

VI. Die wirbellosen Tiere von Prof. Dr. Ludwig Böhmig.	
I. Artiere, Schwämme, Nesseltiere, Rippenquallen und Würmer. Mit 24 Figuren	Nr. 439
II. Krebse, Spinnentiere, Tausendfüßer, Weichtiere, Moosstierchen, Armfüßer, Stachelhäuter und Manteltiere. Mit 97 Figuren	Nr. 440
Eiergeographie von Prof. Dr. H. Jacobi. Mit 2 Karten	Nr. 218
Paläozoologie (Systematis) von Prof. Dr. F. Bröhl. Mit 118 Fig.	Nr. 836
Die Pflanze von Prof. Dr. Adolf Hansen. Mit 33 Figuren	Nr. 742
Morphologie und Organographie der Pflanzen von Professor Dr. M. Nordhausen. Mit 123 Figuren	Nr. 141
Zellenlehre und Anatomie der Pflanzen von Prof. Dr. S. Miede. Mit 29 Figuren	Nr. 556
Pflanzenphysiologie von Prof. Dr. Adolf Hansen. Mit 43 Fig.	Nr. 591
Pflanzenbiologie von Prof. Dr. W. Migula.	
I. Allgemeine Biologie. Mit 43 Figuren	Nr. 127
II. Blütenbiologie. Mit 28 Figuren	Nr. 744
Die Stämme des Pflanzenreiches von Prof. Dr. Rob. Pilger. Mit 22 Figuren	Nr. 485
Die Pilze. Eine Einführung in die Kenntnis ihrer Formenreihen von Prof. Dr. G. Lindau. Mit 10 Figurengruppen im Text.	Nr. 574
Spalt- und Schleimpilze. Eine Einführung in ihre Kenntnis von Prof. Dr. Gustav Lindau. Mit 11 Figuren	Nr. 642
Algen, Moose und Farnpflanzen von Prof. Dr. S. Klebahn. Mit 35 Figurentafeln	Nr. 236
Die Flechten. Eine Übersicht unserer Kenntnisse von Professor Dr. G. Lindau. Mit 55 Figuren	Nr. 683
Die Nadelhölzer von Prof. Dr. F. W. Neger. Mit 85 Figuren, 5 Tabellen und 3 Karten	Nr. 355
Die Laubbölzer von Prof. Dr. F. W. Neger. Mit 74 Textfiguren und 6 Tabellen	Nr. 718
Das System der Blütenpflanzen mit Ausschluß d. Gymnospermen von Dr. R. Pilger. Mit 31 Figuren	Nr. 393
Pflanzengeographie von Prof. Dr. Ludwig Diels	Nr. 389
Paläobotanik von Prof. Dr. Walther Gothan. Mit 28 Figuren.	Nr. 828
Mineralogie von Prof. Dr. R. Brauns. Mit 132 Figuren	Nr. 29
Geologie von Dr. Edgar Dacqué.	
I. Allgemeine Geologie. Mit 75 Figuren	Nr. 13
II. Stratigraphie. Mit 56 Figuren und 7 Tafeln	Nr. 846
Petrographie von Prof. Dr. W. Brühns. Mit vielen Figuren.	Nr. 173
Kristallographie von Prof. Dr. W. Brühns. Mit 190 Figuren.	Nr. 210

Weitere Bände sind in Vorbereitung

46.560, 80
Sammlung Götschen

Geologie

Von

Dr. Edgar Dacqué

Professor an der Universität München

I. Teil

Allgemeine Geologie

Mit 75 Abbildungen

Neudruck



Berlin und Leipzig

Verbindung wissenschaftlicher Verleger

Walter de Gruyter & Co.

vormals G. F. Götschen'sche Verlagsbuchhandlung; F. Guttentag, Verlagsbuchhandlung; Georg Reimer; Karl J. Trübner; Veit & Comp.

1920

Bösch

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Einleitung	5
I. Der Erdkörper als Ganzes und sein frühester Zustand	6
II. Das Material der Erdkruste und das zwischenlagernde Wasser	10
1. Die Hauptgesteinsarten und ihre Einteilung	10
2. Lagerungsart und Absonderungsform der Gesteine	15
3. Druckercheinungen in den Gesteinen	35
4. Grundwasser und Quellen	38
III. Zerfall und Entstehung der Gesteine durch Wasser und Verwitterung	43
1. Verwitterung und Abtragung durch die Atmosphären	43
2. Transport und Ablagerung durch Wasser und Wind	51
3. Beteiligung der Organismen an der Gesteinsbildung	62
4. Entstehung einiger wichtiger Bodenschätze	66
IV. Die Gestaltung des Erdreliefs und Landschaftsbildes durch Wasser und Wind	74
1. Die Gestaltungskraft des fließenden Wassers	75
2. Die Seen	85
3. Die Arbeit des Meeres, seine Küsten- und Bodenformen	88
4. Die gestaltende Wirkung des Eises	94
5. Oberflächengestaltung durch die Transportprodukte des Windes	97
V. Die Gestaltung der Erdrinde durch Bodenbewegung, Vulkanismus und Gebirgsbildung	99
1. Nachweis säkularer Hebungen und Senkungen	100
2. Der Aufbau der Faltengebirge	103
3. Mechanismus der Krustenbewegung und Gebirgsbildung	109
4. Die Kraftäußerungen des Vulkanismus	112
5. Die Erdbeben	119
Anhang:	
Formationstabelle	125
Register	126

Alle Rechte, insbesondere das Übersetzungsrecht,
von der Verlags-handlung vorbehalten.

Plattendruck der Vereinigung wissenschaftlicher Verleger
Walter de Gruyter & Co., Berlin W. 10.

Literaturangaben

für ein genaueres Studium der allgemeinen Geologie.

- Rahjer, C., Lehrbuch der Allgemeinen Geologie. V. Aufl. Stuttgart 1919.
Fornquist, A., Geologie, I. Teil: Allgemeine Geologie. Leipzig 1916.
Schaffer, K., Grundzüge der Allgemeinen Geologie. Leipzig u. Wien 1916.
Daug, C., Traité de Géologie. Vol. I. Paris 1907.
Credner, H., Elemente der Geologie. XI. Aufl. Leipzig 1912.
Walther, F., Lehrbuch der Geologie Deutschlands. VI. Aufl. Leipzig 1912.
Reichard, R., Lehrbuch der praktischen Geologie. (2 Bände.) III. Aufl. Stuttgart 1916/17.
Höfer von Heimhalt, A., Anleitung zum geologischen Beobachten, Kartieren und Profilieren. Braunschweig 1915.

Einleitung.

Die Geologie¹⁾ ist die Lehre vom Bau und der Entstehung des Erdkörpers, insbesondere der Erdkruste. Man teilt sie ein in: allgemeine Geologie und historische Geologie. Die allgemeine Geologie befaßt sich mit der Erforschung und Darstellung aller Vorgänge und Kräfte, welche in der Jetzt- und Vorzeit die Veränderungen der Erde veranlassen haben und immer noch veranlassen, sowie mit dem Aufbau der Erdrinde nach Material (Gesteinskunde, Petrographie) und Großstruktur (tektonische Geologie). Die historische Geologie sucht aus der Zusammensetzung und dem Aufbau der Gesteine den geschichtlichen Werdegang des Erdkörpers, vor allem der Erdrinde zu erfassen (Paläogeographie), und mittels des Schichten- und Gesteinswechsels diesen Werdegang zeitlich genau zu gliedern (Stratigraphie, Schichtenlehre). Hierzu dienen vor allem die in den vorweltlichen Ablagerungen enthaltenen fossilen Organismenreste (Leitfossilienkunde, zum Teil Paläontologie).

Durch diese Aufgaben steht die Geologie in engstem Zusammenhang mit mehreren anderen Wissenschaften: Chemie (Bodenkunde), Geophysik, Mineralogie, Zoologie und Botanik.

Hier im ersten Bändchen soll es sich nur um die Erläuterung des Stoffes und der Forschungsmethoden der allgemeinen Geologie handeln; von den übrigen Zweigen der Geologie wird nur insoweit Notiz genommen, als es zum

¹⁾ Geologie mit „Erdkunde“ zu übersehen, ist falsch, weil Erdkunde = Geographie nicht nur geologische, sondern auch ethnographische, tiergeographische wirtschaftliche usw. Fragen umfaßt.

Verständnis der allgemeinen Geologie und ihres im System der Wissenschaften liegenden Zweckes notwendig ist.

Die Geologie hat ein rein wissenschaftlich-ideelles und ein praktisches Ziel. Mit ihr gewinnen wir einen Einblick in das Walten der Naturkräfte, in den ewigen Wechsel der Erdoberfläche und ihrer Bewohner seit unendlich fernen Zeiten; zugleich aber liefert sie uns auch die Mittel, um durch planmäßige Erforschung des Bodens seine Nugbarmachung für den Menschen auf bestmögliche Weise zu erreichen (Bergbaukunde, Wassererschließung, Steinbruchindustrie usw.). Eine bedeutende Rolle hat die praktische Geologie auch im Weltkrieg gespielt (Kriegsgeologie), wo sie bei den jahrelang fortgesetzten Erdarbeiten, sowie für die Wassererschließung und Materialgewinnung von größtem Nutzen gewesen ist.

I. Der Erdkörper als Ganzes und sein frühestes Zustand.

Nach den Erfahrungen der Astronomie am heutigen Sternhimmel stellen wir uns vor, daß die Erde, wie die anderen Planeten, einst als glühende Masse den sich verdichtenden Ursonnenkörper verließ (Kant-Laplacesche Theorie), der seinerseits wieder aus einem staubförmigen, glühenden oder kalten Urnebel entstand. Diese Frage liegt jedoch weit jenseits der Grenzen der Geologie. Die zu einem selbständigen Planetenindividuum gewordene Erde kühlte sich dann soweit ab, daß sie eine zähflüssige, allmählich erkaltende und fester werdende Kruste bekam.

Vielleicht hat sie in diesem Stadium erst den Mond aus sich entlassen. Es ist wahrscheinlich, daß diesem Vorgang eine die Kugelform lange Zeit stark beeinträchtigende Formänderung des Erdkörpers vorausging und dauernde Ungleichheiten in der Kruste zurück-

ließ. Ob das pazifische Meeresgebiet noch die Narbe ist an der Stelle, wo der Trabant den Erdball verließ, mag hier dahingestellt sein.

Die Anschauungen über den jetzigen Zustand des Erdinnern gehen noch sehr auseinander. Vielfach stellt man sich die Erde als eine von ihrem Urzustand her noch heute größtenteils glutflüssige Kugel vor, die unter einer verhältnismäßig dünnen Kruste zunächst eine zähflüssige Magmazone enthalte, aus der die Vulkane gespeist würden; noch weiter im Innern aber befänden sich die geschmolzenen Massen infolge des dort herrschenden ungeheuren Druckes in einem durch Zusammenpressung ultraplastischen Zustand, und im Innersten seien sie als über den kritischen Punkt erhitzte, zu einer Art Flüssigkeit verdichtete Gase zusammengepreßt — Zustände der Materie, für die wir an der Oberfläche kein Analogon haben.

Eine andere Theorie, die beim Vulkanismus noch Erwähnung finden wird, hält die Erde bis weit in ihr Inneres hinein schon für erkaltet, nur ein kleiner glutflüssiger Kern sei noch vorhanden. Die dicke Panzerkruste aber enthalte einzelne abgeschürfte magmatische Feuerkissen, aus denen die Vulkane gespeist würden.

Nun hat sich inzwischen von zwei Forschungsgebieten her neues Licht über den Aufbau des Erdinnern verbreitet: durch die Erfahrungen, Berechnungen und Schlussfolgerungen der Erdbebenkunde (Seismologie), sowie durch die Schwerkraftmessungen über den kontinentalen und ozeanischen Gebieten. Die Arten der Wellenbewegung bei Erdbeben, sowie der Verbreitungsmodus beim Durchgang der Wellen durch das Erdinnere haben den Schluß nahegelegt, daß unter einer verhältnismäßig dünnen Erdrinde von etwa 40 km Dicke und einem spez. Gewicht von 2,5 eine zähe, glutflüssige Magmazone von 1400—1500 km Mächtigkeit liegt und daß diese

ihrerseits einen festen Nucleuskern vom spez. Gewicht etwa 11 umschließt.

Diese aus der Erdbebenkunde gewonnene Auffassung deckt sich mit den aus den Schweremessungen zu ziehenden Schlüssen. Danach besteht der Boden der Ozeane im allgemeinen aus einem spezifisch schwereren, dichteren Material als die Kontinentalschollen und die Inseln. Das erstere entspräche dem plastischen, nur unmittelbar unter dem Ozeanwasser vielleicht etwas verhärteten Material der Magmazone; das letztere dem, was wir als feste (kontinentale) Erdrinde kennen. Die Schweremessungen haben ferner ergeben, daß die Erdrinde überall im Gleichgewicht ist oder wenigstens nach dem Gleichgewichtszustand strebt, wo sie es vorübergehend nicht ist. Das hinwiederum läßt sich nur vorstellen unter der Annahme, daß die leichteren Kontinentalschollen nicht nur auf jener Magmazone aufliegen, sondern auf ihr „schwimmen“, d. h. bis zu einer gewissen Tiefe in sie noch eingetaucht und darin schwach beweglich sind. Dies deckt sich wieder mit gewissen Forderungen der Erdbebenforschung, wonach eine bestimmte Wellenart sich längs der Erdkruste nur fortpflanzen kann unter der Voraussetzung, daß diese auf einer zähflüssigen Unterlage „schwimmt“.

Wann und wie sich diese Unterschiede herausgebildet haben, und ob heute noch aus der Magmazone leichteres kontinentales Krustenmaterial abgeschieden wird, wissen wir nicht. Keinesfalls aber existiert auf unseren Festländern noch etwas von der ersten Erstarrungskruste des Erdkörpers. Keines unserer Gebirge, kein Felsgestein, das uns in den tiefsten Gründen unserer Bergwerke entgegentritt oder das wir im tiefsten Bohrloch (2400 m) erreichen, hat irgendwie noch etwas mit jener frühesten Rinde des eben erkalteten Planeten zu tun. Was man früher „Urgestein“ nannte, ist

demgegenüber ein geologisch ganz jungzeitliches Produkt. Die älteste Kruste ist im Laufe der nach Jahrmillionen zählenden Erdgeschichte längst aufgearbeitet worden, ihr Material hat die mannigfaltigsten Umfaltungen erfahren. Was wir von Felsgesteinen, einerlei wo, die feste Erdkruste zusammensetzen sehen, das sind alles Massen, deren Entstehung in irgendein erdgeschichtliches Zeitalter fällt, das zwar viele Millionen von Jahren hinter uns liegen mag, das aber seinerseits dennoch zeitlich viel näher an unsere Menschheitsjahrtausende herangerückt ist, als an jene Zeit der Entstehung einer ersten Erstarrungskruste.

Zwischen dieser, für die Geologie theoretisch ältesten Zeit einerseits, welche mangels entsprechender Gesteinsablagerungen der unmittelbaren Erforschung unzugänglich bleibt, und der geologischen Jetztzeit andererseits, liegen jene andauernden Umwandlungsprozesse der Erdoberfläche, die schließlich zu ihrem heutigen Zustand führten, zu der heutigen Verteilung von Wasser und Land, zu den heutigen Oberflächenformen, Gesteinsformationen und Gesteinslagerungen. Noch mehr: auch die Lebewesen müssen sich in diesem langen Zeitraum aus unbekanntem Anfängen herausgebildet und die vielen Stadien ihres stammesgeschichtlichen Werdens durchlaufen haben, in denen sie uns andeutungsweise als Versteinerungen (Fossilien) in den Erdschichten überliefern sind¹⁾.

So erscheint uns die Erdkruste und ihre Oberfläche mit allem, was auf ihr vorhanden ist und war, als etwas stets Wechselndes. Sache der Geologie ist es, diese Erdgeschichte zu schreiben, indem sie die Art und Weise erforscht und die Umstände und Kräfte ermittelt, unter denen sich diese Geschichte vollziehen konnte und noch immer vollzieht.

¹⁾ Vgl. hierzu das Bändchen „Allgemeine Paläontologie“ dieser Sammlung.

II. Das Material der Erdkruste und das zwischenlagernde Wasser.

1. Die Hauptgesteinsarten und ihre Einteilung.

Wir sehen ab von der Erörterung des im vorigen Abschnitt betonten wahrscheinlichen Unterschiedes zwischen dem dichteren Material unter den Ozeanen und dem spezifisch leichteren der Kontinente. Nur von letzterem soll die Rede sein.

Wo wir hinblicken, sehen wir die Erdkruste zusammengesetzt aus losen oder festen, aus verschiedenen Mineralstoffen zusammengesetzten Materialien, wie Humus, Sand, Geröll, Ton, Kalkstein, Sandstein, Mergel, Schiefer, Granit, Basalt, Porphyr usw. Diese Gesteinsarten treten in kürzerer oder längerer Horizontal- und Vertikalerstreckung auf, sind massig, gebankt, geschichtet, geschiefert oder zerklüftet; bald stoßen sie mit scharfer Grenze aneinander ab, bald gehen sie unmerklich nach den Seiten oder nach oben ineinander über. Sie sind entweder normal übereinandergelagert, lensenförmig ineinander eingelagert oder sich stockförmig durchsetzend, oder sie sind horizontal gelagert, geneigt, aufgerichtet, gebogen und gefaltet — kurz, nach Material und Form denkbar verschieden.

Alles das, was die Erdkruste zusammensetzen hilft, sei es lose, wie Sand und Geröllkies, oder fest, wie Granit und Marmor, nennt der Geologe ein Gestein. Wenn bei Torf und Kohle die organischen Stoffe (Pflanzen) weitaus vorherrschen, oder bei Ansammlungen von jetzweilichen und vorweltlichen Muschelschalen oder Korallenbauten das tierisch-organogene Material fast rein als solches auftritt, so nennen wir auch dies ein Gestein, im Gegensatz zum Mineral,

das ein Gemisch und meist auch physikalisch einheitlicher Körper (Kristall) ist und sich dadurch von dem zusammengeschmolzenen vulkanischen und dem zusammengeschwemmten oder zusammengewürfelten, verbackenen oder losen Gestein unterscheidet. Freilich sind die Mineralien in diesem enthalten, sei es infolge Auskristallisierung aus dem Schmelzfluß oder Infiltration auf feuchtem Weg, Inhalation durch Dämpfe oder Ausscheidung in gewöhnlicher Temperatur beim Festwerden der Absatzgesteine.

Die zu rund 40 km Dicke anzunehmende feste kontinentale Rinde besteht zum allergrößten Teil aus einem eigenartigen, sog. kristallinen Gesteinstypus, den wir mit einem Sammelbegriff als Gneis bezeichnen wollen.

Der Gneis im weitesten Sinne ist, ähnlich wie der Granit und andere verwandte Gesteine, eine Mischung von Quarz, Feldspat und Glimmer mit gelegentlicher Beimischung auch anderer Mineralien, wodurch vielerlei Varietäten und weitere Arten des „Urgesteins“ entstehen (Hornblendeschiefer, Chloritschiefer, Ton-schiefer-Phyllit¹⁾). Das sind jene Gesteine, welchen im allgemeinen das spez. Gewicht 2,5 zukommt, wodurch nach Übereinstimmung aller diesbezüglichen Untersuchungen die uns bekannte Erdkruste sich vor der schwereren Innenzone auszeichnet.

Die kristallinen Gesteine der Gneisreihe sind keine ursprünglichen, sondern umgewandelte (metamorphosierte) Gesteine, im Gegensatz zu fast allen übrigen uns bekannten Materialien der Erdkruste. Während Granite, Porphyre, Basalte u. a. vulkanischen Ursprungs sind und ihre bei der erstmaligen Erstarrung (Erstarrungsgesteine) gewonnene Struktur unverändert beibehalten haben, während Kalk, Sandsteine, Tone u. dgl. im Wasser abgelagerte und dann unter unwesentlichen Umänderungen meistens erhärtete Gesteine (Sedimentgesteine) sind, sind die kristallinen Gesteine aus diesen beiden Grundtypen hervorgegangen und bis zu einem solchen Grad verändert worden, daß man vielfach gar nicht weiß, ob sie vulkanischen oder sedimentären Ursprungs sind.

Diese kristallinen Gneismassen bilden nun überall die Unterlage der Sedimentgesteine, während die vulkanischen

¹⁾ Siehe hierzu und für alle anderen Gesteinsarten das Bändchen „Petrographie“ der Sammlung Göschen.

meistens beide durchsetzen und sich wohl auch zwischen ihnen lagerförmig ausbreiten. Wo die meist geschichteten Sedimentgesteine (Schichtgesteine) zwischen kristallinen liegen und mit ihnen verfeilt und verfaltet oder selbst stellenweise kristallin geworden sind, handelt es sich entweder um nachträgliche, verschieden starke Umwandlung der Schichtgesteine selbst oder um spätere, nach Absetzung derselben eingetretene gewaltsame Verfaltung, nie um einen ursprünglichen Zustand (s. Kap. V, 3).

Gegenüber der alles unterlagernden Masse des gneisartigen „Urgesteins“ bildet die Reihe der jüngeren vulkanischen Erguß- und der Schichtgesteine nur eine verhältnismäßig dünne Auflage von wechselnder, niemals 2400 m überschreitender Mächtigkeit. Vielsach ist diese Auflage nie darüber gedeckt gewesen oder, wenn doch, dann wieder abgetragen worden (Kap. III). Dadurch treten die älteren Kristallgesteine frei zutage, wie in Kanada, Finnland, Skandinavien, Grönland, südliches Ostsibirien, mittleres und südliches Afrika, Indien, Westaustralien, nördliches und westliches Südamerika, während kleinere Komplexe allenthalben, auch bei uns in Deutschland, anzutreffen sind, besonders in den alten Rumpfbirgen (Schwarzwald, Vogesen, Bayerisch-böhmisches und Fichtelgebirge, Riesengebirge).

Die Einteilung der Gesteine in ihre Hauptgruppen erfolgt, wie das Vorhergehende schon gezeigt hat, nicht nach ihrer stofflichen Zusammensetzung, sondern richtet sich nach dem Mechanismus und dem Ort ihrer Entstehung, wie es dem historisch-genetischen Charakter der geologischen Forschung überhaupt entspricht. Erst die speziellste Einteilung innerhalb der genetischen Gruppen und Untergruppen beruht dann auf dem Charakter des Materials. Ein solches natürliches System ist das folgende:

A. Vulkanische oder Massengesteine.

a) Ergußgesteine, wenn sie an die Oberfläche getreten sind;
b) Erstarrungsgesteine, wenn sie in der Tiefe erstarrt sind.
Weitere Einteilung nach dem Vorwiegen von Kieselsäure, sauren oder basischen Feldspäten und sonstigen basischen und metallischen Stoffen, sowie nach der Struktur (ob körnig wie Granit, oder dicht wie Basalt, oder mit eingesprenkelten Teilen wie Porphyr; Arten, die in beiden Untergruppen vorkommen).
Übergänge zwischen allen Haupt- und Untergruppen vorhanden.

B. Sediment- oder Absatzgesteine.

a) Meeresedimente;
b) Süßwasser- und Landablagerungen.
Zu a: Küsten- (litorale), Flachsee- (hemipelagische), Tiefsee- (eupelagische) Ablagerungen.
Zu b: Fluß- (fluviale), See- (lacustre), Wind- (äolische) Ablagerungen.

Als wichtige Übergangsgruppe zwischen a und b:

c) Delta- und Ästuarbildungen, Brackwasserablagerungen.

Je nach den diese Sedimentarten zusammensetzenden Stoffen Quarz, Kalk, Ton unterscheidet man:

1. Sandsteine, Quarzite, Kalksteine, Mergel im harten Zustand.
2. Sande, Tone im unverbärteten Zustand. Bei beträchtlicher Korngröße: Konglomerate (hart, zusammengebacken); Kiese (lose); Brekzien, wenn sie aus kaum transportierten und daher noch eckigen zusammengebackenen Trümmern bestehen.
3. Organogene Gesteine, aus der aktiven Bautätigkeit oder der Zusammenschwemmung von Organismen entstanden (Kohlen, Schreibkreide, Korallenkalk usw.).

Auch bei den Sedimentgesteinen sind alle Übergänge vorhanden. (Da sie auch bei feinstem Korn stets zusammenschwemmt sind, so unterscheidet man sie auch von den vulkanischen als klastische Gesteine.)

Alle Gesteine und Gesteinsmaterialien sind einerseits unmittelsbar Verwitterungsprodukte oder wieder umgewandelte Verwitterungsprodukte aus früheren festen und weichen Ge-

steinen, andererseits sind sie selbst steter Verwitterung ausgesetzt. Als Verwitterungsprodukte gibt es eine Unmenge Gesteinsarten, die in der vorstehenden Tabelle nicht mit einbegriffen sind, wie Schutt, Ackererde (Humus), Lehm, Porzellanerde, in gewissem Sinn auch Torf. Von diesen wird weiterhin, ebenso wie von den eigentlichen Gesteinen, noch zu reden sein.

Im Vorübergehen wurde oben schon auf den geologischen Altersunterschied zwischen kristallinem und sedimentärem Gestein angespielt. Es ist ein bei Nichtfachleuten weitverbreiteter Irrtum, geologische Altersbezeichnungen, wie „Buntsandstein“, „Kreide“, „Muschelkalk“ u. a. für Gesteinsmaterialbezeichnungen anzusehen, ein Irrtum, der auf einer Verwechslung von folgenden beiden Umständen beruht: Jedes geologische Produkt, sei es eine Geländeform, also ein Gebirge, ein Flußtal u. dgl., oder ein Gestein bzw. eine Gesteinsfolge, ist das Resultat eines zeitlich mehr oder minder ausgedehnten Prozesses. Es ist also nicht nur durch seinen Stoff und seine Form schlechthin bestimmt, sondern muß auch in seinem Zeitverhältnis zu anderen Entstehungsprodukten erfaßt werden. Wir haben es eben überall mit geschichtlich Gewordenem, stets Veränderlichem, nicht mit ein für allemal Feststehendem zu tun. Auch die geologische Wissenschaft ist allmählich und mühsam durch viele Irrtümer hindurch in den Köpfen der Menschen erst geworden. So kam es, daß man anfänglich den Material- und Zeitbegriff nicht scharf auseinanderzuhalten wußte und der Meinung war, daß jedes geologische Zeitalter auch nur durch eine ganz bestimmte Gesteinsbildung ausgezeichnet gewesen und heute in der Erdkruste noch so vertreten sei. Damals entstanden Ausdrücke wie „Urgestein“, „Übergangsgestein“, „Kreide“, „Muschelkalk“ usw., beide Bedeutungen, die stoffliche und die zeitliche in sich vereinigend, bis man späterhin einsah, daß in allen möglichen Zeitaltern Urgesteine, Muschelkalke u. dgl. gebildet wurden, genau wie sich heute noch an den verschiedenen Stellen der Erde alle möglichen Materialien absetzen oder durch Vulkane austreten. Unterdessen waren aber diese Namen für bestimmte Zeitalter schon in der Literatur festgelegt, und da es — will man nicht die heillose Verwirrung anrichten — unmöglich ist, doppelsinnige Begriffe in der Wissenschaft zu verwenden, so beließ man den Zeitaltern diese ihre Namen und unterschied von da ab scharf zwischen

Material- und Zeitbenennung, zumal man inzwischen auch eingesehen hatte, daß die Mannigfaltigkeit aller Gesteine zu groß ist, als daß man mit den paar unbestimmten Namen und Begriffen auf die Dauer ausgekommen wäre.

So muß es von vornherein ein Hauptgrundsatz für den mit Geologie sich Beschäftigenden sein, jeweils bei einer Gesteinsformation wohl zu unterscheiden zwischen Form, Material und Zeitäquivalent, und in der Anwendung der Namen niemals das eine mit dem anderen zu vermischen. Kennt jemand den schwäbischen Jura mit seinen hellgelben, geschichteten Kalkmauern und kommt er in eine fremde Gegend, wo ihm gleichartige Gesteine und Gesteinsformen entgegnetreten, so wäre es grundfalsch von ihm, diese nun als „Jurakalk“ zu bezeichnen, solange nicht irgendwie festgestellt ist, daß sie das gleiche geologische Alter wie jene schwäbischen Felsgesteine haben. Hierüber Näheres im II. Band.

2. Lagerungsart und Absonderungsform der Gesteine.

a) Sedimentgesteine.

Die typische Lagerungsart der Sedimentgesteine ist die Schichtung und Bankung, woher sie auch Schichtgesteine heißen. Sie rührt vornehmlich von der Absetzung im Meer, seltener aus Seen und Flüssen her und beruht auf einem ziemlich regelmäßigen Wechsel des Ablagerungsmaterials, indem z. B. Ton und Kalklagen übereinander regelmäßig wiederkehren, oder indem zwischen nur gleichartigen Bänken eine Unterbrechung, eine Schichtfuge liegt. Auch vulkanische Gesteine können, wie später gezeigt wird, eine Schichtung haben, doch wird diese, solange nicht das Wasser mit im Spiel war, von Natur aus nie sehr regelmäßig und anhaltend sein; sie geht auf andere Ursachen zurück. Sind Sedimentgesteine nicht gebankt, so bezeichnet man sie als „massig“ oder „klotzig“.

Mit jener primären Schichtung nicht zu verwechseln ist die Schieferung, sekundär hervorgerufen durch späteren Gebirgsdruck, dem alle Gesteine unterliegen können. Die Schieferung verläuft stets rechtwinklig zu dem erzeugenden Gebirgsdruck und kann die Schichtung quer durchsetzen oder mit ihr parallel laufen. Dünngeschichtete Sedimentär-
gesteine können daher wie geschiefert aussehen, die Verwendung des Namens „Schiefer“ (z. B. für die lithographischen

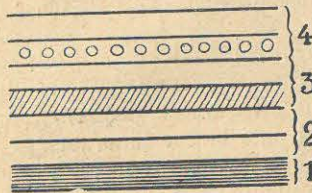


Abb. 1. Schema der normal liegenden Schichten, 1 älteste, 4 jüngste.

Plattenschiefer des fränkischen Jura) ist also strenggenommen unstatthaft.



Abb. 2. Horizontal, also ungestört lagernde Gesteinsschichten des Flachlandes. (Phot. Prof. Bröhl.)

Die einfachste, ursprüngliche Lagerungsart der Sedimentgesteine ist die horizontale; die Schichten liegen normal oder schieflig (Fig. 1, 2). Sind sie einseitig gesenkt, ohne daß die Tafeln zerbrochen sind, dann liegen sie geneigt; wenn sie um 90° gegen die ursprüngliche horizontale Lagerung aufrecht stehen, sind sie saiger. Die Richtung ihrer Neigung heißt

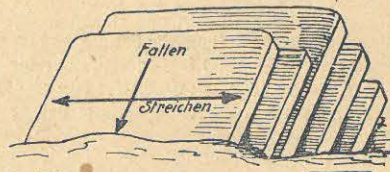


Fig. 3. Schema des Streichens und Fallens gestörter Schichten.

das Einfallen oder Fallen, die rechtwinklig dazu verlaufende Richtung das Streichen.

Das erstere wird mit dem Senkel unter Angabe des Neigungswinkels gemessen (Fig. 3); das Streichen mittels des bergmännischen Kompasses unter Angabe des Betrages von Winkelgraden, um den die Streichrichtung von der Nord-Südlinie abweicht. Einerlei, ob die Gesteine gestört sind oder nicht, nennt man das jeweils Untere, von dem man sprechen will, das Liegende, das Obere das Hangende. Die heraustretenden Enden oder Querschnitte der Schichten und Wänke heißen Schichtköpfe.

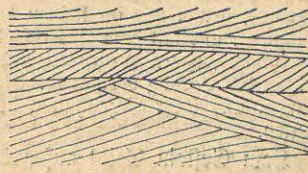


Fig. 4. Schema der Kreuzschichtung.

Ist die bei der ursprünglichen Ablagerung zustande gebliebene Schichtung aus irgendeinem Grunde in dem Sinn unregelmäßig, daß rasch aufeinanderfolgend die einzelnen Schichtungsrichtungen sich unter mehr oder minder spitzen Winkeln schneiden, so spricht man von Kreuzschichtung,

die, im Gegensatz zu den Ablagerungen der freien Flach- und Tiefläse, besonders bei Delta- und äolischen Bildungen vorherrscht (Fig. 4).

