs- und Pressungskräfte bestimmen die tektonischen Strukturen. Nach LOTZE werden 5 Typen unterschieden:

1. Zerrungsformen, z. B. Göttinger Leinetalgraben;
2. gepreßte Zerrungsformen, z. B. Gräben in Niedersachsen;
3. Pressungsformen, z. B. Sättel im nördlichen Harzvorland wie Hildesheimer Waldsattel, Salzgitterer Sattel;

4. gezerzte Pressungsformen, z. B. Gräben in Süddeutschland;
5. Salzstöcke.

Ein Beispiel einer sehr markanten Zerrungsstruktur im saxonischen Raum Mitteleuropas stellt die sogenannte Mittelmeer-Mjösenzone¹⁾ dar, die eine Länge von rund 2000 km hat und als Reißzone bereits in jungalgonkischer Zeit angelegt worden ist. Teilstücke dieser ausgedehnten Zone, die von der Rhônemündung bis Oslo reicht, sind der Oberrheintalgraben und die Gräben der Wetterausenke, Niederhessens und des Leinetales. Das Aufreißen

¹⁾ Mjösen, Mjøsa, der größte See Norwegens, nördlich von Oslo.

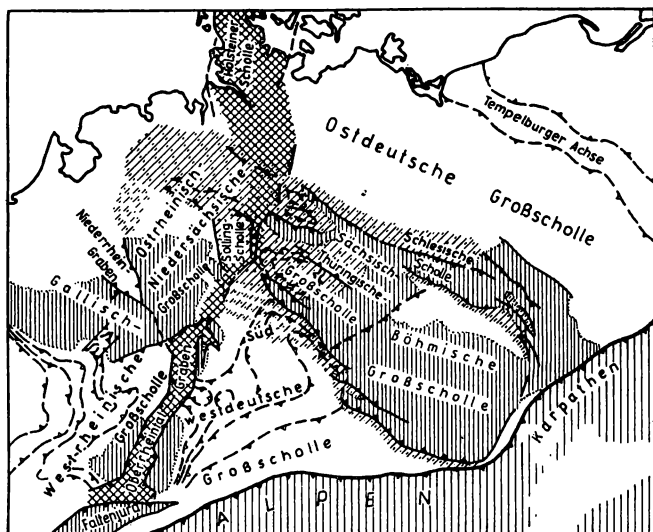


Abb. 29. Saxonisch entstandene Großschollen des mitteleuropäischen Raumes nach W. CARLÉ (1950). — Kreuzschraffierte Zone = rheinischer Dehnungsstreifen/Mittelmeer-Mjösenzone

des Rheintalgrabens begann im unteren Oligozän. Die Grabenzone trägt zwei tertiäre Vulkanruinen, den Kaiserstuhl im Süden und den Vogelsberg in Hessen.

Die Salzstöcke sind auf Nordsaxonien beschränkt. Sie werden vor allem dort angetroffen, wo Schwächezonen im Deckgebirge vorhanden waren. Heute sind in Norddeutschland über 200 Salzstöcke bekannt.

Für die Sattelbildungen im nördlichen Harzvorland war besonders die subherzyne Gebirgsbildung mit der Ilseder und Wernigeröder Phase von Wichtigkeit. Für die Heraushebung der mitteleuropäischen Mittelgebirge zu ihrer jetzigen Form sind erst die jüngeren tertiär-diluvialen Gebirgsbildungsphasen verantwortlich zu machen. In verhältnismäßig junger geologischer Zeit wurden die Horste emporgehoben, der Schwarzwald, der Thüringer Wald, das Erzgebirge, das Rheinische Schiefergebirge und der Harz.

4. Die Gebirgsbildung vom Standpunkt des Mobilismus

Das bisher vom Standpunkt des Fixismus entworfene Bild der Gebirgsbildungen basiert auf der Annahme, daß die Erdkruste mit dem Untergrund fest verbunden ist.

Die Vertreter des Mobilismus nehmen dagegen an, daß das Sial der Kontinente auf dem Sima des Untergrundes schwimmt und das Sima seitlich verdrängen kann; daraus werden mögliche Verschiebungen der Sialschollen auf dem Sima abgeleitet. Die *Theorie der Kontinentverschiebungen* von Alfred WEGENER trägt diesen Vorstellungen Rechnung. Die Kontinente hätten demnach ursprünglich eine zusammenhängende Masse gebildet und im Lauf der Erdgeschichte ihre relative Lage verändert.

Tatsächlich lassen sich die Kontinente wie die Steine eines Mosaiks fast lückenlos zusammenfügen. Die jetzige

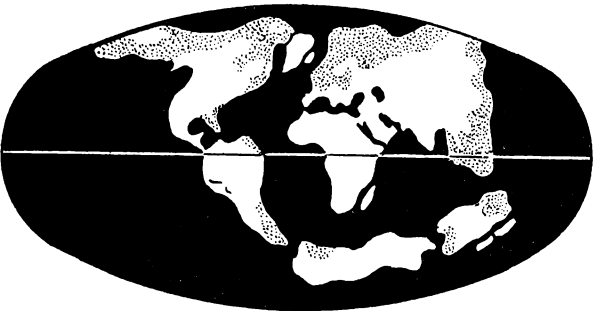
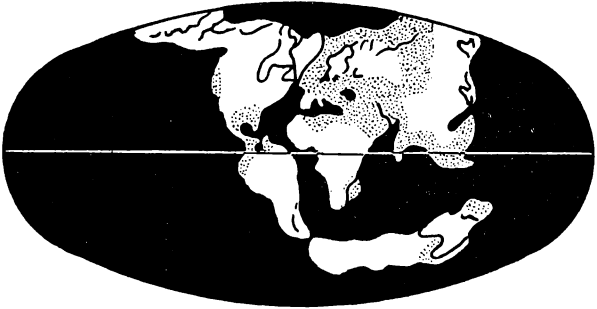
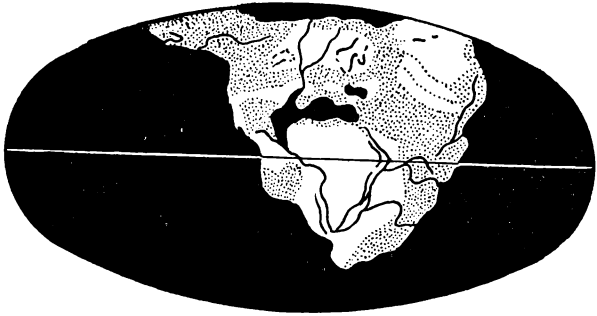


Abb. 30. Drift der Kontinente nach WEGENER

südamerikanische Ostküste stimmt etwa mit den Konturen der afrikanischen Westküste überein, Grönland füllt die Lücke zwischen Nordamerika und Europa aus, und Indien, Afrika und Australien schließen ebenfalls aneinander an. Nach WEGENER sind die Kontinente wie Eisberge auseinandergedriftet.

Aber nicht nur die Umrisse stimmen überein, sondern auch die Gebirgszüge, die heute gegen den Ozean blind enden, finden auf der gegenüberliegenden Ozeanseite ihre Fortsetzung. Ähnliches gilt für die permische Inlandeisbedeckung in Natal, Südafrika, auf Madagaskar, in der Südhälfte von Australien und auf Tasmanien, deren weit auseinanderliegende Gebiete sich in einer südlichen Eiskalotte vereinigen lassen. Die WEGENERSche Theorie würde auch hierfür eine einfache Erklärung geben können.

Nach WEGENER begann die Drift der Kontinente im Mesozoikum. Bis dahin bildeten die Erdteile eine zusammenhängende Masse. Südamerika und Afrika wurden in der Kreidezeit voneinander getrennt, während zu Beginn der Jurazeit diese Kontinente zusammen mit Vorderindien, Australien und der Antarktis noch ein einheitliches Kontinentalgebiet bildeten. Die Trennung von Grönland und Nordeuropa fand erst im Tertiär statt.

Die Kontinentalverschiebung — SALOMON nennt sie „Epeirophorese“¹⁾ — wird von WEGENER durch zahlreiche Argumente aus der Biogeographie und Klimatologie belegt. Eine wichtige Voraussetzung für die Verschiebungstheorie ist die *Isostasie*²⁾, das heißt der Gleichgewichtszustand zwischen den leichteren Kontinentalblöcken (Sial) und der schwereren Unterlage (Sima). Die Lehre von der Isostasie besagt, daß von einem bestimmten Niveau an in einer Minimaltiefe über jeder Niveaufläche gleich große Massen liegen. Die Gebirge

¹⁾ gr. *épeiros* = Festland; Epeirophorese = horizontale Bewegung der Kontinente.

²⁾ gr. *isos* = gleich; *stasis* = Lage, Stellung.

stellen also keinen Massenüberschuß und die Ozeanböden kein Massendefizit dar. Es findet ein Ausgleich statt. Über den möglichen Massenausgleich gibt es verschiedene Anschauungen.

Die AIRYSche Isostasievorstellung beruht auf der Annahme, daß die Kontinente wie Eisberge auf dem schwereren Sima schwimmen; dabei tauchen die Gebirge tief hinein, während die Ozeanböden nur einen geringen Tiefgang haben.

Die Hypothese von PRATT besagt, daß die Gebirge beim Aufsteigen spezifisch leichter werden, die Gebirge also eine geringere und die Ozeanböden eine größere Dichte als die Erdoberfläche im Gesamtdurchschnitt aufweisen.

Als Ausgleichsfläche wird die 120-km-Grenze angegeben. In dieser Tiefe sollen alle Unterschiede der Dichte und der Topographie der oberen Schichten kompensiert sein.

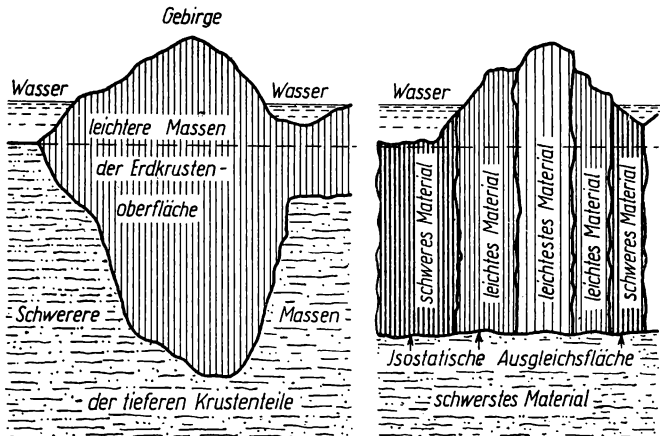


Abb. 31. Isostasie, links nach AIRY, rechts nach PRATT (schematisch nach GUTENBERG)

GUTENBERG hält beide Hypothesen für möglich und kommt zu dem Ergebnis, daß bereits in 40 km Tiefe Dichteunterschiede ausgeglichen sein könnten, in einer Tiefe, die nicht allzuweit von der Schmelzzone entfernt liegt.

Der sowjetische Forscher D. A. PANOW ist der Meinung, daß die Erdkruste ursprünglich homogen gewesen sei und erst im Laufe der Entwicklung eine unterschiedliche Zusammensetzung und Struktur erworben habe. Auch der sowjetische Geologe W. W. BELOUSSOW kam zu ähnlichen Auffassungen.

Im allgemeinen hat sich die AIRYSche Hypothese durchgesetzt, da sie unseren geologischen Vorstellungen am besten entspricht. Eine Verbindung mit der Vorstellung von PRATT erscheint aber immer dann angebracht, wenn in größeren Tiefen das thermische Gleichgewicht erreicht ist.

Obwohl die AIRYSche Voraussetzung als Grundlage für den Mobilismus und damit auch für die WEGENERSche Kontinentalverschiebungstheorie anzusehen ist, muß diese Theorie doch in verschiedenen Punkten abgelehnt werden. Besonders steht sie zum Teil mit geologischen Tatsachen im Widerspruch.

Beginnend mit dem Ausgangspunkt des AIRYSchen Isostasieprinzips muß gefragt werden, ob der Vergleich des aus Sial bestehenden Kontinents mit einem Eisberg überhaupt zulässig ist. Der Eisberg steht mit dem Meerwasser nicht im thermischen Gleichgewicht, er schmilzt langsam. Das Sial dagegen besitzt einen Schmelzpunkt, der über 100° tiefer liegt als der des Simas. Beim Eintauchen in das Sima würde also das Sial augenblicklich schmelzen und als Dauerzustand der PRATTSche Isostasieausgleich erreicht werden. Damit wäre aber kein Angriffspunkt für seitliche Verschiebungen oder magmatische Unterströmungen gegeben.

Die gegen Westen driftenden amerikanischen Kontinente stauen sich an dem Widerstand des starren pazifischen Ozeanbodens zu Randgebirgen auf. In Nordamerika ist die Gebirgsbildung im jüngsten Jura erfolgt, während in Südamerika die Andenfaltung erst mit der subherzynischen Phase begann und etwa bis zur savischen Phase andauerte. Eigentlich sollte es umgekehrt sein und die Drift unter dem Äquator ihr Endziel eher erreichen als unter höheren Breiten.

Die Drifttheorie trägt auch nicht dem periodischen Wechsel orogener und anorogener Zeiten Rechnung, stützt sich überhaupt nur auf die jüngste Erdgeschichte und läßt die lange vormesozoische Zeit unberücksichtigt.