Stellt sich bei der genaueren Untersuchung einer dem äußeren Ansehen nach einheitlichen und in regelmäßiger Schichtenfolge sich präsentierenden Gesteinsmasse heraus, daß trotzdem darin geologische Zeitglieder (Zeitschichten) fehlen, daß aber die Unstetigkeitsfläche an der betr. Stelle nicht den Charakter einer Diskordanzfläche, sondern gewissermaßen nur einer Schichtfuge hat, so spricht man von Unkonformität.

Das kann sich auch in kleinen oftmals wiederholen, und dann ist in jedem Einzelfalle zwischen Schichtfuge und Unkonformitätsfläche klar zu unterscheiden. Man erkennt die letztere meist an den auf echten Schichtflächen nie vorhandenen Merkmalen der Verwitterung oder der Ansiedlung von Meerestieren, die eine vorhergehende Erhärtung der unterlagernden Bank zur Voraussetzung haben (Muster, Bohrmuscheln), Geröllbildung über der Fläche u. dgl.

Wird die vorhergehende Schichtlage jedoch vor Absehung der neuen nur um ein wenig durch Bodenbewegung abgelenkt, so entsteht, ohne daß es jedoch zu einer ausgesprochenen, an Ort und Stelle bemerkbaren Diskordanz kommt, eine Diskonformität. Einzelne Gesteinslagen keilen dabei auf größere Entfernung langsam aus, genau wie im Kleinen bei der schon erwähnten Kreuzschichtung, nur mit dem Unterschied, daß diese nicht durch Bodenbewegung, sondern durch wechselnde Richtung der Materialzufuhr bei der Ablagerung bedingt ist. Man muß auch bei diesen Erscheinungen und ihrer Bezeichnung durchaus entwicklungs geschichtlich denken.

Kein Gestein bleibt auf größere Entfernung hin gleichartig, weder in seiner Lagerungsart, noch in seiner stofflichen Zusammensetzung. Dies gilt sowohl in horizontaler wie in vertikaler Richtung. Man nennt diese Änderung Fazieswechsel. Im Grunde ist jeder regelmäßige Schichtungswechsel ein Fazieswechsel, weshalb jener Begriff ausdrücklich auf die einmalige und sozusagen dauernde Abänderung angewendet wird. Wenn die Fazies mehr oder minder spitz auslaufen, dann nennt man das auskeilen (Fig. 5).



Fig. 5. Die Dolomitseifen des Cott Saß in Südtirol mit den sie unterlagernden, teilweise in Faszieswechsel mit ihnen stehenden mittleren Triassschichten. C Schlieren, M Gassianer Mergel, R Gipsitfalt, W Weingerener Schichten. (Nach v. Richthofen aus Kayser.)

Wie sich bei einigem Nachdenken von selbst versteht, kann kein marines Absatzgestein, das wir heute auf unseren Festländern antreffen, noch in derselben relativen Höhe liegen, wie zur Zeit seiner

Entstehung in einem vorweltlichen Meer. Es ist vielfach in Laienkreisen die Auffassung verbreitet, als ob die irgendwo vorhandenen Sedimentgesteine einer Gegend nur gewissermaßen der ehemals Meeresboden bildenden Landschaft aufgeschüttet seien; es wird nicht verstanden, daß die Landschaft, wie sie sich heute unserem Auge darbietet, lediglich aus einer ehemals geschlossen aus dem Meere herausgehobenen, dann erst im Laufe längerer Zeiträume durch Verwitterung, Wasserkreislauf und Bodenbewegungen (tektonische Verschiebungen) zu ihrer derzeitigen Oberflächenform

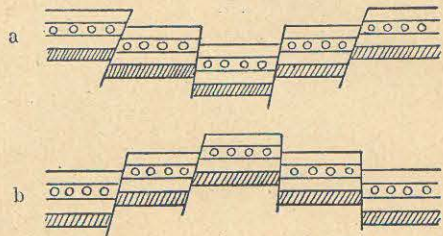


Fig. 6. Schema des Grabens a und Horstes b.

herausmodellierten Gesteinsmasse selbst besteht — soweit sie natürlich nicht aus vulkanischen oder äolischen oder fluvialen jungen Aufschüttungen besteht. Es sind daher so gut wie alle Sedimentgesteine gegen den Ort ihrer Entstehung sowohl im ganzen verjagert, wie auch im einzelnen häufig „gestört“.

Die Störungen der Sedimentgesteine sind mannigfaltigster Art. Am großartigsten und umfassendsten bis in die kleinsten Schichtverbände hinein zeigen sie sich in den Hoch- oder Kaltengebirgen, in der einfachsten Form in den Tafellandschaften. Unter den einfacheren Störungsformen eines ursprünglich horizontal oder im ganzen nur schwach geneigten Schichtpaketes kann man folgende Hauptstörungsformen unterscheiden:

1. Graben: Das Mittelstück ist am tiefsten eingesunken (Fig. 6a).

2. Horst: Das Mittelstück ist stehen geblieben, die Seiten sind eingesunken (Fig. 6b).

Das gleiche Bild müßte zustande kommen, wenn bei 1 die Seiten gehoben wären, bei 2 dagegen das Mittelstück. Beide Lagerungsformen sind zu bezeichnen als:

3. Treppen- oder Staffelbrüche.

Sie sind begrenzt von:

4. Bruchflächen oder Verwerfungen, die in Ein- oder Mehrzahl, als einfacher Spalt oder als verzweigtes Spaltennetz jede derartige geotektonische Verschiebung in der Erdrinde begleiten. Hat an einer Bruchfläche keine Verschiebung stattgefunden, so heißt sie Riß, Spalte, Sprung oder Kluft.

Starke Gehäugerutschungen von Gestein, die auch mit Spaltenbildung und zahlreichen Verschiebungen verknüpft sind, kann man schlechthin nicht als Verwerfungen bezeichnen. Im übrigen sind Verwerfungen kenntlich an dem unvermittelten Aneinandertreffen zweier verschiedenartiger und verschiedenalteriger Gesteine und an den zuweilen auftretenden Stättungen und Krümmungen der Wandflächen, an denen die Verschiebung stattgefunden hat (Garnische, Rutschstreifen). Finden sich lose Steine zwischen den Flächen, so werden auch sie geglättet und getriert, wodurch sie eine gewisse Ähnlichkeit mit den S. 59 beschriebenen Glazialgeröllen bekommen und schon zu Verwechslung Anlaß gegeben haben. Den Betrag der Verwerfung, d. h. die Meterzahl, um die sich die ursprünglich zusammenhängenden beiden Flügel der Verwerfung aneinander vorbeigeschoben haben — sei es durch Hebung des einen oder Senkung des anderen — bezeichnet man als Sprunghöhe und spricht von einem gesenkten und gehobenen Teil im relativen Sinn, auch wenn man zunächst nicht weiß, welcher die Bewegung ausgeführt hat.

Ehe es zum Bruch kommt, oder während der Verschiebungsbewegung selbst, biegen sich zuweilen die Schichttafeln ab, es entstehen:

5. Flexuren (Fig. 7a) und Schleppungen (Fig. 7b).

Auch im Gelände kann die Verwerfung, wenn man ihre die Erdoberfläche als Linie schneidende Richtung verfolgt, in einer solchen Flexur enden, die dann ihrerseits in ungestörte Lagerung übergeht.

Alle die bis hierher beschriebenen tektonischen Bilder lassen sich aus einfachen Vertikalbewegungen erklären da-

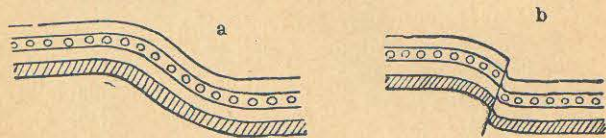


Fig. 7. Schema der Flexur a und der Schlepplagen an einem Bruch b.

durch, daß eine Senkung oder Hebung stattfand. Wenn jedoch die Verwerfungen gegeneinander geneigt stehen, und eine nach oben etwa breiter werdende, also keilförmige Scholle abgesunken ist, so ist eine vorausgehende Zerrung des betreffenden Rindensstückes unerläßliche Voraussetzung, weil sonst der Raum nach unten zu eng wäre.

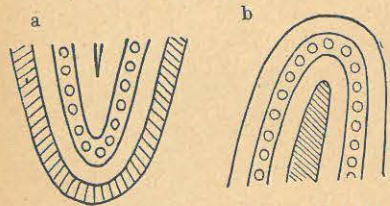


Fig. 8. Schema von Mulde a und Sattel b.
(Vgl. die Schichtfolge in Abb. 1.)

Umgekehrt muß bei Hebung einer keilförmigen Scholle ein Zusammenrücken von den Seiten her stattfinden, sonst schwebte die gehobene Scholle in der Luft. Dagegen sind die nachfolgend beschriebenen Falten, unmittelbar wenigstens, auf seitliche Zusammenpressung (Tangentialdruck) zurückzuführen. Man unterscheidet (Fig. 8):

a) Mulden, wenn die ursprünglich horizontalen Schichten so zusammengefaltet werden, daß die ehemals zu oberst liegende (jüngste) nun den Kern bildet;

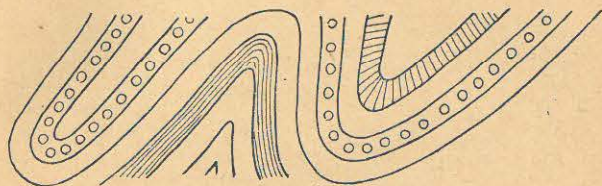


Fig. 9. Schema geneigter Falten.

b) Sättel, wenn die jüngste die umhüllende Außenfläche bildet.

Bei Mulden und Sätteln unterscheidet man Kern und Mantel. Der Kern ist das Innerste, der Mantel (nur beim Sattel) das Äußerste; die divergierenden Äste heißen Flügel bei der Mulde und Schenkel beim Sattel.

Die Falten heißen geneigt (Fig. 9), wenn ihre Querachse nicht mehr vertikal, sondern schräge steht; liegend, wenn sie fast oder ganz horizontal verläuft (Fig. 10).

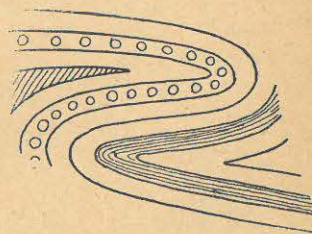


Fig. 10. Schema der liegenden Falten.

Ein Verwerfungssprung kann entstehen aus einfachem Bruch bei Zerrung der Schichten in der Horizontalrichtung oder aus einer Flexur (Fig. 7), also durch Zerrung in der Vertikalrichtung; endlich auch durch Übertreibung der tangentialen Faltung. Denkt man

sich in Fig. 11 a die mittlere Mulde stark zusammengepreßt, den Faltungsprozeß aber immer noch mehr gesteigert, dann bleibt den Falten, die stets eine lokale Verkürzung eines

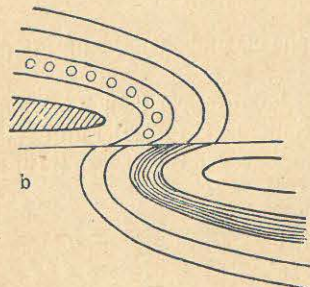
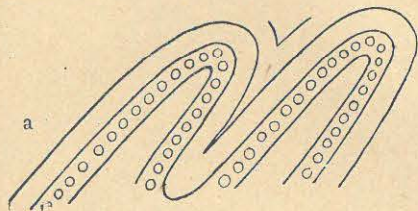


Fig. 11. Schema einer durch fortgesetzten Tangentialdruck aus einer Falte a entstehenden Überschiebung b.

Teiles der Erdkruste bedeuten, kein Raum mehr, sie überfallen sich, zerreißen und überschieben sich dabei an einer oder mehreren Stellen. Es entstehen: Überfaltungen, Schuppungen und Überschiebungen, wobei einzelne Massen über andere hinweggleiten (b). Wird eine solche Überschiebungsfläche nachträglich mitsamt dem zugehörigen Faltenpaket steil gestellt, dann sieht sie äußerlich zwar wie eine Verwerfung aus (vgl. Figur 14 auf S. 26), ist es aber ihrer Natur nach nicht.

Es ist in der Natur meist schwierig, solche Faltungs- und Überschiebungsbilder zu entwirren, die ja nur in den seltensten Fällen in großen natürlichen Aufschlüssen zu übersehen, sondern meist von jüngeren Bildungen bedeckt oder infolge der Abtragung nur noch in Resten erhalten sind.

Wenn über gestörten oder gefalteten Schichten eine Abtragungsläche liegt und über diesen älteren Schicht- oder

Faltenstümpfen jüngere, ungestörtere Schichten liegen, dann ist dies der typische Fall einer

Diskordanz (Fig. 12). Solche Diskordanzen können sich mehrfach übereinander wiederholen (Fig. 13).

Alle sich nicht mehr in ursprünglicher Lagerung befindlichen Gesteine nennt man disloziert (Dislokation).

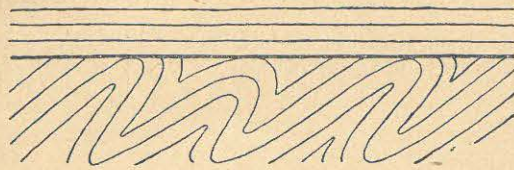


Fig. 12. Schema einer Diskordanz.

Es handelt sich in der Geologie, sowohl in der Wissenschaft wie im praktischen Bergbau, immer darum, die in der Natur vorhandene

Lagerungsart der Gesteine, also besonders bei Störungen den Verlauf der Verwerfungen, das Streichen und Fallen der Schichten, das Vorhandensein von Sätteln und Mulden festzustellen. Da diese nun äußerst selten voll entwickelt, vielmehr fast stets abgetragen, bedeckt und gestört sind, so gilt es, mittels mehr oder

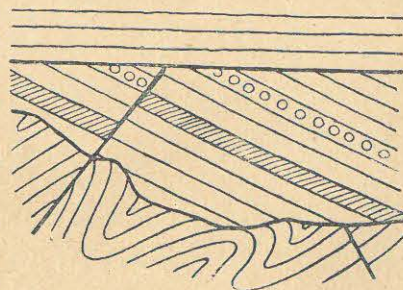


Fig. 13. Schema einer mehrfachen Diskordanz.

minder dürftiger Einzelheiten, sowie mittels der Altersfolge der einzelnen beobachteten Gesteine die Lagerung und die Faltenbilder zu rekonstruieren. Ein Beispiel möge das erläutern.

Auf der beifolgenden Fig. 14 ist die dunkle Schichtfolge 3 die geologisch jüngste, die gebante mit den Querstrichen 1 die älteste, die mit den Kreisen 2 im Alter zwischen beiden stehend. Aus diesen ursprünglich normal lagernden Folgen sei ein Gebirgszug zusammengefasst. Es gilt nun, durch Begehung der Berghänge und Klämme zunächst festzustellen, wie die einzelnen Schichten der drei Abteilungen fortwährend aufeinander folgen und miteinander wechsellagern, ob sie jedesmal in ihrer vollen Mächtigkeit nach dem genannten Normalprofil entwickelt sind, oder worin die Unregelmäßigkeiten sonst bestehen.

Es wird also festgestellt, daß die Höhe a aus den ältesten Schichten besteht, von denen aus man, zu beiden Seiten hinabgehend, immer jüngere Schichten kommt. Die Höhe a erweist sich somit als

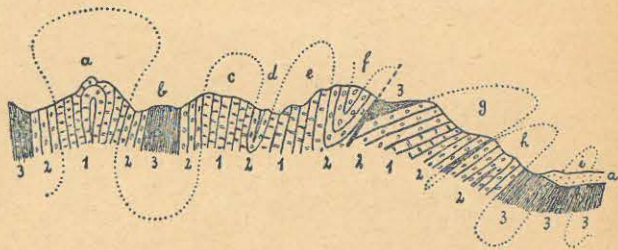


Fig. 14. Alpines Profil mit ergänzten Sätteln und Mulden. (Beschreibung im Text.)

ein Gewölbe, ein Sattel, gemäß Fig. 8 b auf S. 22. Da die Schichtköpfe nach auswärts gestellt sind, entsteht in der Rekonstruktion eine sog. Fächerfalte. Zu beiden Seiten schließt sich eine Mulde an, indem hier die Reihenfolge vom älteren 1 zum jüngeren 2 verläuft. Bei b liegt das jüngste Schichtglied 3 im Kern, wir haben also nach Analogie von Fig. 8 a auf S. 22 eine Mulde, die sich beiderseits an den Sattel anschließt. Nun folgt von c nach e ein Vorwiegen der ältesten Schichten 1 und nur dazwischen bei d taucht einmal auf kurze Zeit die mittlere Serie 2 auf. Wenn wir die Mächtigkeit der ältesten Schichten bei c und e messen, zeigt sich, daß sie doppelt so groß ist, als ihr auf dem ursprünglichen Normalprofil zukomme; ist muß also beide Male zusammengefaltet, nicht nur

einfach steigestellt sein, also jedesmal, bei c und e, einen Sattel bilden, zwischen denen die nächst jüngeren Schichten 2 als Muldenkern d liegen. Diese tauchen wieder kurz vor f auf, wo sie diesmal ebenfalls in doppelter Mächtigkeit erscheinen, also in sich eine Mulde bilden.

Dann folgt mit f ein scharfes Absetzen gegen das jüngste Glied der Normalserie, das im Gegensatz zu den vorigen anscheinend ziemlich horizontal, also wie ursprünglich liegt. Geht man nun den Berghang g hinunter, dann folgen immer ältere Schichten 3—1, also genau so, als Schritte man das ungestörte Profil ab. Jedoch bemerkt man bald, daß die älteste Schicht 1 nicht die ihr im Normalprofil zukommende Mächtigkeit aufweist und daß man alsbald wieder von neuem in die jüngere Schicht 2 gelangt, die bis h aushält, nur mitten darin unterbrochen von einer dünnen, ausgequetschten Lage der jüngsten Schicht 1. Die anscheinend normale Lage zwischen f und g erweist sich daher als der eine Schenkel eines Sattels g mit daran anschließendem darunterliegendem Sattelgewölbe h, das nur aus den mittelalten Schichten 2 (doppelte Mächtigkeit!) besteht, während die dazwischen eingellemmte jüngste Schicht 1 eine Mulde repräsentiert, aber fast ganz verschwunden ist durch Auswälzung und Ausquetschung beim Faltungsprozeß (vgl. Kap. V, 2). Auf diese Weise wurden die Falten dachziegelartig übereinander gelegt (Schuppung). Ein fortlaufendes Anstehen der jüngsten Schicht 3 am Fuße des Berges und im Tal i unter dem Fallschutt a zeigt, daß hier eine anhaltende gleichmäßige Faltung stattgefunden hat (Sofklinalfalten).

Es sei ausdrücklich bemerkt, daß auf geologischen Profilen diese symbolische Darstellung der ergänzten Falten durch gestrichelte Linien nicht bedeuten soll, daß die Sättel und Mulden ursprünglich einmal sich wirklich so vollständig nach oben ausdehnten (Luftsäute!), sondern daß hiermit zunächst nur der Faltungsmechanismus, wie er aus der Horizontallagerung hervorging, veranschaulicht werden soll.

Die Feststellung der Lagerungsform ist unentbehrlich für den Bergbau, wenn eine erz- oder kohlenführende Schichtlage abgebaut werden soll. Man muß dann im Bergwerk genau wissen, wohin man sie zu verfolgen hat oder wo sie wiederzufinden ist, wenn sie infolge einer Verwerfung, Überschiebung oder Ausquetschung irgendwo verschwinde.

Die hier für die Lagerung der Gesteine angegebenen Bewegungsformen sind von vornherein begrifflich und in der Praxis klar auseinanderzuhalten von den Geländeformen, unter denen sie auftreten. Wie die besprochene Figur zeigt, überschneidet die Erdoberfläche vielfach ganz regellos die Gesteinswölbungen und Brüche aus Gründen, die im Kapitel IV ausführlicher dargelegt werden. Wenn also im geotektonischen Sinn von Mulden, Sätteln, Treppen usw. die Rede ist, dürfen diese Ausdrücke zunächst nicht mit der Vorstellung von Oberflächeneinsenkungen oder -hügeln, -rücken, -stufen der Landschaft verknüpft werden. Gewiß liegen Landschaftstalungen sehr oft in geotektonischen Mulden, und geotektonische Sättel fallen mit Höhenrücken, Hügeln und Bergen zusammen. Aber ebensooft verhält es sich auch umgekehrt, ganz besonders im Hochgebirge, wo die steilsten Gipfel aus horizontal gelagerten Schichttafeln bestehen können, die breiten Flächen aber aus Sätteln oder Mulden.

Ein lehrreiches Beispiel hierfür aus dem Flachland bietet die vor der Côte lorraine liegende, aus der Ebene frei aufsteigende Berghöhe des Gratin zwischen Toul und Verdun. Sie ist tektonisch ein einseitiger Graben, aber trotz der jahrtausendelangen Verwitterung und Wegschwemmung des umgebenden weichen Tongesteins der Wosreebene ihrerseits so durch überlagernden harten Kalk geschützt, daß sie schließlich als alter Abtragungsrest stehengeblieben ist und nun als Berg das ausgewaschene tiefere Land überragt (Fig. 15). Sie sieht also äußerlich wie ein Horst aus, ist aber in Wirklichkeit ein „Gaben“. Das Rheintal dagegen von Basel bis Mainz ist ein ebensolcher, zwischen Schwarzwald und Bergstraße auf der einen, Vogesen und Harzt auf der anderen Seite eingefunkener tektonischer Graben und als solcher auch landschaftlich ausgeprägt. So schreitet gelegentlich der Laie auch auf einem Feld oder an einem flachen Berghang über eine Verwerfung von 50 oder 100 m Sprunghöhe hinweg, die längst wieder in der Oberflächenform durch Abtragung ausgeglichen ist und sich nur dem in der Altersfolge der Gesteine kundigen Auge mittelbar verrät.

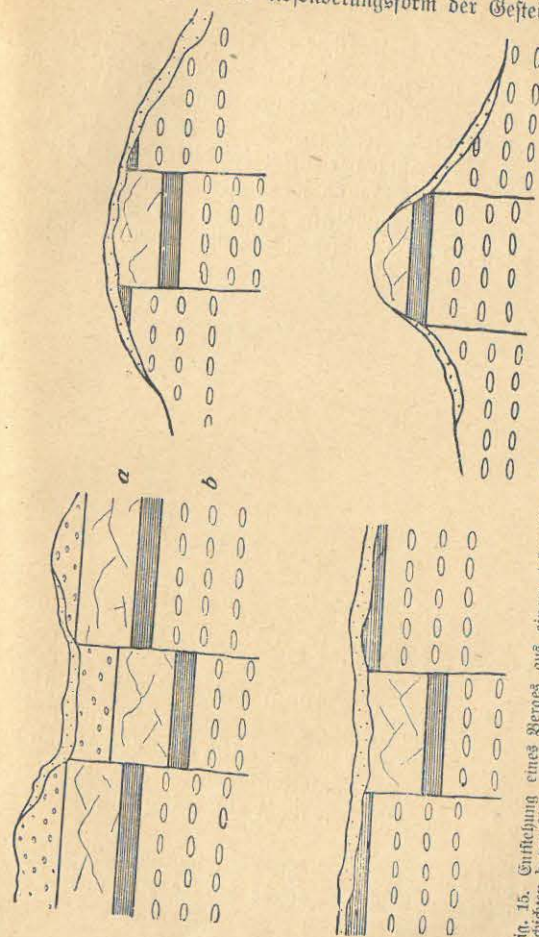


Fig. 15. Entschung eines Berges aus einem tektonischen Graben. Die härteren Kalke a schützen die weicheren Schichten b vor Abtragung. In der Mitte des Grabens liegt die harte Schicht am tiefsten, wird also am spätesten von der Verwitterung erfaßt und leidet ihr am längsten Widerstand.

b) Vulkanische Gesteine.

Gemäß ihrer anderen Entstehungsweise ist auch die Lagerungsart der vulkanischen Produkte von jener der Sedimentärgesteine ganz verschieden. Sie ist meistens viel unregelmäßiger, am ehesten der fortgesetzt diskordanten Überlagerung und Kreuzschichtung jener zu vergleichen.

Die vulkanischen Ausbrüche fördern im allgemeinen dreierlei Material zutage: schmelzflüssige Lava, Gesteins-

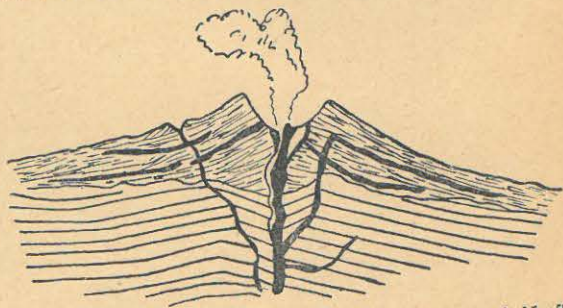


Fig. 16. Schema eines aufgeschichteten Vulkanberges. Unten, breit schraffiert: gewachsene, tektonisch gestörte Gesteinschichten. Oben, eng schraffiert: aufgeschüttete Aschen und Auswürflinge in Kreuzschichtung. Dickschwarz: aufdringende und ausgeflossene Lava. (Nach Heim aus Kayser.)

trümmer größeren (Bomben) und kleineren (Lapilli) Durchmessers, und Asche. Alles das schiebt sich wie zufällig übereinander oder durchsetzt sich gegenseitig, und nur, wenn die eine Art der Materialförderung ganz oder nahezu ganz vorherrscht, entstehen mehr einheitlich aufgebaute Gesteinslagen.

Es gibt zwei Arten des Austritts vulkanischen Materials aus dem Erdinnern: die explosive und die ruhig ausfließende. Bei der explosiven kommen alle drei Formen der Material-

förderung vor und bauen einen bald breiteren, bald spitzeren Kegelberg auf, der über einem meist unvulkanischen Grundgebirge aufragt, das von einem Spalt oder einer Verwerfung durchsetzt ist, worin die Glutmasse aufsteigt (Fig. 16). Selten steht ein Vulkan ganz allein, vielmehr bringt es seine Lage auf einer Verwerfung oder einem Spaltennetz mit sich, daß an vielen Stellen die Lava heraufdringt, wodurch die Vulkane reihenförmig oder in Gruppen beisammenstehen. Dadurch bauen sich im Laufe der Zeit auch ganze vulkanische Höhenzüge und Gebirge auf (Siebengebirge, Euganeen), die entweder frei aus einem ebenen Land hervorstechen oder ein Gebirge nichtvulkanischen Ursprungs durchsetzen und ganz oder teilweise überschütten. Stets bewirkt dies eine unregelmäßige Lagerung. Bei der anderen Art von Ausströmen, nämlich dem ruhigen Ausquellen des Magmas, entstehen je nach der ursprünglichen Geländeform flach ausgebreitete, horizontal liegende oder geneigte Decken (Island, Samoa), von geringerer oder bedeutender Ausdehnung und Mächtigkeit. Stets sind es Spalten, denen auf solche Weise das vulkanische Schmelzmaterial entquillt. Zuweilen haben in der Erdgeschichte diese Ausflüsse ungeheure Dimensionen angenommen; so zur Tertiärzeit in Indien und dem westlichen Nordamerika, wo Flächen wie Deutschland mit einer mächtigen Basaltmasse überschwemmt wurden, die sodann als Decke ältere Gesteine überlagerte und selbst teilweise wieder von jüngeren überlagert worden ist. Ein Mittelglied zwischen dem explosiven und dem stromförmig-flüssigen Ausströmen führt zur Bildung von Quellsuppen, wobei das zähe Magma ähnlich der Ölfarbe aus einer Tube austritt und sich unmittelbar an der Austrittsstelle kuppelförmig aufhäuft, indem sich immer neue Masse nachschiebt, die vorherige verdrängt und sich über sie hinüberschiebt (Fig. 17).

Die aus einem Vulkan austretenden Lavaströme nehmen beim Erkalten stets eine unregelmäßige Oberflächenform an (Fig. 18). Bald

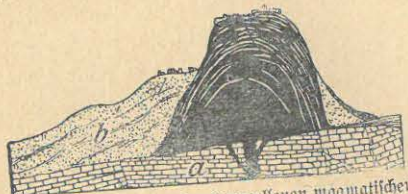


Fig. 17. Schema eines ausgequollenen magmatischen Gesteins: a liegende Sedimentschichten mit Vulkanischlot; b Tuffauffschüttung.

sehen sie aus wie bedeckt mit erstarrten Wülsten zähen Teiges, bald haben sie eine wirre rauhe, zackige Oberfläche. Je nachdem beim Erkalten sich viele oder keine Gase von innen heraus abscheiden, wird die Lava porös und durchlöchert oder dicht und geschlossen erscheinen. Der Bims-



Fig. 18. Stabig abgefonderte Lava. Im Hintergrund Auffschüttungstege mit Krater. (Aus Reinhardt.)

stein z. B. ist ein an sich sehr hartes, festes Glas, das aber so durch und durch mit Gasporen übersät ist, daß es brüchig und lose erscheint.

Da die zu Tuff erhärteten vulkanischen Aschen, die nichts anderes als explosiv zerstaubte und zerspritzte Laven sind,

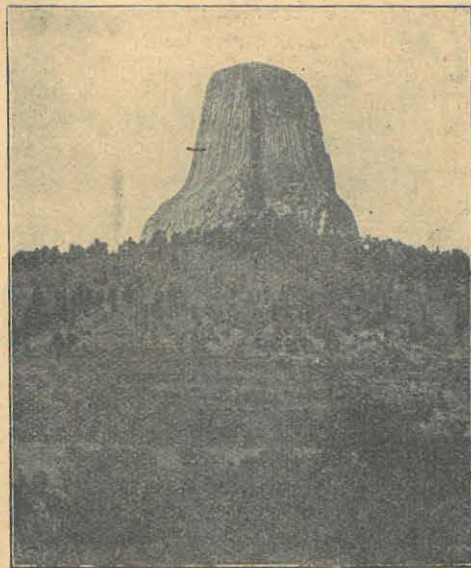


Fig. 19. Nordamerikanischer Lauffolth, säulig abgefondert Basalt. Erklärung wie bei Fig. 17. (Aus Prof. Pap. U. S. Geol. Survey.)

sehr rasch der Verwitterung und Abtragung durch die Atmosphäre unterliegen, findet man von den früheren, vorweltlichen Vulkanen vielfach nur noch die im gewachsenen Grundgebirge stehenden erhärteten Magmamassen in den

Gängen, durch die sie ehemals emporquollen. In der weiteren Umgebung dieser Gänge liegende Reste von Aufschüttungsmassen sind dann oft sehr schwer auf den Ort ihrer Herkunft zu beziehen. Ist ein alter Vulkan auf die bezeichnete Weise abgetragen und sind die Auftriebskanäle freigelegt, dann erscheinen diese aber nicht nur als Stöcke oder Gänge in dem ehemals von ihnen durchdrungenen Gestein, sondern ragen, weil sie gewöhnlich härter als dieses sind und der Zerstörung länger Widerstand leisten, als Ruppen und „Berge“ über die jetzige Landoberfläche hervor (Fig. 19);

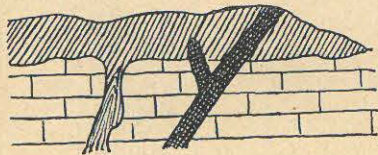


Fig. 20. Lagerungsart vulkanischer Gesteinsgänge und Decken. Der dunklere Gang entstand später, denn er durchstößt ganz oder teilweise den helleren.

das Hegau bietet genügend Beispiele dafür. Man nennt diese Stöcke Bakolithe. Nicht immer gelingt es den vulkanischen Massen, bis an die Oberfläche vorzustößen. Viele Abzweigungen verlieren sich beim Aufdringen in den Klüften und Schichtfugen des durchsetzten Gesteins, erstarren dort und bilden auf diese Weise nicht nur quer durchstreichende Ganggesteine und Stöcke (Fig. 20), sondern können auch auf größere oder geringere Strecken hin wie normal eingelagerte Schichtglieder mitten in einem Sedimentärgestein erscheinen. Tritt aber das vulkanische Material im Meere selbst aus oder gerät die auf dem Lande ausgestoßene Lava und Asche sofort ins Meer, dann wird dieses Material vielfach regelrecht sedimentiert und kann dann als Sediment angesprochen werden.