Zahllose Echolotungen lehren, daß die Ozeanböden durchaus nicht eben, sondern wie die Landoberfläche reich gegliedert sind. Erhebungen wie die atlantische Schwelle sind aber mit der Drifttheorie schwer vereinbar. Dies gilt ganz besonders für den St. Paulsfelsen auf der atlantischen Schwelle, der sich etwa in der Mitte zwischen Südamerika und Südafrika befindet und die Meeresoberfläche um 60 m überragt. Der St. Paulsfelsen, der aus einem olivinreichen Eruptivgestein besteht, stellt das Produkt einer Schlotdifferentiation dar, die in einem sehr tiefen Niveau eines aufsteigenden Magmas stattgefunden hat. Es ist das gleiche Magma, das in einem höheren Niveau die diamantführenden Kimberlite und noch höher Nephelinbasalte oder Melilithbasalte geliefert hat. Derartige Magmen sind in Südafrika und Brasilien an der Wende von der Kreide zum Tertiär emporgedrungen. Der nach Westen driftende südamerikanische Kontinent hätte den St. Paulsfelsen überfahren müssen!

So gibt es also eine Reihe von Bedenken gegen die WEGENERSche Theorie, und wenn man das Für und Wider abwägt, so neigt sich das Zünglein der Waage doch zur Seite des klassischen Fixismus.

V. DIE ZUSAMMENHÄNGE ZWISCHEN VULKANISMUS, PLUTONISMUS, ERDBEBEN UND GEBIRGSBILDUNGEN

Das uns zur Verfügung stehende Tatsachenmaterial läßt keinen Zweifel darüber aufkommen, daß zwischen dem Magmatismus und den Gebirgsbildungen Zusammenhänge bestehen. Es ist aber nicht ganz einfach, *Ursache und Wirkung* auseinanderzuhalten, das heißt, es ist noch ungeklärt, ob der Magmatismus die Ursache der Gebirgsbildung ist oder ob umgekehrt die Gebirgsbildung den Magmatismus ausgelöst hat.

In der Geschichte der Geologie gibt es eine Reihe von Hypothesen bzw. Theorien über diesen Fragenkomplex, die teils verworfen wurden, aber teilweise auch heute noch diskutiert werden. Ende des 18. Jahrhunderts bildete die Theorie der *Erhebungskrater* von L. VON BUCH die herrschende Lehrmeinung. Danach sollten durch aufsteigende, schmelzflüssige Magmen die darüberliegenden Schichten gehoben, gefaltet und zerbrochen werden.

Später schrieb Alphons STÜBEL (1835—1901) dem Magma eine vorübergehende Ausdehnung vor der Erstarrung zu; dadurch sollte diejenige Kraft ausgelöst werden, die zur selbständigen Befreiung des Magmas führt. Diese hypothetische Ausdehnung konnte durch Experimente nicht bestätigt werden. Selbst wenn man in der Entgasung eines Magmas die Kräfte erblicken wollte, die ein Magma befreien könnten, so ist schwer einzusehen, daß dieser Gasdruck imstande wäre, Gesteinsschichten von etwa 60 km Mächtigkeit zu überwinden oder auch nur eine Aufwölbung zu bewirken.

Auch AMPFERER forderte 1906 die aktive Mitwirkung des Magmas bei der Entstehung der Gebirgsbildungen. In seiner *Unterströmungstheorie* nahm er als Ursache der

Gebirgsbildung jene Bewegungen des Magmas an, die sich in der Schmelzzone abspielen, wenn Teile der Erdkruste in die Magmenzone absinken und gewissermaßen verschluckt werden.

In VAN BEMMELENS *Undationstheorie*¹⁾ werden Gebirgsvorgänge durch Differentiationsvorgänge im Magma erklärt.

Die *Differentiation* der Materie steht auch im Mittelpunkt der Anschauungen des sowjetischen Forschers BELOUSSOW. Er nimmt eine Differentiation an, die sich in den verschiedenen Stockwerken der Erdkugel mit unterschiedlicher Intensität auswirkt. In den oberen Etagen geht die Differentiation schneller vor sich, und die tektonische Aktivität wird dort bald erlahmen. Der Schauplatz der tektonischen Bewegungen wird dann weiter zur Tiefe verlagert. Die Differenzierungsprozesse selbst haben ihre Ursache in dem Streben nach einem isostatischen Gleichgewicht, das ständig durch Dichteveränderungen der Materie gestört wird. Örtliche Undationen können mit dieser Theorie durchaus in Einklang gebracht werden, doch bleibt es ungeklärt, auf welche Ursachen die in verschiedenen Teilen der Erdkruste zu gleicher Zeit aufgetretenen tektonischen Umwälzungen zurückzuführen sind.

Einige Forscher wie JOLY, HOLMES und KIRSCH sehen die Ursachen für die Gebirgsbildung in der *radioaktiven Wärmeproduktion* der Erde. Sie nehmen an, daß durch den radioaktiven Zerfall soviel Wärme erzeugt wird, daß die erstarrte Erdkruste gleichsam von unten her aufgeheizt und die Erstarrung verzögert wird. Sicherlich werden die radioaktiven Stoffe in der Erde eine große Rolle spielen, doch dürften die Energieberechnungen noch mit allerlei Unsicherheitsfaktoren behaftet sein.

¹⁾ lat. unda = Welle; Undationen sind nach STILLE weitspannige Aufbiegungen und Einwölbungen.

Einen breiten Raum nimmt die *Kontraktionstheorie* ein. Zu den Verfechtern dieser Theorie gehören DANA, E. DE BEAUMONT, Ed. SUESS, STILLE und KOBER. Die Kontraktion der Erdkruste steht im Zusammenhang mit der Abkühlung der Erde. Die dauernde Wärmeabgabe an den Weltenraum führt zur Schrumpfung der Erdkruste; dadurch setzt sich ein Zug nach unten in tangentialen Druck um und ruft tektonische Veränderungen hervor. Viele geologische Tatsachen lassen sich so erklären, doch selbst die wichtigste Voraussetzung ist noch nicht einmal sicher; denn mit Bestimmtheit vermögen wir nicht zu sagen, ob sich die Erde tatsächlich abkühlt.

Eine von anderen Voraussetzungen ausgehende Kontraktionshypothese vertritt in neuerer Zeit der sowjetische Forscher KROPOTKIN. Er sieht nicht in der Abkühlung der Erde die Ursache für ihre Kontraktion, sondern spricht von einer Kontraktion durch die Verdichtung der Materie im Erdkern.

In der Erdkruste werden ebenfalls Tangentialspannungen hervorgerufen, nicht aber durch die Abkühlung, sondern durch zeitweilige oder ständige Verkürzungen des Erdradius. Es wird angenommen, daß sich besonders an der Grenze zwischen Erdmantel und Erdkern, also in einer Tiefe von 2900 km, bei den dort herrschenden Drucken und Temperaturen Prozesse abspielen, die mit bedeutenden Veränderungen der Materie verbunden sind.

FESSENKOW sieht in der Verdichtung der Materie die Ursache sowohl für die Gebirgsbildung als auch für die Entstehung von Erdbeben in großer Tiefe.

Allen Kontraktionshypothesen gemein ist die resultierende Tangentialspannung, aus der sich sämtliche tektonischen Deformationen der Erdkruste ableiten lassen.

Wie auch immer die gegenseitige Abhängigkeit der Klärung nähergebracht werden wird, der gesetzmäßige Zusammenhang zwischen *Gebirgsbildung und Magmatis-*

mus ist offensichtlich; denn es hat sich herausgestellt, daß in bestimmten Zeiten des orogenen Zyklus auch immer bestimmte Magmentypen angetroffen werden. Jeder orogene Zyklus besitzt seine eigene Gesteinsgefolgschaft. Mit aller Schärfe hat STILLE diese Abhängigkeit in folgender Reihe geordnet: Initialer Vulkanismus, synorogener Plutonismus, subsequenter Vulkanismus und finaler Vulkanismus (vgl. auch S. 68/70)

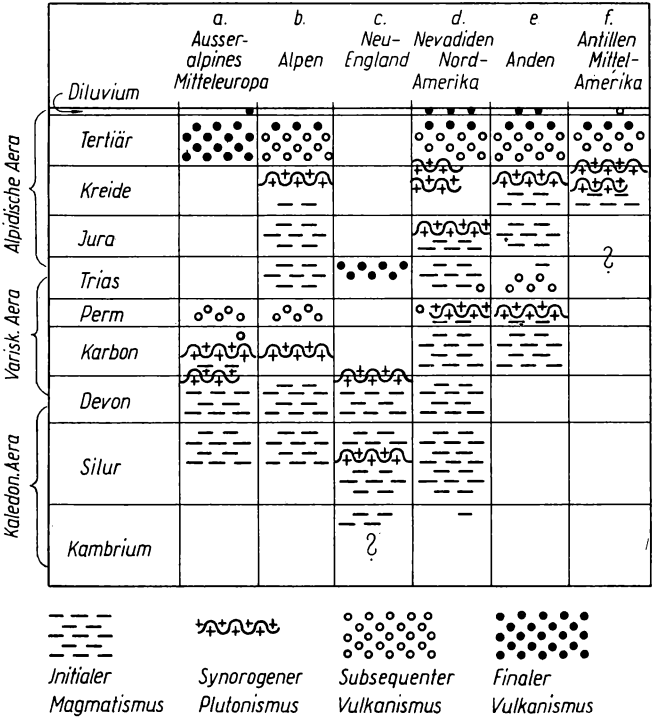


Abb. 32. Orogen- und Magmenzyklen nach STILLE

Der *initiale* Vulkanismus spielt sich im geosynklinalen Stadium ab, also zu jener Zeit, in der Teile der Erdkruste absinken und in einem Senkungstrog Sedimente abgelagert werden. Es werden grüne Gesteine, wie Serpentine, Peridotite und Basalte bzw. Diabase, also ultrabasische Gesteine, gefördert. Die aufsteigenden Magmen sind zunächst basisch, weil beim Absinken der Geosynklinalen zuerst basische Erdkrustenteile in die Schmelzzone geraten. Das Empordringen der basischen Gesteine hat sich in allen Gebirgszyklen auf der ganzen Erde wiederholt.

In der orogenetischen Phase, also mit Beginn der Gebirgsbildung, ändert der Magmatismus schlagartig seinen Charakter. *Synorogen* dringen saure Gesteine empor, insbesondere Granite und Granodiorite. Dabei handelt es sich oftmals um riesige Massive. Saure Gesteine können durch Kristallisationsdifferentiation aus simischen Magmen (aus der Sima-Schale der Erdkruste) entstehen. Es ist aber nicht vorstellbar, daß jene großen Massive innerhalb der Faltungsgebirge allein durch Differentiation entstanden sind; denn der Anteil saurer Differentiationsprodukte ist verhältnismäßig gering. Vielmehr muß die alte Sialkruste als Lieferant angesehen werden.

In der geosynklinalen Vorbereitungszeit sind noch keine aufstiegsfähigen sialischen Magmen vorhanden; denn die Temperaturen des unter den Geosynklinalen befindlichen Sials liegen noch oberhalb des Schmelzpunktes. Die sialischen Magmen werden gewissermaßen erst durch die Orogenese mobilisiert, das heißt, sie werden seitlichen orogenetischen Kräften ausgesetzt und weichen nach unten aus, weil eine Ausdehnung nach oben nicht möglich ist. Mit der Ausdehnung nach unten aber wird die Sialsäule in den Bereich der simischen Schmelze geraten und selbst mit ihren unteren Teilen abschmelzen. Dieser Schmelzprozeß kann natürlich erst eintreten,

wenn die Orogenese bereits einige Zeit wirksam gewesen ist. Dies hat zur Folge, daß das Empordringen der sialischen Magmen nicht sofort einsetzt, sondern erst in spätorogener Zeit. Im Zusammenhang mit den orogenetischen Kräften ergibt sich auch noch eine weitere Konsequenz. Es ist auffällig, daß während der orogenen Zeit keine vulkanischen Gesteine gefördert werden. Dies ist nicht möglich, weil die horizontale Kompression so stark ist, daß sich keine Aufstiegswege zur Tagesoberfläche bilden können. Erst nach Aufhören der horizontalen Kräfte vermögen sich die unter einem hohen Innendruck stehenden granitischen Magmen den Weg nach außen zu bahnen.

Granite treten in allen Hauptphasen der Gebirgsbildung auf. In der alpidischen Ära gehört beispielsweise der Granit von Baveno am Lago Maggiore dazu, der während der helvetischen Phase emporgestiegen ist. In der variskischen Ära gibt es hauptsächlich bretonische, sudetische und asturische Granite. Auch kaledonische Granite sind bekannt. Es gehört dazu z. B. der sogenannte Trondjhemit, ein Natrongranit, der in Norwegen während der ardennischen Phase intrudiert ist. Schließlich kennen wir auch präkambrische Granite, wie sie besonders in Fennoskandia in Erscheinung treten.

Je tiefer die Aufschlüsse reichen, desto größer wird auch der Anteil der an der Zusammensetzung der Erdkruste beteiligten Granite. Im Verhältnis zur Gebirgsbildung kann man synkinematische, spätkinematische und postkinematische unterscheiden. Synkinematische Granite sind gleichzeitig mit der Gebirgsbildung emporgedrungen, spätkinematische Granite in deren letztem Stadium und postkinematische Granite erst nach der gebirgsbildenden Phase.

Nach dem Aufhören der orogenetischen Bewegungen hört der seitliche tektonische Druck auf, und es folgt eine

vulkanische Periode, die im allgemeinen ebenfalls noch saure Gesteine liefert. In diesem *subsequenten* Vulkanismus werden dazitische und andesitische Vulkanite bzw. Quarzporphyre und Porphyrite gefördert, die zum Teil die Ergußformen der während des synorogenen Plutonismus emporgedrungenen saueren Tiefengesteine darstellen.