Es ist meistens nicht schwer, in der Natur zu entscheiden, ob ein solches Vorkommen auf die eine oder die andere Weise entstanden

ist. Denn wenn die Zwischenlagerung durch Eindringen der Gesteinsmasse in die Schichtfugen entstanden ist, dann hat die Hitze das angrenzende Sedimentärgestein umgewandelt (Kontakt metamorphose). Diese Umwandlung äußert sich in Röstungs- und Schmelzungserscheinungen, Neuausscheidung von Mineralien im ursprünglichen Gestein, in der Umwandlung des gewöhnlichen Kalkes in grauen oder weißen kristallinen Marmor, benachbarter Kohlenlager in Anthrazit usw. Ist dagegen das eingelagerte vulkanische Material schon ursprünglich sedimentiert, dann fehlen natürlich alle diese Erscheinungen, und zudem enthält der „Tuff“ auch meistens verfeinerte Tier- und Pflanzenreste, was bei einem primären Erstarrungsgestein unmöglich ist.

Abgesehen von der unregelmäßigen Übereinandererschichtung ungleichartiger Eruptivgesteine, wie sie oben geschildert wurde, erfahren viele Massengesteine auch eine innere Absonderung, wie man sie auch an den geschmolzenen und wieder erkalteten Hochofenschlacken beobachten kann. Bekannt ist die sechskantige, säulenförmige Absonderung des Basaltes, (Fig. 19) dem eine ähnliche, wenn auch bei weitem nicht so regelmäßige des Porphyrts entspricht, während der Granit gern kugelige Absonderungsformen annimmt (Fig. 26) und vieles dgl. (Fingalshöhle, Käsegrotte).

Die Vulkangesteine werden natürlich ebenso gestört, gefaltet, überfaltet und überschoben, wie die Sedimentärgesteine. Da sie schon von vornherein meist recht unregelmäßig diese durchsetzen, so läßt sich leicht denken, zu welcher verwickelten, für den Forscher oft gar nicht zu enträtselnden Lagerungsverhältnissen die nachträgliche gemeinsame Verfaltung und Störung solcher Vorkommen führt, wie sie uns in den stark gefalteten Hochgebirgen oder in deren vorweltlichen Resten, die heute nur noch als Stümpfe vorhanden sind, entgegneten.

3. Druckerscheinungen in den Gesteinen.

Die vorstehend geschilderten Lagerungsformen der Gesteine sind vielfach unter Druck und Pressung zustande gekommen, insbesondere die Falten, welche in den Hochgebir-

gen am mannigfaltigsten und vollkommensten entwickelt sind. Daß weiche Tone und Mergel, durch Seitendruck zusammengepreßt, sich in schöne Falten legen lassen, kann man ohne weiteres verstehen; daß aber ein so sprödes hartes Material wie Kalk, Sandsteine, Tonchiefer die gleiche vollkommene bruchlose Faltung zeigen, ist aus den gewöhnlichen Begriffen unverständlich. Bei der Entstehung der Groß- und Kleinfalten der Hochgebirge sind die Gesteine von mächtigen, nunmehr abgetragenen Massen bedeckt gewesen. Wirkte der Gebirgsfaltungsdruck ein, dann konnten sie im einzelnen nach keiner Seite hin ausweichen und waren so in einen gewissen latent-plastischen Zustand gebracht. Man darf sich nicht vorstellen, daß diese bruchlose Faltung stürmisch vor sich ging; sie wirkte vielmehr unendlich langsam, und nur so ist das Resultat, daß hartes Gestein in glatte Falten gelegt werden konnte, zu erklären. Auch die Physik lehrt, daß durch langdauernde einseitige Belastung oder Druck harte Körper ihre Form langsam ändern, während rasche Einwirkungen sie zertrümmern würden. Zudem sind ja die alpinen Gesteine zur Zeit ihrer Faltung in der Tiefe auch geothermisch erwärmt gewesen, was ihre Plastizität erhöhte, wie Experimente erwiesen haben. Schleppungsfalten an Verwerfungen im gewöhnlichen Schichtverband sind demgegenüber stets unter Zertrümmerung gefaltet (rupturelle Faltung).

Bei diesen Faltungen und Pressungen, unter denen sich die Gesteine vielfach auch aneinander vorbeischieben, wenn sie einmal Gelegenheit dazu finden, ergeben sich im Kleinen eine Menge Zerrungs- und Druckfiguren, die leicht auffallen und darum hier besonders erwähnt seien. So die durch infiltrierte Mineralstoffe bewirkte Bildung von Kalkspat- und Quarzadern im gewöhnlichen Gestein, dann die Zertrümmerung und Widerverfittung der edigen Gesteinsplättchen und -brocken, wodurch eine Art Scheinkonglomerat entsteht (Dislokationsbrekzien); auch der bekannte Ruinenmarmor gehört hierher. Oft entstehen an zwei aneinander vorbeischiebenden

gepreßten Gesteinsteilen sog. Druckfugen, das sind ausgeheilte zackige Gesteinsnähte mit einem Belag andersartigen Materials, das bei dem Pressungsprozeß auf chemischem Weg aus dem umgebenden Gestein ausgeschieden wurde, daher seinem Wesen nach etwas ganz anderes ist als die eben erwähnte „Ausheilung“. Wenn diese Druckfugen ein kleineres Gesteinsstück abtrennen, entstehen die kurzäulen-, rhomben- bis zapfenförmigen Strolithen. Zerdrückte oder mit runderlichen Eindrücken versehene Gerölle sind gleichfalls das Resultat eines jedoch nicht eben starken Druckes, da sie in losen Konglomeraten der Oberfläche häufig vorkommen. Durch das Aneinanderdrücken wird an den Berührungsstellen das Gestein fein pulverisiert, dann vom Wasser gelöst oder fortgespült, so daß es aussieht, als ob die Steine plastisch gewesen wären, als sie sich ineinanderdrückten.

Ein besonderes Wort verdienen hier die kristallinen Schiefer. Sie sind, wie schon S. 11 erwähnt, fast ausschließlich umgewandelte Vulkan- und Sedimentärgesteine aus sehr alter erdgeschichtlicher Zeit. Auch sie zeigten ursprünglich dieselben Lagerungsverhältnisse und denselben inneren Aufbau von Schichtung, Durchsetzung, Klüftung, Zwischenlagerung wie jene. Durch die im Laufe sehr langer Zeiten immer wieder eingetretene Umlagerung, Faltung, Pressung, Versinken in größere Tiefen und damit verbundene stärkere oder schwächere Erwärmung, ja Einschmelzung, ferner neue Durchdringung mit vulkanischen Massen, sind diese alten Gesteine so mitgenommen (metamorphosiert) worden, daß sie eben meistens nicht mehr durchweg ihrer Entstehung nach erkennbar sind. Sie unterlagern entweder das ganze jüngere Schichtensystem oder sind mit ihm verfaltet (Hochalpen). Oft zeigen sie Schichtung und Bankung, von der man indessen nicht immer weiß, ob sie nicht durch Druckabsonderung entstanden ist, also einer groben Schieferung entspricht.

Eine für die meisten kristallinen Gesteine äußerst charakteristische Grobstruktur ist die von der Schichtung und

Faltung unabhängig verlaufende Fältelung. Sie besteht in einem fortlaufenden Gewirre zahlloser kleiner und kleinster aneinandergereihter Sättel und Mulden mit Verwerfungen und überschobenen Falten und Fältchen, zwischen die sich stellenweise Magmaintrusionen eingebrängt haben und mehr oder minder gleichförmig mitgefaltet sind. Lange Zeit über glaubte man, diese Zerknitterung, genau wie die beschriebene Faltung im latent-plastischen Zustand, lediglich auf mechanischen Druck zurückführen zu sollen. Jedoch haben die neueren Erkenntnisse über das Verhalten der Gesteine in erhitztem oder schmelzflüssigem Zustand und unter verschiedenen Druckverhältnissen den Schluß nahegelegt, daß weitgehende räumliche Umlagerungen, Volumenveränderungen und Ummineralisierungen bei gleichzeitiger schmelzflüssiger oder dampfförmiger Zufuhr und Wegfuhr von neuen Mineralstoffen diese Kleinfaltung sozusagen von innen heraus (autoplaste Faltung) veranlaßt haben, so daß hier bei aller äußeren Ähnlichkeit mit tektonischen Faltungen ein im Wesen der Sache begründeter Unterschied vorliegt.

Ein ähnlicher, wenn auch in allen Einzelheiten verschiedener Vorgang mag zu den feinen Fältelungen in den Salzlagerern geführt haben.

4. Grundwasser und Quellen.

Das Grundwasser lagert zwischen und in den Gesteinen. Es kann in seltenen Fällen wie ein Gestein auftreten, erhärtet und eine dauernde Schicht bildend (Bodeneis). Wo, wie in weiten Teilen Sibiriens, die mittlere Jahrestemperatur unter dem Nullpunkt bleibt und der Boden daher vielfach unter seiner Oberfläche dauernd gefroren ist, bleibt auch das sich ansammelnde Grundwasser in diesem Zustand. Auch kann der sich im Winter ansammelnde Schnee nicht völlig

schmelzen, er wird zeitweise von oben her nur von Schmelzwasser durchseht und zu Steineis zusammengebacken. Wird dieses dann von Schlamm aus zusammengewehtem Staub und Sand bedeckt, dann erhält es sich auf dem gefrorenen Boden jahrtausendlang wie ein Felsgestein. Dasselbe findet statt beim Absterben großer Gletscher, wo lange Zeit hindurch, auch auf nichtgefrorenem Boden, die einzelnen getrennten Teile des toten Eisstromes unter dem mächtigen Moränenschutt erhalten bleiben und sich auf ihnen (Neufeland) ganze Waldbestände ansiedeln können. Diese schützen es dann ihrerseits wieder gegen Temperatureinflüsse.

Die Gesteine lassen sich hinsichtlich ihres Verhaltens zum Wasser unterscheiden als wasserdurchlässige und -undurchlässige mit sämtlichen Übergängen. Die Durchlässigkeit besteht bei Materialien wie Kies, Sand, vulkanischen Aschen und gewissen sandigen Lehmen in dem Vorhandensein der Zwischenräume zwischen den einzelnen losen Körnern; bei nicht allzusehr verhärteten Sandsteinen und Tuffen in dem Vorhandensein von Poren, ineinanderlaufenden schwammartigen Kanälchen und kleinen Höhlungen; bei festen Kalken und Sandsteinen nur in den Klüften, Spalten und Schichtfugen. Wo solche fehlen, sind die Gesteine praktisch wasserundurchlässig.

Alles Regenwasser und auch Flußwasser, das irgendwo in den Boden eindringt und versickert (Einzugsgebiet), folgt den vorbezeichneten Wegen und gelangt irgendwo auf ein wasserflauendes Hemmnis, sei dies ein undurchlässiges Gestein als solches oder eine von Ton ausgefüllte Kluft, die als Stauwand wirkt. Es sammelt sich an dem tiefsten ihm erreichbaren Punkt an und steigt im porösen oder klüftigen Gestein so weit empor, als es kann, ein Grundwasserbecken bildend. Die Form des Grundwasserbeckens ist ab-

hängig von den umgebenden und überdeckenden Wandungen, das sind also in diesem Fall undurchlässige angrenzende und überdeckende Schichten. Danach richtet es sich, ob die An-

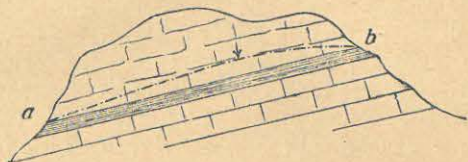


Fig. 21. Schema einer Schichtquelle a und einer Überfallsquelle b. Grundwasserspiegel konvex, gestrichelt; Pfeil: Hauptrichtung des Wasserzutritts; dunkel schraffiert: wasserundurchlässige Schicht.

sammlung die Form eines Sackes oder mehr eines Rhombus mit konvexer Oberfläche oder einer Linse hat. Die konvexe

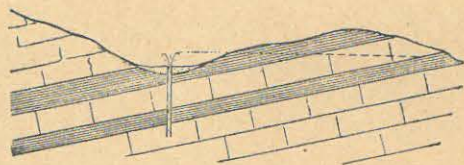


Fig. 22. Schema eines artesischen Brunnens. Das Grundwasser ist teils zwischen zwei undurchlässigen Schichten eingespannt, teils liegt es darunter; sein Spiegel bis zur gestrichelten Linie gestiegen. Nach Durchbohrung der undurchlässigen Lage dringt es nach dem Prinzip der kommunizierenden Röhren über die Oberfläche heraus.

Form des Grundwasserspiegels statt der theoretisch zu fordernden horizontalen rührt daher, daß das Grundwasser infolge der Reibung im Gestein und des von ihm zurückzulegenden Weges niemals zur Ruhe und damit ins Gleich-

gewicht kommt, sondern an der Stelle, wo es zudringt, höher, wo es ausfließt, tiefer steht (Fig. 21).

Wo das Grundwasser, sei es nach langer oder kurzer Wanderung, wieder zum Austritt gelangt, liegen Quellen. Nach der Art der inneren Wasseransammlung und ihres Austritts

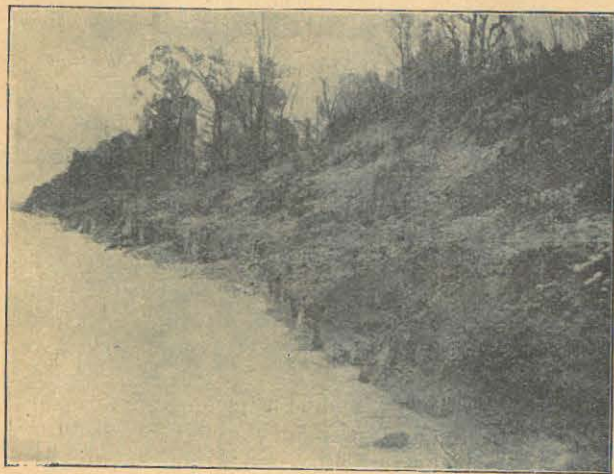


Fig. 23. Quellaustritte an der Fjar. Oben aus dem durchlässigen Kies tritt das Wasser (keine weiße Streifen) aus, das sich über dem unteren sandigen Ton gestaut hat.

unterscheidet man Schichtquellen, Überfallsquellen und aufsteigende Quellen (Fig. 21, 23), welche letztere auch künstlich durch Bohrungen geschaffen werden können (artesischer Brunnen Fig. 22), wie überhaupt das Grundwasser durch Schachtungen oder einfache Brunnengrabungen erschlossen oder durch Fassung verzettelter Quellaustritte nutzbar gemacht wird.

Gemäß der Verteilung durch- und undurchlässiger Schichten gestalten sich in den einzelnen Gegenden die Grundwasserhältnisse ganz und gar verschieden. Bald liegt der Spiegel so hoch, daß er unmittelbar als See oder Sumpf oder — bei Bewegung — als Bach ohne Ober- und Unterlauf an der Oberfläche liegt oder in geringer Tiefe zu erreichen ist. Ein andermal trifft man ihn erst mittels beträchtlicher Tiefbohrungen in hunderten von Metern an. Zuweilen ist er bei verwickeltem oder stark gestörtem Schichtbau ganz beschränkt und dann schwer zu finden. Es können natürlich auch mehrere getrennte Grundwasserstürze übereinander liegen, alle durch wasserundurchlässige Schichten voneinander getrennt. Wie weit Grundwasser in die Tiefe sinken kann, wenn Spalten und durchlässige Schichten ihm dies erlauben, hängt von der mit der zunehmenden Tiefe steigenden Wärme (1° auf je 33 m) ab, in der schließlich das Wasser verdampfen muß und daher ähnlich wie beim Leidenfrostischen Phänomen gewissermaßen auf einer Dampfschicht aufzuhen würde.

Es ist eine außerordentlich schwierige und noch keineswegs gelöste Frage, ob alles aus Quellen, besonders heißen Quellen (Thermen), oder in Dampfform aus Vulkanen aufsteigende Wasser schon einmal aus der Atmosphäre niederschlagen und als Grundwasser versickert war, also dem Kreislauf des Wassers auf der Erdoberfläche schon angehörte (vadose Wasser), oder zum erstenmal aus dem Erdinnern aufdringt, wo es durch chemische Prozesse aus dem Gutsfluß der Gesteine abgetrennt worden wäre (juventiles Wasser). Jedenfalls ist es denkbar, daß vulkanische Dämpfe, auf die bezeichnete Weise entstanden, sich beim Aufdringen niederschlagen und den vorhandenen Grundwasservorrat vermehren oder selbständige Quellen bilden könnten. (Über vulkanische Springquellen s. Kap. V, 4.)

Nicht alle heißen Quellen sind vulkanischen Ursprungs. Auch gewöhnliches Grundwasser kann, in entsprechende Tiefe gelangt und auf kürzestem Weg wieder austretend, sehr stark erwärmt an die Oberfläche kommen (Wildbad, Gaslein, Nachen).

Eine auch bei gewöhnlichen Grundwasserquellen beobachtete Periodizität hängt mit dem Mondumlauf zusammen. Wenn der Grundwasserspiegel, aus dem sie gespeist werden, flächenhaft sehr weit ausgedehnt ist, hat er ebenso seine Gezeiten, wie der Meeresspiegel. Etwas anderes ist natürlich der mit den jährlichen Niederschlagsmengen vielfach eintretende Wechsel der Wasserstände und demgemäß ein Schwanken in der Schüttung der Quellen.

III. Zerfall und Entstehung der Gesteine durch Wasser und Verwitterung.

1. Verwitterung und Abtragung durch die Atmosphären.

Jedes noch so feste Gestein unterliegt im Laufe der Zeit dem mechanischen und chemischen Zerfall, der von der Oberfläche nach der Tiefe zu fortschreitet. Jeder hat schon beobachtet, daß beim Zertrümmern eines anstehenden Gesteins oder eines einzelnen Gesteinsblockes sich eine äußere weichere, brüchigere Zone von einer inneren härteren, meistens anders gefärbten unterscheiden läßt. Dieser Prozeß der Verwitterung ist keineswegs nur ein gelegentlicher, sondern ein durchaus universeller und sicher der anhaltendste geologische Vorgang, den wir kennen. Nichts gibt so sehr einen Begriff von der geradezu unermesslichen Wirkung, die ein ganz unscheinbares geologisches Geschehen, wie die Abtragung der Gesteine durch die Atmosphären, in Folge der langdauernden ununterbrochenen Wirksamkeit zu erzielen vermag, als die Tatsache, daß sie im Verlauf einzelner geologischer Perioden ganze Gebirge niederlegte.

Aus der Verwitterung der Gesteine gehen nicht nur Trümmer und Staub, sondern auch chemisch andersartige Verwitterungsprodukte hervor. Sie ist in jedem Einzelfall so verwickelt, daß das

Wort nur ein Sammelbegriff für die mannigfaltigsten Vorgänge ist. Auch in die Tiefe der Gesteine wirkt die Verwitterung, wenn durch Sickerwässer Kohlensäure hinuntergebracht wird, zumal wenn auch durch Klüfte und Spalten die Luft bis tief in das Gestein hinein zirkulieren kann. Deshalb beobachtet man auch in Steinbrüchen, daß von Natur aus klüftige Massen durch und durch entfärbt sind, während die dichten Partien beim Abbruch noch ihre ursprüngliche Farbe behalten haben.

Die einfachste Art des Gesteinszerfalles ist die Wirkung des Frostes. Auf den jedes Gestein durchziehenden Spält-

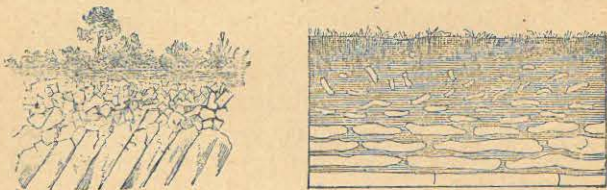


Fig. 24. Entstehung der Ackererde durch Verwitterung und Sprengung der festen Gesteine. (Aus Kayser.)

chen dringt die Feuchtigkeit ein, gefriert und lockert durch ihre molekulare Sprengwirkung mit der Zeit das Gefüge. Sandsteine werden auf diese Weise zermürbt und zerfallen in Sand; Kalksteine zergehen in Trümmer; sogar der sprichwörtlich feste Granit wird rasch in seine Partikel zerlegt, von denen die Feldspate dann weiterhin chemisch verwittern (Kaolinbildung z. T.). Ganz ähnlich wirken auf die Gesteine auch die Pflanzen ein. Zuerst senken die Flechten und Moose ihre zarten Würzelchen in die Poren und Haarrisse der Felsen, sprengen gleichfalls kleinste Teile ab, lockern auf, so daß ein erdiger Überzug entsteht. Der bietet größeren Pflänzchen einen Standort, deren Wurzeln gleichfalls in das Gestein einzudringen suchen. Größere Gewächse, zuletzt Bäume, senken ihre Wurzeln tief ein, benützen Sprünge und Schicht-

fugen und treiben mit ungeheurer Gewalt schließlich die von ihnen durchwachsenen Felsen auseinander (Fig. 24). Das atmosphärische Wasser ist stets mit Kohlensäure beladen und übt in diesem seinem Zustand eine ätzende und lösende Wirkung insbesondere auf Kalkstein aus. Hierbei sind chemische und physikalisch-mechanische Wirkungen vereinigt.

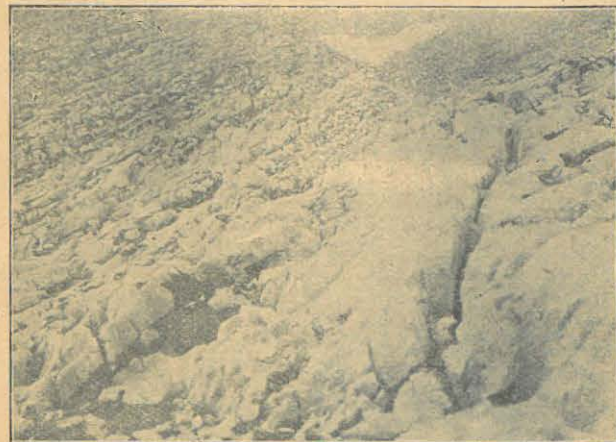


Fig. 25. Karrenfeld im Wettersteinkalke an der Zunspeise.

Rinnt es beständig oder nach Regen über eine Steinfläche ab, so entstehen darauf Furchen, die sog. Regenrinnen, oder schließlich ganz phantastische Löcher- und Grubenbildungen mit unregelmäßig zackigen und zahn- oder kammförmigen Erhebungen, die im Hochgebirge sehr ausgedehnte Flächen erfüllen können (Karrenfelder, Fig. 25).

Neuerdings erst ist man auf die im weitesten Maße sich geltend machende Gesteinszerstörung der Bakterien aufmerk-

sam geworden, die bei der Humusbildung eine so große Rolle spielen. Sie scheiden salpetrige Säure aus und zersetzen das Gestein von innen her (Faulhorn im Berner Oberland). Sie halten sich besonders im Humus und der Ackererde auf, die ein mit organischen Resten durchsetztes unmittelbares Verwitterungsprodukt ist, viel Säuren enthält und somit ihrerseits wieder lösend auf noch unzersetztes Gestein einwirkt.



Fig. 26. Blockförmige Absonderung des Granits, vorgebildet und durch Verwitterung herausgearbeitet. Oberpfalz. (Phot. Dr. Hartmann.)

Aber auch allein die Luft bzw. die Temperatur und Sonnenbestrahlung zertrümmern freidaliegende Gesteine. Wärme dehnt aus, Abkühlung zieht zusammen. Durch den Wechsel kräftiger Sonnenbestrahlung und nächtlicher Abkühlung und die damit eintretende Spannung und Entspannung wird allmählich das Gestein mürbe und zerfällt meistens in blättrig-schaliger Absonderung (Insolation). Diese trok-

kene Verwitterung ist vor allem eine Eigentümlichkeit des trockenen Wüstenklimas, wo sie sehr lebhaft vor sich geht und stellenweise die Gesteine bis ins Letzte zertrümmert, zumal die Zersetzung dabei von innen nach außen zugleich wirkt.

Aus den Verwitterungsvorgängen ergeben sich oft eigentümliche, dem Auge stark auffallende Verwitterungsformen der Gesteine, bei deren Entstehung der Wind noch mitwirkt, wie dies später genauer beschrieben ist. Kein Gestein ist vollkommen einheitlich. In jedem noch so gleichartig aussehenden Felsen sind stoffliche Unterschiede, härtere und weichere Lagen, Schlieren und Adern oder Flächen und Linien verschiedener Festigkeit infolge von sichtbaren und unsichtbaren Röhren und Sprüngen vorhanden. Hier greift die Verwitterung besonders an und folgt bei sonst gleichen Bedingungen solchen irgendwie ihrer chemischen und mechanischen Aktivität entgegenkommenden Linien. Daher vielfach die zackigen, unruhigen, unregelmäßig sägeförmigen Grate (Fig. 29), die oft Gestalten vergleichbaren, grotesken Umriffe der Felswände und Berggipfel, daher auch die „Felsenmeere“ und Blockanhäufungen (Alpen, Odenwald, Fig. 26), die Pilzfelsen (Fig. 27), Teufelsteine und wie sie alle heißen — Formen, die in unserem Vaterland vielfach (Pfälzer Wald, Sächsische Schweiz) zu beobachten sind, und zwar am häufigsten und besten in Sandsteingebieten. Auf größere Entfernungen wittern wohl auch ganze Bergrippen heraus, z. B. Quarzgänge aus weicheren Schiefer-

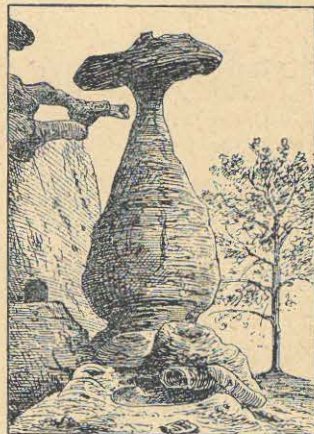


Fig. 27. Pilzfelsen. Colorado. (Aus Kayser.)

gestein, wofür der „Pfahl“ im Bayrischen Wald ein vortreffliches Beispiel ist, ein ausgewittertes, zur Glasfabrikation abgebautes Quarzrüdgrat von 12 km Länge. Besonders reich ist der Yellowstone Nationalpark in Nordamerika an solchen Schaustücken (Garden of goods; Devils Slide).

Ein noch vielgenannter Fall dieser Art sind die Erdpyramiden (Fig. 28), spige, gewöhnlich in Masse beisammenstehende weiche



Fig. 28. Erdpyramiden bei Bozen. (Aus Kaiser.)

des Bodens und Meeresstrandes, die oft fossil überliefert sind, wenn sie rasch von neuem, feuchtem oder äolischem Material zugedeckt wurden, mögen hier Erwähnung finden. Besonders fein kreuzgeschichtete Sand- und Kalksteine lassen diese ihre Struktur nach Anwitterung klar heraustreten, auch wenn man sie am frischen Stück nicht wahrnehmen kann; desgleichen Wänderung und Feinschichtung.

Erdsweiler, die aus einer ursprünglich zusammenhängenden geneigten Fläche herausgewittert, als deren letzte Reste stehengeblieben sind. Die herausgewitterten losen Steine spicken sie und decken meistens die Spitze, sie so gegen allzu rasche Abspülung durch den Regen schützend.

Bis ins kleinste hinein gehen diese formbildenden Zerfallsvorgänge und rufen auch auf einzelnen Gesteinsstücken und Gesteinsplatten besondere Zeichnungen, Abungen und Reliefbildungen hervor. (Kreuzleisten, Höhlungen, Löcher).

Auch die Trockenrisse



Fig. 29. Hochgebirgslandschaft mit achigen Felsarten, die aus deutlich gestrichelten und gestuften Gesteinsarten bestehen. Rechts im Vordergrund schräge Schuttfäden von verwittertem Gesteinsmaterial der Höhe, links im Hintergrund vom Wasser ausgehende tiefe Rinnen. (Phot. Prof. Drossl.)

An steileren Hängen, Berglehnen oder gar freien Felsmassen bleiben im allgemeinen die Verwitterungsprodukte nicht lange liegen, sondern rollen von selbst hinunter oder

werden von den Regengüssen abgeschwenmt. Es kommt dadurch immer wieder unbedecktes, frisches Material zutage, an dem von neuem die Verwitterung arbeitet. So entstehen mit der Zeit unten immer mächtiger werdende Schutthalden (Fig. 30), auf denen sich dann Pflanzen, Bäume ansiedeln, bis diese Schuttmassen mit ihrem meist übertriebenen Böschungswinkel gelegentlich aus irgendeinem Anlaß ins

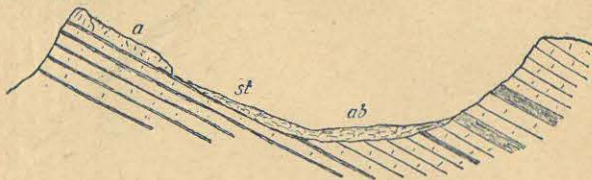


Fig. 30. Schema eines Bergsturzgebietes: a) Abrißgebiet mit einem Wechsel von harten und weichen Schichten; st) Sturzbahn; ab) Ablagerungsgebiet. (Abgeändert nach Heim aus Kayser.)

Rutschten kommen und dann sich schließlich ganz umlagern. Insbesondere das steile Hochgebirge zeigt uns oft solche Szenarien mit ihren stürzenden Wäldern (Murrbrüche). Dieser einen Art Berggrutsche, denen nur lose Schutthalden anheimfallen, schließt sich eine andere an, die Bergstürze, bei denen das noch in seiner Ursprünglichkeit anstehende Gestein zu Tal kommt (Fig. 30).

Wenn etwa talabwärts geneigt liegende, feste, harte Schichtgesteine normal und gleichsinnig von weichen, tonigen Bänken unterlagert sind und diese vom Wasser durchdrungen und schmierig werden, so kann die überliegende Masse, besonders wenn sie durch Unterspülung noch überhängt, durch ihr eigenes Schwergewicht ins Rutschen geraten und in Trümmer zer springend in die Tiefe eilen (Bergsturz von Goldau).

Wo aber das Gelände flacher ist, da bleiben alle Verwitterungsprodukte zunächst am Ort ihrer Entstehung liegen

und häufen sich immer mehr auf, bis sie schließlich das anstehende Gestein verdecken; es sind also gewissermaßen horizontal ausgebreitete Schutthalden. Hier ist nun Gelegenheit gegeben zu ausgiebiger Entstehung von Humus- und Verwitterungslehm.

In wärmeren Gegenden mit nicht zu vielen Niederschlägen entsteht durch Verwitterung von Kalkstein (Karst) die rote Terra rossa, und in den Tropen der braunrote Laterit. Auch Laterit ist ein Sammelbegriff für das Endprodukt einer großen Zahl verschiedenartiger Verwitterungsprozesse, die alle das Gemeinliche der endlichen Entstehung einer eisenhaltigen Erde aus meist kristallinen Gesteinen haben. In Kaltgebieten, besonders im deutschen Jura weit verbreitet, sind die taschenförmigen Spaltausfüllungen mit einer rotbraunen Art Terra rossa, in der sich als weitere Verwitterungsprodukte aus dem wesentlich wärmeren Tertiärzeitalter knollige Brauneisenzusammenballungen (Konkretionen) des Bohnerzes finden.

Speziell für die Wüste charakteristisch ist die braune Wüsten schwärzung der Gesteine, eine durch wechselnde Befeuchtung und Austrocknung dort zustande kommende eisen- und manganhaltige Verwitterungskruste. Das „Ausblühen“ von Salz- und Gipskrusten in trockenen Gebieten gehört schließlich auch hierher, um den Begriff von der ausgreifenden Verschiedenartigkeit der Verwitterungsvorgänge anschaulich zu erfüllen.

2. Transport und Ablagerung durch Wasser und Wind.

Jeder von einer Höhe oder aus dem Gebirge als Wildbach herabkommende Wasserlauf bringt eine seiner Stosskraft entsprechende Masse von Trümmern mit. Sobald mit dem abnehmenden Gefälle und der sich wieder verziehenden Wassermasse die Transportfähigkeit abnimmt, bleibt das Material liegen und bildet einen mehr oder minder breiten Schuttkegel. Auf diese Weise schaffen alle Bäche regel-

mäßig das ihnen innerhalb der Berge zukommende Gesteinsmaterial talauswärts, rollen es ab zu Kieselsteinen, Sand und Schlamm und setzen es dort ab, wo ihre Stoß- und Tragkraft erlahmt, indem sie zuerst das Schwerste, dann das Leichtere fallen lassen und zu Schuttkegeln, Kiezbänken, Sandbänken, in Seen, die sie durchlaufen, aber als Delta- bildung, Sand- oder Schlammfichten absetzen und diese allmählich ausfüllen. Ein nur einigermaßen geübtes Auge

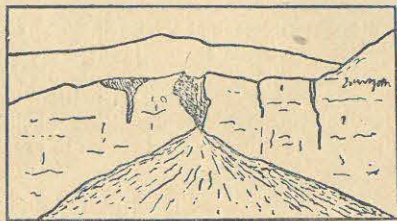


Fig. 31. Schema eines Schuttkegels. (Aus Kahser.)

wird an jedem Berg- und Gebirgsrand nicht nur die Verwitterungshalden und Rutsche, sondern am Ausgang der Täler in die Ebene oder in ein größeres Tal auch die Deltaegel

wahrnehmen (Fig. 32), über die der Fluß meistens selbst in einem Einschnitt herabläuft. Ist der Fluß in das flachere Land hinausgetreten, so wird er zwar keine ganz großen Trümmer und Gerölle mehr, aber bei einiger Schnelligkeit (z. B. Rhein zwischen Bodensee und Mainz) immer noch genügende Mengen abgerollten Materials mit sich führen, um bei Niedrigwasserstand große Kiezel- und Sandbänke abzusetzen, die bei steigendem und schneller laufendem Wasser wieder aufgenommen, weitergewollt und zerrieben werden. Wenn somit auch ein Fluß in seinem Unterlauf zumeist kein Kieselgeröll mehr zu verfrachten imstande ist, so darf man daraus nicht schließen, daß das grobe Trümmersmaterial des Wildbaches, das Rollmaterial des Mittellaufes nun drinnen im Lande irgendwo liegen

geblieben sei: es ist größtenteils zerrieben und wird als Schlamm, Trübe und feinsten Sand auch von dem trägen Fluß im Unterlauf noch mitgeführt. Nur wo der Fluß einen See durchquert, fällt alles Material zu Boden, unbelastet verläßt er am anderen Ende das „Klarbecken“, bis der See eben ausgefüllt, verschwunden ist und der Fluß als solcher nun ungehemmt diese Strecke in Zukunft durchfließt.

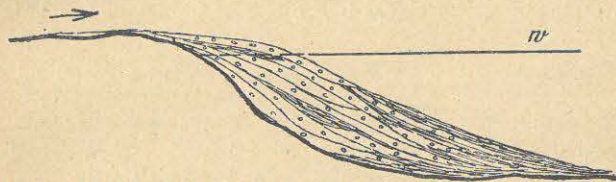


Fig. 32. Schema der Deltaabildung in einem See oder an der Küste. w) Wasserspiegel; Pfeil: Flußrichtung. Die schraffierte und punktierte Kreuzschichtung erläutert die Ablagerungsform feineren und gröberen Materials.

Auch in seinem Mittel- und Unterlauf nimmt der Fluß, wie im Gebirge, noch reichlich Material auf, teils indem er selbst an seinen Ufern nagt, teils indem ihm von seinen Nebenflüssen ebenso Material zugetragen wird, wie er selbst dies tut. Endlich gelangt alles ins Meer.

Ist dabei die Flußströmung noch stark gewesen und hat sie Geröll mitgebracht, so fällt dieses, ebenso wie der grobe Sand, gleich an der Mündung zu Boden. Es lagert sich, da mit der Wassermenge periodenweise und jährlich die Materialzufuhr schwankt, in unregelmäßigen Lagen unter Kreuzschichtung ab. Der Deltaegel (Fig. 32) wächst bis an die Wasseroberfläche, und der Fluß baut so seine Mündung und mit der Mündung den Deltarand weiter und weiter hinaus. Im Laufe der Zeit entsteht auf diese Weise am Rand der Festländer ein Gürtel von Deltabildungen, die sich auch seitwärts, nicht nur vorwärts, ausdehnen.

Das grobe Ablagerungsmaterial längs der Küsten erhält an Fels- und Steilküsten noch weitere Zufuhr durch die

Tätigkeit der Küstenverwitterung und Brandung (Fig. 33), die gleichfalls reichlich losgesprengtes oder durch Aushöhlung und Unterwaschung herabgebrochenes, durch Hin- und Herrollen gerundetes und zu Sand verriebenes Gestein liefern, das sich gleichfalls als Ablagerungsgürtel um das Land legt (s. Kap. IV, 3).

Während sich so entlang der Küste in typischen Fällen Geröll und Sand absetzt und nur dort Schlamm (Schlick),

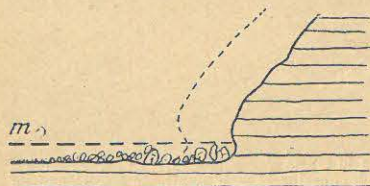


Fig. 33. Schema der Steilküste, die von der Brandung zertrümmert wird und dadurch allmählich rückwärts verlegt wird. Die Brandung bohrt unten eine Hohlkehle aus, das Obere stürzt nach unten. m) Meeresspiegel; darunter das abgelagerte Geröll.

wo eine ruhige Flachsee oder ein Wattensee von einer flachen Küste ohne sehr lebendige Flüsse flutiert ist, setzt sich dagegen der feinste Sand und Schlack normalerweise weiter draußen außerhalb der großen Ablagerungszone auf dem Boden der Flachsee in Form von Kalkschlamm, Ton Schlamm, Glimmerschlamm, Sandschlamm und Feinsand ab. Entsprechend sind auch die küstenerneren und küstennahen vorweltlichen Ablagerungen entstanden, auf die im II. Band eingegangen wird.

Wie wir bei der Verwitterung zwischen dem Vorgang im großen und den Erscheinungen im kleinen unterscheiden konnten, so auch beim Absetzen und Neubilden der Gesteine. Denn neben dem Abtransport und Wiederablageren der Gesteinsmaterialien spielen sich viele Vorgänge ab, die trotz ihrer augenblicklichen Unscheinbarkeit stellenweise große Endwirkung erreichen. Hierher gehören vor allen Dingen

die aktiven und passiven Gesteinsanhäufungen durch Organismen, denen noch ein eigener Abschnitt gewidmet werden soll.

Als eine Art Mittelglied sei auf den Wiesentuff hingewiesen, der entsteht, wenn kalkhaltiges Wasser besonders über eine Mooswiese langsam und in geringer Menge herabrinnt oder herabträufelt und dabei Gelegenheit zum ausgiebigen Verdunsten findet. Wie an dem Gradierwerk einer Saline das Salz, so scheidet sich dabei eine immer dicker werdende Kalkkruste um die Pflanzen herum aus, die während dessen manchmal noch Zeit genug zum Weiterwachsen finden und so der Luftkruste Gelegenheit zum Dickenwachstum geben.

Ähnlich kommen auch in Klüften, Höhlen und an der Unterfläche und dem Unterrand von Schichtbänken die

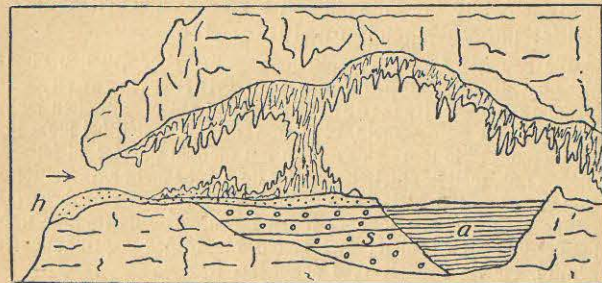


Fig. 34. Durchschnitt durch eine fränkische Höhle. h) Höhlenschutt; s) Knochenführende Lehm- und Sinterschichten; a) Aushub. An der Decke die Stalaktiten, denen von unten die Stalagmiten entgegenwachsen. (Nach Glimbel aus Kapfer.)

Tropfsteine zustande, indem das langsam herabsickernde Wasser verdunstet und seinen Kalk in Zapfen oder Krusten, die meist schwach kristallisiert sind, kesselsteinartig niederschlägt. In großen unterirdischen Höhlen, wo sie oft riesige Dimensionen annehmen und sowohl von oben her (Stalaktiten), wie von unten herauf (Stalagmiten) einander entgegenwachsen, vereinnigen sie sich oft zu regelrechten Steinsäulen (Fig. 34).

Bollzieht sich dieses Einträufeln oder Einsickern von Wasser innerhalb des Gesteins auf größeren oder feinen Sprüngen und Rissen, dann scheidet sich meistens ein reiner kristallisierter Kalk oder Quarz aus, durch den das zersprungene Gestein neuerdings zusammenheilt und dann beim Verschlagen oder Verwittern von weißen bis gelblichen „Adern“ mehr oder minder reichlich durchzogen erscheint. Sogar auseinandergesprungene Fossilien findet man oftmals solcherweise wieder „ausgeheilt“.

Das ist derselbe Weg, auf dem auch Kristallbrusen entstehen, soweit sie nicht beim Erstarren von Magmaeinstein oder durch aus der Tiefe aufsteigende Wasser und Dämpfe abgesetzt wurden. Hierüber bringt Abschnitt 4 über die Entstehung der Bodenschätze näheren Aufschluß.

Schotter- und Geröllmassen werden ebenfalls durch das Eindringen und die Absetzungen mineralbeladenen Wassers verkittet und zu festen Konglomeraten.

Die von fließendem, träufelndem Wasser oder Quellen abgehenden Überzugskrusten nennt man Sinterbildungen, den Vorgang selbst Versinterung, unter denen am bekanntesten wohl der Karlsbader Sprudelstein, der Travertin von Tivoli bei Rom ist, wie überhaupt die warmen Quellen am meisten geneigt zu solchen Absätzen sind, weil sie einerseits infolge ihrer Hitze mehr Mineralstoffe gelöst enthalten und diese andererseits bei der rasch erfolgenden Abkühlung auch wieder reichlicher fallen lassen. Das auffälligste und schönste Phänomen dieser Art bieten die heißen Springquellen (Geysir), die im Kapitel V, 4 geschildert sind.

Hieran schließt sich die Darstellung der Konkretionen. Unter Konkretionen versteht man Zusammenballungen spezifischer Mineralstoffe, die in einem Gesteinsabsatz oder Niederschlag zuerst ziemlich gleichmäßig verteilt sind, sich aber bei dessen Erhärtung und Umwandlung (Diagenese) mittels eines gewissen „Verwandtschaftsgeföhls“ (Affinität) durch die Gesteinsporen hindurch an einer zentralen oder an vielen verteilten Stellen zusammenballen und nun mitten in dem andersartigen Gestein wie Fremdkörper oder Rollsteine erscheinen (Geoden, Löffkindchen, Abb. 36). Sie haben vielfach auch phantastische Gestalt und werden von den Nichtkernern zuweilen dem Fachmann unter den komischsten Bezeichnungen von Tieren und deren Körperteilen vorgelegt). Die Konkretionsbildung gehört indessen nicht mehr zu den unmittelbaren Gesteinsabsätzen,

sondern zu den Gesteinsumwandlungen (Diagenese), die dann noch erweitert wird zu der erdgeschichtlich höchst bedeutsamen Metamorphose, worüber im II. Bändchen nachzulesen ist.

Kleine konkretionsartige Gebilde sind die in vorweltlichen Ablagerungen häufigen Dolithe, schrot- bis erbsengroße Körner, die durch Kalkansätze um einen Fremdkörper herum wohl mit Hilfe von Bakterien, oder durch Ausscheidung von kleinen kugelförmigen Algen entstehen.

Als ein Mittelglied zwischen einfacher Absetzung und Konkretionsbildung mag die Ortsteinbildung anzusehen sein, eine aus den humosen Verwitterungsprodukten sich entwickelnde, meist harte, unter

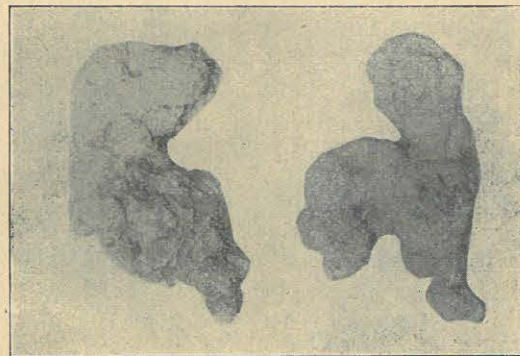


Fig. 35. Löffkindchen.

der oberen Verwitterungsschicht anstehende braune, eisenhüßige Lage, die vielfach für Wurzeln ganz undurchdringlich ist und die tieferen Schichten daher absperrt. Man hat ihn seinerzeit in Deutsch-Südwestafrika auf große Erstreckung hin planmäßig aufgesprengt, um das Land für Anpflanzungen geeignet zu machen. Er entsteht durch einen Niederschlag, den die wasserlöslichen kolloidalen Humusstoffe beim Durchsinken sandiger Verwitterungslagen (Wischsand) mit alkalischen und kalkigen Stoffen bilden.

Ähnlich auch das Kaeseneisenerz, das sich konkretionär auf dem Boden mooriger Niederungen bildet.

b) Gletscher.

Noch in einer anderen Form hat das Wasser Transportkraft und lagert Materialien ab: als Eisstrom oder Gletscher.

Ein Gletscher entsteht durch die Ansammlung der in einem entsprechenden Sammelraum (Firnsfeld) über der Schneegrenze niedergehenden Schneemassen, die sich schließlich durch ihren eigenen Druck abwärts schieben und, in die Zone der Schmelztemperatur gekommen, sich durch eben diesen Druck zu Eis zusammenpressen (Regelation). Dieser Eisstrom ist als Ganzes in einem gewissen plastischen Zustand, gibt allen Unebenheiten seines Bettes nach, ist deshalb von Rissen und Spalten durchzogen, stürzt abbrechend über Steilwände hinab, geht in Trümmer und schließt sich, weiterlaufend, alsbald wieder zu dem Eisstrom zusammen. Er schmilzt von seinem Rücken und in den Klüften bald rascher, bald langsamer dahin und rückt mit seinem Unterende je nach der seitlichen Ausbreitungsmöglichkeit fächerförmig vor, wenn mehr Nährmaterial von oben nachkommt als abschmilzt; er geht mit seinem Stirranda zurück, wenn das Verhältnis umgekehrt ist. Die Schmelzwasser stürzen durch Rinnen, Klüfte und Löcher nach der Sohle des Gletscherstromes und laufen dort als Gletscherbach unter dem Eis talabwärts, bis sie am Stirranda aus dem Gletschertor, einer Konkaven, bevorzugten Abschmelzungsnische des Stirrandaes, austreten und nun als Gebirgsbach frei weiterziehen.

Auf den Gletscher stürzt schon im Firnsfeld reichlich verwittertes Gesteinsmaterial, zunächst eckige Trümmer, die teilweise auf seinem Rücken, durch die Eisbewegung auseinandergezogen, als Moränen zu Tal geführt werden, teilweise aber auch durch die Spalten hinunterstürzen und bei deren fortwährendem Öffnen und Schließen auch in das

Eis eingebettet werden. Geraten sie an die Seitenflächen oder die Unterseite der Eismasse, so spicken sie diese wie eine Feile; der Gletscher reibt und scheuert damit durch sein Gewicht bei noch so langsamer Fortbewegung Boden und Wände seines Bettes glatt, wobei auf diesen wie auf den Reibsteinen selbst eine eigentümliche Glättung, Schrammung und Krümmung entsteht, die man auf den vom Gletscher ver-

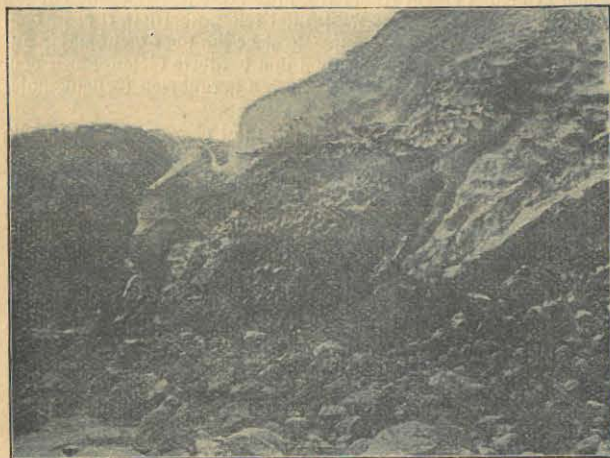


Fig. 36. Moränenwall am Stirranda eines Gletschers. (Nach Bhot.)

lassenen Böden gut studieren kann (Fig. 36, Gletscherschliffe, gekrümmte Geschiebe; s. II. Band, bei Eisablagerungen).

Durch das Reiben entsteht viel feines Material, das vom basalen Gletscherwasser aufgenommen und fortgeführt wird, wodurch dieses beim Austritt aus dem Gletschertor milchig getrübt erscheint (Gletschermilch). Die Steine und Blöcke aber

fallen aus dem an den Rändern und der Stirn abschmelzenden Eis heraus und bleiben als mehr oder minder hohe, seitliche oder frontale Wälle (Seitenmoränen, Stirn- moränen, Fig. 36) liegen, soweit sie nicht vom Gletscherbach ergriffen und fortgeführt werden.

Diese Moränen, die sich auch zuweilen als Grundmoräne unter dem Eis ablagern, bezeichnen daher ganz deutlich den zu irgendeiner Zeit stationären Gletscherrand. Schreitet der Gletscher vor, dann schiebt er die bei einem früheren Vorstoß abgesetzten Wälle vor sich her oder, wenn hierzu seine Kraft nicht reicht, überklettert er sie oder arbeitet sie langsam wieder auf. Zieht er sich aber gleichmäßig zurück, so überstreut er das ganze von ihm berührte Gelände mit dem so charakteristisch gefrizten und polierten gerundeten Gesteinsmaterial und Gesteinsand.

Die Moränen sind im Innern gar nicht oder nur unregelmäßig kreuzgeschichtet, mit eingestreuten dickeren Blöcken, und gehen dort, wo die Schmelzwasser sich mit ihnen berühren, in fluviatile Schotter ohne Politursteine über.

e) Wind.

Auch die bewegte Luft führt in größerem Maße Gesteinsstoffe weg und häuft sie an anderer Stelle wieder auf. Bekannt sind die Staub- und Sandstürme in Australien, in den Wüsten; das ist im Prinzip nichts anderes als die überall zu beobachtenden Schneewehen, nur daß die Staubstürme das Material zu ungeheuren Höhen erheben.

Die Winde in der Wüste ergreifen die durch Verwitterung losgesprengten, immer weiter verkleinerten Steinpartikel, rollen sie über den Boden dahin, zerreiben sie so zu Sand und scheuern, den Sand aufnehmend, Felsen und Felsstrümmen ab, fressen und reiben die weicheren Partien mehr aus als die härteren, wodurch phantastische Korrosionsformen, Gitter, Löcher mit unregelmäßigen, kantigen, knolligen und umgebogenen Rändern entstehen. Auf

solche Weise ist die Kiese wüste entstanden, indem die Landteile ausgeblasen und weggeführt wurden und nur das größte Material abpoliert liegen blieb. Die ganze abscheuernde Tätigkeit des Windes heißt „Deflation“.

Überall, wo Sand über einzelne Steine weggeblasen wird, entstehen Abreibungs- und Politurflächen auf diesen. Hält der Sandstrom verschiedene Richtungen mit einer gewissen Beständigkeit ein, dann liegen zuletzt jene Flächen gegeneinander geneigt und stoßen mit Kanten aneinander. Man nennt sie Dreikanter (Fig. 37) und findet sie auch in unseren Sandgegenden häufig.

Die Pflanzenbede und die Feuchtigkeit verwahren dem Wind seine zerstörende Arbeit. Wird in einer trockenen sandigen Gegend die Pflanzenbede irgendwie an einer Stelle durchbrochen, so daß der nackte lose Sandboden austritt, so kann diese Wunde der Angriffspunkt zu einer von da aus weitergreifenden äolischen Zerstörung werden.

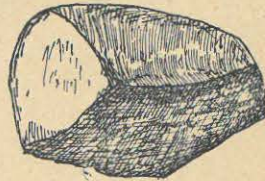


Fig. 37. Dreikanter.

Was er wegbläst, sichtet der Wind beim Erlahmen in Form von ausgedehnten flachen Decken oder hügeligen Wällen und Kuppen auf zu Dünen (Fig. 38). Für alle Windablagerungen ist die ausgesprochene Kreuzschichtung und das nur feinkörnige Material charakteristisch, sowie die Kippelmarken, ähnlich denen der Meeresablagerungen (s. Bd. II), welche durch die ungleichmäßige Abtragung und Aufschüttung des Materials im kleinen, entsprechend den eigentümlichen Vibrationen des über den Boden unmittelbar hinsreichenden Windes entstehen.

Zu den atmosphärischen Wirkungen gehören gelegentliche Schmelzerscheinungen durch Blitzschlag, die nicht nur an Felsen und Berggipfeln, sondern auch im Boden infolge der Zusammenschmelzung von Sandkörnern als Blitzöhren kenntlich werden. Auch mehrere Meter lange verzweigte Risse und Sprünge entstehen auf diese Weise.

Eine größtenteils wohl dem Wind zu verdankende, der Diluvialzeit (s. S. 95) angehörende Ablagerung ist der Löss, eine bei uns nicht mächtige, in China und Turkestan dagegen sehr mächtige ungeschichtete, sandige bis kalkige Staubaablagerung, meist gelb, die

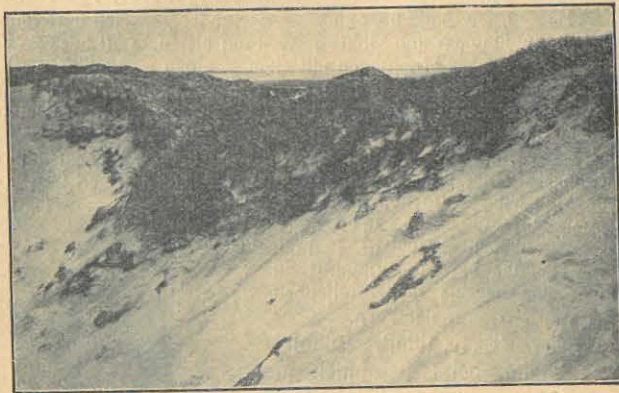


Fig. 38. Dünen der Hochseeküste, im Hintergrund das Meer.

geomorphologisch einige Bedeutung hat und in diesem Sinne noch im Kap. IV, Abschnitt 4 geschildert wird.

3. Beteiligung der Organismen an der Gesteinsbildung.

Schon im Abschnitt 1 wurde auf die Mitwirkung der Pflanzen und Bakterien am Zerfall der Gesteine hingewiesen, weil deren Tätigkeit in so engem Zusammenhang mit dem ganzen ausgebreiteten Verwitterungsprozeß steht, daß man sie dort nicht ganz von der Darstellung ausschließen konnte. Hier sei nur noch zur nachträglichen vervollständigung des Bildes darauf hingewiesen, daß zur weiteren Durchwühlung und Verfeinerung des verwitterten Bodens in nicht zu gering einzuschätzendem Maße die Mäuse, Maulwürfe, Regenwürmer und Ameisen beitragen, während im Meer vor allem Bohrmuscheln die Felsen und Korallenriffe in oft erstaunlichem Umfang durchfressen und ihre rasche Zerstörung fördern. Auch Algen scheinen

durch ihr Überwachsen von Kalkgeröllen diese oft zu zerstreuen und so die an jedem Seeufer zu findenden, wie der Abguß eines menschlichen Gehirns aussehenden Furchensteine zu erzeugen.

Gesteinsaufbau durch Organismen. Genau wie in einem See, so gelangen auch im Meere von den dort lebenden Tieren ungezählte beim Absterben in die Ablagerungen hinein. Die Weichteile verwesen oder werden aufgezehrt, die Hartteile (Knochen, Panzer, Schalen) aber geraten, wenn sie nicht zuvor zerfallen oder im Wasser aufgelöst werden, in die sich gleichzeitig bildenden Sedimente hinein und werden von ihnen erfüllt, durchdrungen und eingebettet: es bereiten sich die späteren Versteinerungen (Fossilien) vor. In Süßwasserablagerungen werden demnach Reste von Süßwasserbewohnern, im Meer Reste von Marintieren und im halbsalzigen Brackwasser der Flußmündungen und Küstenniederungen Vertreter beider Lebensbezirke gemischt oder lagenweise getrennt eingebettet werden.

Dabei ist jedoch daran zu erinnern, daß sowohl Meeres-tiere gelegentlich oder regelmäßig in die Flüsse hineingehen, wie auch umgekehrt Land- und Süßwasserorganismen in das Meer eingeschwemmt werden und dann zuweilen in marine Schichten zu liegen kommen. Besonders Schwemmholz kann weit ins Meer hinausgetrieben werden und sinkt, wenn es mit Wasser vollgesogen ist, dann erst zugrunde, so daß es in ganz landferne Meeresablagerungen gerät.

Wenn sich die Organismen zu so großen Scharen anreichern¹⁾, daß ihre Hartteile schließlich im Sedimentmaterial überwiegen, ja dieses fast oder ganz verdrängen, zumal wenn solches nur spärlich oder überhaupt nicht beige-führt wird, dann entsteht durch diese passive Aufhäufung ein organogener Kalk (vgl. die Abbildungen im II. Band). Sind die aufgehäuften Schälchen sehr klein, oder werden größere

¹⁾ Vgl. hierzu Bd. II, Stratigraphie, wo auch Abbildungen folgen.

Schalen und Risse durch die Brandung und das Rollen zerrieben, dann entsteht ein organogener Kalkschlick. Dieser begegnet uns am häufigsten in der Tiefsee, wohin zu Milliarden wie ein ununterbrochener Regen die kleinen Kalkschälchen der planktonischen Globigerinen hinabsinken und sich zu dem für die atlantische Tiefsee so besonders bezeichnenden Globigerinenschlick aufhäufen. Auch kleine Schnecken, die Ptero-

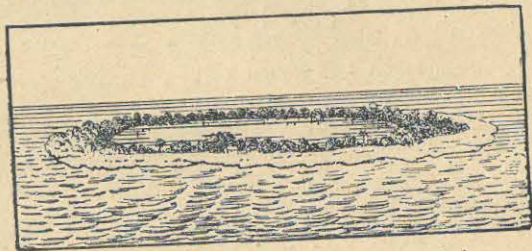


Fig. 39. Koralleninsel, sog. Atoll. (Aus Kahler.)

poden, verursachen analoge Absätze. Wo in kälteren Meeren die kiefseligen Radiolarien und Diatomeen planktonisch leben, entsteht statt dessen ein Kiefelschlamm.

Im Meer leben auch viele riffbauende Kalkbildner, wie die Muscheln und Korallen. Besonders diese letzteren können ungeheure Kalkriffe nach und nach aufbauen und so rein organogene Gesteine schaffen, die man auch, neben Muschelfriffen, in den vorweltlichen Ablagerungen der Erdrinde weit verbreitet findet. Es gibt neben flachen, die Küsten umsäumenden Saum- und Barriereriffen noch sog. Atolle oder Koralleninseln (Fig. 39), die oft aus einer weit über 1000 m betragenden Tiefe heraufragen und auf einem sich langsam absenkenden, ursprünglich in Flachseehöhe liegenden Felsen oder erloschenen submarinen Vulkan aufsitzen. Denn

die Korallentiere können nur im wärmeren, lichtdurchfluteten Wasser bis zu einer Tiefe von 40 m leben und müssen, da sie festgewachsen sind, bei einer Absenkung ihres Stand-

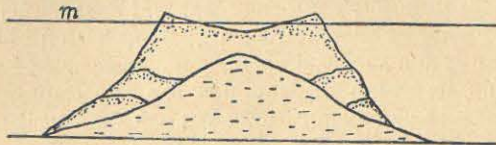


Fig. 40. Schema der Entstehung einer Koralleninsel in drei aufeinanderfolgenden Wachstumsstadien unter entsprechender Absenkung unter den Meeresspiegel m. Gestrichelt: ursprüngliches Anlagengestein, das über dem Meeresspiegel lag; punktiert: Korallenbauten, zuerst als Saumriffe, zuletzt als Atoll. (Aus Kahler.)

ortes entsprechend nach oben wachsen und bauen, wenn das Riff nicht alsbald absterben soll. Nur so sind jene ungeheuren

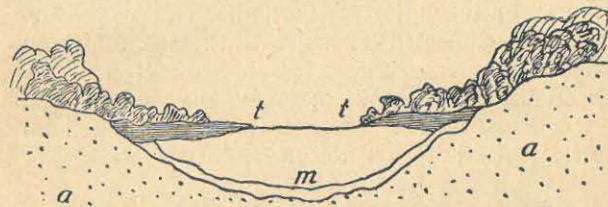


Fig. 41. Entstehung eines Torfmooses. a) Gewachsener unterlagernder Boden; m) malmige Bodenschicht; t) Torfanreicherung von dem seitlich hereindrängenden Pflanzenwuchs. (Aus Kahler.)

Riffklöße zu erklären. Die nähere Erläuterung gibt die bestehende Figur 40.

Auch Pflanzen (nämlich kalkausscheidende Algen) können im Süß- und Meerwasser Rassenriffe bilden (Lithothamnienkalk).

Ein wichtiges organogenes Produkt, weil es auf die Entstehung der vorweltlichen Kohlen Licht wirkt, ist die Torfbildung. In feuchten Niederungen oder an sumpfigen

Seerändern siedeln sich Gräser und Moose an (Fig. 41). Sie sterben ab und vertorfen unter Wasser viele Generationen lang. Die Torfschicht wird immer dicker, die Wasserfläche wird mehr und mehr eingeengt, mit Torf ausgefüllt, schließlich verdrängt und überwachsen. Es wandelt sich dieses Flachmoor nun zu einem uhrglasförmig gewölbten Hochmoor um, wobei sich zur Flora noch das Heidekraut hinzugesellt. Dieser Pflanzenschwamm hält das Regenwasser fest und die Vertorfung nimmt ihren Fortgang. Ein Hochmoor kann auch unmittelbar entstehen, ohne durch das Stadium des Flachmoores hindurchgegangen zu sein; auch braucht die Unterlage eines Moores keineswegs wasserundurchlässig zu sein. In einem noch erweiterten Maßstab entstehen moorig-kohlige Ablagerungen in nordamerikanischen Sumpfwäldern (Swamps), an denen sich neben den niederen Moorgewächsen auch Baumpflanzen (Sumpfschypressen, Ahorn usw.) an dem Pflanzenbestand beteiligen und eine entfernt an Braunkohle erinnernde Masse liefern. Wie diese Erscheinungen zur Deutung der Steinkohlenentstehung führen, soll im nächsten Abschnitt erörtert werden.

4. Entstehung einiger wichtiger Bodenschätze.

Der Boden birgt in Form gewisser organogener Gesteine, wie Torf, Kohlen, Harze, Asphalt, Petroleum, Erze und Salz für den Menschen höchst wichtige Schätze, deren Bedeutung und Allgemeininteresse es nicht unzweckmäßig erscheinen läßt, sie in einem populär gehaltenen Geologiebuch wie dem vorliegenden nach diesem Gesichtspunkt zusammenzufassen und ihre Lagerungsart, Entstehung und Gewinnung in einem geschlossenen Kapitel darzulegen, statt sie in rein wissenschaftlichem Sinn an verschiedenen Stellen getrennt zu behandeln.

a) Kohlen, Harze und Ole.

Diese unter dem Begriff brennbare Minerale zusammengefaßten „Gesteine“ sind sämtlich organogener Entstehung (Kautobiolithe).

Unter den Kohlen unterscheiden wir im allgemeinen vier Abarten oder Grade: Torf mit 60%, Braunkohle mit 70%, Steinkohle mit 90% und Anthrazit mit 95% Kohlenstoff. Im Torf und in der Braunkohle können wir die pflanzliche und Holzstruktur noch nachweisen, in der Steinkohle nur in seltenen Fällen, meist gar nicht, und im Anthrazit überhaupt nicht mehr. Es bedeutet also der größere Gehalt an reinem Kohlenstoff eine um so größere Umwandlung gegenüber dem ursprünglichen Ablagerungszustand.

Über diesen wurde beim Torf schon ausführlich gesprochen (S. 66) und erwähnt, daß uns die Torfmoore und die Sumpfwälder einen Anhaltspunkt für den Charakter der urzeitlichen Wälder geben, in denen die für unsere Kultur so wichtigen Kohlen entstanden sind. Zunächst die Braunkohlen, die ja in Deutschland ziemlich reichlich verbreitet sind und allergrößtenteils aus der Tertiärzeit stammen. In der Niederlausitz werden solche Braunkohlen im Tagebau abgebaut. Oft findet man noch im unteren Teil der Lager die verkohlten, aber noch eingewurzelten, aufrecht stehenden Baumstümpfe (Fig. 42). Entsprechend dem ehemaligen Stand des Wasserspiegels in jenen tertiären Sumpfwäldern sind die Bäume erst von einer gewissen Höhe an verfault; nur was von Holz im Wasser stand oder ins Wasser fiel, verkohlte. Die mikroskopische Untersuchung des Braunkohlenholzes im Dünnschliff ergab die Gattungszugehörigkeit zu Taxodium, also jener Sumpfschypresse, welche einen Hauptbestandteil der vorhin geschilderten amerikanischen Sumpfwälder ausmacht.