Der subsequente Vulkanismus kann die Gebirgsbildung noch lange überleben. In der alpinen Ära hat er bis in das Quartär, im Mittelmeerraum sogar stellenweise bis in die Gegenwart angedauert. Der Santorinvulkan im ägäischen Vulkanbogen fördert noch heute saure Andesite. Der variskische subsequente Vulkanismus begann im oberen Karbon und erlebte seinen Höhepunkt im Unterrotliegenden. Die Quarzporphyre und Porphyrite des Saar-Nahe-Gebietes, des Thüringer Waldes, von Sachsen und aus der Gegend von Ilfeld am Südharz gehören hierher. Noch ältere Zeugen des subsequenten Vulkanismus liegen in den Ostseeporphyrten und Porphyriten auf Hogland vor.

Die während des subsequenten Vulkanismus geförderten Ergußgesteine werden auch als pazifische Gesteine bezeichnet. Sie haben ihren Namen nach den zahlreichen im zirkumpazifischen Raum vorkommenden subsequenten Vulkaniten. Chemisch gesehen handelt es sich um Kalkalkaligesteine.

Der *finale* Vulkanismus liefert wieder basische Gesteine, und zwar der sogenannten atlantischen Gauverwandtschaft. Die oftmals alkalischen Charakter tragenden Gesteine kommen besonders häufig in den Küstengebieten und auf den Inseln des atlantischen Ozeans vor. Die zur Erdoberfläche durchbrechenden Magmen werden aus der Simazone gespeist und enthalten wahrscheinlich aufgeschmolzenes Fremdmaterial, das für den alkalischen Charakter der Gesteine verantwortlich gemacht werden kann. Der simatische Vulkanismus ist auf der Erde außerordentlich stark verbreitet. Riesige Basaltdecken-

ergüsse gehören dazu, z. B. die verbreiteten präkambri-
schen Melaphyrmassen der Keweenawformation am
Oberen See, die triassische alte Masse Brasilia, die Gang-
diabase der Karrooformation in Südafrika, die vulkani-
schen Bildungen der Appalachen und der nordamerika-
nischen Kordilleren, aber auch die weniger ausgedehnten
Basalte in der Auvergne, im Westerwald, im Böhmischem
Mittelgebirge, in der Rhön, in Hessen und in der Eifel.

Der Zusammenhang zwischen Gebirgsbildung und
Magmatismus ist also überall auf der Erde offensichtlich.
Das massive Auftreten saurer magmatischer Tiefen-
gesteine während der orogenetischen Phasen läßt aber
den Schluß zu, daß man für die Mannigfaltigkeit der
Eruptivgesteine nicht allein die Kristallisationsdifferen-
tiation verantwortlich machen kann. Sie mag eine aus-
schlaggebende Rolle gespielt haben bei der Bildung der
Sial-, Sima- und Ultrasimaschale, kann aber aus dem
Sima selbst nicht die riesigen Granitplutone erzeugt
haben.

Wollte man die Granite innerhalb der Sialschale als
saure Restmagmen der Simaschale auffassen, so müßte
sich die Sialzone ständig vergrößert haben. Auch dies ist
nicht der Fall; denn ein Wachsen der Sialschale müßte
mit der Zeit eine Zunahme der Ozeantiefen zur Folge
haben. Hierfür gibt es aber keine Anzeichen. Es muß
vielmehr angenommen werden, daß die Bildung der Sial-
schale seit langem abgeschlossen ist und daß die Granite
als regenerierte Magmen aufgefaßt werden müssen, die
durch Abschmelzen bereits erstarrter Sialanteile durch
tektonische Vorgänge mobilisiert werden.

Die Deformationen innerhalb der Erdrinde hören auch
in anorogenen Zeiten nicht völlig auf. In Form von Erd-
beben kommen derartige Spannungen zur Auslösung. Die
labilen Zonen der Erde, in denen sich Erdbeben häufen,
sind vielfach auch besonders regsame Vulkangebiete. Dies

zeigt sich beispielsweise in der Umrahmung des pazifischen Ozeans oder im Mittelmeergürtel.

Über die Ursache der Erdbeben mit abnorm tief gelegenen Herden läßt sich zur Zeit kaum eine sichere Aussage machen.

Auf jeden Fall dürften sowohl Vulkanismus und Plutonismus als auch die Erdbeben mit den Gebirgsbildungen zusammenhängen. Gelingt es uns, genaue Angaben über die Ursachen der Orogenese zu machen, so sind damit auch die übrigen Erscheinungen geklärt. Sehr wahrscheinlich handelt es sich um die gleichen Kräfte, die normalerweise Geosynklinal- und Orogenzeiten einleiten, in besonders labilen Gebieten aber zu Tiefbeben führen.

Um der Beantwortung der Kernfrage nach der Ursache der Gebirgsbildungen näherzukommen, sollen einmal die fünf großen Gebirgszyklen miteinander verglichen werden.

Beim *Vergleich der laurentischen, algomischen, kaledonischen, variskischen und alpiden Gebirgsbildung* macht man die Entdeckung, daß die fünf Orogenesen sehr viele Züge gemeinsam haben: Zunächst scheint die Zweiteilung eine allgemeine Eigenschaft der Orogenese zu sein. Wir unterscheiden in Europa für die alpiden und variskischen Ära jeweils zwischen Nord- und Süd Stamm, in der kaledonischen Ära den skandinavischen und russischen Ast, in der algomischen die Gothiden und Kareliden und in der laurentischen die Norwegosamiden und Svecofenniden. Die Stämme umrahmen jeweils einen relativ starren Mittelblock, der älterer Entstehung ist und als Zwischengebirge bezeichnet wird. Es gehören dazu z. B. die Marealbiden (Kareliden), das Moldanubikum (Böhmen) oder die pannonische Masse (Ungarn).

Im Zeitem Schema der Gebirgszyklen wechseln anorogene Geosynklinalperioden mit zeitlich verschieden langen Faltingsperioden ab. Am besten lassen sich die Verhältnisse bei den drei letzten Gebirgsbildungen übersehen, weil ihre

Auswirkungen noch heute erkennbar sind, während sie bei den älteren Geosynklinal- und Orogenzeiten durch die nachträglichen Überprägungen mehr verwischt sind. Aus der Tabelle III sind Alter und Dauer der wichtigsten Phasen zu entnehmen.

Aus der Gegenüberstellung ist ersichtlich, daß die drei wichtigsten Gebirgszyklen im Mittel etwa 150 Jahrmillionen angedauert haben und daß jeweils drei Hauptphasen aufgetreten sind. Die Ähnlichkeiten gehen aber noch weiter. Die grundsätzliche Gliederung eines Orogens in Externiden, Metamorphiden und Interniden, die besonders klar für das alpine Orogen in Erscheinung tritt, läßt sich auch in den anderen Gebirgszyklen verfolgen.