Fig. 42. Sumpfpfropfenstämme im Braunkohlentagebau von Hillingdorf bei Wiener-Neustadt. Die Stämme wurzeln im Flöz, das von einer Tonstschicht überdeckt ist, welche die Stümpfe umhüllt. (Phot. v. F. Heblitzka.)

Im Wesen ähnlich, wenn auch in ihrer Vegetation ganz fremdartig, waren jene die echten Steinkohlen produzierenden Sumpfwälder der Steinkohlenzeit im Paläozoikum. Das waren merkwürdige Baumbestände in Lagunen an flachen Küsten des Meeres: Bäume, die aussahen wie riesenhafte Schachtelhalme, Bärlappe und Farne. Auch diese Pflanzen verkohlten unter Wasser, doch von Zeit zu Zeit brach in Sturmfluten das nahe Meer herein und breitete seinen Schlamm über die zuvor gebildete Kohlenschicht; danach gingen das Wachstum und der Verkohlungsprozeß wieder weiter, die Meereseinbrüche wiederholten sich — und so kommt es, daß die Steinkohlenlager aus vielen, bald dickeren, bald dünneren übereinandergelagerten, durch Tonstschiefer (mit Meeresmuscheln) getrennten Flözen und Flözchen bestehen. In den Tonstschiefen aber haben sich wundervolle Nester der Steinkohlenpflanzen in Abdrücken und kohligem Belagen erhalten¹⁾, während vielfach in den die Unterlage größerer Flöze bildenden Tonstschiefen noch die Wurzeln (Stigmarien) der zum Teil noch aufrecht stehenden Baumstümpfe, wie in gewissen Braunkohlenlagern, stecken. Die Steinkohlenmasse selbst aber hat, von Ausnahmefällen abgesehen, ihre Struktur verloren.

Steinkohlen- und Anthrazitlager sind auf der ganzen Welt verbreitet, insbesondere in Deutschland, England, Nordamerika und China. Es gibt Kohlenlager auch in anderen Formationen als nur im Tertiär und Karbon, z. B. in der untersten Kreide von England; aber sie sind niemals so ergiebig wie jene. Während die meisten Kohlenvorkommen am ehemaligen Wachstumsort der sie zusammensetzenden Bäume und Pflanzen liegen (autochthone Kohlen), gibt es auch einige Lager, die offenbar einer Zusammenschwemmung von fluvialtem oder marin verfrachtetem Treibholz ihre Entstehung verdanken, wofür wir ein Beispiel an den riesigen Treibholzsammlungen des Mississippi und an nordischen Meeresküsten haben. Nach Vollaugen des Holzes mit Wasser sinkt es unter und kann dann

¹⁾ S. Bb. II, Stratigraphie.

verkohlend unter Sedimenten begraben werden. Solche Allothonen Lager können natürlich niemals die Ausdehnung und Beständigkeit haben wie „gewachsene“.

Zweifellos ist der reine Anthrazit aus Steinkohle hervorgegangen. Durch genügend anhaltenden und starken Gebirgsdruck, besonders unter Erwärmung bei einer tektonischen Tiefverlagerung der alten Kohlenflöze ist diese Umwandlung vor sich gegangen. So wurden die in die Alleghanies mit eingefalteten karbonischen Kohlenflöze in Anthrazit verwandelt, die gleichen Lager außerhalb der Faltungszone aber blieben Steinkohle. Die Frage, ob unter den gleichen Umständen und bei gehörig vorgeschrittenem geologischen Alter auch aus der tertiären Braunkohle später Steinkohle und Anthrazit werden könnte, muß jedoch verneint werden, weil die Tertiärbraunkohle aus harzhaltigem Holz hervorging, das niemals den Grad der Umwandlung zu reiner Kohle erreichen kann, wie die aus harzfreiem Holz entstandene paläozoische Kohle.

Außer der Kohle gibt es noch eine große Zahl Kohlenwasserstoffe, die alle organogener Entstehung sind. Die wichtigsten sind Petroleum und Asphalt. Petroleum kommt in allen möglichen klüftigen Gesteinen vor, in denen es meistens zusammengefaßt ist, und zwar findet man es am häufigsten auf tektonischen Sätteln, weil in den Einmuldungen das Grundwasser steht, auf dem es schwimmt. Wenn es erbohrt ist, so strömt es gewöhnlich unter Gasdruck aus, wie ja auch im Kohlenwasserstoffreichen Gelände natürliche Gasquellen (Baku) vorkommen. Petroleum, Asphalt, Erdwachs, Erdgas gehören genetisch zusammen und sind alle aus Ansammlungen von ursprünglich schon ölhaltigen planktonischen Süßwasser- oder Meerwassertieren und dem daraus entstehenden Faulschlamm (Sapropel) hervorgegangen, indem derartige Ablagerungen überdeckt und im Lauf der Erdgeschichte so tief verlagert wurden, daß die innere Wärme des Gesteins (geothermische Tiefe) zu einem Destillationsprozeß geführt hat, aus dem diese teils mehr, teils weniger weit umgewandelten gasförmigen, flüssigen und

zäh Stoffe hervorgegangen sind. Auch die Nähe vulkanisch aufdringender Massen kann durch Erhitzung der umliegenden Gesteine in einiger Tiefe dasselbe bewirken, doch darf das gelegentliche Auftreten solcher Kohlenwasserstoffe in vulkanischem Gebiet nicht zu der Ansicht verleiten, als ob sie aus anorganischen Prozessen (wasserzersezte Metallcarbide) hervorgegangen wären.

Volkswirtschaftlich und geschichtlich eine große Rolle spielt der Bernstein, ein erhärtetes fossiles Baumharz der Tertiärzeit, das von großen harzreichen Waldbeständen im heutigen Ostseegebiet herrührt. Er ist von diesem Meer, vor allem an der samländischen Küste, aus einer tonigen Schicht ausgespült, in der er selbst wieder als auf einer „sekundären Lagerstätte“ zusammengeschwemmt liegt. Er wird gefischt, früher auch am Strande aufgelesen und neuerdings durch Schachtung auf jene Schicht hinunter vom Lande aus abgebaut.

b) Stein- und Kalisalz, Gips.

Salz kommt in allen möglichen Formationen und Lagen vor, meist vergesellschaftet mit Gips. Voraussetzung seines Auftretens ist immer, daß es vor Auslaugung durch Sickerwasser durch tonige, wasserundurchlässige Gesteinschichten bewahrt ist. Das typische vollständige Salzlager ist so gebaut, daß zu unterst wasserloser Gips (Anhydrit), dann gewöhnliches Steinsalz kommt. Darüber folgen Lagen von Steinsalz mit Kieserit und Karnallit (magnesiashaltige Salze) und zu oberst die Kalisalze (Abraumalze)¹⁾. Diese Reihenfolge entspricht dem Grad ihrer Löslichkeit, und es ist daher begreiflich, daß bei der Auslaugung und Wegführung der Salze im Boden stets zuerst die beiden oberen Stu-

¹⁾ So genannt, weil sie früher als wertlos auf die Schutthalden geworfen wurden, die man dann wieder ausbeutete.

fen in Lösung gingen und daher die meisten Lager ohne diese bestehen.

In dem Vorhandensein jener „Edelsalze“ beruht der Wert der Kalisalzlager, die einen so beträchtlichen Teil unseres Volksvermögens ausmachen. In der Permzeit reichte ein schmaler Meeresarm aus dem hohen Nordosten nach Nord- und Mitteldeutschland herein, der an der Eintrittsstelle feucht war. Es war ein sehr heißes Klima und im umliegenden Lande herrschte große Trockenheit. Infolgedessen

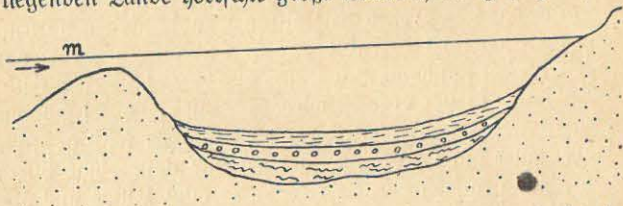


Fig. 43. Schema der Entstehung eines Salzlagers. m) Meeresspiegel, unter dem nur ein flacher Zugang zu dem Becken bleibt. In der Pfeilrichtung strömt das Meerwasser zu, im Becken verdunstet es und schlägt der Rest nach von unten nach oben Gips, Steinsalz und Kalisalz nieder.

verdunstete das Wasser des Binnenmeeres rasch und wurde, da einseitig immer nur neues Meerwasser über die schmale und flache Eingangsrinne zuströmte, nach und nach konzentrierter. Es schied sich dem Löslichkeitsgrade entsprechend zuerst der Gips aus, dann folgte das Steinsalz, zuletzt die infolge ihrer Geringlöslichkeit am längsten in der Mutterlauge unausgeschiedenen Kalisalze. Dann erfolgte glücklicherweise nach Austrocknung des Meeres eine tonige Überdeckung der so gebildeten, teilweise bis zu 200 m mächtigen Lager, die bis zum heutigen Tage erhalten blieben.

Ein vollkommenes Vorbild aus jehiger Zeit haben wir an dem etwa der Größe Sachsens entsprechenden Karabugas, einer östlichen Abzweigung des Kaspisees, die mit diesem nur durch eine schmale

Zufuhrinne verbunden ist. Dort geht ganz analog den vom Permmeer geschilderten Verhältnissen (Fig. 43) die Salzabscheidung vor sich, und zwar ist die Konzentrierung schon bis zur Steinsalzausfällung vorgeschritten. Daß nicht aus der einfachen Verdunstung eines freien Meeresbeckens Salzlager von dieser Dicke und Zusammensetzung sich niederschlagen können, erhellt aus einer einfachen Rechnung, wonach bei völliger Verdunstung des Mittelmeeres nur ein 27 m mächtiges Salzlager zurückbleiben könnte. Auch in den Wüsten scheiden sich bei einfacher Verdunstung von Seen nur verhältnismäßig dünne Salzkrusten, keine Lager ab.

c) Erze.

Nach dem Auftreten der Erze unterscheiden wir Gang-erze und Schicht-erze. Gänge sind, wie beim Vulkanismus schon gezeigt wurde, das Gestein mehr oder minder quer durchgehende Sprünge, Klüfte und Verwerfungen, in denen ein dem umgebenden fremdes Gesteinsmaterial aufgedrungen oder abgesetzt worden ist. Diese Abfälle können sich auch längs den ursprünglichen Schichtfugen vollziehen, diese benützend oder erweiternd, wobei oft schwer zu unterscheiden ist, was ursprüngliche normale Ein- und Zwischenlagerung und was Gang ist. In dieser

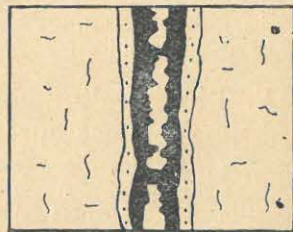


Fig. 44. Schema eines Erzganges. Gestrichelt: ursprüngliches Gestein; punktiert: mineralische Ausscheidung; schwarz: Erzauscheidung mit inneren Hohlräumen, weiß.

Form setzen sich viele, ja die meisten Erze ab, während nur wenige, wie die Lothringer Eisenminette, schon mit der Ablagerung des marinen Schichtgesteins (Jurazeit) als aufgearbeitetes eisenhaltiges Gesteinsmaterial abgelagert und später nur wenig mehr diagenetisch verändert wurden, und daher ohne Schwierig-

keit mit gewissen Schichtbänken ausgehoben und abgebaut werden können. Die Mehrzahl der Erze tritt, wie gesagt, gangförmig auf (Fig. 44) und ist auch so abgesetzt worden, indem nach Entstehung der Spalten warmes, seltener kaltes Wasser und Dämpfe aufstiegen und, mit Mineralstoffen beladen, ihren Reichtum in fester Form niederschlugen oder auskristallisieren ließen.

Ein ähnlicher Vorgang wurde oben (S. 56) als Ausheilung der Gesteine beschrieben, nur daß bei der echten Ausheilung die Stoffe unmittelbar aus dem umgebenden Gesteinsmaterial von Tagewässern oder aus der normalen Bergfeuchtigkeit entnommen sind. Eine derartige Entstehung wollte man auch für die Erzgänge und besonders gewisse Mineralabsätze (Schwerspat, Flußspat) annehmen und glaubte, die Stoffe von der Auslaugung des Nachbargesteins ableiten zu können (Lateralsekretion). Diese Theorie ist im wesentlichen aufgegeben worden. Man hat daher die Erzgänge als sozusagen posthume Produkte des Vulkanismus zu betrachten, der uns durch seine Dämpfe und Thermen von den Metallen der Tiefe einen kleinen Teil heraufgeschickt hat.

IV. Die Gestaltung des Erdreliefs und Landschaftsbildes durch Wasser und Wind.

Die in der dichterischen Empfindung des Menschen und seiner persönlichen Kurzlebigkeit wurzelnde Vorstellung von der Ewigkeit und Unvergänglichkeit der Berge und Felsen schmilzt vor der geologischen Betrachtung nur zu rasch dahin. Schon das Verfolgen des Verwitterungsprozesses und aller seiner Folgeerscheinungen hat uns über den Zerfall auch dieser irdischen Größe belehrt, und die etwa für die Abtragung eines Hochgebirges nötige Zeit wird lediglich zu einer Phase eines nach vielen Jahrtausenden zählenden, immer wieder sich erneuernden geologischen Wechselspiels, in dessen Verlauf oftmals Gebirge aufgestiegen und wieder eingeebnet, Länder unter das Meer gesunken und, mit neuen Sedimenten bedeckt, wieder aufgetaucht sind, um sich von neuem der Verwitterung darzubieten und ihr zerstörtes Material in Meere gelangen zu lassen. Ebenen wurden zu Talstufen zerschnitten, Talstufen und Bergzüge zu Rumpfebenen einnivelliert.

1. Die Gestaltungskraft des fließenden Wassers.

a) Süßwasser.

In dem Abschnitt über die Transportkraft des Wassers wurde beiläufig darauf hingewiesen, daß ein Fluß nicht nur mit dem ihm von den Verwitterungskräften zugewiesenen Material beladen meereswärts läuft, sondern sich auch selbst von seinen Ufern weites Gestein abnagt. In dieser Tatsache liegt das wichtigste und wirksamste Moment der Reliefgestaltung durch das Wasser.

Schon indem es als Wildbach mit dem Trümmermaterial der Felsmassen

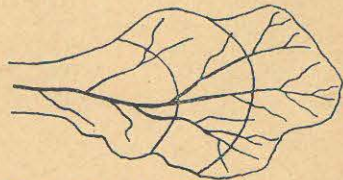


Fig. 45. Schema des Rückwärts- und Seitwärtsarbeitens eines Flusses bei der Talbildung. (Aus Kayser.)

und Schutthalben aus dem Gebirge hinabreißt und nagt (erodiert) es sich ein Bett, das tiefer und tiefer wird, aber auch durch Unterwaschung des losen oder festen Gesteins und dessen Abbrechen oder Nachrutschen breiter und breiter wird (Fig. 45). An Stromschnellen, Wasserfällen und Schluchtwänden werden von der wirbelnden Kraft des mit Steinen beladenen Wassers alsbald Auskolkungen (Strudelhöcher) geschaffen. Die seitliche Böschung eines solchen Tales wird um so steiler bleiben, je fester der durchnagte Fels ist, bis sich die Einengungsrinne zur Schlucht oder Klamm steigert, wie sie uns so häufig bei Gebirgsbächen begegnen (Erosion).

Doch ist ein Gebirgsbach keineswegs die notwendige Voraussetzung zur Entstehung einer Schlucht. Eine solche kann sich überall dort, also auch im Flachland bilden, wo auf irgendeine Art und Weise ein bisher träge dahinziehender Fluß-

lauf zu einer Beschleunigung seines Laufes gezwungen wird. Dies findet statt, wo er als Wasserfall über eine Geländestufe hinabstürzen muß, oder wo sein Unterlauf und seine Mündung durch ein geotektonisches Ereignis tiefer gelegt werden.

Der Wasserfall kann hervorgerufen sein durch einen wasserstauenden Gelände- oder Felsriegel, wobei dahinter stets ein See liegt, oder er ist lediglich ein Absturz des Flusses über eine in seinen Lauf eingeschaltete Stufe ohne See. Im ersteren Fall wird sich der See so weit füllen, bis das Wasser irgendwo übertreten kann, und dann an dieser Stelle von oben her den Riegel durchnagen. Ist dieser weich,

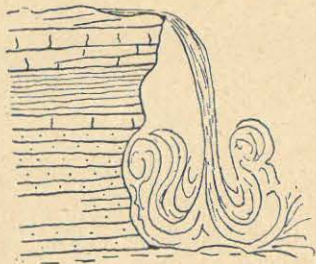


Fig. 46. Schema der Aushöhlarbeit eines Wasserfalles. (Nach Kayser.)

dann wird der so entstehende Einschnitt bald seitwärts weiter und flacher, der Damm wohl auch zerrissen, der See wird rasch niedriger und, geologisch gesprochen, bald verschwunden sein. Ganz anders, wenn der Riegel hart ist. Dann bleiben beim Ausnagen die Wände stehen und bilden die Schlucht. Ist sie bis auf das Niveau des Seebodens ausgehagt, dann ist der See verschwunden und der Fluß fließt nun unmittelbar auf eine steile Felswand zu, in die er wie unvermittelt eintritt, als wäre dieses Eintrittstor zuvor schon dagewesen. Beim Herabstürzen über eine einfache Geländestufe aber ist das Resultat ein in der Flußrichtung allmählich ansteigender Einschnitt.

Die Ausnagung durch einen Wasserfall setzt sich aus zwei in rechtem Winkel zueinander wirkende Bewegungen zusammen: die erwähnte von oben nach unten, aber auch noch eine von der Stirnseite nach rückwärts ins Gestein hinein. Indem nämlich das Wasser herunterstürzt, wühlt es unten einwärts an dem Gestein herum und unterhöhlt es. Besonders wenn weichere Schichten mit eingelagert sind (Fig. 46), werden diese rascher angegriffen, und schließlich stürzen die oberen nach. Jeder Wasserfall schneidet somit

nicht nur ein, sondern verlegt sich mit der Zeit auch nach rückwärts. Das bekannteste Beispiel dieser Art ist der Niagara, der nach einer aus dem jährlichen Rückschreiten und unter Berücksichtigung anderer Umstände durchgeführten Berechnung in etwa 10 000 Jahren seinen Absturz von dem bei Queenstown liegenden Austritt der Schlucht um 10—11 km zur heutigen Stelle zurückverlegt hat (Fig. 47).

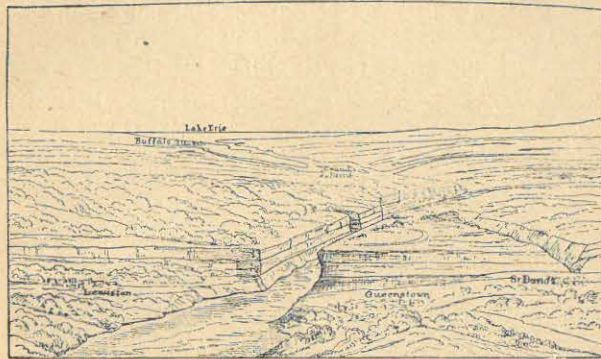


Fig. 47. Niagara-fall und die von ihm ausgefressene Schlucht. (Nach Dyell aus Kayser.)

Dringt ein Fluß im durchlässigen Kalkgebirge auf Klüften und Sprüngen in den Boden ein, so entsteht das allbekannte Phänomen des versickernden Flusses. Es ist nicht immer der ganze Fluß, der auf solche Weise verschwindet, auch Teile desselben können versinken, wodurch seine Wassermasse mehr oder minder auffallend verringert wird. An anderen Stellen treten ganze Flußläufe unvermittelt wieder ans Tageslicht, und Farbversuche mit stark färbenden Flüssigkeiten, die sich auch bei äußerster Verdünnung noch bemerkbar machen, geben dann oft Aufschluß über die Zusammenhänge der unterirdischen Wasserläufe. Diese nehmen, soweit sie nicht in vorhandene Grundwasserbecken eintreten, als indi-

viduelle Wasseradern ihren Weg oft meilenteit durch unterirdische einfache oder verzweigte Höhlen, die reichlich mit Tropfsteinen bewachsen sind und schon vorher vorhandenen Spalten, die durch unterirdische Flußerosion erweitert wurden, ihr märchenhaftes Dasein verdanken.

Die Höhlen stürzen oft stellenweise ein, und wenn sich dies bis zur Oberfläche fortsetzt, dann entstehen dort große und kleine Einsturztrichter (Dolinen), durch welche vor allem

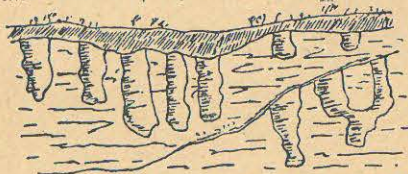


Fig. 48. Geologische Orgeln. (Nach Longuemar aus Ravjer.)

berlich ähnlich sind die geologischen Orgeln, mehr oder minder tiefe Löcher im Felsboden, die das auf Spalten einströmende Wasser mechanisch und chemisch ausfrüht (Fig. 48).

Wo keine Schluchten ausgefressen werden, geht der Fluß zur gewöhnlichen Talbildung über. Er reibt und feilt an den Hängen und an seiner Sohle, solange er so viel Gefälle hat, daß er das mitgeführte und abgerissene Material forttransportieren kann, es nicht liegen lassen muß; im letzteren Fall erhöht er sein Bett. Oft kommt es vor, daß er gleichzeitig ablagert und gleichzeitig erodiert, wenn er nämlich sich in Windungen abwärts bewegen oder um einen Vorsprung herumlaufen muß; dann stößt er an den Prallhang, früht ihn aus und macht ihn zu einem Steilufer. Den gegenüberliegenden Hang aber meidet er; dort hat das Wasser seine geringste Geschwindigkeit und lagert dabei wohl noch Kies und Sand ab.

die Karstlandschaft mit ihren zahllosen unterirdischen Flüssen so überaus charakteristisch ist.

Den Dolinen im kleinen ä-

fluch ein Wechsel von härteren und weicheren, einseitig geneigten Schichten kann eine solche Unterschiedlichkeit der beiden Talseiten und eine allmähliche Seitwärtsverlegung des Flusses veranlassen im Sinn der untenstehenden Fig. 49.

Scheint es danach, als ob das Ergebnis der Tätigkeit des fließenden Wassers von der Gesteins Härte abhängig sei, so unterliegt es doch gar keinem Zweifel, daß in unzähligen anderen Fällen das Wasser, besonders im Verein mit der Verwitterung, auch über diese einschränkende

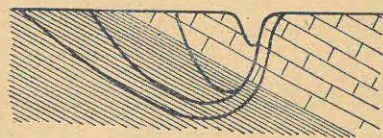
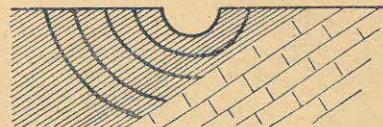


Fig. 49. Schema der Entstehung und Form von Flußtälern beim Zusammentreffen von harten (hell) und weichen (dunkel) Gesteinen. (Nach v. Nicht-hofen aus Ravjer.)

Bedingung Herr werden kann, wenn die tektonische Ruhe und die Stetigkeit der Wasserzufuhr ihm auf lange Zeit hinaus eine gleichmäßige Einwirkungsmöglichkeit auf dieselben Stellen sichern.

Schon die Form der Flußläufe selbst verrät uns, ob sie sich noch in der „jugendlichen“ Zerstörungskraft befinden oder „gealtert“ und unfähig zur Fortführung ihres Wertes sind.

Mäanderbildung, das sind fortgesetzt aneinandergereihte hufeisenförmige Krümmungen, zeichnet im allgemeinen jene Flüsse aus, bei denen die Höhendifferenz zwischen Mündung und Lauf auf größere Strecken hin gering geworden ist. Infolgedessen sind sie zu träge, um Hindernisse, die sich ihnen entgegenstellen, zu beseitigen, sie geben ihnen nach, umgehen sie und werden so ununterbrochen

abgelenkt, soweit dem die Schwerkraft nicht im Wege steht. Haben aber lebendigere Flüsse starke Mäander, so ist das eine Erbschaft aus vorangegangener Zeit, wo sie träge waren. Als dann später ihr Abfluß durch Geländesenkung unterhalb oder Hebung oberhalb oder

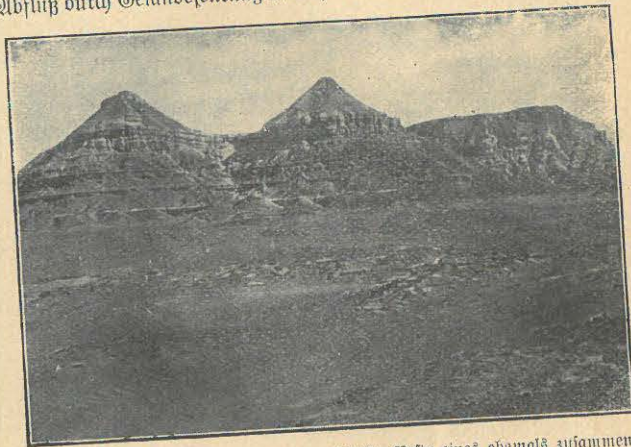


Fig. 50. Zeugenberges in der Libyschen Wüste, Reste eines ehemals zusammenhängenden Plateaus. (Nach Beadnell.)

auch durch Meeresspiegelsenkung wieder lebhaft wurde, schnitten sie sich in die schon vorhandenen mäandrischen Talwindungen weiter ein, die sie aber von diesem Zeitpunkt ab zugleich zu beseitigen trachten.

Dem infolge der Schwerkraft strebt jeder Wasserlauf auf dem unmittelbarsten Weg der tiefsten ihm erreichbaren Stelle zu und sucht daher von der Quelle bis zur Mündung den kürzesten Weg, also die gerade Linie einzuschlagen, aber auch in vertikaler Richtung seine Bahn in eine gleichmäßig geneigte Hohlkurve zu verwandeln. Die Höhenlage, welche seiner Einmündung in einen anderen Fluß oder in das Meer entspricht, nennt man die Erosionsbasis, und nach deren Hebung oder Tieferlegung richtet sich, abgesehen von der Wassermenge, die Schnelligkeit und relative Stoßkraft eines Wasserlaufes.

Kein Fluß besteht für sich allein. Er hat Nebenflüsse und Nachbarflüsse, die mit ihm zusammen arbeiten; erstere indem sie ihn unterstützen, letztere indem sie ihn bekämpfen, ihm sein Quellgebiet abgraben oder ihn, wenn sie tiefer liegen, von der Seite her anzapfen. Zuerst durch Wasserscheiden getrennt, flachen sie diese durch Rückwärts- oder Seitwärtsnagen ab, durchbrechen sie und vereinigen sich, wobei der höhere dem tieferen tributär wird und ein neues Flußnetz entsteht, weil dadurch mittelbar auch andere Flüsse eines ihrer Zuläufe beraubt bzw. neu belastet werden.

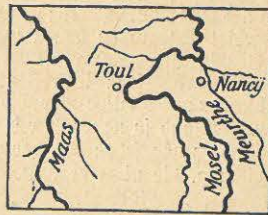


Fig. 51. Das Moselknid bei Toul, wo die obere Mosel früher in die Maas floß. (Aus Kahler.)

Bestehendes Kärtchen (Fig. 51) gibt einen der unzähligen Belege hierfür: Das obere Moseltal gehörte früher zur Maas, die Meurthe ist der alte Oberlauf der mittleren Mosel bei Metz. Die alte Maas wurde seitlich von der Meurthe her angechnitten und von der Gegend, wo heute Toul liegt, nach Osten herübergezogen, wo sie nun, weil wasserreicher als die Meurthe, als Oberlauf der Mosel gilt.

Man kann sagen, daß es überhaupt kein Flußsystem gibt, das sich rein und ungestört gebildet und erhalten hätte. Man darf auch nicht in den Fehler verfallen, diese Erscheinungen zu sehr zu schematisieren und sich vorzustellen, daß solche Erosions- und Abtragungsprozesse (Denudation) in irgendeinem erdgeschichtlichen Augenblick einmal mit festen unversehrten Geländeformen und Flußnetzen ihren Anfang genommen hätten. Soweit wir in der Erdgeschichte zurücksehen können, immer war alles unfertig, unausgeglichen, im Werden. Dasselbe gilt von dem theoretischen Endziel aller Abtragung: der Herstellung der Faßebene oder Benepslain.

Dieser Begriff, aus der amerikanischen Geomorphologie übernommen und wie eine Mode oft propagiert, spielt in der neueren wissenschaftlichen Literatur eine ungeheure Rolle. Es ist klar: folgt man theoretisch dem Spiel der Denudation mit den sie begleitenden Ablagerungsvorgängen, so müßte sich schließlich alles Land in eine ausgeglichene, sich nicht viel über das Meeresniveau erhebende Fläche verwandelt haben. Sobald man aber die Wirklichkeit sich anschaulich vor Augen hält, erkennt man, daß dieses Gedankenschema keine Realität hat. Denn solange können die vorhandenen Flüsse gar nicht fließen, bis sie zusammen mit den Verwitterungskräften alles eingeebnet hätten; sie müßten sich schon lange zuvor ihr Quellgebiet abgegraben haben und wären versiegt, das angesammelte Grundwasser wäre an neuen Quellpunkten ausgetreten, hätte neue Flüsse geschaffen; die Erosionsbasen wären durch tektonische Verschiebungen und relative oder absolute Schwankungen des Meeresspiegels verlegt und so neuer Anreiz zur Erosionstätigkeit geliefert worden — ganz abgesehen von der vulkanischen und tektonischen Gebirgsbildung, die nimmer ruht.

Mehr oder minder kann jede begrenzte Gegend bis zu einem solchen Grade eingeebnet, ein Gebirge so weit abgetragen werden, daß darauf die Bezeichnung Rumpfebene, Rumpffläche paßt. Solche Rumpfflächen lassen sich eine ganze Anzahl aus der Jetztzeit und der Vorwelt namhaft machen. Beispielsweise ist die zu beiden Seiten des Rheins von Bingen nordwärts sich ausdehnende Hochebene eine alte Rumpffläche aus der Tertiärzeit, in die sich dann in der darauffolgenden Zeit bis heute der Rhein wieder eingeschnitten hat.

Solche Einschnitte von neuen Flußtälern in ältere Flächen sind gewöhnlich gekennzeichnet durch Flußterrassen (Fig. 52), von denen die ältesten am höchsten liegen und am weitesten beiderseits auseinanderliegen, oft mehrere Kilometer vom derzeitigen eigentlichen Flußbett entfernt. Sie sind meistens nicht mehr in ihrer ganzen Längserstreckung erhalten, auch sonst durch neue Erosion und Verwitterung verwischt, aber

soweit sie erhalten geblieben sind, um so deutlicher, je jünger, d. i. je später entstanden sie sind. Auch Seen, deren Spiegel im Laufe der Zeit gesunken ist, zeigen an ihren Ufern diese Gesimse, die man außer an der Form auch an ihrer Überdeckung mit allenfalls charakteristischen Flußtiefen (bei Seen auch Muschelchalen) erkennt.

Wenn man will, kann man in gewissem Sinn auch die Stufenlandschaft als einseitige Terrassenbildung eines Flußsystems (nicht

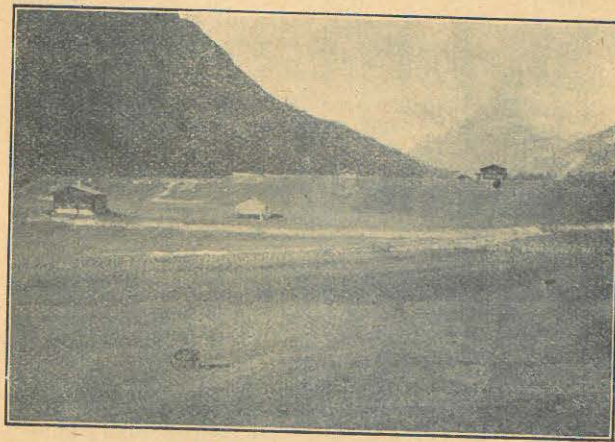


Fig. 52. Flußterrasse. (Phot. Dr. Wytius.)

eines Flusses) bezeichnen. In ein nach bestimmter Richtung geneigtes Schichtsystem mit abwechselnd harten und weichen mächtigen Lagen schneiden die Flüsse unter Verlegung ihres Bettes nach dem in Fig. 49 angedeuteten Prinzip Steilhänge, die stets von den harten Lagen hauptsächlich gebildet, mindestens gekrönt werden. Sie unterliegen weniger der Erosion, teils weil sie hart sind, teils weil sie wasserundurchlässig sind, das Wasser daher verschlungen und es auf ihnen nicht so leicht zur Entstehung eines erodierenden Flußnetzes

kommen kann. Umgekehrt entwickelt sich dieses in den schwer oder nicht durchlässigen tonigen Schichten, die darum jeweils vor den hintereinanderliegenden Steilhängen die tiefere Ebene bilden. Ein prächtiges Beispiel hierfür bietet die Landschaft zwischen Mosel und Paris.

Freilich spielen auch Verwerfungen und tektonische Einmuldungen mit herein, durch die dem Wasser der Weg vielfach gewiesen wurde. Doch ist gerade der Steilrand als solcher gewöhnlich nicht der

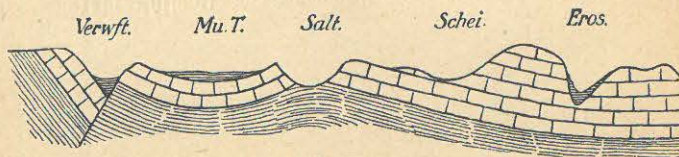


Fig. 53. Schema verschiedener Arten von Tälern. Verwst. Verwerfungs- (tektonisches) Tal; Mu. T. Muldental; Salt. Satteltal; Schei. Scheidental; Eros. Erosionstal. (Abgeändert aus Kayser.)

Ausdruck einer Verwerfung, sondern rein auf Erosion begründet. Vor dem Steilrand stehen oft einzelne isolierte Berge und Rücken, die den ehemaligen Zusammenhang mit dem Steilrand der Hochfläche unmittelbar verraten, stehengebliebene Reste desselben sind, als er noch weiter vorne lag. Gerade sie sind vielfach an Verwerfungen gebunden, jedoch nur so, daß durch ursprüngliche Verschiebung im Schichtsystem die schützenden härteren Gesteine in eine der Erhaltung günstigere Lage gebracht wurden. Ein derartiger Zeugenberg vor dem Steilrand der schwäbischen Alb ist u. a. der Hohenstaufen. (Vgl. auch Fig. 15, S. 29 und Fig. 50, S. 80.)

Man kann die Täler, die trotz vielfach tektonischer Voranlage wohl stets ihre spätere Ausgestaltung dem fließenden Wasser verdanken, einteilen nach bestehendem Schema (Fig. 53), wozu dann noch die Schluchten und die aus Tafeln herausgeschnittenen, wohl auch letzten Endes von Verwerfungen mitveranlaßten Cañons kommen.

2. Die Seen.

Wo ein Wasserlauf gehemmt wird und sich aufstaut, entsteht dann ein See, wenn diese Wasseransammlung eine gewisse Beständigkeit zeigt. Dagegen bezeichnen wir die von einem Fluß gelegentlich eines Hochwasserstandes überschwemmten Flächen nicht als See. Je nach dem Anlaß oder der Bodenform, dem die Seen ihre Entstehung verdanken, lassen sich als wichtigere Typen unterscheiden: Stauseen, Erosionsseen, tektonische Seen, Kraterseen, Reliktenseen, unterirdische Seen u. a.

Geht ein Bergsturz zu Tal und dämmt er einen Fluß ab, dann staut sich dahinter das Wasser solange, bis es über den Schuttdamm treten kann. Gewöhnlich haben solche Seen keine allzu lange Lebensdauer, weil die losen Schuttmassen rasch durchragt und leicht fortgerissen werden; das Durchbrechen der Wassermassen kann dann für die unterhalb gelegenen, vom Bergsturz unmittelbar verschont gebliebenen Teile des Tales katastrophal werden. Ganz ähnlich, wenn auch weniger plötzlich entstehend und vergehend, kommen die Gletscherstauseen zustande, indem ein vorrückender Eisstrom einen Wasserlauf abdämmt. Statt des Eisstromes selbst können auch von ihm aufgeschüttete Moränen zu lange andauernden Seebildungen führen (Moränenseen), wie solche in allen von Diluvialeis verlassenen Landschaften in großer Zahl anzutreffen sind (Fig. 54).

Der dauerhafteste Stausee ist natürlich der hinter einem festen Felsriegel abgedämmte, welcher entstehen kann durch vorhergehende Ausnagung festen Gesteins durch Gletscher- oder Flußerosion, zuweilen auch durch Ausräumung früher schon vorhandener entsprechender Bodeneinsenkungen. Gewöhnlich sind solche Felsbeckenseen also auch Erosionsseen (Fig. 54 b).

Diese Erosionsseen können sich selbstverständlich auch, weniger dauerhaft, in weicherem Gestein bilden. Sie können sich kombinieren mit Moränenwällen, wie überhaupt auf die Natur kein Schema unter allen Umständen paßt, das wir uns nur zurechtlegen, um unserem linienhaft denkenden Vorstellungsvermögen die gleich-

zeitige, nach allen Seiten gehende Vielgestaltigkeit der Wirklichkeit nacheinander klarzumachen; das muß man bei allen Beschreibungen und Aufzählungen beachten.

Je nachdem man also den Gesichtspunkt für die Einteilung wählt, wird man vielfach einen See mehr der einen

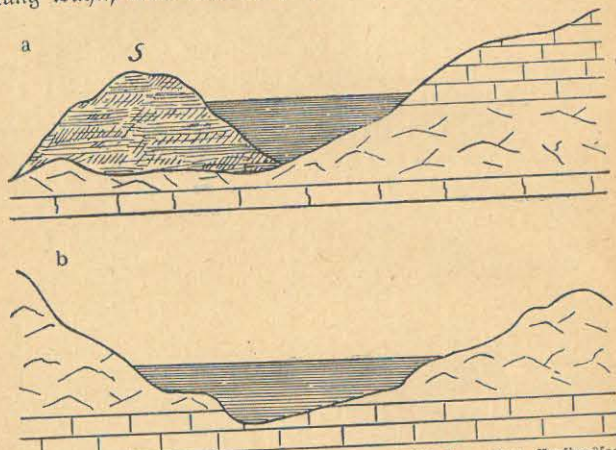


Fig. 54. Schemata eines a) Stausees, b) Felsbecken- oder Erosionssees, s) Schuttanfäufung.

oder anderen Gruppe zuweisen können. Das gleiche gilt von den tektonischen Seen. Denn oft sind tektonische Linien, also Muldeneinsenkungen, Grabenbrüche und Verwerfungen der erste Anlaß zur Seebildung (Totes Meer), oft auch das weichere Gestein, das von Flüssen rascher ausgegabt wird als das härtere der Umgebung, worin der Unterschied zwischen tektonischen und erosiven Seen beruht; meistens aber wird beides Hand in Hand gehen und beides kann sich auch noch mit Moränenwällen kombinieren (Schliersee).

Hierher gehören wohl die allermeisten Boralpenseen, die jedoch auch durch nachträgliche Senkung des Alpenvorlandes gegen den Alpenkörper hin erklärt werden, wobei Rückstaunungen eingetreten sein sollen.

Den Felsbeckenseen verwandt sind die Maare und Kraterseen, die sich in erloschenen Vulkankratern oder in Durchschlagröhren ehemaliger Vulkane finden (Eifel). Versickernde Flüsse schließlich bilden zuweilen in unterirdischen Höhlen ebenfalls Kiesel- und Stauseen, sei es, daß sie von Felsriegeln oder von herabstürzenden Gesteinsmassen abgedämmt worden sind. Stürzen solche Höhlen stellenweise so weit ein, daß an der Oberfläche die auf S. 78 beschriebenen Trichter entstehen, dann können sich auch diese nach ihrer Verschlammung und Abdichtung mit Wasser füllen und zu größeren oder kleineren Seen werden.

Durch herabkommende Rutsche von Hängen oder stetiges Vereinswachsen von Schutthalben, wie auch durch Deltaaufschüttung eines von der Seite her in den See eintretenden Flusses kann ein See nach und nach in zwei Teile zerlegt werden (Fig. 55). Am Meeresstrand mögen auf diese Weise, wie auch durch Vorrücken von Dünen oder Zurücktreten des Meeres Lagunenseen und Haffe entstehen, die meistens brackisches, also halb ausgefühtes Wasser enthalten (Fig. 57, Seite 92).

Ist kein Süßwasserzufluß vorhanden, bleibt aber eine schmale Verbindung mit dem Meer bestehen, dann werden solche abgeschnürten Seebildungen allmählich salziger; im umgekehrten Falle dagegen, wenn nämlich ein Fluß Süßwasser zubringt, werden solche vom Meer abgeschnürte Ansammlungen allmählich zu richtigen Binnenseen (Reliktenseen).

Die Ablagerungen in einem See bestehen in erster Linie aus Deltabildungen, die nach Maßgabe des vom fließenden Wasser hereingebrachten Materials wachsen und zusam-

mengeseht sind. Durch diese Deltaauffüttungen (Fig. 55) wird in verhältnismäßig kurzer Zeit der Umfang der Seen beeinträchtigt, bis sie schließlich zugeschüttet sind. Hinter dem Flußeintritt fast jeden Sees bemerkt man die glatten, fast im Niveau des Seespiegels selbst liegenden Wiesen und Sumpfflächen, die dem Raume des Sees durch Zuschüttung



Fig. 55. Delta des Eisler Sees im Engadin. (Phot. Prof. Broili.)

abgewonnen sind. Im übrigen lagert sich am Seeboden Schlamm ab, der fast stets reichlich mit organischer Masse durchsetzt ist (Faulschlamm), besonders wenn der Wasseraustausch im See träge ist.

3. Die Arbeit des Meeres, seine Küsten- und Bodenformen.

Schon bei den Materialablagerungen im Meer (S. 53/54) wurde kurz die küstenerstörende Tätigkeit der Brandung

erwähnt. Hierdurch kommen, je nach der Gesteinsbeschaffenheit und dem geotektonischen Aufbau der Küsten, verschiedene Formen zur Entwicklung, die man ganz allgemein als Flach- und Steilküsten auseinanderhalten kann. Nicht immer kommt jede Form als solche rein ausgeprägt vor, sie sind oft kombiniert oder verwischt; auch sind sie im einzelnen sehr mannigfaltig.

Die charakteristische Arbeit des Meereswassers, die jener des fließenden Süßwassers analog ist, vollzieht sich nur an Steilküsten. Die Brandung prallt ununterbrochen an die Felsen an, wäscht die Klüfte aus, unterwühlt jene durch Ausschauern, besonders wenn weichere Schichtpartien eingeschaltet sind. Die Verwitterung tut das ihre (Fig. 33 auf S. 54). Die Gesteinstrümmer brechen herab, werden wieder überspült, von den Rollkies und Sand mit sich reißenden Wogen abgeschauert, weiterhin zerkleinert oder durch Frost zersprengt. Solange sie grob sind, bleiben sie am Steilufer liegen, Sand und Schlamm werden ausgespült und meereinwärts abgesetzt. Der Steilhang schreitet allmählich zurück, wie die Sturzstufe des Wasserfalles, wengleich an der Steilküste das Wasser nur von unten angreift und diese daher stets eine Hohlkehle im Niveau des Wasserspiegels zeigt.

Allmählich aber verlegt sich die Brandung selbst den Weg zum Steilrand, indem durch die fortgesetzte Anhäufung des Zerstörungsmaterials ein Flachstrand aus Sand und Geröll erzeugt wird und so ein trennendes Band vor Steilhang und Wasserrand sich legt, das nur noch zur Zeit der Hochflut oder besonderer Unruhe des Meeres überschritten wird, wobei dann das Zerstörungswerk zeitweise fortgesetzt werden kann. Nur wenn aus geotektonischen Ursachen ein an das Meer angrenzender Landkomplex mit seiner Steilküste langsam sinkt, in dem Maße etwa, als die Zerstörung fortschreiten

kann, wird die Steilküste von der Brandung mehr und mehr landeinwärts abgetragen werden.

Es entsteht eine Abrasionsfläche, auf der sich ein neues Sediment, gewonnen aus der Zerstörung des Landes selbst und aus dem, was die Flüsse beibringen, ablagert. Die neuen jüngeren Sedimente „transgredieren“ diskordant auf älteren und auf deren nun abradierten Schichtköpfen oder Falten. Ganz das gleiche geht vor, wenn ein auf andere Weise abgetragenes Land, also eine Kumpfebene, vom Meer überschwemmt wird. Es entsteht so eines jener diskordanten Lagerungsbilder, wie sie S. 25 beschrieben wurden. Solcher Meeresstrangressionen können wir in der Erdrinde sehr viele nachweisen; sie zeigen uns aufs deutlichste den Wechsel von Meer und Land im Laufe der Erdgeschichte an¹⁾.

Sehr charakteristisch für Steilküsten und die Art ihrer Entstehung sind die Felsnadeln und Klippen vor denselben, das sind stehengebliebene Reste des früher weiter vorliegenden Landes (Fig. 56). Ihre Entstehung kann man oft beobachten an den von der Brandung ausgewaschenen Felsentoren, die dann einstürzen und Pfeiler übrig lassen (Helgoland, Kanalküste); nach und nach werden auch diese von der Brandung überwältigt.

Wir gingen bei der vorherigen Betrachtung von Steilküsten mit einfach gelagerten Schichten aus; solche Küsten ziehen gewöhnlich geradlinig ohne wesentliche Unterbrechungen dahin. Anders, wenn die zur Küste streichenden Gesteinsbänke steil, also kulissenartig gegen das Meer gestellt sind und dabei in ihrer Härte wechseln. Dann entstehen naturgemäß verschieden weit vorspringende Einschnitte, wie sie beispielsweise die irische und spanische Westküste zeigt (Riasküste), besonders wenn das Land dabei allmählich versinkt und das Meer nicht Zeit findet, es einzuebnen; während die Fjorde versunkene, nun vom Meer eingenommene Gebirgstäler sind, deren Steilküste ihrer glazialen Entwicklungsgeschichte nach somit etwas von der erodierten Steilküste Grundverschiedenes ist.

Die Flachküste kann entweder entstanden sein durch Abtragung weicher Steilküsten, die im Gegensatz zur Felsküste

¹⁾ Siehe das Bändchen „Paläogeographie“ der Sammlung Göschen.

rasch von der Brandung abgepült und eingeebnet werden (Morjumkliff auf Sykt), oder sie ist die nun vom Meer be-

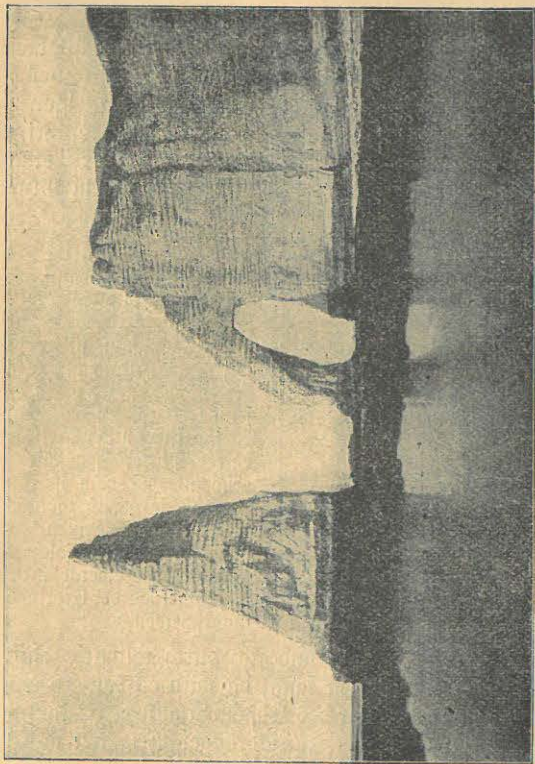


Fig. 56. Normannische Küste bei Cöbe. Das Felsgestein besteht aus weichen Krebtsalt mit abwechselnden dunkeln Hornsteinbänken. (Nach Photographie.)

spülte Fläche eines gesunkenen Flachlandes (Friesland, Holland).

In das Meer münden die Flüsse und führen ihm das im Land abgetragene Material zu. Das Meer nimmt es auf und schlägt es in Form von Sedimenten nieder. Große



Fig. 57. Das Po-delta. Nördlich von Ravenna Lagunenseen. (Nach Meyer aus Kayser.)

werden aufgeschüttet oder das Material wird von den Strömungen ergriffen und weiter hinausgeführt, so daß es zu einer Deltabildung aus diesem Grunde nicht kommt.

Auch unterbleibt die Deltabildung scheinbar dann, wenn eine Küste, wie die norddeutsche, beständig, wenn auch unendlich langsam sinkt; dann wird das Delta nämlich so in die Länge gezogen, daß es seinen Charakter als Schuttkegel verliert und wie eine marine Niederschlagschichtung erscheint. Deshalb ist es oft schwer, die gewiß zahlreichen vorweltlichen marinen Deltaablagerungen als solche von anderen Flachmeerabsätzen im Schichtgefüge der Erdrinde zu unterscheiden.

Wo ein Delta wächst und sich durch reichliche Zufuhr vom Lande frei entfalten kann, da wird es bald zu einem wesentlichen Umgestalter des Küstenverlaufes. Es kann das Meer auf weite Strecken zurückdrängen (Fig. 57) und das Land wesentlich vergrößern.

Es sei nur an das bekannteste Beispiel, Ägypten, erinnert, das schon die Alten in richtiger Erkenntnis ein Geschenk des Nil nannten

dessen Mündung zur älteren Tertiärzeit noch in der Gegend des heutigen Fajum-Sees lag und seither um so viel vorgeückt ist. Welche Transportleistung und Aufschüttung ins Meer dabei vor sich ging, wird einigermaßen geahnt, wenn man nicht nur den Flächeninhalt des ägyptischen Dreiecks (18 000 qkm) in Betracht zieht, sondern auch bedenkt, daß dasselbe einen Aufschüttungssockel von ca. 100—200 m Dicke haben muß. Denn ein Delta ist keine Aufschüttungsdecke, sondern ein wenn auch im ganzen flacher Aufschüttungskegel ins Meer hinaus.

Schon im Kapitel III, 2 wurde kurz einiges Allgemeine über die Verteilung der Sedimentmaterialien im Meer und späterhin über die organogenen marinen Gesteinsbildungen mitgeteilt. Das soll hier noch etwas unter anderem Gesichtspunkt vervollständigt und hierzu vor allem noch das Relief des Meeresbodens kurz betrachtet werden.

Nirgends senkt sich der Meeresboden vom trockenen Küstenrand aus unmittelbar zu großen Tiefen hinunter, sondern der Meeresboden hält sich zunächst innerhalb der 200-m-Linie (Nordsee z. B. nur bis 150 m Tiefe). Erst jenseits dieses mehr oder minder breiten Bandes (Schelf), das an der europäischen Nordwestküste sich bis über Irland hinaus ausdehnt, erfolgt ein rascher Abfall zu den großen ozeanischen Tiefen von 1000—8000 m Tiefe. Erst jenseits dieses Gesimfes stellen sich auch die besonderen Schwereverhältnisse ein, von denen im Anfangskapitel (S. 8) die Rede war. Dieses Schelfband, obwohl überflutet, gehört somit zum Kontinentalgebiet, und alle auf diesem Bande liegenden Meeressteile stellen somit Transgressionsmeere auf den Festländern dar (Epikontinentalmeere).

Alles, was sich nun an Kalk-, Sand- und Ton-sedimenten aus dem vom Festland gelieferten (terrigenen) Material im Meer absetzt, gelangt mit unwesentlichen Ausnahmen in der Randzone zum Absatz. Das Meerwasser hat zudem noch gegenüber dem Süßwasser die bemerkenswerte Eigenschaft, schwebende Gesteinsmaterialien besonders rasch zum Niederschlag zu bringen. Daher entstehen jenseits des Kontinental-schelfes nur die auf S. 64 beschriebenen Globigerinen- und Radiolarienschliche, sowie die aus ihrer Zersetzung (mit lös-

mischem Material vermischt) hervorgehenden roten Tiesse-tone. Auch so gut wie alle vorweltlichen marinen Ablagerungen, die wir kennen, sind lediglich als Bildungen früherer epikontinentaler Flachsee, nicht der Tiessee anzusprechen — neben anderen, hier nicht zu erörternden Gesichtspunkten ein Beweis, daß der erdgeschichtliche Wechsel von Land und Meer sich im wesentlichen nur auf epikontinentale Trans- und Regressionen erstreckte.

4. Gestaltende Wirkung des Eises.

Wie die Gletscher durch Anhäufung von Moränenwällen und Schottern die Gestaltung des Landschaftsbildes beeinflussen, ist schon S. 60 beschrieben worden. Eine charakteristische Bodenform, die der Gletscher ferner hervorruft, sind die mit Schläffen bedeckten Rundhöcker (Drumlins, Fig. 58).

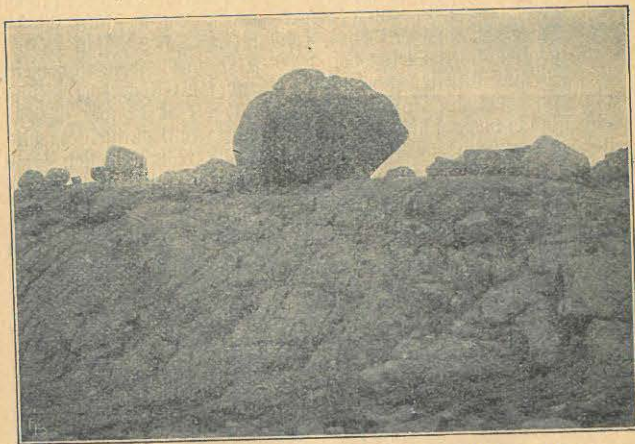


Fig. 58. Rundhöcker mit Gletscherschluff und erratischen Blöcken.

Ganz besonders wurde die Gletschertätigkeit zu einem das Relief bestimmenden Faktor durch die unserer geschichtlichen Zeit vorausgehende Eiszeit, als die nordischen und die Gebirgsgletscher eine weit größere Ausdehnung hatten und damit manchen Gegenden, wie der norddeutschen und bayerischen Ebene, durch Aufhäufung von Moränen und Schottern ein ganz neues Gepräge aufdrückten.

In dieser Eiszeit dehnten sich u. a. die jetzt nur noch kümmerliche Reste ihrer ehemaligen Größe ausmachenden alpinen Gletscher

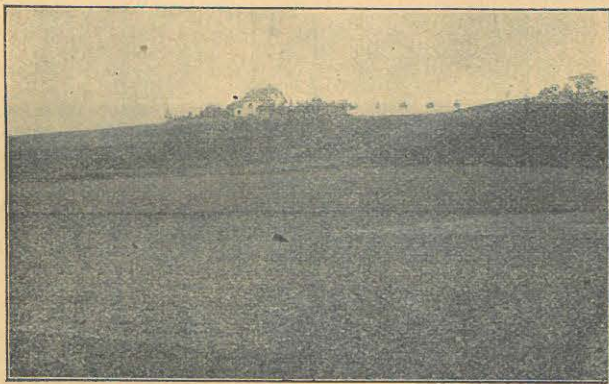


Fig. 59. Moränenwall bei München aus der Eiszeit.

nordwärts bis etwa München, im Süden bis in die Lombardische Ebene, während das skandinavische Binneneis sich in einer dort wohl über kilometerdicken, breiten Inlandeisbede über die Ost- und Nordsee nach Holland, Norddeutschland und dem Baltikum vorschob, das ganze Tiefland erfüllend. Ähnliches spielte sich in anderen Ländern ab.

Die Gletscher und Inlandeismassen brachten ein ungeheures Schuttmaterial mit, das sie als Moränenzüge bei ihrem wechselnden Vor- und Rückschreiten niederlegten; auch große erratische Blöcke

(Findlinge, Fig. 56) verstreuten sie und breiteten weit darüber hinaus durch ihre Schmelzwässer als glazialfluviale Schotter aus. So wurden die Tiefländer aufgefüllt und mit Höhenzügen und Talungen versehen, die vorher dort nicht existierten (Fig. 59) und in denen jetzt vielfach Stauseen und Moore das Landschaftsbild noch vervollständigen.

Es war lange Zeit eine Streitfrage, ob der Eisstrom richtig erodieren, nicht nur fräsen und polieren könne. Sie ist jetzt wohl dahin gelöst, daß je nach den Umständen das

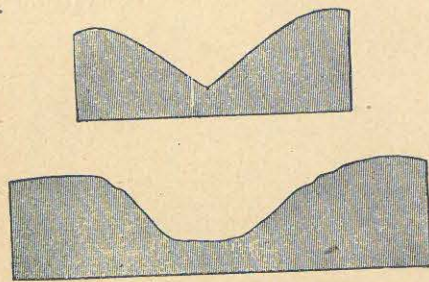


Fig. 60. Bezeichnende Talformen: oben für Wasser, unten für Eis.

eine oder das andere eintritt. Die Tatsache, daß der Gletscher den kleinsten Unebenheiten nachgibt, im Bogen über sie wegquillt oder sie umgeht und stehen läßt, die Tatsache ferner, daß diluviale Gletscher am Gebirgsrand über Moorböden und sonstige weiche Ablagerungen hinweggegangen sind, ohne sie aufzureißen, schien den Verfechtern der Nichterosionsfähigkeit des Eises recht zu geben. Andererseits zwingen jedoch gewisse Talprofile in den Alpen, deren Ausgestaltung auf die Eiszeit zurückgeht, zur Annahme sehr starker Gletschererosion. Diese Täler bestehen aus einer alten breiten Wanne, die vielfach hinten in einem breiten Sammelbecken (Kar) endet, von wo der Gletscher seinen Ausgang nahm. Später, nach Ende der Eiszeit, als die Gletscher diese Täler verlassen hatten, schnitten sich die Wasser von der Sohle der Wanne aus tiefer

ein und bildeten die für fließendes Wasser bezeichnende Talform aus (Fig. 60). Denn das Eis wirkt nach allen Seiten gleichmäßig schleifend, das Wasser aber vornehmlich einseitig in der Mittellinie nach abwärts. Wenn auch diese Deutung von anderer Seite wieder bestritten wird, so sei sie hier doch vorgetragen, schon um zu zeigen, wie schwierig oft die Lösung der einfachsten an die Natur gestellten Frage sein kann.

5. Oberflächengestaltung durch die Transportprodukte des Windes.

Der erosiven Arbeit des Windes, wie sie im III. Kapitel kurz geschildert wurde, entspricht andererseits die Ablagerung des fortgeführten Materials. Weite Sanddecken entstehen in den vegetationslosen Gebieten, in den Wüsten, auch am Meeresstrand, überhaupt überall dort, wo geringe oder fehlende Vegetation und die Trockenheit das Abblasen von Sand und Staub ermöglichen.

Die Windablagerungen können flach und wellig oder kuppenförmig und ungleichmäßig hügelig oder scharf ausgeprägt bogen- und kaminförmig sein (Dünen, Fig. 38, S. 62). Das hängt von der Beständigkeit ab, womit der Wind in einer Richtung bläst, und von den Hindernissen, die ihm bereitet werden. Gewöhnlich ist die dem Wind zugekehrte Dünenseite die flachere, die abgekehrte die steile. Der Wind bläst immerzu neues Sand- und Staubmaterial an der Flachseite hinauf, läßt es dort größtenteils liegen und streicht über den Kamm weiter. Ist erst eine Düne entstanden, dann wirkt sie selbst wieder strömungsschwächend und veranlaßt den Wind, sein mitgebrachtes Material fallen zu lassen.

Weht der Wind aus verschiedenen Richtungen, dann werden auch die Formen unregelmäßig. Auf diese Weise gibt es einheitliche

und zusammengesetzte Dünen, geradegestreckte oder sichelförmige (Barchane), die ineinander übergehen können und selten nur einzeln vorkommen. An unseren Meeresküsten werden sie 10–50 m hoch, durchschnittlich wohl 20 m; in den Wüsten dagegen vielfach bis 100 m und darüber. Die von Windablagerungen bedeckten Flächen in Turkestan sollen 80 000 qkm betragen. Bekannt sind ja die verschütteten Städte in Zentralasien, deren Verwehung man als Anlaß zur Völkerwanderung in Anspruch hat nehmen wollen.

Die Windablagerungen und damit auch die Dünen sind ihrer ganzen Natur nach sehr unbeständige Bodenformen.

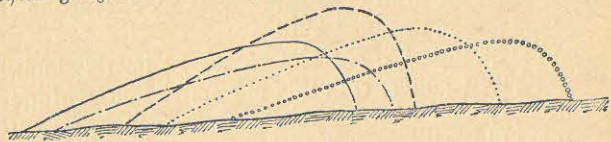


Fig. 61. Schema der Wanderdüne.

Der Wind reißt, wie schon geschildert, die Sand- und Staubteile mit sich fort und häuft sie wieder anderswo an. Es entsteht, indem er den Dünenrücken hinauf eilt und das aufgedrängte Material über den Kamm weht, die Wanderdünen, nach beifolgendem Schema (Fig. 61). Sie bedeuten zuweilen ein großes Verderben für menschliche Siedelungen und Pflanzungen, die sie überschreiten und dauernd oder zeitweise bedecken. Darum wird an den Meeresküsten auch durch planmäßige Anpflanzung mit Strandgras und Schützung der natürlichen Vegetationsdecke alles getan, um der verderblichen Wirkung des Dünenwanderns zu steuern. Die Pflanzen halten einerseits den Dünenrand mit ihren verzweigten Wurzeln zusammen, andererseits geben sie auch Anlaß zu neuen Aufschüttungen, indem sie als windstauende Hindernisse wirken.

Wie die Sandablagerungen in Wüstengebieten oft mehrere hundert Meter erreichen können, so finden wir sie auch in vorweltlichen

Ablagerungsreihen oft in großer Mächtigkeit und Horizontalausdehnung eingeschaltet. Hat man doch den in Deutschland so weit verbreiteten Buntsandstein größtenteils für ein ähnliches Produkt ansehen wollen; dieser Auffassung widerspricht es nicht, wenn damit im einzelnen Falle auch fluviatile Sand- und Geröllschichten, ja solche marinen Charakters verknüpft sind. Denn der die Dünen in meernahen und Küstengebieten aufschüttende Wind kann ja ebenso gut Sand und Staub ins Meer hinauswehen, wo sie dann marin zum Abjaß gelangen, genau wie etwa die vulkanischen Aschen (vgl. S. 34); ebenso sie auch in Flüsse und Seen hineinwehen. Wenn nachgewiesenermaßen die Sandverwehungen in Pommern am Kurischen Haff, sich selbst überlassen, alsbald dieses ausfüllen würden, dann müßten solche Ablagerungen, wenn sie uns in fossilem Zustand begegneten, mit marinen und fluviatilen Sedimenten vergesellschaftet erscheinen und doch hauptsächlich äolisches Ursprungs sein. Zu diesem Sinn gibt es neben dem trocken abgelagerten Löß (S. 62) auch Schwemmlöß.

Die charakteristische Ablagerungsform von Windgesteinen auf älteren Bodenflächen ist die unregelmäßig transgredierende. Meist wird sich äolisches Material in Senken und Taschen und im Windschatten der Gehänge ablagern, weil dort die Tragfähigkeit des Luftstromes erlischt.