So steckt der variskische Flysch im Kulm; im Harz rechnet man die Tanner Grauwacke dazu. Das Subvaristikum entspricht der Molasse. Das Rhenohertzynikum zählt zu den variskischen Externiden, das Saxothuringikum zu den Metamorphiden. Man hat auch versucht, die in den Alpen entwickelte Deckentheorie auf das Varistikum zu übertragen. Tatsächlich gibt es auch einige Überschiebungen wie im Südschwarzwald und in den Ostsudeten, aber der weiträumige Deckencharakter fehlt doch. In den Kaledoniden sind Überschiebungen dagegen von großer Bedeutung. Sie ähneln in hohem Grade den Alpen. Mächtige Gesteinsgruppen sind als Flyschbildungen aufzufassen, so die Eknesandsteine des Trondjhemgebietes oder die Arkosen, Grauwacken und Quarzite des Västerbotten-Flysch. Der devonische Oldredkontinent ist eine kaledonische Molasse.

Auch in den ältesten präkambrischen Orogenesen sind Flysch und Molasse noch gut erkennbar. So konnte BACKLUND feststellen, daß die Gothokareliden Züge aufweisen, die mit den Verhältnissen in modernen Faltengebirgen übereinstimmen. Flyschareale aus Grauwacken

und Sandsteinen sind in Finnland und Schweden weit verbreitet, besonders an der Grenze zu den Svecofenniden. Die jotnische Sandsteinformation, SEDERHOLMS „Oldest Red“, ist eine algomische Molasse. Schließlich deuten sich in gewissen ältesten Quarziten und Konglomeraten Flyschbildungen der laurentischen Orogenese an.

Die Analogien in den jüngeren und älteren Gebirgszyklen bringen es mit sich, daß auch Ähnlichkeiten zwischen paläozoischen und jüngeren Formationen bestehen. So entsprechen einander die Formationen Quartär und oberes Perm, Tertiär und Rotliegendes, obere Kreide und Oberkarbon sowie Jura und Devon. Die Übereinstimmungen mit noch älteren paläozoischen Formationen sind naturgemäß weniger deutlich.

Der periodische Charakter der Gebirgsbildungen sei im folgenden mit einem Schaubild schematisiert, das man unter Berücksichtigung der AIRYSchen Isostasievorstellung entwerfen kann¹⁾. Nach AIRY schwimmt der Sialkrustenteil auf dem Sima und taucht in dasselbe ein. Die Eintauchtiefe des gefalteten Sialblocks sei H und die Höhe der Sialsäule über dem Sima x . Das Gewicht des Sialblocks mit einem Querschnitt q müßte dann gleich dem Gewicht des verdrängten Simas sein. Für das spezifische Gewicht des Sials sei $d_{\text{sial}} = 2,67$ (Wert für Granit) und für dasjenige des Simas $d_{\text{sima}} = 2,98$ (Wert für Gabbro) angenommen.

Folgende Beziehung kann aufgestellt werden:

$$(H + x) \cdot q^2 \cdot d_{\text{sial}} = H \cdot q^2 \cdot d_{\text{sima}}$$

$$x = \frac{H (d_{\text{sima}} - d_{\text{sial}})}{d_{\text{sial}}}$$

$$x = 0,118 H.$$

¹⁾ Ferdinand von Wolff: Zum Problem der Gebirgsbildung. Petermanns Geogr. Mitteilungen, 4. Heft, 1952.

Die Eintauchtiefe H kann man aus der mittleren Senkungsgeschwindigkeit der Geosynklinalen und aus der Dauer des Geosynklinalstadiums berechnen. Als mittlere Senkungsgeschwindigkeit gibt STILLE 25 m pro Jahr-million an. In dem nun folgenden Schaubild, der sogenannten *relativen Orogenkurve*, sind die Eintauchtiefen H während der Geosynklinalstadien und die den Orogenstadien entsprechenden Auftauchhöhen x in Abhängigkeit von der Zeit eingetragen.

Man gewinnt insgesamt den Eindruck, als ob die Ordinate um eine gewisse Gleichgewichtslage pendeln. Die Maxima der Kurven fallen zwar von der algomischen Orogenese bis zur alpinen von 780 m auf 570 m und die Minima von — 6650 m auf — 4900 m, jedoch dürften diese Schwankungen mit der fortschreitenden Erstarrung der Erdkruste im Zusammenhang stehen. Die Abkühlungskontraktion spielt im kosmischen Geschehen eine große Rolle, und es ist naheliegend, sie auch für die Erde anzunehmen. Allerdings kann heute nicht eindeutig entschieden werden, ob die Kontraktion noch andauert und ob die Erde sich überhaupt abkühlt oder fortwährend wärmer wird.

Bemüht man sich, eine Wärmebilanz der Erde aufzustellen, so läßt sich ungeachtet der Möglichkeit, daß sich bereits bei der Entstehung der Erde große Wärmemengen angesammelt haben können, mit einiger Sicherheit sagen, daß eine Vermehrung der Wärmekapazität durch radioaktive Prozesse und durch Sonneneinstrahlung eintritt. Dieser Temperaturzunahme steht auf der anderen Seite der Wärmeverlust durch Ausstrahlung und Wärmeleitung entgegen. Gleichen sich Wärmeeinnahme und -abgabe aus, so besteht ein Gleichgewichtszustand von unbeschränkter Dauer. Im anderen Fall kann Abkühlung und damit Kontraktion oder auch Aufheizung der Erde eintreten.

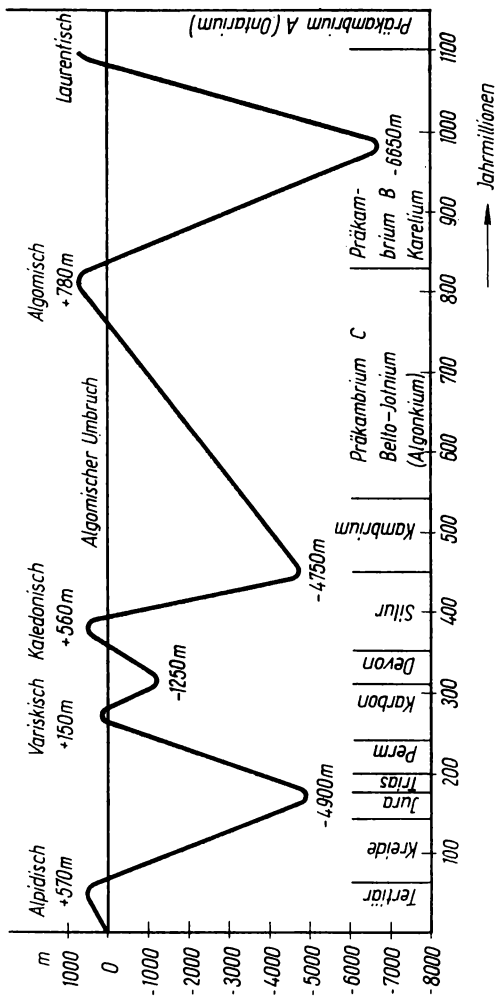


Abb. 33. Relative Orogenkurve

Es gibt weder Anzeichen für eine dauernde Abkühlungskontraktion noch Merkmale für eine stetige Aufheizung der Erde.

Eine dauernde Aufheizung der Erde müßte sich in einem zunehmenden Vulkanismus und Plutonismus widerspiegeln. Dafür gibt es aber keinerlei Anzeichen; denn die Dauer des tertiären (alpinen) Vulkanzklus kann man etwa auf 60, des variskischen auf 95 und des kaledonischen auf etwa 190 Jahrmillionen veranschlagen.

Was den Verlauf der Orogenkurve anbetrifft, so kann aber auch eine Abkühlungskontraktion als alleinige Ursache für die Gebirgsbildung nicht herangezogen werden; denn die Kontraktion würde in Abhängigkeit von der Zeit eine stetige Funktion darstellen und damit im Widerspruch zum Verlauf der Kurve stehen.

Höchstwahrscheinlich muß man den Zeitpunkt, bis zu dem die *Abkühlungskontraktion* noch eine entscheidende Rolle gespielt hat, sehr weit zurückverlegen. Unter Berücksichtigung der KANT-LAPLACESchen Entstehungstheorie der Erde dürfte sich bereits mit dem Ende des Sternzeitalters ein Wärmegleichgewicht auf der Erde eingestellt haben, nachdem mit der Bildung einer festen Erstarrungskruste die Wärmeausstrahlung auf ein Minimum gesunken war.

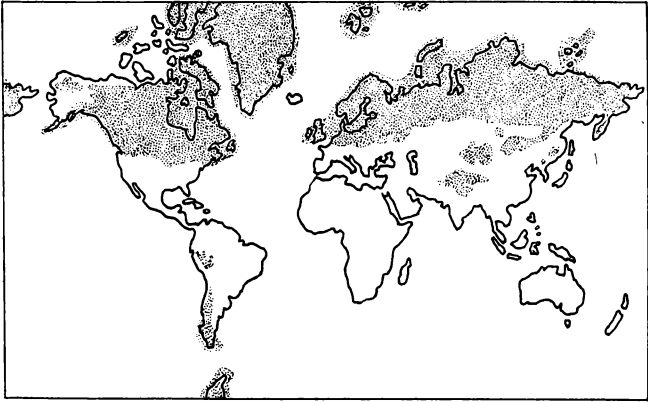
Die Orogenkurve (Abb. 33) zeigt einen periodischen Verlauf mit ungleichen Perioden und beweist, daß die Gebirgsbildung sicherlich nicht auf nur eine Ursache zurückgeführt werden kann, sondern daß es sich um eine komplexe Erscheinung handelt, bei der sich mehrere Faktoren überlagern. Die Kurve weist eine gewisse äußerliche Ähnlichkeit mit der MILANKOWITSCHSchen Strahlungskurve auf, aus der der Zusammenhang zwischen der Intensität der Sonnenstrahlung und dem Auftreten von Eiszeiten ablesbar sein soll. Der periodische Wechsel zwischen Glazial- und Interglazialzeiten wird hier auf äußere

kosmische Kräfte zurückgeführt. Es liegt nahe, die Orogenkurve in analoger Weise zu deuten. Leider ist aber die Strahlungskurve nur für 650000 Jahre berechnet worden, so daß sie für ältere geologische Perioden nicht ohne weiters übertragbar ist (vgl. Abb. 15).

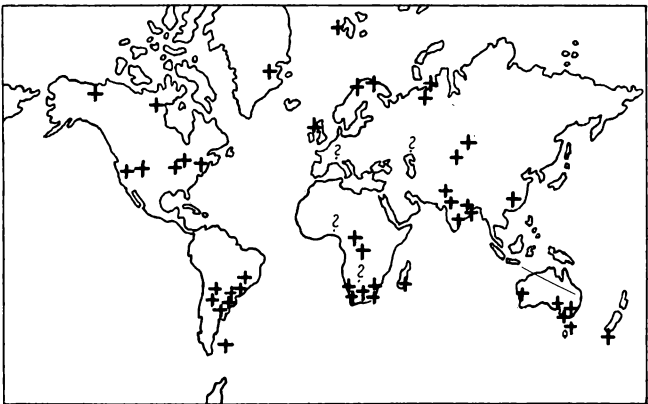
Dennoch können Beziehungen zwischen *Gebirgsbildungen und Eiszeiten* existieren. Die quartäre Eiszeit bildet den Abschluß der alpinen Ära, und an die variskische Ära schließt die permische Eiszeit an. Am Ende der kaledonischen Ära erkennt man eiszeitliche Spuren im Unterdevon auf dem „Old-Red-Kontinent“ Schottlands, auf dem Tafelberg bei Kapstadt, in Alaska und in den USA. Auch sind Vergletscherungen untersilurischen Alters im kaledonischen Gebirge Norwegens bekannt. Nach der assyntischen Phase beenden Tillitablagerungen (verfestigte Glazialablagerungen) des untersten Kambriums die algomische Ära. Sie haben weltweite Verbreitung und sind in Nordamerika, in China, Südafrika und Südaustralien bekanntgeworden. Die älteste sicher fundierte Eiszeit ist die huronische Eiszeit am Ende der laurentischen Ära mit einem glazialen „Kobalt“-Konglomerat in der Umgebung von Cobalt City in Kanada. Ähnliche Spuren gibt es in Finnland und in Neusüdwales.

Die eiszeitlichen Spuren in den älteren geologischen Perioden beweisen, daß selbst das Präkambrium durchaus nicht durch ein wärmeres Klima als das heutige ausgezeichnet ist. Den Abkühlungen im Zusammenhang mit Orogenstadien stehen Aufheizungen während der Geosynkinalstadien gegenüber.

Schließlich läßt die Orogenkurve noch einen Schluß auf die Intensität der variskischen Faltungsperiode zu. Vergleicht man die variskische Geosynklinale mit der alpinen, so ist jene viel flacher als die alpine. Die variskischen Faltenwülste sind sehr viel weniger in das Sima eingedrungen, woraus folgt, daß die variskischen Gebirge



Eisdecken und Gletscher im Pleistozän



Eiszeitliche Spuren im Paläozoikum und Präkambrium

Abb. 34. Eiszeiten

nie so hoch wie die Alpen gewesen sein können. Die Ursache hierfür ist in der unterschiedlichen stofflichen Beschaffenheit des Untergrundes zu suchen. Das Material der alpinen Geosynklinale war sehr viel beweglicher als das der variskischen, deren Untergrund durch die algomische Gebirgsbildung erstarrt war und zu seiner Regenerierung längere Zeiträume benötigte.