V. Die Gestaltung der Erdrinde durch Bodenbewegung, Vulkanismus und Gebirgsbildung.

Unter Bodenbewegungen sind hier nicht mehr die einfachen Rutsche von Berggehängen, die Murbrüche, Bergstürze oder Abrutsche von Seefern zu verstehen, also nicht die Solifluktion im weitesten Sinn, sondern jene die Erdrinde in sich verschiebenden, in Verwerfungen, Auf- und Abwölbungen sich äußernden Bewegungen, deren Kleinformen im II. Kapitel beschrieben wurden, die aber auch in großem und größtem Ausmaß sich vollziehen und unter dem Begriff der säkulären Hebungen und Senkungen, sowie der Faltengebirgsbildung und der vulkanischen Bewegungen und Aufschüttung von den erstgenannten ihrem ganzen Wesen nach zu unterscheiden sind

1. Nachweis säkularer Hebungen und Senkungen.

Wenn wir mitten in unseren Festländern, weitab vom Meere Gesteinsschichten finden, die nicht nur ihrem Material und ihrer Bankung nach, sondern auch nach den in ihnen eingeschlossenen versteinerten Tierschalen und Knochen sich unzweifelhaft als Absätze aus Meerwasser zu erkennen geben, dann bleibt gar kein anderer Schluß übrig, als daß das Meer ehedem ein Gebiet bedeckte, welches heute von ihm verlassen ist und weit über seinem derzeitigen Spiegel liegt. Man

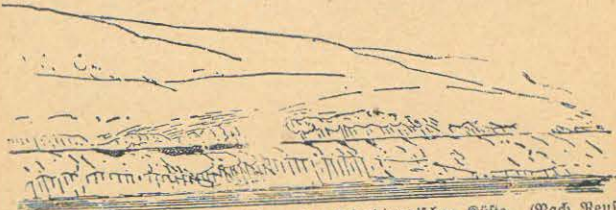


Fig. 62. Gehobene Strandlinie an der Scandinavischen Küste. (Nach Reusch aus Kayser.)

kann dabei zweifelhaft sein, ob dieser Rückzug des Meeres erfolgte durch Höherhebung seines ehemaligen Bodens, der dann von der Verwitterung und dem Wasserkreislauf seine jetzige Oberflächenform erhielt, oder ob der Meeresspiegel selbst sank und den in seiner damaligen Lage verbliebenen und mit Sedimenten überdeckten Boden von selbst freigab.

Der gleiche Zweifel bleibt zunächst bestehen, wenn wir an der Scandinavischen, nordamerikanischen und vielen anderen Küsten der Weltmeere hoch über der heutigen Meeressfläche Strandterrassen (Fig. 62) sich hinziehen sehen, die ihrem ganzen Relief nach genau der vor einer Steilküste von der Brandung geschaffenen Strandlinie entsprechen und zudem von Brandungsgeröll, Muschelschalen oder abgestor-

benen Austernbänken bedeckt sind, sich also unzweideutig als ehemals im Brandungsniveau gelegen erweisen.

An anderen Küsten wieder sehen wir im Flachmeer alte Bauten (Mittelmeer) oder Sümpfe von Wäldern oder Torfmoore (Ostseegebiet) liegen, die unmöglich unter Wasser entstanden sein können. An anderen Küsten sehen sich Flußtäler mit ihrer charakteristischen Gestalt auf dem Meeresboden noch kilometerweit fort, obwohl sie im Meer nie und nimmer in dieser Form hätten vom Wasser ausgegagt werden können (z. B. Kongofurche), also später versunken sein müssen. Oder ist das Meer gestiegen?

Die Frage erfährt eine Beantwortung, wenn man sich vergegenwärtigt, welche Erscheinungen im einen, welche im anderen Falle möglich sind. Offenbar, wenn der Meeresspiegel an der Küste etwa Scandinaviens, Schottlands und Nordamerikas so bedeutend unterhalb des früheren Niveaus bleibt, so müßten Anzeichen für dieselbe Bewegung auch an allen anderen Küsten, insbesondere an den benachbarten, gefunden werden. Denn das Wasser bildet eine gleichmäßige Fläche, die nicht irgendwo eine wesentliche Erhöhung bzw. Absenkung erfahren könnte, ohne sich alsbald wieder in die Horizontale einzustellen. Finden wir somit, wie schon erwähnt, in Norddeutschland, Holland oder im Mittelmeer gleichzeitig klare Anzeichen versunkenen Landes, dann bleibt nur der Schluß, daß das Land, die feste Rinde, nicht das labile Meerwasser die Oberflächenschwankungen ausgeführt hat.

Im einzelnen sind, wie sich durch genaue Forschungen gezeigt hat, diese Bewegungen sehr mannigfaltig, indem Hebungen und Senkungen verhältnismäßig rasch und öfters aufeinander folgen können (Südschweden), oder Hebungen von Zeit zu Zeit ruckweise eintreten, wie die in Scandinavien mehrmals übereinander folgenden Küstenterrassen zeigen. Wäre dort das Land gleichmäßig fortlaufend gehoben worden, so könnten nicht einzelne, deutlich herausgearbeitete Küstelinien getrennt übereinander bestehen. Daß diese

Rüfenterrassen dort, wo sie am Gang entlang laufend in Tälern landeinwärts zurückspringen, höher ansteigen als draußen an der Küste selbst, ist ein weiterer klarer Beweis der Hebung des Landes, die nach der Mitte zu stärker war; denn hätte sich der Wasserpiegel gesenkt, dann müßten die weiter zurückliegenden Teile der Terrassen im selben Niveau geblieben sein.

Bei den soeben beschriebenen Bewegungen hat man es offenbar nur mit einfachen Aufwölbungen und Absenkungen ohne begleitende Brüche zu tun. Erreichen diese Hebungen stellenweise auch den Betrag von vielen hundert Metern, so wird damit doch noch nicht allzuviel Anspruch an die Elastizität der Erdrinde gestellt, wenn man ihre große Horizontalausdehnung in Betracht zieht, der gegenüber diese paar hundert Meter keine nennenswerte Aufhebung bedeuten. Es braucht daher bei jenen Bewegungen nicht unbedingt jedesmal auch zu Bruchbildungen zu kommen.

Trotzdem sind Verwerfungen, insbesondere im Mittelmeer, mit den Niveauveränderungen zweifellos verknüpft. Als Beispiel größerer Absenkungen längs Brüchen wurde schon S. 28 der Rheintalgraben genannt. Auch bei diesen Erscheinungen könnte man zweifelhaft sein, ob die Rheinebene der gesenkte, oder ob die flankierenden Bergzüge der gehobene Teil sind. Wenn man aber sieht, daß eine so gewaltige Bruchzone wie die das Jordantal, Lotes und Rotes Meer und noch die ostafrikanischen Seen umfassende Absenkung Stellen aufweist, wo die ehemalige Oberfläche heute rund 800 m u. M. liegt, dann kann das nur das Ergebnis einer positiven, nicht bloß relativen Senkung sein; denn sonst müßten ja früher zur Jungtertiärzeit, als dieser Einbruch erfolgte, alle umgebenden Länder 800 m tiefer als heute gelegen haben, wofür in der Verbreitung und der Art der Marinablagerungen aus dieser Erdepöche auch nicht das geringste Anzeichen vorliegt.

Das geologische (relative) Alter solcher Bruchstufen kann man dadurch bestimmen, daß man feststellt, welche Schichten noch mit eingebrochen sind und welche unberührt davon über den (gewöhnlich denudierten) Bruchschollen liegen. Die Senkung muß danach in die Zeit zwischen Ablagerung der jüngsten noch mitgebrochenen und der ältesten nicht mehr mitgebrochenen fallen.

2. Der Aufbau der Faltengebirge.

Wenn irgendwo die erfolgte Hebung von Meereshoden zweifellos im positiven Sinn stattgefunden hat, dann im Körper der Hochgebirge. Sie bestehen ausnahmslos aus einem Mantel von marinen Sedimentärgesteinen und einem hauptsächlich in der Längsachse steckenden, gut sichtbaren oder von den jüngeren Sedimentärstufen verhüllten Kern eines metamorphosierte kristallinen „Urgesteins“. Die Schichtgesteine sind wild gefaltet, überschoben, überfaltet, geschuppt — es gibt überhaupt keine Störungsform, die im Großen oder Kleinen hier nicht stattgefunden hätte. Die höchsten Gipfel und Ketten sind aus Marinschichten, zum Teil sogar jüngeren geologischen Alters aufgebaut (Fig. 29, S. 49) und beweisen so nicht nur eine weitausgehende, sondern auch eine spätgeologische, verhältnismäßig rasche Emporhebung des Gebirgskörpers aus den Meerestiefen. Alpen, Himalaja, Atlas sind Typen solcher Großformen der Erdrinde, während Anden und Kaukasus außerdem noch von vulkanischen Ausbruchsgesteinen reichlicher durchsetzt sind. Die Erhebung der Ketten- oder Faltengebirge hat aber mit Vulkanismus unmittelbar nichts zu tun.

Betrachten wir etwa den Aufbau des Ostalpenkörpers. Beiderseits aus der Ebene steigt, teils schon gefaltet (Süden), teils noch anfangs ungefaltet, das der Tertiärzeit entstammende Gestein (Molasse) in leichten klaren Falten auf, die vordersten allerniedersten Hügel bildend. Dann folgt nach innen ebenfalls noch in flacheren, höchstens Mittelgebirgscharakter annehmenden Bergen die Flyschzone, ein Gestein von jungmesozoischem bis alttertiärem Alter

(Zone, Mergelkalke und Sandsteine), das wie die Molasse mit einer Verwerfung, Überschiebung oder Ansfaltung an das nächst innere Gestein von Kreide, Jura und Trias anstößt, die in vielen Wellen mit Verwerfungen, Überschiebungen, Überfaltungen und Schuppungen durchsetzt, die eigentlichen „Kalkalpen“ aufbauen und zu den höchsten Höhen emporsteigen. Kalke und Dolomite herrschen hier vor. Wir nähern uns nun beiderseits der Zentralzone, den kristallinen Schieferen, auf denen zunächst noch stark gefaltete palaeozoische Gesteine aufruhend und mit denen es eine besondere, unten noch zu nennende Verwandnis hat. Hier in der kristallinen Zentralzone herrscht allgeröhrte, kaum mehr zu entwirrende Faltung und Fächerstellung. Etwas verschieden davon sind die Westalpen, bei denen am Rand die tertiäre Molasse ziemlich unvermittelt zu großen Höhen (Rigi) aufsteigt, während das Vorland von dem welligen Schweizer Jura gebildet wird. Ferner greifen Trias, Jura und Kreide zum Teil in deckenförmiger Lagerung über den Flysch hinüber oder sind dort angeblich noch in Resten (Klippenzone) anzutreffen. Ebenso ist das Kristallin stellenweise (Berne Oberland) mit Trias und Jura veraltet.

Die Deckentheorie faßt den Grundplan des Alpenbaues nach der beifolgenden schematischen Fig. 63 auf als zusammengesetzt aus mehreren großen und kleinen, von Süden her gekommenen, durch Überfaltung übereinander gebrachten Faltungsdecken, wobei natürlich im einzelnen durch zahllose lokale Verwerfungen, Überschiebungen, Verfaltungen und Rückstauungen das einheitliche Bild gestört und schwer zu entwirren ist. Ist eine solche Decke durchbrochen, so tritt die darunter liegende wie durch ein Fenster hervor (Unterengadin, Fig. 63), und ist sie bis auf wenige Reste abgetragen, so „schwimmen“ diese als Klippen wurzellos auf der unteren erhaltenen (Mythen am Vierwaldstätter-See). Da diese Überfaltungsdecken aus Süden gekommen wären, so müsse man dort die Wurzeln derselben finden, erkennbar an den gleichartigen Gesteinen, und damit die Stellen finden, von denen diese Decken ihren Ausgang genommen haben.

Die Deutung, welche die Deckentheorie vielen für sie wichtigen und entscheidenden Erscheinungen gibt, steht nicht so sicher, wie es nötig wäre, um sie in ihrer extremen Form zur allgemeinen Anerkennung zu bringen. So erlaubt das berühmte, in der wissenschaftlichen Alpenliteratur klassisch gewordene Profil der „Glarner Doppelfalte“ nicht weniger als drei Deutungen, die zum Teil in Fig. 64 näher erläutert sind; und wenn die Auslegung Fig. 64 a die richtige wäre, würde sie für die Deckentheorie sprechen. Auch das Suchen nach den Wurzeln hat nichts Zwingendes, weil gleichartige Gesteinsfazies in getrennten Regionen sehr häufig schon primär auftreten (z. B. Gosaukreide in den Ostalpen und Nordamerika).

Dagegen hat die Deckentheorie zum erstenmal mit Erfolg gelehrt, den an sich großzügigen Alpenbau als Ganzes aus einem Gesichtspunkt heraus aufzufassen und an Stelle der im Flachlandsstudium gewonnenen Kleinlichen Deutungen den Begriff des Faltenmechanismus (Verfaltung, Überfaltung auf weite Strecken hin) den alpinen Verhältnissen gemäß klar und folgerichtig herauszuarbeiten.

Auch hier muß wieder betont werden, was schon S. 28 gesagt wurde, daß das Relief der Berge, Ketten und Täler nicht durchweg der unmittelbare Ausdruck der Faltung, nämlich der Sättel und Mulden ist, sondern daß jeder Hoch-

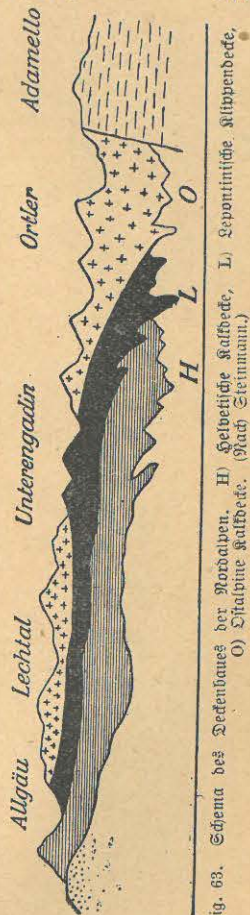


Fig. 63. Schema des Deckenbaues der Nordalpen. H) Helvetische Kalkdecke, L) Lepontinische Klippendecke, O) Ostalpine Kalkdecke. (Nach Steinmann.)

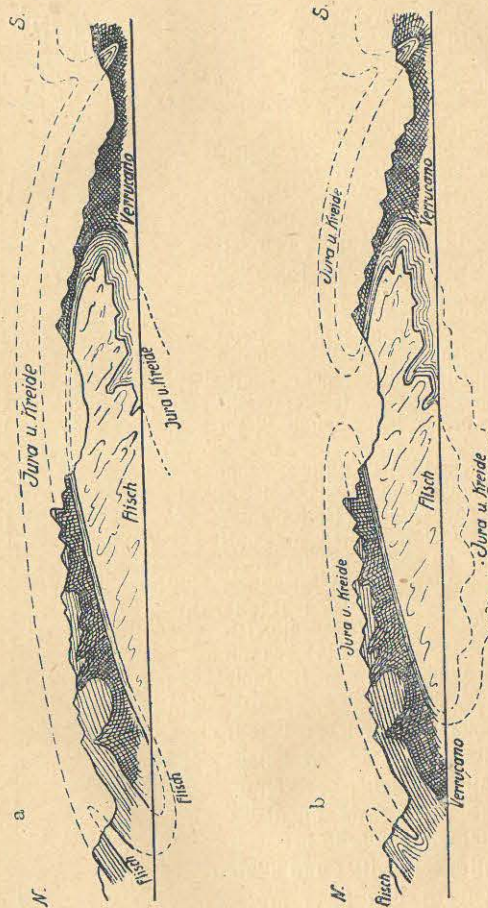


Fig. 64. Schema der Glarner Doppelfalte: a) nach der Erklärung der Deckentheorie; b) nach der älteren Auffassung. (Nach Kasper.)

gebirgskörper schon einer längeren Einwirkung der Verwitterung und des Wasserkreislaufes unterliegt, ja schon größtenteils abgetragen ist und in keiner Weise mehr ursprüngliche Formen zeigt. Wie weit der durch Denudation bewirkte Ausgleich gehen kann, wurde schon S. 28 durch Hinweis auf die einfachen Verhältnisse des nichtgefalteten Landes gezeigt. Daß aber auch ganze Faltengebirge ihres alpinen Charakters im Laufe der Zeiten entkleidet und zu Mittel-

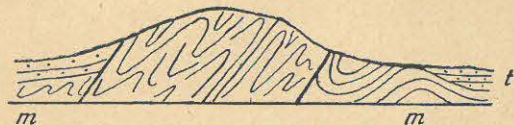


Fig. 65. Schema eines deutschen Mittelgebirges. Gefaltet: alter Gebirgskern, z. T. an Verwerfungen abgesunken und dort von m, t jüngeren Sedimenten bedeckt. (Aus Kayser.)

und Rumpfgebirgen, ja Flächen eingeebnet wurden, beweist uns der innere Bau derselben.

Alle unsere deutschen Mittelgebirge zeigen nämlich Strukturen nach beifolgendem Schema (Fig. 65): abgeschnittene, zum Teil durch Verwerfungen begrenzte Faltenssysteme älteren Gesteins, die in jüngemäßer Ergänzung ihres Verlaufs zu ehemaligen Faltenbildern und Aufragungen alpinen Charakters werden. Jüngere daran gelagerte Schichten des Vorlandes, die von jener Faltung des eigentlichen Gebirgskörpers nicht mehr ergriffen sind, beweisen nach der auf S. 103 gemachten kurzen Darlegung, das hohe geologische Alter des Gebirgskörpers und der Faltung, aber zugleich auch das seiner Abtragung, die schon in eine langverfloßene Vorzeit fällt. Ein noch höherer Grad dieses Vorganges besteht dann darin, daß die alten Gebirgsfalten nicht einmal mehr als Rumpfe und Hügel herauschauen, sondern bis auf

ihre Wurzeln abgetragen, unter das Meer gesunken und von jüngeren ungefalteten Schichten horizontal und transgredierend überlagert sind (Fig. 12, S. 25)

Eine eigenartig bedingte Form haben die Gebirge Zentralasiens, welche gleichfalls zu den älteren Rumpfen gehören, aber später durch

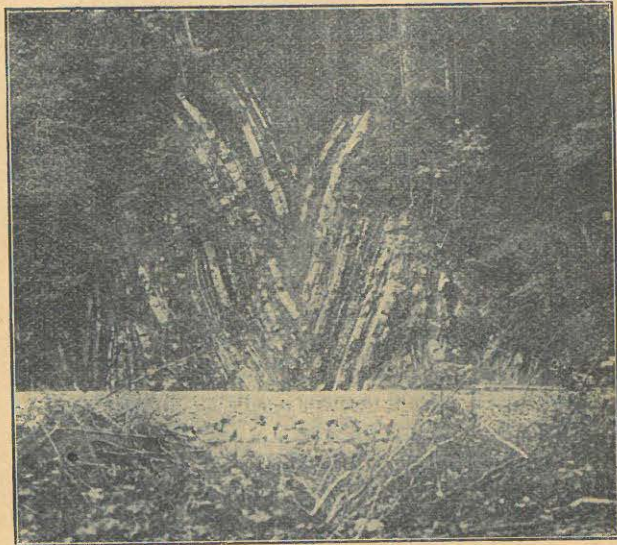


Fig. 66. Alpine Faltung: Mulde im Felsch.

Brüche so zerstückelt und durch Niederlegen der Erosionsbasis wieder relativ in die Höhe gerückt und so von neuem durch das fließende Wasser zerschnitten wurden, daß sie nunmehr wieder von neuem als verhältnismäßig hoch aufsteigende Falten im Antlitz der Erde erscheinen. Ähnlich ist es ja auch bei uns etwa mit Vogesen und Schwarzwald nach dem Rheintalbruch zu. Vielleicht haben unsere Alpen in einigen ihrer Teile auch schon diesen Prozeß durchgemacht,

denn es fällt nicht nur in vielen Gegenden der mittel- und rumpfgebirgsartige Charakter auf, sondern auch die Tatsache, daß der Rand des gefalteten Alpenkörpers keineswegs mit der jetzigen Gebirgsgrenze zusammentrifft, sondern daß abgetragene Falten noch weit im ebenen Vorland unter jüngerer Bedeckung liegen.

3. Mechanismus der Krustenbewegung und Gebirgsbildung.

Wir betreten hier ein sehr dunkles Wissensgebiet, dessen Theorie im wesentlichen folgenden Inhalt hat: Die Erde als ehemals feuerflüssiger Körper ist heute noch keineswegs erkaltet. Die Abkühlung erfolgt noch weiterhin und bedingt eine allmähliche Zusammenziehung. Dadurch wird der Mantel, die Kruste zu weit, sie verliert ihre Unterlage, biegt sich ein, bekommt Sprünge, an denen einzelne Abbruchschollen sich verschieben. Der Druck nach abwärts, sei es durch Einwölbungen ohne Sprünge, sei es durch abbrechende Schollen, nachdem die Elastizitätsgrenze überschritten ist, führt zu einem sich seitlich fortsetzenden Gewölbedruck (tangentialen Spannungen), die ein Aufwölben benachbarter Krustenteile bedingen oder sogar an schwächeren Stellen und Spalten ein Aufbrechen derselben, wobei die Ränder ineinandergedrückt, gebrochen, gefaltet, überschoben werden. So entstehen die Hebungen und Senkungen, so die Faltengebirge. Bedenkt man, daß selbst die höchsten Erhebungen, also die jungen Kettengebirge, im Vergleich zur Ausdehnung der Kugeloberfläche selbst so gut wie keine Unebenheit bedeuten, ebensowenig wie die tiefsten Ozeanbecken, so kann man mit dieser Theorie anscheinend alle Hebungen, Senkungen, Störungen und Gebirgsbildungen erklären.

Sie ist aber von so viel Bedenken umgeben, es gibt so viel Tatsachen, welche aus anderen berechtigten Zusammenhängen heraus gewonnen wurden und sich nicht damit vereinigen lassen wollen, ja

ihr ausdrücklich entgegenstehen, daß sie in dieser Form gewiß nicht mehr bestehen kann. Hier, wo es sich vor allem um das tatsächlich Sichergestellte handelt, sei nur im Vorbeigehen wenigstens angedeutet; für ein genaueres Studium muß auf die im Literaturverzeichnis aufgeführten Bücher verwiesen werden. Erstens ist die Abkühlung des „Erdinnern“ höchst fraglich, weil die Radiumausstrahlung so viel Wärme erzeugt, als allenfalls durch die Abkühlung verlorengeht. Zweitens sind die Temperatur und die dabei sich abspielenden Umsetzungen und Kristallisationsvorgänge noch keineswegs irgendwie

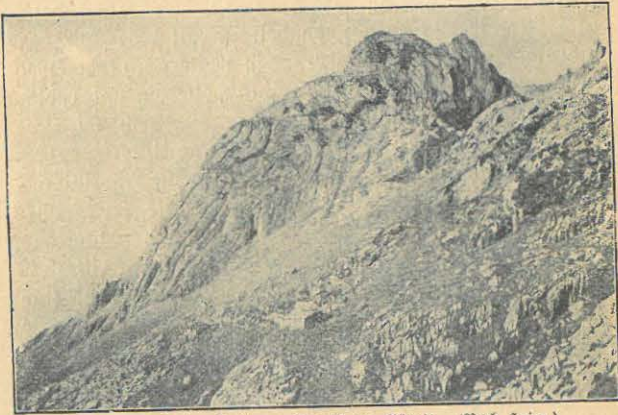


Fig. 67. Alpine Faltung: Sattel am Säntis. (Nach Heim.)

sichergestellt, und die Theorie ist mindestens dahin zu erweitern, daß ebensogut Volumzu- wie -abnahme beim Alterungsprozeß der Erde stattfindet. Viele Verwerfungen im Felsgerüst der Erdrinde sind ohnehin nur durch Zerrung zu erklären. Drittens zeigen die Gebirge der Erde keinen regellosen Verlauf, sondern sind aufgetaucht aus ganz bestimmten Streifen, deren Ablagerungs- und Bewegungs-verhältnisse schon in früheren Erdperioden ganz bestimmte Eigentümlichkeiten aufwiesen und geradezu der späteren Gebirgsbildung entgegengesetzte Bewegungen ausführten. Ferner sind die Schwereverhältnisse der Erdrinde derart, daß eine ganz bestimmte Lage-

beziehung zwischen den einzelnen Teilen und Schollen herrscht (Isostasie), die durchaus bestimmend in den Prozeß der Hebungen und Senkungen eingreift und einem einfachen Niederbrechen der Kruste ebenso widerstrebt wie der Bildung von Hohlgebölben über einem hypothetisch sich abkühlenden und zusammenziehenden „Erdinnern“. Auch wäre die Standfestigkeit der Gesteine an und für sich nicht im entferntesten ausreichend für einen so große tangentialen Spannungen erzeugenden Gebölbedruck, wie er für die Faltengebirgsbildung im Sinne der Theorie nötig wäre.

Schließlich spielt hier herein auch noch die Frage der Polverlagerungen, womit im Zusammenhang sich die Gestalt der Erdoberfläche in horizontaler Richtung wohl wesentlich ändern kann und wofür gleichfalls auf die zitierten Paläogeographie- und Geologiebücher hingewiesen werden muß. Damit wieder in Zusammenhang steht dann die Lösung der oben (S. 100) angeschnittenen Frage, ob der Meeresspiegel einheitliche Schwankungen (eustatische Bewegungen) im Laufe der Erdgeschichte macht, ob diese Bewegungen unabhängig von den anderen, als solche sichergestellten Verschiebungen der Erdkruste verlaufen usw.

Was speziell die Alpenfaltung anlangt, so hat sich neben der oben skizzierten „Kontraktionstheorie“ von jeher die „thermische“ Theorie behauptet und ist wohl in erneuertem Sinn berufen, nunmehr endgültig an ihre Stelle zu treten. Es ist durch tatsächliche Beobachtung zu erweisen, daß die Gesteine der Alpen sogar wie ausnahmslos Flachmeerbildungen angehören. Da aber die ganze Serie der gefalteten Formationen mehrere tausend Meter beträgt, so muß während der Ablagerung dieser Gesteine dauernd der Flachmeerboden um so viel etwa gesunken sein. Dadurch wurden die zuerst abgesetzten Materialien in eine so große geothermische Tiefenstufe gerückt, daß sie erhitzt und metamorphosiert wurden. Einwirkung vulkanischer Dämpfe in der Tiefe tat das Ihre, um diese tieferen Gesteine umzuwandeln, die Siphonabhebung trieb sie mit unwiderstehlicher Kraft empor, um so mehr, als sie in der Tiefe nach den Seiten nicht aus-

weichen konnten. So ist doch in gewissem Sinn wieder der zentrale Kern zu einer Bedeutung für die Faltung gelangt. Die Klärung dieser Frage ist von der Zukunft zu erwarten.

4. Die Kraftäußerungen des Vulkanismus.

In kurzen Strichen wurde schon in Kap. II, 2b die Austrittsweise der vulkanischen Massen gekennzeichnet. Die vulkanische Tätigkeit ist nicht regellos verteilt, sondern folgt im großen ganzen bestimmteren Linien, wie sie beifolgende Übersichtskarte (Fig. 68) angibt. Die vulkanreichsten Gegenden umranden den Pazifik, wo auch die meisten tätigen Vulkane liegen. Die Tätigkeit selbst, ebenso wie die Häufung der Vulkane ist in und um die Äquatorialzone herum am größten und nimmt gegen die Pole zusehends ab. Die Meeresnähe der meisten Vulkane steht nicht in unmittelbarem Zusammenhang mit dem Eindringen von Meerwasser in die Magmazone, wodurch, wie man zeitweise wohl meinte, die Explosionen hervorgerufen würden, sondern damit, daß an den Festlandsrändern vielfach Brüche vorhanden sind, die in die tiefere magmatische Zone hinabreichen dürften.

Vor allem zeigt sich, daß die ergiebigsten und lebendigsten vulkanischen Austrittsstellen der Erde in großen Bruchzonen liegen und daß sie in weitaus den meisten Fällen direkt auf Spalten aufsitzen. Es ist nicht so, daß immer den Spalten der ganzen Länge nach Magma entströmen würde; vielmehr zeichnen sie nur den Weg vor, auf dem an vielen Stellen die Vulkanmassen heraufbringen und ruhig ausfließend sich zu Deckenergüssen verbreitern oder explosiv wirken und Berge aufschütten, auch periodisch bleiben und nur von Zeit zu Zeit neu aufleben oder nur Quellsuppen bilden. Dafür spricht auch aufs deutlichste die meistens reihenförmige Anordnung der Krater oft auf weite Strecken hin.

Gleichwohl gibt es eine Anzahl Explosionsvulkane, die zweifellos nicht unmittelbar an Spalten gebunden sind, son-

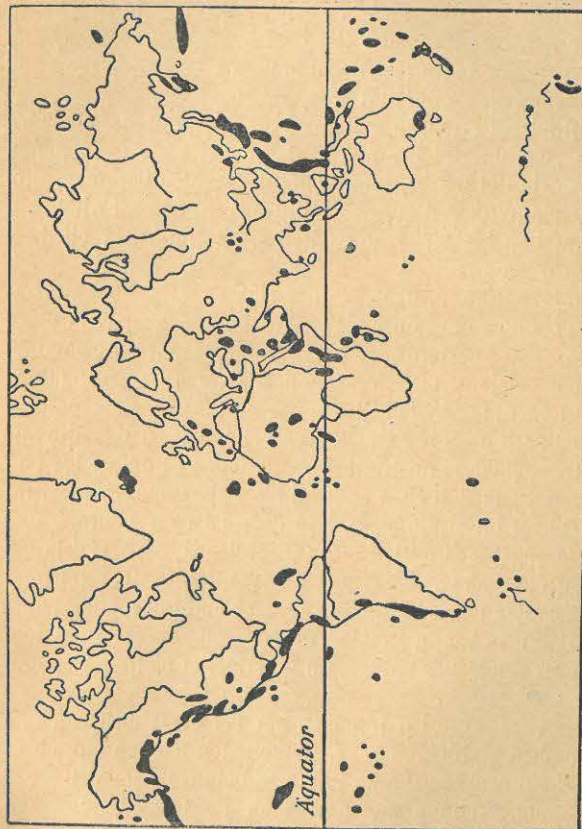


Fig. 68. Verteilung der jungen Vulkane. (Aus Kabler.)

bern sprengschußartig eine Serie von ungestörten Gesteinen durchschlagen haben. Hierher sind vor allem die kleinen „Vulkane mbryonen“ der Schwäbischen Alb zu zählen, bei denen die Juraplatte siebartig durchlöchert wurde, und deren Kanäle durch eine Ansammlung von Tuffen vermischt mit Jurafelsen angefüllt sind, nachdem der Vulkanismus sofort wieder erloschen war. Daß die Hauptkanäle, durch die vom „Erdbinnern“ her das Material für diese Explosionen herangebracht wurde, immerhin auf Spalten verlaufen mögen, wie solche den Jurarand durchsetzen, beweist nichts dagegen, daß die Ausbruchsröhren selbst schußartig durchgeschlagen worden sind.

Alle vulkanischen Ausbrüche führen zuweilen Wasserdampf, und es ist daher die Frage, ob der Wasserdampf an der Explosion als solcher und dem Hinaufdrängen der Magmamassen beteiligt, vielleicht deren Ursache ist? Dazu müßte man wissen, wie das Wasser in das Magma hineingekommen ist: ob es sich bei der Entfaltung der Eruption chemisch aus dem Gesteinsbrei ausscheidet oder zuvor von außen her eingedrungen ist und eben dadurch die Explosionen hervorruft. Besonders die Tatsache, daß so überaus viele Vulkane und Vulkan Systeme unmittelbar am Meer liegen, hat die Meinung unterstützt, daß das Meerwasser mit entsprechender Wirkung auf Spalten in die vulkanischen Herde eindringe, zumal auch die Laven so häufig Kochsalz ausscheiden. Andererseits fehlen aber den Laven andere, im Meerwasser häufige Bestandteile.

Weitere Theorien schreiben der bei der Umformung und langsamen Abkühlung der geschmolzenen Massen entstehenden Volumenvermehrung und dem dadurch erzeugten Druck die Hinauspressung zu, oder man sucht die Ursache dafür in dem Druck, den niederjinkende Schollen auf den

Magmaherd unter der festen Kruste ausüben, wodurch Schmelzmaterial hydrostatisch heraufgedrängt werde; das würde zu der Beobachtung des Auftretens der Vulkane an Spaltssystemen gut passen. Oder das Magma soll unter so großem Druck stehen, daß es sich in einem durch die Zusammenpressung wie erstarrten Zustand befände. Werde durch Bruchbildung oder sonstige örtliche Entlastung dieser Druck vermindert, so trete es sofort in den gewöhnlichen schmelzflüssigen Aggregatzustand zurück, dehne sich dabei aus und quelle empor. Dieselbe Wirkung werde auch durch die hierbei oder auch bei sonstigen Umformungen sich bildenden Gase erzielt, die eben das Magma unter Druck hinaustreiben würden.