Wollen wir abschließend zu einem Urteil über die *Ursachen der Gebirgsbildung* kommen, so müssen wir bekennen, daß trotz vieler Beobachtungen und Analogien die Frage nach der Ursache noch nicht eindeutig beantwortet werden kann. Die Gebirgsbildung stellt einen periodisch ablaufenden komplexen Vorgang dar, bei dem verschiedene Faktoren wirksam sind, die immer wieder zur Störung des Gleichgewichtszustandes führen. Inwieweit und welche äußeren und inneren Faktoren sich am Kräftespiel beteiligen, kann nicht eindeutig gesagt werden. Aller Wahrscheinlichkeit nach aber haben wir den inneren Kräften eine erhöhte Bedeutung beizumessen; denn nach unseren bisherigen Kenntnissen über den Aufbau des Erdmantels und des Erdkerns darf angenommen werden, daß etwaige Differenzierungsprozesse in der Tiefe sowie Entgasungs- und Umwandlungsvorgänge aller Art vielleicht diejenigen Kräfte auslösen, die letzten Endes auch zu tiefgreifenden Veränderungen innerhalb der Erdkruste führen.

SCHLUSSBEMERKUNG

In diesem Büchlein ist der Versuch unternommen worden, ein Bild zu dem Thema „Vulkanausbrüche, Erdbeben und Gebirgsbildungen“ zu entwerfen, wie es etwa dem gegenwärtigen Stand auf den Gebieten der Geologie, Mineralogie, Petrographie und Geophysik entspricht.

Eine derartige Synthese hat nicht nur wissenschaftliche Bedeutung, sondern gibt auch gerade dem Praktiker, dem Techniker und Wissenschaftler wichtige Anhaltspunkte für seine volkswirtschaftliche Tätigkeit auf dem Gebiete der Lagerstättenkunde, der Grundstoffchemie und der Energiewirtschaft. So sollen sich sinnvoll Grundlagen- und Zweckforschung ergänzen, zum Wohle unserer Wissenschaft und zum Wohle unserer Technik in der Deutschen Demokratischen Republik.

Tabelle I: Faltungsphasen im Paläozoikum

Formation	Unterabteilung	Stufen	Phasen	Alter in Jahrmillionen	
Trias			<i>Pfälzisch</i>	175—200 —200—	
Perm	Zechstein (Ob. Perm)	Oberer Zechstein Mittlerer Zechstein Unterer Zechstein		200—240	
	Rotliegendes (Unt. Perm)	Ober-Rotliegendes Unter-Rotliegendes	<i>Saalsch</i>	230	
	Karbon	Oberkarbon	Stephan	<i>Astaurisch</i>	240—310
Westfal			<i>Erzgebirgisch</i>	265	
Namur			<i>Sudetisch</i>	275—	
Unterkarbon (Kulm)		Visé	} <i>Selkisch</i> <i>Nassauisch</i> <i>Bretomisch</i>		
		Tournai			
		Etroeuingt		<i>Marsisch</i>	310—350
Devon	Oberdevon	Famenne			
		Frasne			

Mitteldevon	Givet = Stringocephalus Eifel = Calceola	
Unterdevon	Couvin Koblenz Siegen Gedinne	
		<i>Erisch</i> — 350
Silur		350—450
Obersilur (Gotlandium)	Downton Ludlow Wenlock Ober-Llandoverly Unter-Llandoverly	<i>Ardennisch</i>
Untersilur (Ordovizium)	Asbgill Caradoc Llandeilo Skiddavian Tremadoc	<i>Takomisch</i> — 400
Kambrium		
Oberkambrium	Olenus	<i>Sardisch</i> — 450
Mittelkambrium	Paradoxides	450—540
Unterkambrium	Olenellus	

Tabelle III: Vergleich der drei letzten Gebirgsbildungen

	Alpine Ära	Variskische Ära	Kaledonische Ära
Geosynklinealstadium	Trias, Jura, Kreide (vor 200—120 Jahrmill.) Dauer: 80 Jahrmillionen	Devon, Kulm (vor 350—300 Jahrmill.) Dauer: 50 Jahrmillionen	Kambrium, Silur (vor 540—400 Jahrmill.) Dauer: 140 Jahrmillionen
Orogenetisches Stadium	Kreide, Tertiär (vor 120—10 Jahrmill.) Dauer: 110 Jahrmillionen	Karbon (vor 300—240 Jahrmill.) Dauer: 60 Jahrmillionen	Silur (vor 400—350 Jahrmill.) Dauer: 50 Jahrmillionen
Hauptphasen	Austrische (vor 95 Jahrmillionen) Helvetische (vor 40 Jahrmillionen) Attische (vor 15 Jahrmillionen)	Bretonische (vor 300 Jahrmillionen) Sudetische (vor 275 Jahrmillionen) Asturische (vor 265 Jahrmillionen)	Takonische (vor 400 Jahrmillionen) Ardennische (vor 370 Jahrmillionen) Erische (vor 350 Jahrmillionen)

Paleozän	Sparnac Thanét Mont		
		<i>Laramisch</i>	60 60—140
Kreide	Dan		
	{ Senon	Maastricht Campan Santon	
	{ Gosau		
	Emscher	Coniac	<i>Jung-subherzynisch</i>
	Turon	Cuvieri Scaphiten Lamarcki Labiatus	<i>Alt-subherzynisch</i>
Obere Kreide	Cenoman	Rhotomagense Varians Tourtia	
	Gault	Alb	<i>Austrisch</i>
	Neokom	Apt Barrème Hautérive Valendis Ober-Wealden Mittel-Wealden	95 <i>Hilsphase</i>
Untere Kreide			

Jura	(weißer Jura)	Unter-Wealden Purbeck Ober-Portland	<i>Osterwaldphase</i>	140—175
		Unter-Portland	<i>Deisterphase</i>	
		Kimmeridge Lusitanian Oxford		
	Dogger (brauner Jura)	Kelloway Bath Bayeux Aalen		
	Lias (schwarzer Jura)	Toarc	<i>Donezphase</i>	
		Charmouth Sinémur Hettange		
Trias	Keuper	Rhät	<i>Altkimmerisch</i>	175—200
		Nor Karinth		
	Muschelkalk	Ladin Anis	<i>Ladinisch</i>	
	Buntsandstein	Skyth		

Tabelle II: Faltungsphasen der alpinen Ära

Formation	Unterabteilung	Stufen	Phasen	Alter Jahrmil.
Quartär	Holozän (Alluvium)			0—
	Pleistozän (Diluvium)		<i>Pasadenisch</i>	
Tertiär	Pliozän		<i>Wallachisch</i>	0,6—
		Asti Piacenza Pont	<i>Rhodenisch</i>	
			<i>Attisch</i>	15
	Miozän	Sarmat	<i>Jungsteirisch</i>	
		Torton Helvet		
		Burdigal Aquitän	<i>Altsteirisch</i>	
Oligozän			<i>Savisch</i>	
		Chatt Rupél Lattdorf	<i>Helvetisch</i>	40
		Lud Barton Auvers Lutét Ypern		
Eozän			<i>Pyrenäisch</i>	