Auch hier tasten wir, wie bei den Ursachen der Faltengebirgsbildung, noch völlig im Dunkeln umher. Es liegt dies hauptsächlich daran, daß uns jede zuverlässige Vorstellung vom „Erdbinnern“, d. h. von dem Zustand der tieferen Teile der Erdrinde abgeht. Ist es doch noch nicht einmal ausgemacht, ob die Vulkane, selbst nahe beisammenstehende, aus einem zusammenhängenden Behälter gespeist werden oder nicht. Wahrscheinlich nicht, denn sie zeigen meistens eine ganz auffallende Verschiedenheit ihrer Auswurfsmaterialien und Unabhängigkeit ihrer Ausbruchzeiten. Diese merkwürdige Tatsache veranlaßte die Aufstellung einer Theorie, wonach die Erdkruste nicht dünn, sondern ganz besonders dick wäre, und in ihrem Gefüge aus frühester Urzeit noch viele eingeschlossene und dadurch vor Erstaltung behütete glutflüssige Magmakissen enthielte, aus denen späterhin und heute noch die einzelnen Vulkanherde genährt wurden und werden. Diese Theorie hätte sehr viel für sich, wenn sie nicht wegen der von ihr angenommenen allzu großen Dicke der Erdkruste (Panzerdecke) in bestimmtestem Widerspruch zu den im Kapitel I mitgeteilten Ergebnissen der Erdbebenforschung stünde, wonach die Kruste nur sehr dünn sein kann. Und diese Ergebnisse gerade sind das einzig Zuverlässige, was wir bisher an Vorstellungen über das Erdbinnere gewonnen haben; daran müssen wir zunächst jede andere Theorie messen.

Daß die durch vulkanischen Boden aufsteigenden Quellen warm und heiß sind und auch mit Kohlensäure und Schwefel

beladen werden, ist der Anlaß zur Bildung von Thermen und Sauerlingen.

Wenn der Vulkanismus in einer Gegend ausklingt, am Erlöschen ist, stellen sich meistens noch einige Erscheinungen ein, die nicht gerade geologisch sehr wichtig sind, aber doch derart das Landschaftsbild beleben und durch ihre Eigenartigkeit die Aufmerksamkeit auf sich ziehen, daß man an

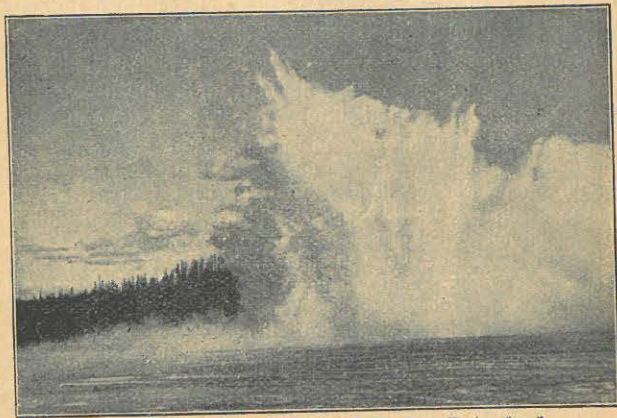


Fig. 69. Der Geysirgeheir im Yellowstone-Nationalpark.

ihnen nicht vorübergehen kann. Es sind die dampfförmigen Solfataren, Fumarolen und die heißen Quellen.

Die bei allen vulkanischen Ausbrüchen unvermeidliche Gas- und Dämpfeentwicklung hält natürlich so lange an, bis die Lava und das Magma bis in ihr Innerstes hinein erkaltet sind und keine chemischen Umsetzungen, bei denen diese Dämpfe entstehen, mehr stattfinden können. Ist also das Auswerfen von Asche und Lava längst zu Ende, so können immer noch aus den alten Kraterschlünden oder aus Spalten Gase aufsteigen. Vor allem sind dies Wasserdampf, Kohlensäure, schweflige Säure; untergeordneter auch andere Gase, wie Chlor.

Hauptsächlich wird bei der Fumarolentätigkeit an festen Stoffen Schwefel abgeschieden, dann auch Alaun und Salmiak.

Geysire. Auf Island (woher der Name), Neuseeland und im Yellowstone-Park in Nordamerika treten aus tiefen Spalten röhrenförmige Springquellen aus, die in regelmäßigen oder unregelmäßigen Zeitabständen ihre kochenden Wassermassen, angetrieben von Dampferplosionen, empor schleudern (Fig. 69). Die Erklärung hierfür liegt darin, daß die Temperatur des Wassers in der Tiefe der Wasseräule wegen des vulkanisch erhitzten Bodens stets über 100° steigt, aber wegen des darüber lastenden Wasserdruckes nicht ins

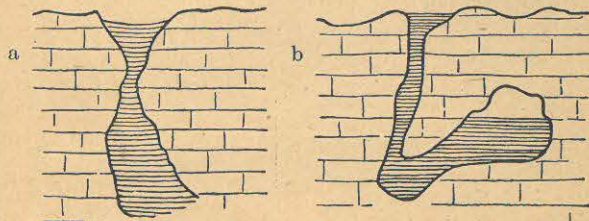


Fig. 70. Schematische Durchschnitte durch heiße Springquellen. Schraffiert: die Wasseräule.

Kochen geraten kann. Da die Röhren gewöhnlich oben enger sind als unten (Fig. 70) oder kesselförmige Ausfackungen vorhanden sind, kann sich das stark erhitzte Wasser unten und das weniger heiße oben nicht ausgleichen. Schließlich wird aber der verhaltene Dampfentwicklungsdruck mit steigender Hitze so stark, daß doch einige Blasen aufquellen, das überlastende Wasser „lockern“ und etwas heben. In diesem Augenblick der Druckverminderung geht das überhitzte Tiefenwasser explosionsartig in Dampf über und pustet die ganze Füllung der Geysirröhre hinaus. Dann füllt sie sich langsam wieder, und das Spiel beginnt von neuem.

Der untermeerische Vulkanismus ist nicht wesentlich verschieden vom festländischen; nur geht er ruhiger vor sich. Er kann mächtige Inselmassen von größerer oder geringerer Dauerhaftigkeit aufhäufen und ebenso wie der Festlandsvulkanismus sich in einmaliger Eruption erschöpfen

oder anhaltend wirken oder auch zeitweise erlöschen und nach großen Zeitzwischenräumen wieder aufleben.

Es war die ursprüngliche Ansicht der Geologie (Geognosie) daß die vulkanischen Kräfte, die vulkanischen Massen es sind, welche die Hebungen und Senkungen der Erdrinde veranlassen und auch die Hochgebirge hinaufgetrieben hätten. Insbesondere sah man die zentralen kristallinen Massen der Alpen als reine vulkanische Ausbruchprodukte an und schrieb ihrem Stoßen und Drängen die Aufpressung und Zerknitterung der Sedimentär-

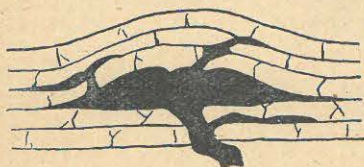


Fig. 71. Schichten hebender Lakkolith. (Abgeändert nach Gilbert.)

gesteine zu. Später verließ man diese Theorie und wollte von einer aktiv hebenden Kraft vulkanischer Massen nichts mehr wissen, bis man dann im Laufe der Zeit durch die erweiterten Beobachtungen die richtige Mitte gewann: Es gibt zweifellos vulkanische Hebungen.

Gewisse Lakkolithe in Nordamerika, die noch nicht ganz ihrer sedimentären Hülle beraubt sind, zeigen, daß diese Hülle nach oben gewölbt und teilweise auseinandergepreßt ist (Fig. 71), die Schichten also etwas gestört sind; doch haben diese ganz beschränkten Verhältnisse nicht im entferntesten etwas mit Gebirgshebungen zu tun. Bedeutender sind schon die Bewegungen, welche vulkanische Kräfte, offenbar, weil die aufdrängenden Massen keinen Ausweg fanden, etwa am Golf von Neapel bei Pozzuoli in historischer Zeit veranlassen haben. An dieser auch für Geologen klassischen Stelle steht eine Tempelruine (Fig. 72), deren Säulen in etwas über 3 m Höhe ein Band mariner Bohrmuschellöcher tragen. Der

Tempel war im Altertum durch einen vulkanischen Ausbruch verschüttet worden, sank dann mit dem umliegenden Gelände unter das Meer und wurde an seinem herausragenden Teil, so hoch eben das Wasser stand, von Bohrmuscheln besiedelt; dann allmählich wieder herausgehoben, später ausgegraben, um sich angeblich neuerdings wieder zu senken.

Daß wir es hier mit Bewegungen des Bodens zu tun haben, die in diesem durch und durch vulkanischen Gebiet, wie in so vielen anderen, nur auf vulkanische Kräfte zurückgehen, ist ganz offenbar, und wohl zu unterscheiden von den großen säkulären Bewegungsbildern, die uns jene Klüften mit ihren gehobenen Terrassen (S. 100) und gar die gehobenen Marinschichten unserer Länder aus früheren Erdepochen zeigen. Stets sind die vulkanischen Hebungen und Senkungen örtlich beschränkt und auch in der Vertikalrichtung von geringem Ausmaß.

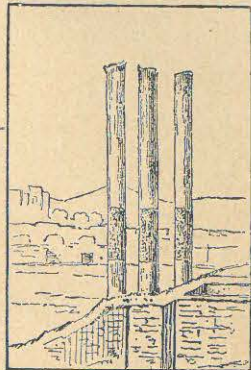


Fig. 72. Serapeum b. Pozzuoli. (Aus Kahler.)

5. Die Erdbeben.

Die Erdbebenkunde (Seismologie), noch vor 25 Jahren kaum über erste Versuche und Untersuchungen hinausgekommen, ist heute eine den Händen der Geologie größtenteils entwachsene große Spezialwissenschaft, zu der vor allem Geophysik und Mathematik gehören. Nur soweit sie noch in allgemein-geologische Fragen hereingreift, kann sie hier behandelt werden. Und hier ist sie eng verknüpft mit dem Problem der Krustenbewegungen und des Vulkanismus.

Die von einem an der Erdoberfläche gelegenen zentralen Punkt (Epizentrum) ausgehenden Erdbebenwellen pflanzen sich in mehr oder minder konzentrischer Form fort, ähnlich, jedoch ihrer Natur nach keineswegs ebenso wie die Wellenringe auf der Wasseroberfläche nach Hineinwerfen eines Steines. Verbindet man die durch exakte Bebenbeobachtung

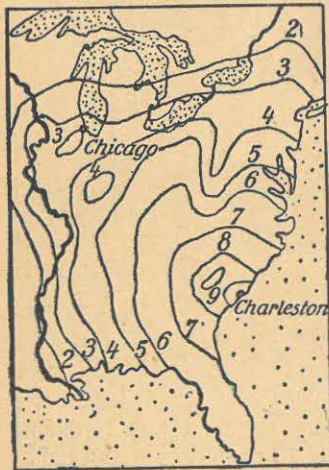


Fig. 73. Homoseistentärken des Bebens von Charleston 1887. Die Zahlen bedeuten Stärkegrade der Erschütterung. (Nach Dutton aus Kayser.)

festgestellten Punkte, an denen zu gleicher Zeit der Eintritt der Erschütterung gespürt wurde, so erhält man eine Karte mit Homoseisten, welche die Art der Fortpflanzung und die Geschwindigkeit unmittelbar veranschaulichen (Figur 73). Überträgt man auf eine solche Karte das geologische Bild eben dieses Teiles der Erdrinde, so wird man eine Abhängigkeit sowohl der Bebenentstehung, wie der Bebenfortleitung gewahr. Es zeigt sich, daß die häufigsten und lebhaftesten Beben gebunden sind an geologisch junge Bruchgebiete und in ihrer Ausdehnung vornehmlich solchen Bruchlinien und -zonen auch folgen; andererseits, daß sie selten auftreten und in ihrer Horizontalausdehnung aufgehalten oder zum Erlöschen gebracht werden an alten Kernen und Rumpfen, also an tektonisch schon lange zur Ruhe gekommenem Land.

Solche junge Schütter- und Bruchgebiete sind beispielsweise das Mittelländische Meer, die japanischen Inseln, und auch im kleinen finden wir in Deutschland im Rheintalgraben, im Ries u. a. den gleichen inneren Zusammenhang beider Erscheinungen. Eine typische Fortpflanzungslinie ist die Thermenpalte im Wiener Becken, einem jungen Bruch, auf dem warme Quellen austreten, und längs deren sich jedes vom Alpenrand ausgehende Beben über Baden nach Wien und darüber hinaus fortsetzt.

Diese Verknüpfung von Beben und Tektonik hat ursprünglich dazu geführt, in den natürlich niemals ruhenden, bald



Fig. 74. Verwerfung, entstanden beim japanischen Beben 1891. (Nach Koto.)

schwächeren, bald deutlich sichtbaren Verschiebungen und Niveauperänderungen der Erdkruste die unmittelbar wirkliche Ursache einer Gruppe von Beben zu sehen, die man daher als tektonische Beben bezeichnet hat. Andere Arten werden wir nachher noch kennenlernen. Man beobachtete gelegentlich direkt das Entstehen von Verwerfungen bei Erd-

beben, so z. B. den klassisch gewordenen Fall beim japanischen Erdbeben 1891, wo im Neotale westlich von Tokio sich eine Geländestufe von durchschnittlich 4 m Sprunghöhe und fast 2 m Seitenverschiebung bildete (Fig. 74). Solche Fälle sollen in weit großartigerer Weise bis zur Bergbildung in Nordjapan eingetreten sein¹⁾; auch beim kalifornischen Erdbeben von 1906 und dem von Messina 1908 sind Niveaueverschiebungen festgestellt worden.

Trotz dieses offensichtlichen Zusammenhanges ist es aber keineswegs überzeugend dargetan, daß die tektonischen Verschiebungen es sind, die durch ihre Reibungen die Erderstü-terungen hervorrufen. Vielmehr können auch beides nur abgeleitete Bewegungen aus einer subkrustalen Erschütterung sein.

Wäre nämlich die Schollenverschiebung selbst die Ursache, so müßten nicht nur jedesmal einwandfreie Niveauänderungen beobachtet werden, sondern es könnte das Erdbeben nicht von einem mehr oder minder ausgedehnten zentralen Punkt, dem Epizentrum, ausgehen, sondern müßte sich zu gleicher Zeit auf einer Linie einstellen. Das ist aber nicht der Fall. Außerdem zeigt sich, daß jedes Beben zwar ein Epizentrum hat, wo es sich zuerst auf der Oberfläche bemerkbar machte, daß aber der ganze Wellenverlauf und die Intensitätsverteilung der Stöße mit Bestimmtheit auf einen unter dem Oberflächenepizentrum liegenden tieferen Ausgangspunkt, ein Hypozentrum, deutet, dessen Tiefe auch tatsächlich vom Seismologen für jedes Beben annähernd zu berechnen versucht wird.

Es gab von jeher eine Anzahl Forscher, welche die Entstehung der Erdbeben ganz auf vulkanische Kräfte zurückführen wollten, auch die eben besprochenen angeblichen tektonischen oder Dislokationsbeben. Zweifellos gibt es auch allgemein anerkannte vulkanische Beben, wie sie vielen Ausbrüchen nachgewiesenermaßen vorhergehen (Befub) und wohl darin ihre Ursache haben, daß das aufdringende Magma, bevor es seinen Ausweg findet, durch seine Wellungen dem beengenden Gestein Stöße erteilt und ganz ähnlich wie fließender

¹⁾ Nach mündlicher Mitteilung von Dr. Schmittbener.

Metallbrei die charakteristischen schwer zitternden Bewegungen beim Anprall macht. Ebenso sind allgemein anerkannt die kryptovulkanischen Beben, denen kein Ausbruch folgt, die aber der ganzen Natur des Schüttergebietes nach zweifellos auf das innere Drängen eingesperter Ausbruchmassen bei ihrem Versuch, an die Oberfläche zu gelangen, zurückzuführen sind. Alle diese einfach vulkanischen Beben haben aber ein gering ausgebehtes Schüttergebiet, ebenso wie die „Einsturzbeben“, welche von Bergstürzen oder dem Zusammenbruch unterirdischer Höhlen herrühren.

Alle tektonischen Beben dagegen haben ein sehr großes, oft deutlich über die ganze Erde hinlaufendes Erschütterungsgebiet und sind besonders verheerend, indem sie oft auch im Meeresgrunde entstehen und den Ozean dann zu küstenverheerenden Seebeben in Bewegung setzen. Diese ungeheure Fernwirkung ist ein Beweis dafür, daß die großen tektonischen Beben nicht durch einfache lokale Krustenverschiebungen von meistens gar nicht bemerkbarer Niveaueverlagerung verursacht sein können. Es bleibt daher nichts übrig, als in inneren subkrustalen magmatischen Umsetzungen und Kristallisationsvorgängen, die mit plötzlicher ruckweiser Erschütterung und Volumenänderung vor sich gehen, sozusagen den ersten Hammer Schlag im Erdbebenhypozentrum zu erblicken. Es liegen Experimente mit eingeschlossenen, in schweren eisernen Bomben unter Druck gesetzten Schmelzmassen vor, welche bei Druckänderungen Kristallisationsvorgänge zeigen, die trotz ihrer geringen Menge derartige Erschütterungen im Laboratorium hervorriefen, daß man die Wiederholung der Versuche nicht mehr wagte.

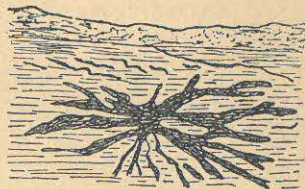


Fig. 75. Erdbebenspalten. (Nach Svell aus Kayler.)

Die Erdbenerschütterungen rufen, außer den Zerstörungen an menschlichen Ansiedlungen, auch eine Anzahl Bodenformen hervor, die allgemein-geologisch von einigem Interesse sind. Abgesehen von den bei solcher Gelegenheit hin und wieder entstehenden Gelände-stufen und -verschiebungen gibt es Bodenrisse und Spalten (Fig. 75) in allen möglichen Formen, kleine und große, parallellaufende und gekreuzte, bei denen eine Breite von 20 m und eine kilometerlange Erstreckung schon beobachtet worden ist; gelegentlich versinken darin ganze Häuser oder Bäume und danach schließen sie sich oft wieder. Die Beeinflussung des Grundwassers kann zum Ausbleiben oder Verlegen, auch zum nachherigen Stärkerlaufen von Quellen Veranlassung geben; auch führen Wasserausstritte wohl reichlich Schlamm mit und schütten dann richtige Schlammhügel auf.

Übersichtstabelle über die Erdzeitalter.

Känozoikum	Quartär	Alluvium Diluvium
	Tertiär	Pliozän Miozän Oligozän Eozän
Mesozoikum	Kreide	Oberkreide Unterkreide
	Jura	Malm Dogger Lias
	Trias	Keuper Muschelkalk Buntsandstein
Paläozoikum	Perm	Zechstein Rotliegendes
	Karbon	Produktives Karbon Kohlenkalk
	Devon	Oberdevon Mitteldevon Unterdevon
	Silur	Obersilur Untersilur (Ordovizium)
	Kambrium	Oberkambrium Mittelkambrium Unterkambrium

Algonkium (Präkambrium)

Archaikum (Urzeit)

Register.

Aufstufung des Erdinnern 109 ff.
 Abraionsfläche 90.
 Abraumfalte 71.
 Absatzgesteine 13.
 Absonderungsform der Gesteine 15 ff., 35, 46.
 Absterben der Gletscher 39.
 Abtragung und Verwitterung 33.
 Adererde 14, 44, 46.
 Adern im Gestein 56.
 Allochthone Kohlen 70.
 Alter von Gebirgen und Verwerfungen 103, 107.
 Altersbezeichnungen, geologische 14, 15.
 Anhydrit 71.
 Anzapfung von Flüssen 81.
 Aolische Ablagerungen 18, 62, 97 ff.
 Artesischer Brunnen 40, 41.
 Asche, vulkanische 33.
 Asphalt 66, 70.
 Aushebung von Gesteinen 54.
 Ausstellen der Fazies 13, 19.
 Ausquetschung von Falten 27.
 Auswulzung von Falten 27.
 Autochthone Kohlen 69.
 Autoplaste Faltung 38.
 Bakterien als Gesteinszerstörer 45, 46.
 Bankung 15.
 Barriereriffe 64.
 Bergwerksche 50.
 Bergstürze 50, 99.
 Bernstein 71.
 Bleichsand 57.
 Blöhröhren 61.
 Bodeneis 38.
 Bohnerz 51.
 Bomben, vulkanische 30.
 Brandung, Tätigkeit 54, 88 ff.
 Braunkohle 67.
 Brekzien 36.
 Brennbare Minerale 67 ff.

Bruchflächen 21.
 Bruchlose Faltung 36.
 Bruchzonen 102.

Cañons 84.
 Chemische Verwitterung 45.

Decken, alpine 104, 105.
 — vulkanische 31, 112.
 Deckentheorie 104 ff.
 Deflation 61.
 Deltabildungen 18, 52, 53, 87, 88, 92.
 Denudation 81.
 Diagenese 56, 57.
 Diatomeenschlamm 64.
 Diakonformität 18.
 Diskordanz 18, 25.
 Dislokation 25.
 Dislokationsbeben 122.
 Dislokationsbrekzien 36.
 Dolinen 78.
 Doppelfalte 106.
 Dreifanter 61.
 Druckercheinungen 35 ff.
 Druckturen 37.
 Drumlins 94.
 Dünen 61, 62, 97 ff.

Einschwemmung von Organismen 63.
 Einsturzbeben 123.
 Einzugsgebiet der Quellen 39.
 Eisenz 73.
 Eiszeit 95.
 Epifontinalmeere 93.
 Epizentrum 120, 122.
 Erdbeben 119 ff.
 — Ursachen 123.
 Erdbebenkunde 7, 119.
 Erdbebenzonen 120.
 Erdgas 70.
 Erdgeschichte 9.
 Erdmeeres 7, 109 ff.
 Erdkörper, ältester Zustand 6.
 Erdkruste, Dicke 7, 11.
 — ältestes Stadium 8.
 Erdpyramiden 48.
 Erdspalten von Beben 123, 124.

Erdwachs 70.
 Erdzeitalter 125.
 Ergußgesteine 13, 30 ff.
 Erosion 75 ff.
 Erosionsbasis 80 ff.
 Erosionskraft der Gletscher 96.
 Erosionsseen 85, 86.
 Erratische Blöde 94, 95.
 Erstarrungsgesteine 13, 30 ff.
 Erstarrungsstrufe 8.
 Erstarrungsgesteine 30 ff.
 Erze 66.
 Erstarkommen 73, 74.
 Eustatische Meeresbewegungen 111.

Fächerfalte 26.
 Fallen der Schichten 17.
 Faltung 38.
 Falten 22 ff.
 Faltenbilder 26, 27.
 Faltengebirgsbildung 99, 103 ff.
 Faltenchema der Mittelgebirge 107.
 Faltung von Gesteinen 35 ff.
 — autoplaste 38.
 Faltungsmechanismus 36.
 Faltenebene 81.
 Faulschwamm 70, 88.
 Fazieswechsel 18, 19.
 Felsbedeckungen 85.
 Findlinge 96.
 Firnsfeld 58.
 Firne 90.
 Flachsüden 89.
 Flachsüden 66.
 Flachsüdenbildungen 94.
 Flexur 21, 22, 23.
 Flußerosion 75 ff.
 Flußnebe 81.
 Flußtäler, untermeerische 101.
 Flußtterrassen 82, 83.
 Fluß 103, 108.
 Fossilien 9, 63.
 Frostwirkung auf Gesteine 44.
 Fumarolen 116.
 Furchensteine 63.

Ganggesteine 34.
 Gasquellen 70.
 Gebirgsbildung, Ursache 109 ff.
 Geländebformen, Unterschied zu Faltungen 28.
 Geneigte Falten 23, 24.
 Geoden 56.
 Geologie, Definition 5.
 — Bedeutung 6, 27.
 Gerölle mit Eindrüden 37.
 Gestebe, getriebte 59.
 Gestein, Definition 10.
 Gesteinsarten 10 ff.
 Gesteinsfalten 22 ff.
 Geysir 42, 56, 117.
 Gips 51, 71.
 Glarner Doppelfalte 106.
 Gletscher 58 ff., 94 ff.
 Gletschererosion 96.
 Gletschermilch 59.
 Gletscherfalsch 59, 94.
 Gletschertor 58.
 Gletscherinnenfalsch 64, 93.
 Graben, tektonischer 20, 28, 29.
 Grundmoräne 60.
 Grundwasserbeden 39.
 Grundwasserstodwerke 42.

Haffe 87.
 Hangendes 17.
 Harnisch 21.
 Harz 66.
 Hebungen und Senkungen 100 ff., 118, 119.
 Hochgebirgslandschaft 49.
 Hochmoor 66.
 Höhlen 55.
 Homoseiten 120.
 Horizontalagerung 16.
 Horst 20, 21, 28, 29.
 Humus 14, 44, 46, 51.
 Hypozentrum 122.

Inlandeis 95.
 Inolation 46.
 Jorbdantal 102.
 Jostnalfalten 26, 27.
 Jostnaje 111.
 Jubeniles Wasser 42.

Kalifalz 71.
 Kalkalgenisse 65.
 Kalkfalten 104.

Kar 96.
 Karrenfelder 45.
 Karstlandschaft 78.
 Karstbiologie 61.
 Kanim 75.
 Klastische Gesteine 13.
 Klippen, alpine 104.
 Luft 21.
 Kohle 10, 66.
 — deren Alter 67.
 Kompaß, geologischer 17.
 Konglomerate 56.
 Konfretionen 56, 57.
 Kontakmetamorphose 35.
 Kontinentalshollen 8.
 Kontraktionsheorie 111.
 Korallenriffe 64, 65.
 Kraterseen 85, 87.
 Kreuzschichtung 17, 60.
 Kristall, Definition 11.
 Kristalline Gesteine 11, 37.
 Kristalline Schiefer 104.
 Kryptovulkanische Beben 123.

Küstenablagerungen 13, 53, 54, 89.
 Küstenformen 89, 90.
 Küstenterrassen 100, 101, 63.
 Küstenerosion 88 ff.

Lagunenseen 87.
 Lalkolithe 34, 118.
 Landschaft, Entstehung 20.
 Lappili 30.
 Latent-plastischer Zustand 109.
 Lateralsekretion 74.
 Laterit 51.
 Lava 30, 32.
 Lavaströme 32.
 Lebewesen, Entstehung 9.
 Liegendes 17.
 Lithothamnienalk 65.
 Löss 62, 99.
 Löpsünden 56.
 Luftfädel 27.

Mäanderbildung 79.
 Maare 87.
 Magna 31, 33.
 Mechanische Verwitterung 45.
 Mechanismus der Gebirgsbildung 109.

Meeresablagerungen 54.
 Meeresbaden 93.
 Meerespiegel, Schwankungen 111.
 Meeresstransgression 90.
 Metamorphose 57.
 Mineral, Definition 10.
 Minette 73.
 Mittelgebirge 107.
 Molasse 103.
 Moore 65, 66, 96.
 — untermeerische 101.
 Moränen 58, 59, 60, 95.
 Moruntkliff 91.
 Mulden 23, 26, 108.
 Muldenfalsch 23.
 Murbrüche 50, 99.
 Mythen 104.

Negleiten 48.
 Niagarafall 77.
 Normales Lageru von Schichten 17.

Oberflächenformen und Tektonik 28, 105.
 Oolithe 57.
 Organogene Gesteine 13, 63.
 Orgeln, geologische 78.
 Orstheine 57.
 Ostalpentörper 103, 104.

Panzerbede 115.
 Panzerkruste der Erde 7.
 Pexelain 81.
 Periofizität der Quellen 43.
 Petroleum 66, 70.
 Pfahl 48.
 Pflanzen als Verwitterungsfaktor 44.
 Pilzfelsen 47.
 Podelta 92.
 Profil, geologisches 26.

Quellen 41.
 — heiße 116, 117.
 Quellsuppen 31, 32.

Radiolarienschlamm 64, 93.
 Rajeneisenz 57.
 Regelation 58.
 Rekonstruktion von Faltungen 26, 27.
 Reliktenseen 85, 87.

- Rheinthal 28, 102, 121.
 Riasföste 90.
 Ries 121.
 Risse 64, 65.
 Rigi 104.
 Rippelmarken 61.
 Rotes Meer 102.
 Ruinenmarmor 36.
 Rumpffläche 82.
 Rundhöcker 94.
 Rupturelle Faltung 36.
 Rutschstreifen 21.
- Säkuläre Hebungen und
 Senkungen 99 ff.
 Salz 66.
 — als Vulkanprodukt 114.
 Salzbildung 51.
 Salzlager 71 ff.
 Salzseen 72, 73.
 Sandablagerungen 96.
 Sandstürme 60.
 Sandverwehungen 99.
 Sapropel 70.
 Sättel 22, 23, 26, 110.
 Säulenform d. Basalt's 35.
 Schelf 93.
 Schenkel des Sattels 23.
 Schichtfuge 15, 18.
 Schichtgesteine 13.
 Schichtköpfe 17.
 Schichttafel 40, 41.
 Schichtung 15, 16.
 Schiefer, kristalline 11, 37.
 Schieferung 16, 37.
 Schlammhügel 124.
 Schleppung 21, 22.
 Schichten 75.
 Schuppung, tektonische 24,
 27.
 Schutthalden 49, 50.
 Schuttkegel 51, 52.
 Schwemmhölz 63.
 Schwemmlöß 99.
 Schwereversetzungen 8.
 Sedimentgesteine 13.
 Seeablagerungen 87, 88.
 Seebeben 123.
 Seen 85 ff.
 — als Ablagerungsort 53.
 Sedimologie 119.
 Seitenmoräne 59, 60.
 Senkungen u. Hebungen
 118, 119.
- Serapeum b. Pozzuoli 119.
 Sinterbildung 56.
 Söhliges Lagern von Schich-
 ten 17.
 Solfataren 116.
 Solifluktion 99.
 Spalte 21.
 Springquellen 42, 56.
 Sprung 21.
 Sprunghöhe 21.
 Staffelbrüche 20, 21.
 Stalagmiten 54.
 Stalaktiten 54.
 Staubstürme 60.
 Stauseen 85, 86, 96.
 Stellkisten 89.
 Steineis 39.
 Steinkohle 67.
 Steinsalz 71.
 Strunmoräne 59, 60.
 Städte, vulkanische 34.
 Störung der Gesteine 20 ff.
 Strandterrassen 100, 101.
 Streichen der Schichten 17.
 Strubellächer 75.
 Stufenlandschaft 83.
 Stylolithen 37.
 Sumpfwälder 66, 67.
 Swamps 66.
- Talbildung 78 ff.
 Talformen 79, 84, 96.
 Tangentialdruck 22.
 Tangentialkräfte 109.
 Tektonische Beben 121.
 Tektonische Seen 85, 86.
 Temperaturwechsel als Ver-
 witterungsfaktor 46, 47.
 Terra rossa 51.
 Terrassen 82, 83, 100, 101.
 Teufelströme 47.
 Thermen 42.
 Thermenpalte bei Wien
 121.
 Thermische Gebirgsbil-
 dungstheorie 111.
 Tiefseebildungen 94.
 Torf 10, 65, 66.
 Torfbildung 65, 66.
 Lotes Meer 102.
 Transgression 90.
 Transport des Gesteins-
 materiales 51 ff.
 Treppenbrüche 20, 21.
- Tropfsteine 54.
 Tuffe, vulkanische 33, 35.
- Überfallsquelle 40, 41
 Überfaltung 24, 105.
 Überdiebung 24.
 Überbildung bei Flüssen 78.
 Unkonformität 18.
 Unterirdische Wasserläufe
 77.
 Untermeerische Wälder und
 Moore 101.
 Urgestein 9.
- Vadose Wasser 42.
 Versichern von Flüssen 77.
 Versinterung 56.
 Verfeinerungen 9, 63.
 Verwerfungen 20, 21, 23,
 122.
 Verwitterung u. Abtragung
 33, 43 ff.
 Verwitterungsformen 47,
 48.
 Verwitterungsprodukte 13,
 14, 43, 51.
 Vulkane 7, 30 ff., 112 ff.
 — Verteilung 113.
 Vulkanembrionen 114.
 Vulkanische Gesteine 13,
 30 ff.
 Vulkanisches Material als
 Sediment 34.
 Vulkanismus 30 ff., 112 ff.
 — untermeerischer 117.
 — Ursachen 112, 114 ff.
- Wanderdünen 96.
 Wasserdurchlässigkeit der
 Gesteine 39.
 Wasserfälle 76.
 Wasserführung der Ge-
 steine 39 ff.
 Wassercheiden 81.
 Wiesentuff 55.
 Wind als geologischer Fak-
 tor 60, 61.
 Windablagerungen 97.
 Wurzeln, tektonische 104.
 Wästenchwärzung 51.
 Wästenverwitterung 46, 47,
 51.
- Zerrung 110.